

ÜBER ANCHI-MONOMINERALISCHE UND  
ANCHI-EUTEKTISCHE  
ERUPTIVGESTEINE

VON

J. H. L. VOGT

(VIDENSKABS-SELSKABETS SKRIFTER. I. MATH.-NATURV. KLASSE 1908. No. 10)

---

UDGIVET FOR FRIDTJOF NANSENS FOND.

---

CHRISTIANIA

IN KOMMISSION BEI JACOB DYBWAD

1908.

Fremlagt i Møde i math.-naturv. Klasse 13de Marts 1908.

A. W. BRØGGERS BOGTRYKKERI.

# Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorbemerkungen . . . . .	I
<b>Einleitende Bemerkungen über die magmatische Differentiation</b>	<b>3</b>
Über die Magmen als „gegenseitige Lösungen“, S. 3. — Die magmatische Differentiation als eine Wanderung der Salze, S. 4. — Über den Parallelismus zwischen der Krystallisationsfolge und der Differentiationsfolge, S. 5. — Über die Verschiebung des Gleichgewichtszustandes des Magmas, im Laufe des Differentiationsprozesses, S. 7. — Über mehrere neben einander verlaufende Spaltungsvorgänge, S. 12. — Schlussfolgerungen auf Grundlage von dem Satze über den Parallelismus zwischen der Krystallisationsfolge und der Differentiationsfolge, S. 14.	
<b>Anchi-monomineralische Eruptivgesteine</b>	<b>19</b>
Peridotite . . . . .	19
Über die Gehalte von Nickel, Mangan und Chrom in den Peridotiten, S. 25. — Anhang, S. 27.	
Pyroxenite . . . . .	29
Anorthosite (Labradorfelse usw.) . . . . .	31
Übersicht über die anchi-monomineralischen Eruptivgesteine .	46
<b>Anchi-eutektische Eruptivgesteine . . . . .</b>	<b>50</b>
Anchi-eutektische Orthoklas-Plagioklas-Gesteine . . . . .	50
Die „granitischen“ Eruptivgesteine, als anchi-eutektische Quarz-Feldspat-Gesteine . . . . .	66
Über die Analogie in Bezug auf chemischer Zusammensetzung zwischen den meisten granitischen Eruptivgesteinen und dem granitischen Eutektikum, S. 71. — Über die Analogie in Bezug auf chemischer Zusammensetzung zwischen überaus zahlreichen granitischen Eruptivgesteinen und dem „ternären“ granitischen Eutektikum, S. 74. — Gemischte saure Gesteinsgänge, S. 78. — Über die granitischen Magmen als anchi-eutektische Rest-Magmen, S. 86. — Über die Eruption der granitischen Eruptivgesteine am Schluss der Eruptionsreihe, S. 90. — Über die relative Verbreitung der Gesteine nach dem <i>Qu</i> : <i>Or</i> : <i>Ab</i> + <i>An</i> -Verhältnis gemessen, S. 92. — Über die Obsidiane, S. 93.	
<b>Schlussbemerkungen . . . . .</b>	<b>101</b>

Im Anschluss an meine in Tschermaks mineralogischen und petrographischen Mitteilungen (T. M.) XXIV, XXV und XXVI (1906—08) veröffentlichte Abhandlung »Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen« und an meine vorläufige Darstellung<sup>1</sup> »Über anchi-eutektische und anchi-monomineralische Eruptivgesteine« werde ich versuchen, die *Zusammensetzung einer Reihe Eruptivgesteine* — oder mit anderen Worten, die *Resultate der magmatischen Differentiation* — vom physikalisch-chemischen Standpunkte zu beleuchten.

— In einer Abhandlung, die ich im Jahre 1893 schrieb, gelangte ich zu der Konklusion, dass »sich beim theoretischen Maximalverlauf der (magmatischen) Spaltungsvorgänge . . . . jeder Bestandteil zum Schluss rein für sich separieren muss« (Zeitschr. f. prakt. Geol., 1893, S. 277—278). Dieser Satz enthält jedoch nur einen Bruchteil der Wahrheit; in der Tat resultieren bei einem sehr weiten Verlauf der magmatischen Spaltung (oder Differentiation) *zwei Arten von Magmapolen*, nämlich

a. einerseits ein Pol (oder eine Art von Polen), enthaltend in gelöster Form ein Mineral in ganz überwiegender Menge, ohne oder nur mit ganz geringer Beimischung anderer Bestandteile;

b. andererseits ein Pol (oder eine Art von Polen), der mit der eutektischen Mischung zweier oder noch mehrerer Komponenten identisch oder beinahe identisch ist.

Beispiele der ersten Kategorie bilden die Magmen der Anorthosite (Labradorfelse), Peridotite, Pyroxenite, Enstatite, der oxydischen Erzaussonderungen u. s. w. und der zweiten Kategorie die Magmen der Granite — Quarzporphyre — Rhyolite, der Pulaskite, Larvikite, Nordmarkite u. s. w.

---

<sup>1</sup> Norsk geologisk Tidsskrift, B. 1, H. 1, 1905, S. 1—33.

Für diese zwei Kategorien habe ich die Bezeichnung  
anchi-monomineralisch und  
anchi-eutektisch

vorgeschlagen.

Ich benutze das Präfix *anchi*<sup>1</sup>, weil die betreffenden Gesteine erfahrungsmässig im allgemeinen nicht ausschliesslich aus einem einzelnen Mineral, bezw. einem Eutektikum bestehen, sondern sich dem einen oder dem anderen dieser zwei Extreme nur mehr oder weniger stark nähern. Und dies wiederum dürfte wahrscheinlich darauf beruhen, dass die Erstarrung der Magmen im allgemeinen eintraf, ehe die magmatische Differentiation bis zu ihrem Maximum verlaufen war.

— Zu dieser Gliederung der meist verbreiteten Eruptivgesteine bin ich gelangt einerseits — und zwar in erster Linie — durch die Tatsachen, bezüglich der Zusammensetzung der betreffenden Eruptivgesteine, und andererseits durch eine theoretische Erörterung, namentlich auf Grundlage des von W. C. Brögger aufgestellten Satzes über den »Parallelismus zwischen der Krystallisationsfolge und der Differentiationsfolge«.

Wir beginnen mit einigen

---

<sup>1</sup>  $\alpha\gamma\iota$  = beinahe, nicht ganz. — „Eutektisch“ ist ein griechisches Wort, das eingebürgert ist, und das deswegen beibehalten werden muss. Für das lateinische „Mineral“ hat man im Griechischen keine ganz konzise Bezeichnung; wir müssen somit hier das lateinische Wort benutzen und erhalten dadurch eine Kombination von griechischer und lateinischer Nomenclatur. Ich kann nicht ausfindig machen, wie dieser an und für sich nicht glücklichen Kombination im vorliegenden Falle zu entgegen sei.

## Einleitende Bemerkungen über die magmatische Differentiation.

Über die Magmen als „gegenseitige Lösungen“ der bei der Krystallisation sich ausscheidenden Komponenten.

Wie ich schon früher in meinen Arbeiten »Silikatschmelzlösungen« I, II<sup>1</sup> und in T. M. XXIV, S. 474 erörtert habe, folgt aus dem Nachweis, dass man die üblichen, für die Phasen flüssig : fest geltenden physikalisch-chemischen Gesetze auf die Krystallisationsvorgänge der Silikatschmelzlösungen (Silikatschmelzen und Eruptivmagmen) übertragen kann,

*dass die Silikatschmelzlösungen als eine gegenseitige Lösung der bei der Krystallisation sich ausscheidenden Komponenten aufzufassen sind.*

Dabei mögen in gewissen Eruptivmagmen, wie z. B. in den Granitmagmen, eventuelle  $H_2O$ -Verbindungen, wie  $H_2SiO_3$  (?), eingehen, die während des Verfestigungsprozesses gespaltet werden.

Zu näherer Erörterung erwähne ich, dass die verschiedenen Mischkrystall-Komponenten als selbständige Komponenten in den Magmen vorliegen müssen. In Magmen, aus denen bei der Abkühlung Olivin auskrystallisiert, haben wir somit die Komponenten  $Mg_2SiO_4$  und  $Fe_2SiO_4$  (nebst  $Mn_2SiO_4$  u. s. w.); und in Magmen, aus denen die Feldspate krystallisieren, die Komponenten  $KAlSi_3O_8$ ,  $NaAlSi_3O_8$  und  $CaAl_2Si_2O_8$  (eventuell Multipolum dieser Moleküle).

— Zu demselben Resultat über die chemisch-physikalische Auffassung der Magmen gelangen wir auch durch das Studium der magmatischen Spaltungsvorgänge. Dies wurde von mir in meiner schon oben citierten Abhandlung vom Jahre 1893 angedeutet, und später ungefähr gleichzeitig näher entwickelt von W. C. Brögger<sup>2</sup> und F. Loewinson-Lessing<sup>3</sup>. Ich citiere disbezüglich nach Brögger (l. c., S. 306):

<sup>1</sup> In d. Z. 1903 und 1904.

<sup>2</sup> Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets III, 1898.

<sup>3</sup> Studien über die Eruptivgesteine. St.-Petersburg, VII. Geologenkongress 1897 (gedruckt 1899).

»Die Verbindungen, welche bei der Differentiation des Magmas die Differentiationsbewegungen vermittelt haben, sind *der Hauptsache nach dieselben stöchiometrischen Verbindungen gewesen, welche wir in den Mineralien der Eruptivgesteine vorfinden*«.

Und nach Loewinson-Lessing (l. c., S. 389): »Eine andere allgemeine Annahme, welche mir sehr wahrscheinlich dünkt, ist der Umstand, dass die Differentiation nicht durch einzelne Oxyde zu Stande kommt, sondern durch ihre Gruppen, den zukünftigen Silikaten entsprechend«.

— Alle bisherigen Beobachtungen lehren uns, dass *die verschiedenen Silikate, Aluminate, Ferrate u. s. w. in der flüssigen Phase eine unbegrenzte gegenseitige Löslichkeit* ergeben; anders verhält es sich dagegen — jedenfalls beim gewöhnlichen Drucke und bei einer Temperatur von unterhalb etwa  $2000^{\circ}$  — mit der flüssigen Phase *Silikat : Sulphid*, die eine *begrenzte gegenseitige Löslichkeit* zeigt.

Ich verweise diesbezüglich auf meine früheren Erörterungen, namentlich in Silikatschmelzlös. II, S. 199—205, 228—230 und in T. M. XXIV, S. 475—477, XXV, S. 404—405, wo die früheren abweichenden Auffassungen von Rosenbusch und Bäckström (über begrenzte gegenseitige Löslichkeit gewisser Silikatmagmen) und von Iddings und Doelter besprochen sind; ferner auch, bezüglich der begrenzten gegenseitigen Löslichkeit von Silikat und Sulphid, auf Silikatschmelzlös. I, S. 96—101 und II, S. 229—230.

### Die magmatische Differentiation als eine Wanderung der „Salze“, und nicht als eine Wanderung in entgegengesetzten Richtungen von Kation und Anion.

Die Elektrolyse besteht bekanntlich in einer Trennung der Kationen (*H, Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Cu* u. s. w.) von den Anionen (*Cl, SO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub>* u. s. w.), indem die ersteren an den negativen Pol (die Katode) und die letzteren an den positiven Pol (die Anode) wandern.

Die Erfahrungen bezüglich der magmatischen Differentiation lehren uns, dass eine derartige Wanderung in getrennten Richtungen von Kation und Anion hier im allgemeinen *nicht* stattgefunden hat.

Nehmen wir als Beispiel die Aussonderung von Peridotit in Olivin-gabbro, so lassen sich hier gelegentlich eine Reihe Zwischenstufen, mit immer zunehmender Menge von  $Mg_2SiO_4$  und  $Fe_2SiO_4$ <sup>1</sup> nachweisen. Es hat somit hier eine Wanderung von  $Mg_2SiO_4$  und  $Fe_2SiO_4$  stattgefunden,

<sup>1</sup>  $Fe_2SiO_4$  mit nicht so reichlichem Zuwachs wie  $Mg_2SiO_4$ ; siehe hierüber unten.

und nicht eine getrennte Wanderung nach entgegengesetzten Polen von  $Mg_2$  und  $SiO_4$ , bzw. von  $Fe_2$  und  $SiO_4$ .

Wir können eine zahlreiche Reihe von entsprechenden Beispielen liefern, die alle zeigen, dass die magmatische Differentiation nicht auf Elektrolyse beruht, sondern auf einer Wanderung der »Salze« (wie  $Mg_2SiO_4$ ) oder der Kationen und Anionen gemeinschaftlich.

Ich verweise diesbezüglich auf eine frühere Erörterung von mir in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 337—338.

### Über den Parallelismus zwischen der Krystallisationsfolge und der Differentiationsfolge.

Als einen Fundamentalsatz für die Erkenntnis der magmatischen Differentiation betrachte ich den von W. C. Brögger — in Arbeiten schon aus den Jahren 1885 und 1890, und in Übereinstimmung mit Arbeiten von J. J. H. Teall, aus den Jahren 1885 und 1886 — gelieferten Nachweis<sup>1</sup>, nämlich dass diejenigen Verbindungen, welche der Differentiationswanderung unterworfen sind, identisch mit denjenigen sind, welche bei genügender Abkühlung auskrystallisieren. Dies hat Brögger bekanntlich in späteren Arbeiten kurz mit dem Schlagwort ausgedrückt, es findet »ein Parallelismus statt zwischen der gewöhnlichen Krystallisationsfolge und der gewöhnlichen Differentiationsfolge«.

Wie ich in verschiedenen Arbeiten<sup>2</sup> hervorgehoben habe, lassen sich durch diesen »Parallelismus« selbst die sehr weit verlaufenden magmatischen Spaltungsvorgänge, welche zu der Aussonderung der »oxydischen Erzaussonderungen« (von Titan-Eisenerz, Chromit u. s. w.) führen, erklären.

— Wie dieser »Parallelismus« zu deuten wäre, ist noch eine offene Frage.

Mehrere Forscher haben die Hypothese verfochten, dass die magmatische Differentiation auf einer Krystallisation mit nachheriger Auflösung beruhen sollte.

So äussert sich Doelter hierüber: »Die (magmatische) Differentiation . . . ist nur der vollständig durchgeführte, chemisch-physikalische Prozess der Mineral-Ausscheidung, d. h. eine Sonderung der Mineralien, welche im undifferencirten Gesteine nur zur Ausscheidung derselben, im differencirten zur vollständigen Trennung führt; was in ersterem nur be-

<sup>1</sup> Siehe die Erörterung in „Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets. III. Das Gangfolge des Laurdalits“. 1898, S. 354.

<sup>2</sup> In Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893, 1894, 1900—01.



gonnen ist und im Kleinen durchgeführt, ist im letzteren im Grossen vollendet«<sup>1</sup>.

Und M. Schweig<sup>2</sup> glaubt, dass »die Differentiation einfach als eine Krystallisation, hervorgerufen durch Temperaturerniedrigung oder Druckvermehrung ist. Wenn das Magma nicht zu viscos ist, oder die Krystallisation zu schnell erfolgt, wird immer eine Trennung der Krystalle von der Mutterlauge nach dem spezifischen Gewicht eintreten, so dass dadurch eine Differentiation vor sich geht. Findet die Krystallisation unter hohem Druck statt, so sind die entstandenen Krystalle nur labil fest, d. h. *sie werden bei Druckentlastung flüssig und liefern chemisch differente Magmen*. Die Verflüssigung kann natürlicherweise auch durch spätere Erhöhung der Temperatur erfolgen«.

Durch die magmatische Differentiation erhalten wir — wie ich in den folgenden Abschnitten näher erörtern werde — dasselbe Resultat wie bei einer anfänglichen Krystallisation der »zuerst krystallisierenden Mineralien«, dann eine Platzverschiebung der Krystalle und zum Schluss eine Auflösung derselben.

Ich kann mich aber nicht dieser — verlockend einfachen — Deutung anschliessen, indem ich — wie ich glaube in Übereinstimmung mit den meisten Petrographen und Geologen — die magmatische Spaltung als einen Trennungsvorgang *in der flüssigen Phase* auffasse.

Ich finde es nicht nötig, bei dieser Gelegenheit alle die zahlreichen Argumente hierfür anzugeben; nur bemerke ich, dass die magmatische Differentiation ein stark eingreifender Prozess ist, der unter andern in den tief belegenen »Magmabassins«, lange Zeit vor der Eruption mit nachfolgender Abkühlung hinunter zum Krystallisationsintervall, verlaufen mag.

— Man ist bisher nicht im Stande gewesen, diese Diffusion oder Wanderung in der flüssigen Phase in befriedigender Weise zu erklären; dies kann ich aber nicht als ein Argument gegen die obige Auffassung anerkennen.

So oft in der Wissenschaft muss man sich Jahrzehnte lang mit den auf den Beobachtungen basierten Ergebnissen begnügen, ohne die Ursache erklären zu können. — Und wenn man erst die Bedeutung der Eutektika u. s. w. für die magmatischen Spaltungsvorgänge richtig erkennt und würdigt, wird man wohl auch die physikalisch-chemischen Gesetze, welche die magmatische Spaltung beherrschen, ausfindig machen.

<sup>1</sup> Centralbl. f. Min. 1902, S. 550. — Siehe auch Phys.-chem. Mineralogie, 1905, S. 147.

<sup>2</sup> Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Band XVII, 1903, S. 563.

In dieser Arbeit gehe ich mit Absicht nicht auf hypothetische Versuche, zur Deutung der Ursache der Differentiation, ein; ich beschränke mich darauf den Resultaten der Differentiation nachzuforschen.

### Über die Verschiebung des Gleichgewichtszustandes des Magmas, im Verlaufe des Differentiationsprozesses.

Wir denken uns ein Magma

$$ma + nb + oc + pd \text{ u. s. w.,}$$

wo  $a, b, c, d$  u. s. w. die verschiedenen Lösungskomponenten und  $m, n, o, p$  u. s. w. die prozentischen Mengen derselben bezeichnen.

Bei einer beginnenden Differentiation wandern z. B.  $m'a + n'b$ , wo  $m', n'$  Prozentwerte sind; es resultieren folglich zwei anfängliche Teilmagmen, einerseits

$$(m + m') a + (n + n') b + oc + pd \text{ u. s. w.}$$

und andererseits

$$(m - m') a + (n - n') b + oc + pd \text{ u. s. w.}$$

In jedem dieser neuen Teilmagmen entsteht ein neues, von dem ursprünglichen Magma verschobenes Gleichgewicht zwischen den Komponenten.

Die Folge hiervon ist, dass das quantitative Verhältnis zwischen  $m'$  und  $n'$  bei der fortgesetzten Differentiation verändert werden mag, und ferner, dass unter gewissen Bedingungen neue Lösungskomponenten ( $e, f$  u. s. w.) entstehen können. Falls eine — oder mehrere — dieser letzt-erwähnten Komponenten zu den »zuerst krystallisierenden Verbindungen« gehört, muss diese bei der fortgesetzten Differentiation der Wanderung unterworfen werden. Die Differentiation kann hierdurch in chemischer Beziehung eine ganz neue Richtung erhalten. — »Massgebend für den weiteren Verlauf der magmatischen Differentiation ist die Zusammensetzung des Teilmagmas auf *jedem* Stadium des Spaltungsvorganges«<sup>1</sup>.

Eine »*Differentiationsserie*« — nämlich die Serie von den aus *demselben* Differentiationsvorgang auf den verschiedenen Stufen resultierenden Magmen, die bei eintretender Abkühlung zu Gesteinen erstarren — wird sich folglich, graphisch ausgedrückt, nicht durch gerade Linien der verschiedenen Komponenten, sondern durch Kurven, und zwar gelegentlich durch stark gekrümmte Kurven, darstellen lassen.

<sup>1</sup> Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 328.

— Als Beweis dafür, dass diese theoretische Schlussfolgerung richtig ist, verweise ich auf die unten folgende Erörterung bezüglich der Peridotite und der Anorthosite — mit Verschiebung auf den verschiedenen Differentiationsstufen von dem quantitativen Verhältnis zwischen  $Mg_2SiO_4$  und  $Fe_2SiO_4$ , bzw. zwischen  $CaAl_2Si_2O_8$ ,  $NaAlSi_3O_8$  und  $KAlSi_3O_8$ , — ferner auch auf die in meiner Abhandlung »Weitere Untersuchungen über Ausscheidungen von Titaneisenerzen in basischen Eruptivgesteinen«<sup>1</sup> zusammengestellten Beobachtungen.

Die Titan-Eisenerzaussonderungen in Gabbrogesteinen, Labradorfelsen u. s. w., ergeben im allgemeinen die folgenden Differentiationsstufen:

zuerst eine immer zunehmende Konzentration sowohl von Titan-Eisenerz wie auch von Mg,Fe- oder Mg-Fe-Ca-Silikaten, bis zu Aussonderungen wie Ilmenit- oder Titanomagnetit-Olivinit, -Hypersthenit, -Pyroxenit u. s. w.;

weiter eine Konzentration nur von Titan-Eisenerz, ohne gleichzeitige Konzentration von Mg,Fe- oder Mg,Fe-Ca-Silikaten. Neben Titan-Eisenerz entsteht auf dieser Stufe häufig auch etwas Spinell; weil die Spinell-Komponenten zu den »zuerst krystallisierenden Verbindungen« gehören, werden

bei noch vorwärts schreitender Spaltung die Spinell-Komponenten in relativ reichlicher Menge konzentriert, und es resultieren Aussonderungen

von Titanomagnetit- (oder Ilmenit-) Spinellite; durch noch weitere Spaltungen mögen unter gewissen Bedingungen gar Korundite entstehen.

In meiner gerade citierten Arbeit von 1900—01 habe ich diese Spaltungsvorgänge durch Differentiationsbilder erleuchtet, mit Einzeichnung der Prozentwerte von  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3 + FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O + K_2O$  an den verschiedenen Differentiationsstufen. Ich reproducire ein Paar dieser Bilder, indem ich jedoch hier nicht die prozentischen Werte von  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  u. s. w., sondern von den auftretenden Mineralien benutze. In der Tat sollte man bei

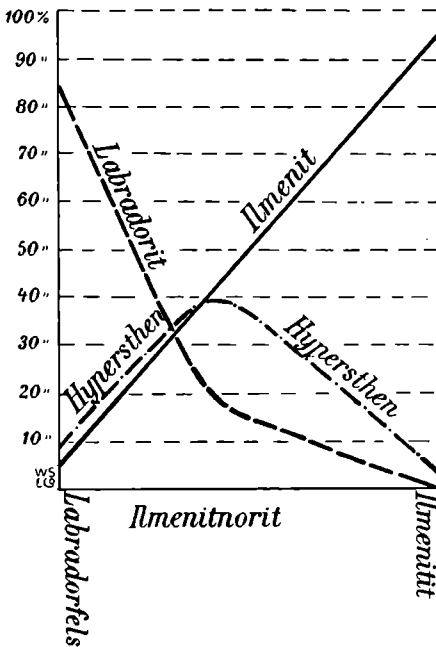


Fig. 1.

<sup>1</sup> Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900, 1901; siehe auch ebenda 1893, S. 277; cfr. Silikatschmelzlös. II, S. 220.

Mischkrystallen nicht das ganze Mineral, sondern die einzelnen Komponenten (so beispielsweise bei Hypersthen  $Mg_2Si_2O_6$ ,  $Fe_2Si_2O_6$  u. s. w.) aufzuführen; es fehlt mir aber genügendes Beobachtungsmaterial, um dies durchzuführen.

Fig. 1 erleuchtet die magmatische Spaltung in dem Labradorfelsgebiet zu Ekersund-Soggendal, von Labradorfels zu Ilmenitnorit und weiter zu Ilmenit.

Fig. 2 erleuchtet die entsprechende Spaltung in dem Gebiet von Gabbro oder Anorthositgabbro zu Lofoten, zuerst zu Titanomagnetitpyroxenit (anfänglich mit etwas und zum Schluss ohne Plagioklas) und weiter zu Titanomagnetit-spinellit. — Die hiesigen Gesteine enthalten neben Pyroxen häufig auch ein wenig Olivin, was an Fig. 2 nicht berücksichtigt ist.

Besonders bemerkenswert bei diesen Diagrammen sind die Kurven von Hypersthen in Fig. 1 und von Pyroxen (Diallag) in Fig. 2.

— Wir werden ein noch weiteres und extremeres Beispiel nehmen, nämlich die Differentiation

zuerst von Olivingabbromagma über verschiedene Zwischenstufen zu Peridotitmagma,

und dann die spätere, innerhalb des Peridotitmagma stattfindende Differentiation über verschiedene Zwischenstufen (Chromit-Dunit) bis zur Aussonderung von Lagerstätten von Chromit<sup>1</sup>.

Wir erleuchten diese nacheinander folgenden magmatischen Spaltungen durch das Schema Fig. 3.

Dies leidet freilich u. a. an dem Mangel, dass die verschiedenen Mischkrystall-Mineralien als eine Einheit aufgeführt worden sind. In der Tat findet an den verschiedenen Stufen des Differentiationsverlaufes eine Verschiebung statt zwischen den Mischkrystall-Komponenten, so, wie wir unten näher erörtern werden, in Bezug auf das Verhältnis  $Mg_2SiO_4 : Fe_2SiO_4$  bei der Olivin-Konzentration. Dies bewirkt, dass die Kurven-Natur in der

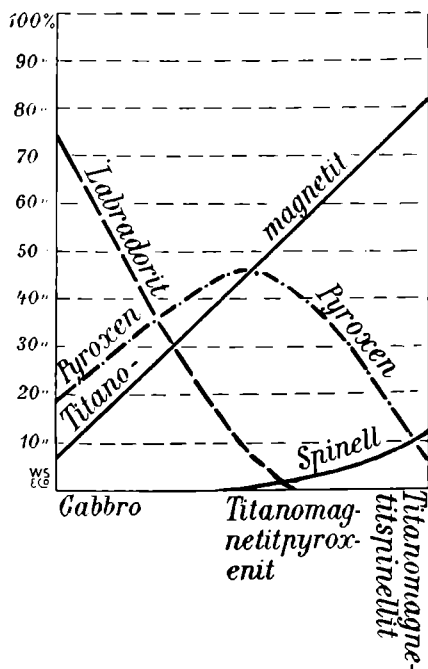


Fig. 2.

<sup>1</sup> S. meine Darstellungen in Zeitschr. f. prakt. Geol., 1893, S. 268—269; 1894, S. 384—393; Congrès geol. intern. zu Zürich, 1894, Bericht S. 382—392.

Tat noch auffallender wird als an der schematischen Zeichnung (Fig. 3) angegeben.

— Bei einem ganz *kurzen* Verlauf der magmatischen Spaltung nähern sich die Kurven der Mineralien (oder deren einzelnen Mischkrystall-Komponenten) geraden Linien. Brögger hat insofern Recht, wenn er als charakteristische Eigenschaft der Gesteinsserien den Satz aufstellt, dass »jedes Mittel einer Anzahl Glieder der (Gesteins-) Serie einem möglichen Glied der Serie annäherungsweise entsprechen muss«.

Dieser Satz lässt sich aber nicht auf einen sehr weiten Verlauf der Differentiation übertragen.

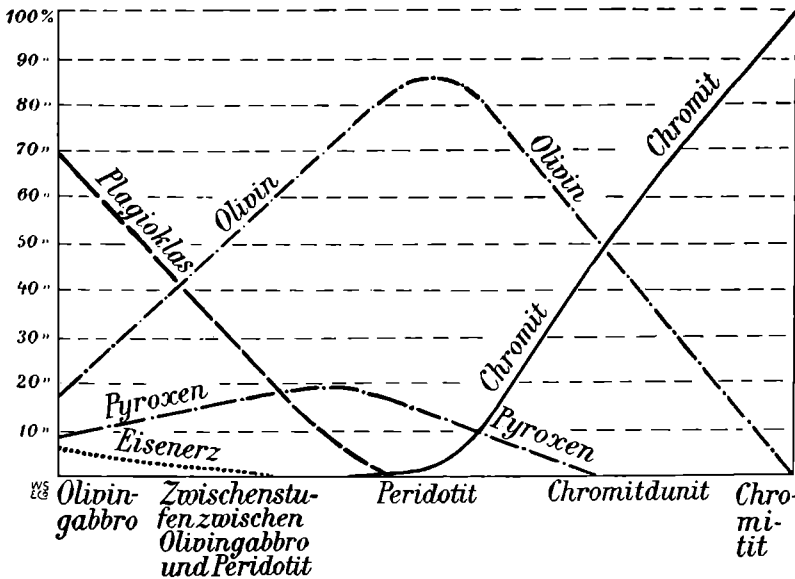


Fig. 3.

— In seiner Arbeit über »Das Gangfolge des Laurdalits« (1898) versucht Brögger, die Differentiation durch eine *kombinierte Addition und Subtraktion* zu deuten: »gewisse stöchiometrische Verbindungen sind hinzudiffundiert, während gleichzeitig andere abgeführt würden«; es hat »eine doppelte Diffusion, nach der Grenzfläche hin und von derselben hinweg« stattgefunden.

Diesem allgemeinen Schluss kann ich *nicht* beitreten, und ich habe gegen die ganze Erörterung, auf welche mein Freund und Kollega seine Konklusion basiert, den Einwand zu erheben, dass er die Verschiebung des Gleichgewichts in den nacheinander folgenden Teilmagmen nicht — oder jedenfalls nicht genügend — berücksichtigt hat.

Ich verweise diesbezüglich auf die Darstellung von mir in Zeitsch. f. prakt. Geol. 1901, S. 331—332; ferner bemerke ich:

Die von Brögger untersuchten melanokraten Ganggesteine des Laurdalitgebiets ergeben eine Zunahme — und zwar in grossen Zügen gerechnet, eine immer steigende Zunahme — von  $TiO_2$  (und  $P_2O_5$ ),  $Fe_2O_3 + FeO$ ,  $MgO$  und  $CaO$ , dagegen eine Abnahme namentlich von  $K_2O$ , ferner auch von  $SiO_2$  und  $Na_2O$ . Dies ist, wie wir unten näher erörtern werden, der charakteristische Verlauf der in der einen Richtung gehenden Differentiation in den zahlreichen intermediären Magmen, mit einem anfänglichen Überschuss — über das Eutektikum  $Or : Ab + An$  (oder bei Gegenwart von  $Qu$ ,  $Or : Ab + An : Qu$ ) nebst anderen Komponenten — von Eisenerz,  $Mg, Fe$ - oder  $Mg, Fe-Ca$ -Silikaten,  $Ab + An$  u. s. w.

Diese Differentiation muss im allgemeinen auf die Wanderung der zuletzt aufgeführten Komponenten — für  $Ab + An$  mit relativ viel  $An$  — beruhen. Ich verweise diesbezüglich auf die unten folgende Erörterung.

Die betreffenden melanokraten Ganggesteine des Laurdalitgebiets lassen sich in der Tat durch eine Zufuhr (oder eine Addition) von Komponenten von  $Ti-Fe$ -Erz,  $Mg, Fe$ - oder  $Mg, Fe-Ca$ -Silikaten,  $An$ -reichem Plagioklas u. s. w. erklären, indem dabei auch die Verschiebung des magmatischen Gleichgewichts auf den verschiedenen nacheinander folgenden Differentiationsstufen berücksichtigt wird. Im Gegensatz hierzu versucht Brögger diese melanokraten Ganggesteine namentlich durch eine Subtraktion, besonders von  $NaAlSi_2O_6$ ,  $KAlSi_2O_6$  (nebst anderen  $Na-K-Al$ -Silikaten) zu erklären.

Wenn  $m'a + n'b$  (wo  $a, b = Ti-Fe$ -Erz,  $Mg, Fe$ - oder  $Mg, Fe-Ca$ -Silikat,  $An$ -reicher Plagioklas u. s. w.) fortgeführt wird, entsteht ein Rest-Magma

$$(m - m') a + (n - n') b + oc + pd \text{ u. s. w.,}$$

mit Abnahme namentlich von  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3 + FeO$ ,  $MgO$  und  $CaO$  und mit Zunahme namentlich von  $K_2O$  nebst  $Na_2O$ , in der Regel auch von  $SiO_2$ , und zwar mit Bewegung in die Richtung nach dem Eutektikum  $Or : Ab + An$ , nebst anderen Komponenten (in genügend  $SiO_2$ -reichem Magma mit Bewegung in die Richtung nach dem Eutektikum  $Or : Ab + An : Qu$ , nebst relativ kleiner Beimischung anderer Komponenten). Auch hier ist selbstverständlich die Verschiebung des Gleichgewichts auf den nacheinander folgenden Stufen zu berücksichtigen. — Die leukokraten Ganggesteine dürfen im allgemeinen durch diesen letzterwähnten Vorgang, also durch eine Abfuhr (oder Subtraktion) von Komponenten von Eisenerz,  $Mg, Fe$ - oder  $Mg, Fe-Ca$ -Silikat,  $Ab + An$  mit viel  $An$ , u. s. w. erklärt werden.

Die *komplementären* Gänge — oder im allgemeinen, die komplementären Gesteine — lassen sich im allgemeinen dadurch deuten, dass die zwei anfänglich entstandenen Teilmagmen

$$(m + m') a + (n + n') b + oc + pd \text{ u. s. w. und}$$

$$(m - m') a + (n - n') b + oc + pd \text{ u. s. w.}$$

sich beide annähernd gleich viel von

$$ma + nb + oc + pd \text{ u. s. w.}$$

entfernen.

### Über mehrere nebeneinander verlaufende Spaltungsvorgänge.

Ich lenke zuerst die Aufmerksamkeit auf einige Beobachtungen, die ich in einem Abschnitt mit dem Titel »Gleichzeitige Ausscheidungen einerseits von Titan-Eisenerz und andererseits von Olivin- bezw. Hypersthenfels zu Lofoten im nördlichen Norwegen« in meiner oben citierten Abhandlung in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900, (S. 233—235) zusammengestellt habe.

Wir nehmen als Beispiel die Erscheinungen zu Andopen auf Flakstadö in Lofoten.

Das herrschende Gestein hier ist ein grobkörniger Anorthosit, mit relativ viel Olivin und Hypersthen, und zwar mit so viel, dass das Gestein mehrorts lieber zum Anorthositgabbro (oder Anorthositnorit) als zu den echten, an *Mg, Fe*-Silikaten ganz armen Anorthositen gerechnet werden mag.

Innerhalb eines Feldes von einer Länge von 1.5—2 Kilom. und einer Breite von ca. 1 Kilom. finden sich hier eine ganze Reihe Ausscheidungen, die sich in zwei Gruppen einteilen lassen.

A. 1. Eisenerzreicher Gabbro. 2. Titanomagnetitdiallagit, ohne Feldspat. 3. Titanomagnetitspinellit (s. Fig. 2).

B. 1. Olivingabbro. 2. Olivingabbro mit sehr viel Olivin, nebst anderen *Mg, Fe*-Silikaten, aber wenig Eisenerz. 3. Plagioklas-führende Olivingesteine, mit ca. 20 % Plagioklas; ganz überwiegend Olivin; etwas Diallag, braune Hornblende, Glimmer, Spinell, aber ohne Eisenerz. 4. Olivingesteine mit nur ganz wenig Plagioklas, ohne Eisenerz, und hauptsächlich aus Olivin bestehend; einige führen dabei etwas Diallag (das Gestein ist also ein Wherlit), andere etwas Enstatit oder Bronzit (Harzburgit), ausserdem etwas Glimmer, Hornblende und Spinell (Picotit).

Ähnlichen zwei Reihen von Aussonderungen begegnen wir auch an mehreren anderen Lokalitäten in demselben Eruptivgestein.

Die Aussonderungsreihe A kennzeichnet sich durch Anreicherung anfangs von Titan-Eisenerz und einigermaßen eisenreichen *Mg, Fe*- oder

*Mg, Fe-Ca*-Silikaten, und zum Schluss nur von Titan-Eisenerz (nebst Spinell). — Die Aussonderungsreihe B dagegen kennzeichnet sich durch Anreicherung von *Mg, Fe*-Silikaten — und zwar von magnesiareichen *Mg, Fe*-Silikaten (siehe hierüber in einem folgenden Abschnitt), ohne gleichzeitige Anreicherung von Eisenerz.

Als Schlussprodukt der zwei nebeneinander verlaufenden Differentiationsvorgänge erhalten wir im einen Falle eine Aussonderung von einem an *Mg, Fe*-Silikaten ganz armen Titaneisenerz (Titanomagnetit-spinellit), im anderen Falle eine Aussonderung von einem Peridotit ohne Eisenerz.

In entsprechender Weise verhält es sich auch bei mehreren der — durch Differentiation in Magmen von Gabbro (Norit) gebildeten — norwegischen Lagerstätten von Nickel-Magnetkies (Pyrrhotinnorit); wir begegnen nämlich an mehreren Lokalitäten Aussonderungen in unmittelbarer Nähe von einander einerseits von Pyrrhotinnorit, nebst reinen Pyrrhotinmassen, und andererseits von erzfreien Peridotiten (oder Pikriten); siehe hierüber Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893, S. 132—134, 257, 277—278; 1901, S. 295—296.

— Apatit wird im allgemeinen bei den basischen melanokraten Grenzfaciesgesteinen und bei den diaschisten melanokraten Ganggesteinen zusammen mit den *Ti-Fe*-Erzen und *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikaten, u. s. w. angereichert, und zwar in einigen Fällen relativ schwach, in anderen dagegen sehr stark. — Bei den durch die Konzentration von *Ti-Fe*-Erzen gekennzeichneten Aussonderungen (von Ilmenitnorit, Ilmenitgabbro, Titanomagnetit-Olivinit, -Pyroxenit, -Spinellit u. s. w.) der basischen und intermediären Eruptivgesteine begegnen wir in den meisten Fällen keiner Anreicherung von Apatit; ganz anders verhält es sich dagegen bei anderen Aussonderungen; so findet man hie und da Titan-Eisenerzaussonderungen mit einer ganz auffallend hohen Apatitmenge (s. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 9—11, 295—296). — In den Aussonderungen von an Eisenerz freien oder armen Peridotiten, Pyroxeniten, Enstatititen u. s. w., wie auch in denjenigen von Anorthositen, findet im allgemeinen keine Anreicherung von Apatit statt.

— Aus diesen Beobachtungen darf man den Schluss ziehen, dass diejenigen *chemisch-physikalischen Faktoren, welche die magmatische Differentiation von 1. Phosphorsäure (Apatitsubstanz), 2. Schwefel (oder Sulphidsubstanz), 3. Ti-Fe-Oxyden (nebst Spinell), und 4. Mg, Fe- oder Mg, Fe-Ca-Silikaten bewirken, nicht in jeder Beziehung miteinander identisch sind*<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> S. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 296.



Unter gewissen Umständen werden alle vier Bestandteile (Apatit, Sulphid, *Ti-Fe-Oxyd* und *Mg, Fe-* oder *Mg, Fe-Ca-Silikat*) zusammen miteinander, und zwar annähernd in demselben Verhältnis, konzentriert; unter anderen Bedingungen dagegen werden nur ein Bestandteil oder ein Paar der Bestandteile zusammen der Differentiationswanderung unterworfen; gelegentlich beobachtet man auch zwei nebeneinander verlaufende Spaltungsvorgänge, mit getrennter Konzentration der verschiedenen Bestandteile.

— Durch diese häufig voneinander getrennten Wanderungen der verschiedenen Komponenten wird das Studium der magmatischen Differentiation in hohem Grade erschwert.

### Schlussfolgerungen auf Grundlage des Satzes über den Parallelismus zwischen der Krystallisationsfolge und der Differentiationsfolge.

Wir wollen voraussetzen, dass der schon oben besprochene — von Brögger aufgestellte — Satz über den »Parallelismus« richtig ist, und dann untersuchen, welche generellen Schlüsse sich hieraus ableiten lassen.

In einem aus »unabhängigen« Komponenten bestehenden Magma

$$ma + nb + oc + pd \text{ u. s. w.}$$

seien *a* und *b* diejenigen Komponenten, die bei eintretender Abkühlung zuerst krystallisieren, und die somit auch der magmatischen Wanderung unterworfen sind.

Unter den zwei anfänglich entstandenen Teilmagmen wollen wir uns zuerst mit demjenigen,

$$(m + m'a) + (n + n')b + oc + pd \text{ u. s. w.,}$$

beschäftigen, wo  $m'a + n'b$  zugeführt worden ist.

In diesem Teilmagma sind *a* und *b* noch mehr im Überschuss — über das für die Krystallisation massgebende Eutektikum — als in dem ursprünglichen Magma; sie müssen folglich — vorausgesetzt, dass der »Parallelismus«-Satz richtig ist — der weiteren Wanderung unterworfen werden; es entsteht somit ein neues Teilmagma

$$(m + m' + m'')a + (n + n' + n'')b + oc + pd \text{ u. s. w.}$$

Das quantitative Verhältnis zwischen *m* und *n* (oder zwischen  $m'$  und  $n'$ ,  $m' + m''$  und  $n' + n''$ ) wird bei den wiederholten Wanderungen verschoben; die eine Komponente, z. B. *a*, wird — wie wir im vorigen Abschnitte gesehen haben — relativ reichlicher als die andere Komponente, z. B. *b*, angereichert. Von einer gewissen Stufe an wird nur *a*

der Wanderung unterworfen sein; es entsteht folglich noch ein neues Teilmagma

$$(m + m' + m'' + m''') a + (n + n' + n'') b + oc + pd \text{ u. s. w.,}$$

das bei fortgesetzter Wanderung immer mehr an  $a$  angereichert wird. Wir bekommen somit zum Schluss ein *anchi-monomineralisches oder gar ein monomineralisches Magma*, beinahe ausschliesslich oder ausschliesslich aus  $a$  bestehend.

In der Tat dürften aber die Vorgänge in der Regel, aus verschiedenen Gründen, noch komplizierter ausfallen.

In den Teilmagmen mögen gelegentlich, der Verschiebung des Gleichgewichts wegen, neue Lösungskomponenten entstehen, und zwar auch Lösungskomponenten, welche bei genügender Abkühlung zuerst auskrystallisieren sollen und somit bei der Differentiation der Wanderung unterworfen sein sollen. Als Beispiel nehmen wir die schon oben (S. 8 und Fig. 2) besprochene Entstehung von Spinell-Komponenten in — gleichzeitig an  $MgO$  und  $Al_2O_3$  reichen — Teilmagmen von Ilmenitnorit, Titanomagnetit-Pyroxenit u. s. w., mit fortgesetzter Wanderung von Spinell<sup>1</sup>, der immer reichlicher konzentriert wird.

Dabei ist auch zu berücksichtigen, dass die verschiedenen Komponenten,  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$  u. s. w., nur in Ausnahmefällen alle voneinander unabhängig sind. Überaus die meisten gesteinsbildenden Mineralien sind *Mischkrystalle*, und die Komponenten der Magmen stehen gruppenweise in Mischkrystall-Kombination zueinander.

*Falls der Satz von dem Parallelismus zwischen der Krystallisations- und der Differentiationsfolge ein chemisch-physikalisches Gesetz ist, folgt als logische Konsequenz, dass er nicht nur für unabhängige Komponenten, sondern auch für Mischkrystall-Komponenten gelten muss.*

In einem binären, aus  $ma$  und  $nb$  bestehenden Magma, wo  $a$  und  $b$  in Mischkrystall-Kombination, zum Typus I gehörend, zueinander stehen, krystallisiert zuerst ein Mischkrystall,  $m'a + n'b$ , mit relativer Anreicherung von  $a$ . Folglich muss auch bei der magmatischen Wanderung  $a$  relativ reichlicher als  $b$  in der monomineralischen Richtung angereichert werden.

In der Tat sind die anfänglichen Magmen nicht binär, sondern vielmehr komplex zusammengesetzt. Das generelle Gesetz muss aber auch in solchen Fällen gelten.

Wenn  $a$  und  $b$  in einem komplexen Magma Mischkrystall-Kombination miteinander bilden, müssen sie somit — vorausgesetzt, dass sie zu den

<sup>1</sup> Wir setzen hier ausser Betracht, dass Spinell ein Mischkrystall ist.

zuerst krystallisierenden Mineralien gehören — alle beide angereichert werden, und zwar derart, dass die eine Komponente, z. B.  $a$ , noch reichlicher als die andere Komponente,  $b$ , konzentriert wird.

Hierdurch entsteht auf einer gewissen Stufe ein Teilmagma, das nur — oder beinahe nur — aus  $a$  und  $b$  besteht. Bei der fortgesetzten Spaltung wird  $a$  immer reichlicher als  $b$  angereichert werden. Etwas  $b$  wird jedoch immer zusammen mit  $a$  der Wanderung unterworfen sein.

Wir bekommen somit auf einer gewissen Stufe *ein anchi-monomineralisches — oder gar ein rein monomineralisches — Magma, aus den Mischkrystall-Komponenten  $a$  und  $b$  (eventuell mit noch mehreren Komponenten) bestehend, und zwar mit relativer Anreicherung von  $a$ ; bei der fortgesetzten Wanderung wird  $a$  immer stärker angereichert, auf Kosten von  $b$ ; ein Magma nur aus  $a$ , ohne Begleitung von  $b$ , bestehend, ist aber ausgeschlossen.*

Andere Komplikationen bei der Differentiation in der monomineralischen Richtung werden unten besprochen werden.

— Diejenigen Magmen, aus denen die anfänglich weggeführten Verbindungen,  $m'a + n'b$ , abgezogen oder subtrahiert werden, zeigen die Zusammensetzung

$$(m - m') a + (n - n') b + oc + pd \text{ u. s. w.}$$

Hier sind die »zuerst krystallisierenden« Mineralien in geringerem Überschuss über das Eutektikum als in dem ursprünglichen Magma; und je mehr von den »zuerst krystallisierenden« oder weg-diffundierenden Komponenten fortgeführt wird, je mehr nähert sich die Rest-Flüssigkeit einem Eutektikum.

*Die magmatische Differentiation besteht in einer Trennung zu Teilmagmen, in den Richtungen 1) ab von und 2) hin zu dem Eutektikum.*

Bei einem sehr weiten Verlauf des Differentiationsvorganges dürfte das Eutektikum — sei es ein binäres, ternäres, quartäres oder noch mehr zusammengesetztes Eutektikum — genau oder beinahe genau erreicht werden. In der Tat sind, wie wir unten nachweisen werden, eine ganze Anzahl der meist verbreiteten Gesteine von anchi-eutektischer Zusammensetzung.

Als Konsequenz des Satzes von dem Parallelismus zwischen der Krystallisationsfolge und der Differentiationsfolge sollte sich ergeben, dass die Zusammensetzung eines Magmas im Laufe des Differentiationsvorganges nie das Eutektikum überschreiten sollte.

Hierzu ist jedoch folgendes zu bemerken:

Die betreffenden magmatischen Eutektika dürften in der Regel aus einer Reihe von Komponenten bestehen, unter denen mehrere untereinander in Mischkrystall-Kombination stehen.

Bei einer ganz kleinen Veränderung in Bezug auf Druck und Temperatur, wie auch in Bezug auf die vorhandene Menge von  $H_2O$ ,  $CO_2$  u. s. w., mag das Gleichgewicht zwischen den Komponenten verschoben werden, und zwar mit der Folge, dass die Menge von einer Lösungskomponente ( $a$ ) steigt.

Wenn dies eintritt, ist schon das Eutektikum überschritten worden. Bei fortgesetzter Differentiation wird  $a$  der Wanderung unterworfen werden, mit Spaltung in Teilmagmen, unter denen das eine durch Anreicherung von  $a$  gekennzeichnet wird, während das andere sich nochmals dem Eutektikum nähert.

— In denjenigen Teilmagmen, welche durch Zufuhr von  $m'a + n'b$  gekennzeichnet werden, mögen unter gewissen Bedingungen neue Annäherungen zu Eutektika eintreten, z. B. zu Eutektika zwischen  $a$  und  $b$ , zwischen  $a$ ,  $b$ ,  $c$ , u. s. w. Hierdurch mag die ganze Richtung des Spaltungsprozesses verändert werden, unter Entstehung von neuen anchi-eutektischen Magmen.

— Aus ein und demselben Stammagma mögen somit, bei einem sehr weiten Verlauf der magmatischen Differentiation, *mehrere anchi-eutektische* und *mehrere anchi-monomineralische* Teilmagmen entstehen; und zwar dürften die ersteren in quantitativer Beziehung die letzteren stark überwiegen.

In überaus zahlreichen Fällen dürfte die Erstarrung der Magmen eingetreten sein, ehe die Differentiation ihr Maximum erreichte oder beinahe erreichte; wir bekommen hierdurch Zwischenstufen-Gesteine, unter denen jedoch einige jedenfalls eine Andeutung teils in anchi-eutektischer und teils in anchi-monomineralischer Richtung zeigen dürften.

Zu der obigen Auffassung, besonders über die Bedeutung des Eutektikums für die magmatische Differentiation und damit auch für die Zusammensetzung zahlreicher Eruptivgesteine, bin ich zuerst geführt nicht durch theoretische Betrachtungen, sondern auf Grundlage von Beobachtungen. Namentlich war es mir auffallend, dass die Mehrzahl der Granite mit zugehörigen Gang- und Deckengesteinen dem durch quantitative Analysen jedenfalls approximativ festgestellten Eutektikum Quarz : Feldspaten (nebst etwas Eisenerz,  $Mg, Fe$ - oder  $Mg, Fe-Ca$ -Silikaten u. s. w.) in chemischer Beziehung ziemlich nahe stehen, und ferner, dass die meisten dieser Gesteine sich um das ternäre Eutektikum  $Qu : Or : Ab + An$  herum

gruppieren. Dabei war es mir auch auffallend, dass so viele der gleichzeitig an  $K_2O$  und  $Na_2O$  (+  $CaO$ ) reichen »Syenit«-Gesteine *Or* und *Ab* + *An* annähernd in dem eutektischen Verhältnis enthalten, — und dass die anchi-monomineralischen Gesteine, wie die Peridotite, Anorthosite, Titanomagnetit-spinellite u. s. w. bei der vorwärts schreitenden Differentiation sich durch immer weitere Anreicherung der schwerschmelzbaren Komponente der betreffenden Mischkrystall-Kombination kennzeichnen.

Alle diese Erscheinungen, die von *gesetzmässiger* Natur sein müssen, lassen sich auf Grundlage des Satzes über den Parallelismus zwischen der Krystallisationsfolge und der Differentiationsfolge ableiten.

Ich habe es hier vorgezogen, zuerst eine theoretische Einleitung zu liefern; das Hauptgewicht der Darstellung lege ich jedoch auf die in den folgenden Abschnitten gelieferte Erörterung über die chemische Zusammensetzung einer Reihe der mehr verbreiteten Eruptivgesteine.

---

## Anchi-monomineralische Eruptivgesteine, aus einem Mischkrystallmineral bestehend.

### Peridotite.

Der in den Eruptivgesteinen auftretende Olivin besteht bekanntlich beinahe ausschliesslich aus den zwei Komponenten  $Mg_2SiO_4$  und  $Fe_2SiO_4$ ; nur in ganz untergeordneter Menge kommen daneben auch  $Mn_2SiO_4$  und  $Ni_2SiO_4$  (nebst  $Zn_2SiO_4$ ?) vor;  $Ca_2SiO_4$  scheint völlig zu fehlen<sup>1</sup>.

Die Olivin-Kombination  $Mg_2SiO_4 : Fe_2SiO_4$  gehört dem Mischkrystall-Typus I<sup>2</sup> an, und zwar ist der Schmelzpunkt von  $Mg_2SiO_4$  erheblich höher als von  $Fe_2SiO_4$ .

— In der Tabelle S. 20 stelle ich zusammen eine Reihe Analysen von Pikriten, Lherzoliten, Wehrliten, Cortlanditen, Saxoniten (Harzburgiten), Duniten usw.<sup>3</sup>, und zwar habe ich hier alle die in den Sammelwerken von Osann und von Washington gedruckten, vermeintlich zuverlässigen Analysen, mit höchstens 8—10 %  $H_2O$ , mitgenommen; weiter auch einige Analysen aus Rosenbuschs Elemente der Gesteinskunde (1901), Zirkels Lehrbuch der Petrographie<sup>4</sup> (1894) und aus einigen teils älteren und teils jüngeren Special-Arbeiten.

Dabei habe ich alle mir bekannten Analysen von Olivin, aus Peridotiten isoliert, in einer besonderen Tabelle zusammengestellt.

— Die Peridotite treten bekanntlich teils als basische Aussonderungen in oder bei Gabbro, Norit, Labradorfels usw. auf, und teils bilden sie

<sup>1</sup> Bei *schneller* Abkühlung von Silikatschmelzen mag  $Ca_2SiO_4$  in Olivin hineingehen; s. Silikatschmelzlös. I, S. 89—96.

<sup>2</sup> Siehe Silikatschmelzlös. I, S. 151—152 und T. M. XXIV, S. 482. — Doelter hat später (Ueber die Schmelzpunkte der Silikate, Sitz. d. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl. Juli 1906, S. 16—17) die Richtigkeit meiner früheren Schlüsse bestätigt.

<sup>3</sup> Dabei nehme ich auch mit das Ganggestein Garewaît. — Aus Gründen, die unten besprochen werden, setze ich bei dieser Zusammenstellung die Kimberlite und Glimmer-Peridotite ausser Betracht.

<sup>4</sup> In der Tabelle S. 21 wird hingewiesen teils auf das Numero in Osanns Werk und teils auf die Pagina in den Arbeiten von Washington, Rosenbusch und Zirkel hier wird man die nötigen Literaturquellen finden.

## Peridotite.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Sum
I	46.35			16.41	9.91			18.72	6.14				3.01	100.54
2a	47.41			6.39	7.06	4.80		15.34	14.32	0.69	1.40		2.10	100.00
2b	41.00			7.58	5.99	4.63		23.59	10.08	0.52			4.73	101.74
3	42.84		3.04	3.60	5.68	8.48		24.60	11.41	0.61	0.42		1.80	102.49
4	45.71	1.83	0.10	10.80	4.43	9.35	0.17	13.75	10.48	1.58	0.85	0.11	0.97	100.13
5	46.13	0.73	0.04	4.69	0.73	16.87		25.17	4.41	0.08	Sp.	0.07	1.38	100.63
6	41.44			6.63	13.87	6.30		18.42	7.20	0.24	0.93		5.60	100.63
7	40.12	0.37		7.76	7.35	8.66		23.69	6.53	1.20	0.53	0.18	4.03	100.62
8	42.66			6.26	6.89	2.78		24.64	8.02	2.88			6.34	100.47
9	40.37			9.86	4.76	8.34		21.63	4.74	3.61	0.82		5.04	99.17
10	40.02	0.59	Sp.	8.32	1.51	11.14	0.79	27.63	4.04	0.65	0.32		5.00	100.52
11	39.58	0.99		7.25	4.44	10.46		24.75	4.83	0.97	0.32		6.79	100.38
12	39.10		0.45	4.94	4.32	11.44	0.28	29.18	3.95				5.67	99.49
13	38.62	0.60	0.43	4.71	8.72	4.08		32.32	3.97	0.17	0.20		6.46	100.28
14	46.03			9.27	2.72	9.94	0.40	25.04	3.53	1.48	0.87	0.17	0.64	100.09
15	36.80	1.26	0.20	4.16		8.33	0.13	25.98	8.63	0.17	2.48	0.47	7.44	100.22
16	44.99	0.97	0.25	5.91	3.42	8.30		21.02	9.79	0.91	0.74	0.05	3.82	99.17
17	48.95	0.81	0.05	5.69	1.20	12.11	0.08	23.49	5.33	1.58	0.79	0.12	0.18	100.54
18	38.62			4.72	6.67	6.27	0.81	29.60	4.61		1.20		7.68	100.18
19	38.78	0.89		6.85	8.83	1.99		26.34	3.88	0.78	2.56		9.80	100.84
20	39.25	0.77		5.39	2.60	8.90		33.72	4.55	1.18	0.60		2.83	99.79
21	39.37	0.66	0.68	4.47	4.96	9.13	0.12	26.53	3.70	0.50	0.26	0.17	7.95	99.94
22	39.20	0.52	0.41	4.60	3.45	6.15	0.20	31.65	3.23	0.42	0.14		9.88	100.15
23	42.10			3.28	8.27	2.13	0.70	30.65	3.77		1.90		7.73	100.53
24	40.80	0.34		3.21	2.84	13.45		27.83	3.04	0.13	0.12	0.11	5.67	100.03
25	39.99			3.55		8.56		41.26	4.19				2.07	99.62
26	41.50			6.93	2.19	6.69		35.90	5.80	1.37	0.30		0.32	101.00
27	45.68		0.26	6.28	9.12			34.76	2.15				1.21	99.46
28	42.00			3.19	2.81	4.41		40.40	3.30	1.20	0.29		1.66	101.16
29	42.70		0.25	2.84	1.03	7.44		37.56	3.18				3.54	98.54
30	41.49			2.22	1.07	7.11		39.63	1.89				5.56	98.97
31	42.39		0.28	2.26	0.35	10.47		39.89	2.33				1.54	99.51
32	43.84		0.42	1.14	8.76		0.12	44.33	1.71				1.06	101.38
33	41.43		0.76	0.04	2.52	6.25		43.74	0.55				4.41	99.80
34	43.12	0.20		0.63	5.95	4.09		41.69	0.78	0.88	0.19		?	(97.53)
35	41.74	0.19		1.14	5.70	3.09		43.60	0.14	0.59	0.41		4.77	101.37
36a	38.93	0.31	1.50	0.10	4.26	4.49		41.20	0.58	Sp.	0.18		8.02	101.07
36b	38.82	0.15	3.32	0.39	3.32	4.08		43.45		0.08	0.09		8.47	103.41
37	38.72			2.55	4.50	3.76		41.36		0.57			7.70	99.16
38	37.91		1.18		0.95	9.21		47.87					3.95	101.07
39	38.40	0.00	0.07	0.29	3.42	6.69	0.24	45.23	0.35		0.08	Sp.	4.35	100.38
40	37.42	0.00	Vorh.	0.10		8.88	0.17	48.22					4.71	99.73
41	40.11			0.18	1.20	6.09		45.58					2.74	100.34
42	42.71		Sp.	0.70		6.83	0.09	41.18					8.38	100.21
43	46.72	0.003	0.12	?	0.12	3.91		45.53	0.00			0.00	Frisch	

1. Harzburgit, Montana. Merrill. Osann 730.

2a. Lherzolith { New York. Williams. Osann 731.

2b. { Maryland. Williams. Osann 722. + 3.62 CO<sub>2</sub>.

3. Garewait (Ganggestein). Tilai, Ural. Duparc, Pearce. L'oural du Nord. Genève, 1905.

4. Amphibolpikrit { Montana. Osann 729.  
5. { Clarke. Osann 727. + 0.09 NiO, 0.24 S.  
6. { Odenwald. Rosenb. 169.  
7. Paläopikrit. Devonshire. Busz. Wash. 362. + 0.20 FeS<sub>2</sub>.  
8. Pikrit. Ural. L.-Lessing. Wash. 360.  
9. Pikrit. Oberdevon. Rhein. { Brauns. Nf.M. B. B. XVIII. No. 12 nach Oebbecke; No. 9. nach  
10. { Angelbis. No. 10 + 0.51 FeS<sub>2</sub>. No. 12 + 0.16 NiO.  
11. {  
12. {  
13. Amph.-Pikrit. Schwarzwald. Kloos. Wash. 362.  
14. „Peridotit“, Colorado. Cross. Osann 736.  
15. „Porphyrischer Peridotit“. New York. Kemp. Osann 733. + 0.09 NiO, 2.95 CO<sub>2</sub> usw.  
16. Wénrlit { Michigan. Clements. Osann 725.  
17. { Montana. Merrill. Osann 728. + 0.16 NiO.  
18. { Odenwald. Rosenb. 169.  
19. Biotit-Peridotit. Arkansas. Williams. Osann 735. + 0.14 CO<sub>2</sub>.  
20. Hornblende-Peridotit. Pyrenäen. Lacroix. Wash. 356.  
21. „Peridotit“. Michigan. Van Hise. Osann 726. + 0.21 NiO, 1.23 CO<sub>2</sub>.  
22. Cortlandit. Maryland. Williams. Osann 721. + 0.30 NiO.  
23. Skyelit. Schottland. Judd. Osann 717.  
24. Aktinolith-Olivinfels. Schlesien. Dathe. Osann 706. + 2.04 CO<sub>2</sub>, 0.45 Fe<sub>7</sub>S<sub>8</sub>.  
25. Saxonit. Neu-Seeland. Rosenb. 169.  
26. Lherzolith. { Hornbl.-Lherz. Pyrenäen. Lacroix. Osann 714.  
27. { Lherzolith { Piemont. Rosenb. 169.  
28. { Pyrenäen. Lacroix. Osann 713 (1.90 Spinell).  
29. { Piemont. Cossa. Rech. chim. min. 1881.  
30. „Peridotit“. California. Lawson. Univ. of Cal. Bull. Geol. 1903.  
31. Saxonit { Magelhans-Str. Chrustschoff. Osann 739.  
32. { St. Paul. Teall. Wash. 472. + 0.51 NiO.  
33. { Oregon. Clarke. Osann 738. + 0.10 NiO.  
34. „Peridotit“ { Oberitalien. Osann 712.  
35. { Porro. Osann 711.  
36a. Olivinfels { Niederschlesien. Dathe. Jahrb. } + 1.46 CO<sub>2</sub>.  
36b. { preuss. geol. Landesamt. 1888. } + 1.13 CO<sub>2</sub>.  
37. Dunit { Ural. L.-Lessing. Wash. 472.  
38. { Tilai. Ural. Duparc, Pearce. L'oural du Nord. Genève, 1905.  
39. { Brit. Columbia. Kemp. Wash. 368. + 0.10 NiO, 0.06 S, Null ZrO<sub>2</sub>.  
40. { Hestmandö, Norw. Kjerulf. Ges. d. Wiss. Christiania. + 0.23 NiO.  
41. { Nord-Carolina. Chatard. Osann 734. (0.56 Chromit).  
42. { Georgia. Klug. Wash. 470. + 0.32 NiO.  
43. { Hestmandö. Schüleranalysen an meinem Laboratorium.

Olivin aus Pikrit (No. 44) und Lherzolith (No. 45) und aus Dunit, Saxonit (No. 46-49).

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Sum
44a	39.45			0.21		18.88		39.47	1.28					99.29
44b	38.79					19.47		40.52	0.51					99.29
45	40.59					13.73	1.60	43.13						99.05
46	39.78					9.97		50.25						100.00
47a	42.69					10.09		46.90					0.49	100.17
47b	42.80					9.40		47.38		Sp.			0.57	100.15
48	42.81		0.79		2.61	7.20		45.12					0.57	99.36
49	40.05	0.07	0.24	0.39	2.36	7.14	0.39	46.68	1.16	0.08	0.21	0.04	0.80	99.42



44. Olivin aus Pikrit, Rhein. Schiefergeb. Brauns. I. c. (s. No. 9—12. Der Olivin stammt aus No. 12. 44 a etwas unreiner Olivin. 44 b nach Abzug von etwas Augit).
45. Aus pyrenäischem Lherzolith. Damour, 1862. Zirkel, III, S. 132.
46. Aus Dunit, No. 38. Duparc, Pearce.
47. Alte Analysen, aus den 60-er Jahren, des „möglichst von Chromit befreiten Dunit“, Neu-Seeland. Zirkel, III, S. 121.
48. Aus Saxonit, Oregon (cfr. No. 33). + 0.10 NiO.
49. Aus Dunit, Kentucky. Für beide s. Rosenb. S. 168.

selbständige Gesteinkörper, ohne sicher nachweisbare Verbindung mit einem bestimmten Eruptivgestein<sup>1</sup>. Die Peridotite sind somit durch Differentiation aus Magmen mit ziemlich wechselnder Zusammensetzung hervorgegangen.

Anfangs wurden die Komponenten namentlich der *Mg, Fe*- und der *Mg, Fe-Ca*-Silikate der Wanderung unterworfen, und es entstanden Magmen mit einer immer abnehmenden Menge besonders der feldspatigen Komponenten und einer immer zunehmenden Menge von  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  nebst anderen *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikaten; bei der fortgesetzten Differentiation wurde namentlich  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  konzentriert, bis die Magmen der Olivinfelse entstanden.

Dieser letztere Spaltungsverlauf lässt sich aus der Tabelle S. 20 studieren.

Die zuerst in der Tabelle stehenden Analysen ergeben eine gewisse Zwischenstufe von Gesteinen, die häufig noch einen kleinen Rest von Feldspat führen, und die ausser Olivin ganz bedeutende Mengen namentlich von Hornblende oder Pyroxen, bisweilen auch mit etwas Glimmer, enthalten.

Die Analysen No. 1—43, welche Gesteine aus den verschiedensten Teilen der ganzen Erde repräsentieren, ergeben eine bestimmte Gesetzmässigkeit:

es findet in grossen Zügen eine parallele Abnahme der Gehalte von  $Al_2O_3$ <sup>2</sup>, *CaO*,  $Na_2O + K_2O$ , *TiO*<sub>2</sub> und  $P_2O_5$  statt, während dagegen die Menge von  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  — und zwar namentlich von  $Mg_2SiO_4$  — gleichzeitig steigt.

Hieraus folgt, dass die zuerst in der Tabelle stehenden Analysen eine Zwischenstufe von Magmen darstellen, aus welcher die an Olivin besonders reichen Endglieder durch weitere Differentiation entstanden sind.

<sup>1</sup> Im nördlichen Norwegen, bei 63 $\frac{1}{3}$ —67° n. Br., finden sich eine bedeutende Anzahl (mindestens Hundert) Kuppen und kleine Massive von Peridotit (meist Saxonit und Dunit, s. die Analysen No. 40, 43), teils in Glimmerschiefer längs der Peripherie von grossen Granitfeldern und teils innerhalb des Granits auftretend; die verschiedenen Differentiations-Zwischenstufen lassen sich hier nicht feststellen.

<sup>2</sup> Anfangs überwiegend in Silikaten, namentlich in Hornblende-Pyroxen und nur in unwesentlicher Menge in Spinell eingehend.

*Dieses Schlussprodukt der Differentiation ist ein typisch anchi-monomineralisches Gestein, durch die immer vorwärts schreitende Anreicherung von  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  gekennzeichnet.*

In diesem Schlussprodukt der magmatischen Differentiation begegnen wir häufig auch einer Konzentration von Spinelliden (namentlich mit  $Cr_2O_3$  und  $Al_2O_3$ , untergeordnet mit  $Fe_2O_3$ ).

Besonders bemerkenswert ist die *Verschiebung des Verhältnisses zwischen  $Mg_2SiO_4$  und  $Fe_2SiO_4$  auf den verschiedenen Differentiationsstufen.*

In den hier vorliegenden Gesteinen geht das Eisen, wenn die durch spätere chemische Umwandlung hervorgerufene Oxydation nicht berücksichtigt wird, beinahe durchgängig<sup>1</sup> überwiegend als  $FeO$  und nur in untergeordneter Menge als  $Fe_2O_3$  ein<sup>2</sup>. Die in den Analysen aufgeführte Summe von  $Fe_2O_3$  und  $FeO$  repräsentiert somit beinahe für die sämtlichen Analysen annähernd — aber auch nur annähernd — die ursprüngliche Menge von  $FeO$ .

Bei der vorwärts schreitenden Anreicherung der Gesteine an  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  begegnen wir einer starken Zunahme von  $MgO$ , — von rund 25 %  $MgO$  in den zuerst in der Tabelle stehenden, noch an  $Al_2O_3$  und  $CaO$  relativ reichen Gliedern, bis zu rund 45 %  $MgO$  in den Endgliedern, — dagegen keiner Zunahme, lieber einer kleinen Abnahme, von  $FeO$  (oder von  $FeO$  nebst etwas  $Fe_2O_3$ ).

Eine Reihe Analysen von Olivin und Augit oder Enstatit, aus Peridotiten mit wechselnder Menge von  $MgO$  und  $FeO$  isoliert, ergeben, dass das Verhältnis zwischen  $MgO$  und  $FeO$  in dem aus demselben Gesteine isolierten Olivin und Augit oder Enstatit annähernd dasselbe ist<sup>3</sup>.

Der in den in der ersten Hälfte der Tabelle S. 20 stehenden Gesteinen — mit relativ viel  $Al_2O_3$  und  $CaO$ , einigermassen viel  $FeO$  neben nur etwa 25 %  $MgO$  — ausgeschiedene Olivin ist somit durchgängig reicher an  $Fe_2SiO_4$  und ärmer an  $Mg_2SiO_4$  als der Olivin in den Endgliedern, mit meist ungefähr 45 %  $MgO$ .

Dies wird schon durch die Farbe der frischen Pikrite einerseits und der frischen Dunite (nebst Saxonite) anderseits bestätigt<sup>4</sup>.

<sup>1</sup> Eine Ausnahme bildet das eigentümliche Ganggestein Garewait (Analyse No. 3), wo neben Chromit auch Magnetit vorkommt.

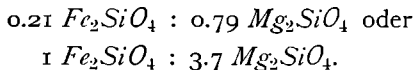
<sup>2</sup> Ich verweise auf die Analysen No. 5, 10, 14, 17 usw., von relativ wenig zersetzten Gesteinen, und alle mit relativ wenig  $Fe_2O_3$ . Dabei ist auch zu bemerken, dass primäres Eisenerz (Magnetit, Eisenglanz) selbst in den ziemlich eisenreichen Paläopikriten und Amphibol- oder Pyroxenpikriten, teils völlig fehlt und teils nur in ganz geringer Menge vorhanden ist.

<sup>3</sup> Beispielsweise verweise ich auf die Arbeiten von Bauer im Neuen Jahrb. f. Min., 1891 und von Brauns ebenda, B.—B. XVIII.

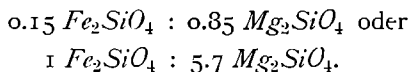
<sup>4</sup> Dies ist häufig in früheren Abhandlungen betont worden; auch stütze ich mich auf meine persönliche Erfahrung bei der geologischen Kartierungsarbeit.

Ferner verweise ich auf die Analysen von Olivin, teils aus Pikrit und teils aus Dunit, Saxonit und anderen an Olivin überaus reichen Endgliedern isoliert.

Der aus dem Pikrit (No. 12) aus dem rheinischen Schiefergebirge isolierte Olivin, No. 44, besteht somit aus



Der aus pyrenäischem Lherzolith (cfr. die Analysen No. 20, 26, 28) — noch mit etwas  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{CaO}$  — isolierte Olivin, No. 45, besteht, wenn die Menge von  $\text{MnO}$  nicht berücksichtigt wird, aus



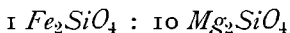
Und der Olivin einiger Dunite und Saxonite besteht, den Analysen zufolge, aus:

No. 46 . . .	0.10	$\text{Fe}_2\text{SiO}_4$	:	0.90	$\text{Mg}_2\text{SiO}_4$
» 47a . . .	0.11	—	:	0.89	—
» 47b . . .	0.10	—	:	0.90	—
» 48 . . .	0.08	—	:	0.92	—
» 49 . . .	0.08	—	:	0.92	—

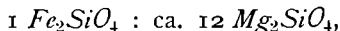
In der Tat dürfte in den Analysen No. 47 a, b ein klein wenig  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  und primärer  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  in der analytisch gefundenen  $\text{FeO}$ -Menge stecken; und der überwiegende Teil der analytisch gefundenen  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Menge in No. 48 und 49 dürfte wahrscheinlicherweise durch Oxydation von  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  herkommen; wenn dies berücksichtigt wird, bekommen wir die Zusammensetzungen des Olivins:

No. 46 . . .	0.10	$\text{Fe}_2\text{SiO}_4$	:	0.90	$\text{Mg}_2\text{SiO}_4$
„ 47 a, b . . .	0.09	—	:	0.91	—
„ 48 . . .	0.09	—	:	0.91	—
„ 49 . . .	0.09	—	:	0.91	—

oder rund



Ungefähr demselben Verhältnis zwischen  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  und  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  begegnen wir auch, den Gesteinsanalysen zufolge, in dem Olivin aus den Duniten, Saxoniten, Olivinfelsen usw. No. 30—40; einige führen gar noch weniger  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  und mehr  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ , so z. B. der Olivin in den zwei Duniten No. 41—42:



— Weil  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  und  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  dem Mischkrystall-Typus I, mit Schmelzpunkt von  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  höher als von  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ , angehören, fordert die oben (S. 15—16) entwickelte Theorie, dass bei der vorwärts schreitenden Differentiation der Olivin-Komponenten in Magmen, die  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  plus  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$

in reichlicher Menge führen<sup>1</sup>,  $Mg_2SiO_4$  relativ stärker als  $Fe_2SiO_4$  angereichert werden muss. Dies wird in der Tat durch die Beobachtungen bestätigt.

Ferner fordert die Theorie, dass Magmen nur aus  $Mg_2SiO_4$ , ohne Begleitung von  $Fe_2SiO_4$  ausgeschlossen sein sollten. Hiermit stimmt, dass Peridotite ohne  $Fe_2SiO_4$  bisher nie angetroffen worden sind. Nur ganz ausnahmsweise führen die Peridotite weniger  $Fe_2SiO_4$  als nach dem Verhältnis 1  $Fe_2SiO_4$  : ca. 12  $Mg_2SiO_4$ ; und Peridotite mit so wenig  $Fe_2SiO_4$  wie 1  $Fe_2SiO_4$  : 20 oder 25  $Mg_2SiO_4$  scheinen nicht vorzukommen.

#### Über die Gehalte von Nickel, Mangan und Chrom in den Peridotiten.

Wie längst bekannt, kennzeichnen sich die Peridotite — wie auch die aus denselben entstandenen Serpentine — durch eine nennenswerte Menge von Nickel ( $NiO$ ). — Zuzufolge einer Zusammenstellung, die ich vor einigen Jahren<sup>2</sup> machte, führen die Peridotite im Mittel ungefähr 0.1—0.2 %  $NiO$ .

In den in der Tabelle S. 20 zusammengestellten Analysen ist  $NiO$  in einigen Fällen bestimmt worden; die Resultate sind, in derselben Reihenfolge wie die Analysen:

0.09, 0.16, 0.09, 0.16, 0.21, 0.30, 0.51, 0.10, 0.10, 0.23, 0.32 %  $NiO$ .

Die Nickelmenge dieser Gesteine geht hauptsächlich als  $Ni_2SiO_4$  in Olivin ein — auch in aus Saxonit isoliertem Enstatit ist etwas  $NiO$  in Silikatverbindung nachgewiesen worden — und zwar scheint die obige Zusammenstellung anzugeben, dass die Nickelmenge der Peridotite im grossen ganzen gerechnet mit deren Menge von Olivin steigt.

Die Peridotite führen ferner immer etwas Mangan, nämlich den Analysen zufolge meist etwa 0.2—0.3 %  $MnO$ , bisweilen doch etwas mehr.

Die Menge von Nickel (als  $NiO$ ) ist in den Peridotiten sehr stark angereichert worden, nämlich annähernd in demselben Verhältnis wie diejenige von Magnesia ( $MgO$ ); die Anreicherung von Mangan (als  $MnO$ ) dagegen ist nur ziemlich schwach, nämlich annähernd in demselben Verhältnis wie diejenige von Eisen (als  $FeO$ ) oder vielleicht etwas stärker<sup>3</sup>.

<sup>1</sup> In Magmen, wo neben  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  auch andere  $Fe$ -haltige oder  $Fe$ -reiche Verbindungen, wie z. B.  $Fe_3O_4$ , der Differentiationswanderung unterworfen sind, mag es sich anders verhalten. Auf gewissen Zwischenstufen mögen hier, wegen der Anreicherung z. B. von  $Fe_3O_4$ , Komplikationen stattfinden, indem z. B. die  $FeO$ -Menge von  $Fe_3O_4$  in Verbindung mit  $SiO_2$  zu  $Fe_2SiO_4$  und die  $Fe_2O_3$ -Menge von  $Fe_3O_4$  in Verbindung mit Silikatkomponenten, z. B. unter Bildung von  $R Fe_2SiO_6$ , eintreten mögen.

<sup>2</sup> Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 236.

<sup>3</sup> Die durchschnittlichen Gehalte der Eruptivgesteine *en bloc* betragen nach Clarke (1904) und Vogt (1898):

	‰ $Fe$	‰ $Mg$	‰ $Mn$	‰ $Ni$	‰ $Cr$
Clarke	4.46	2.46	0.084	0.023	0.034
Vogt	4.5		0.070	0.005	0.01

(oder 0.084)

Nickel und Mangan sind ganz überwiegend in Silikatkomponenten hineingehend der Differentiationswanderung unterworfen gewesen, und zwar in denjenigen Magmen, welche zu den Peridotiten führen, jedenfalls auf den Schlussstufen hauptsächlich als die Olivin-Komponenten  $Ni_2SiO_4$  und  $Mn_2SiO_4$ . —  $Ni_2SiO_4$  ist annähernd mit derselben Intensität wie  $Mg_2SiO_4$  gewandert; dies dürfte vielleicht darauf deuten, dass der Schmelzpunkt von  $Ni_2SiO_4$  annähernd derselbe wie derjenige von  $Mg_2SiO_4$  und viel höher als derjenige von  $Fe_2SiO_4$  sei.

Der Schmelzpunkt von  $Mn_2SiO_4$  ist annähernd so hoch wie derjenige von  $Fe_2SiO_4$  und erheblich niedriger als derjenige von  $Mg_2SiO_4$ ; die obigen Beobachtungen über die relativ schwache Anreicherung von  $Mn_2SiO_4$  in den Peridotiten dürften sich vielleicht dadurch erklären, dass die Kombination  $Mg_2SiO_4 : Mn_2SiO_4$  dem Mischkristall-Typus I angehört.

— Die Menge von Chromoxyd ( $Cr_2O_3$ ) steigt bekanntlich auffallend hoch in den Peridotiten; so ergibt eine frühere Zusammenstellung von mir<sup>1</sup> einer Reihe (63) Analysen von  $Cr_2O_3$  in Peridotiten und Serpentin:

1 Analyse 0.02 (?) %  $Cr_2O_3$ ; 3 Analysen 0.04—0.05 %; 5 Analysen zwischen 0.10 und 0.19 %; 8 zwischen 0.20 und 0.29 %; 13 zwischen 0.30 und 0.39 %; 9 zwischen 0.40 und 0.49 %; 10 zwischen 0.50 und 0.90 %  $Cr_2O_3$ ; 4 Analysen zeigen eine noch höhere Menge von  $Cr_2O_3$ . Die meisten Analysen ergeben teils etwas mehr, teils etwas weniger als 0.30 %  $Cr_2O_3$  = 0.205 % Cr.

$Cr_2O_3$  geht in den Peridotiten teils in Chromdiopsid, Chrombronzit usw. und teils in Picotit-Chromit ein; in den Duniten und Saxoniten steckt die Hauptmenge von  $Cr_2O_3$  in Picotit-Chromit.

Wahrscheinlich ist  $Cr_2O_3$  anfänglich namentlich durch Wanderung von gewissen Silikatkomponenten, wie z. B.  $R Cr_2SiO_6$ , in die Zwischenstufen-Magmen angereichert worden. Weiter darf man annehmen, dass in solchen Magmen, mit etwas  $R Cr_2SiO_6$  usw. neben viel  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  sich Spinell-Komponenten,  $MgCr_2O_4$ ,  $FeCr_2O_4$ , gebildet haben, und dass die fernere Konzentration von  $Cr_2O_3$  in die Saxonit-Dunit-Magmen namentlich durch die Wanderung von  $MgCr_2O$  und  $FeCr_2O_4$  stattgefunden hat.

Über die in den Saxonit-Dunit-Magmen verlaufende lokale Anreicherung von  $MgCr_2O_4$ ,  $FeCr_2O_4$  — mit  $MgAl_2O_3$ ,  $FeAl_2O_3$ ,  $MgFe_2O_4$ ,  $FeFe_2O_4$  — verweise ich auf frühere Arbeiten<sup>2</sup> von mir und auf die oben S. 9—10 gelieferte kurze Zusammenstellung.

<sup>1</sup> In Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 237; s. auch 1894, S. 387.

<sup>2</sup> Namentlich in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894, S. 384—393, und in dem Bericht des internationalen geologischen Kongresses zu Zürich, 1894, gedruckt 1897 (S. 382—392).

**Anhang.** Wie oben bemerkt, habe ich die Kimberlite und die Glimmer-Peridotite nicht in der obigen Liste der Peridotite mitgenommen.

Die Peridotite stammen von Differentiationsvorgängen, gekennzeichnet durch Wanderung anfänglich von Komponenten von Olivin nebst anderen *Mg*, *Fe*-Silikaten und zum Schluss von *Olivin allein, ohne* gleichzeitige Wanderung von Eisenerz, Apatit usw.

Eine andere Reihe von Gesteinen stammen dagegen von Differentiationsvorgängen mit *gemeinschaftlicher* Wanderung sowohl von *Olivin* (nebst anderen *Mg*, *Fe*-Silikaten) wie auch von *Eisenerz* (Titan-Eisenerz), gelegentlich auch von Apatit usw.

Um dies zu erleuchten stelle ich zusammen eine Analysentabelle von »Titan-Basalten« (nach Washington), Melilithbasalten, Kimberliten, Glimmer-Peridotit und Titanomagnetit-Oliviniten.

„Titan-Basalte“, Melilithbasalte, Kimberlite, Glimmer-Peridotit, Titanomagnetit-Olivinite.

„Titan-Basalte“.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Sum
50	44.55	4.52		12.48	2.81	8.54		10.85	7.99	4.04	2.57	0.70	0.74	99.64
51	44.29	4.92		12.62	3.61	8.84		10.06	9.23	3.25	1.82	0.57	0.30	99.68
52	45.72	6.43		12.45	1.57	12.01	0.16	5.29	9.58	3.40	1.08	1.54	0.41	99.79
53	44.83	6.88		11.73	1.35	11.79		5.50	9.63	3.84	1.40	2.14	0.91	99.50

Melilithbasalte.

54	38.87	4.79	3.06	11.94	4.02	6.00		15.24	10.87	2.59	1.64		2.82	99.02
55	36.36	6.18	2.93	11.67	6.62	5.56		13.58	9.48	3.59	3.71		2.01	99.61
56	38.20	7.27	3.01	9.16	6.12	5.89		14.69	9.93	3.44	2.20		0.89	99.91
57	35.56	8.03	2.66	11.25	6.62	6.67		14.68	8.99	3.86	1.75		1.72	100.07
58	36.53	8.38	2.90	9.91	3.84	6.01		18.10	10.31	3.06	1.60		2.47	100.64
59	35.84	8.85	2.84	10.48	7.25	6.62		12.95	10.90	3.53	1.51		1.92	100.77

Kimberlite.

60	33.84	3.78	0.18	5.88	7.04	5.16	0.16	22.96	9.46	0.33	2.04	0.89	7.50	99.86
61	29.81	2.20	0.43	2.01	5.16	4.35	0.23	32.41	7.69	0.11	0.20	0.35	8.92	100.86

Glimmer-Peridotit.

62	34.98	5.18		10.80	1.42	21.33		19.30	0.43	0.17	5.42		1.28	100.31
----	-------	------	--	-------	------	-------	--	-------	------	------	------	--	------	--------

Titanomagnetit-Olivinite.

63a	22.87	9.99		10.64	44.88		2.05	5.67	0.65				3.05	100.00
63b	20.85	9.93		5.55	45.62			16.45	0.73					99.13
63c	16.17	7.14		5.34	35.20	23.22	0.46	7.56	1.84			0.07	0.40	98.75
63d	14.95	8.50		8.95	52.85		0.30	10.56	1.80			0.12	1.40	99.14
63e	21.25	6.30		5.55	43.45		0.40	18.30	1.65			0.13	2.60	99.66

No. 50—53. „Titan-Basalte“. Nach H. S. Washington, The Titaniferous Basalts of the Western Mediterranean. Quart. Journ. LXIII, 1907. — Aus seinen vielen (17) Analysen nehme ich nur eine kleine Auswahl mit. No. 50, 51, von Catalonien, No. 52, 53 von Pantellaria. Die Analysen zeigen 0.06—0.18  $\frac{0}{100}$   $NiO$ .

No. 54—59. Melilithbasalte. Nach U. Grubenmann, Die Basalte des Hegaus, Diss. Zürich 1886.

No. 60—61. Kimberlit von Kentucky. J. S. Diller, Amer. Journ. Sc. 3, B. XXXXVI und U. S. Geol. Surv. Bull. 38. No. 60 mit 0.10  $NiO$ , 0.06  $BaO$ , 0.05  $Cl$ , 0.43  $CO_2$ ; No. 61 mit 0.05  $NiO$ , 0.66  $CO_2$ , 0.28  $SO_2$ .

No. 62. Glimmer-Peridotit, Kaltes Tal, Harz. Koch, Z. d. deutsch. g. G. 1889.

No. 63 a—e. Titanomagnetit-Olivinit; Literaturangaben in meiner Abh. in Z. f. prakt. Geol. 1900—01. No. 63 a, b von Cumberland Hill, Rhode Island; No. 63 c—e von Ingåmåla, Långhult und Taberg in Schweden. Mit Spuren oder ganz wenig von  $V_2O_5$ ,  $Cu$ ,  $Zn$  usw.

Für die meisten dieser Gesteine ist festgestellt worden, dass sie durch Differentiationsvorgänge aus gabbroidalen Magmen abgeleitet sind.

Gemeinschaftlich für alle diese Gesteine ist die starke Zunahme namentlich von  $TiO_2$ ,  $FeO$  und  $MgO$ .

Das Verhältnis zwischen der Zunahme von Titan-Eisenerz und von Olivin ist in den verschiedenen Gesteinen etwas variabel. Bei den Titanomagnetit-Oliviniten begegnen wir einer besonders starken Zunahme von Titan-Eisenerz; bei den Kimberliten und dem — von Koch erforschten — Glimmer-Peridotit andererseits nur einer schwachen Anreicherung von Titan-Eisenerz, dagegen einer starken Anreicherung von Olivin; bei dem letzt-erwähnten Gestein ist auch die hohe Menge von Kali-reichem Glimmer ganz bemerkenswert.

— In mehreren dieser Gesteine finden wir eine starke Anreicherung von  $Cr_2O_3$ , häufig auch von  $P_2O_5$ <sup>1</sup> (cfr. S. 13—14 oben).

— Unter den anfänglichen Differentiationsstadien werden die Magmen dieser Gesteine mehr oder minder reichliche Mengen von dem Anorthitmolekül enthalten haben. Unter gewissen Bedingungen von physikalischer Natur (wie vielleicht bei relativ kleinem Druck) und von chemischer Natur, (wie bei Zufuhr von reichlichen Mengen von Komponenten von Olivin usw.) wird ein neues magmatisches Gleichgewicht entstehen, mit Ersetzung der Komponenten von Anorthit durch diejenigen von Melilith.

— Über die *zwei* verschiedenartigen Spaltungsvorgänge — der eine mit Anreicherung nur oder beinahe nur von  $Mg$ ,  $Fe$ - oder  $Mg$ ,  $Fe$ - $Ca$ -Silikaten (wie Olivin usw.) und der andere mit gemeinschaftlicher Anreiche-

<sup>1</sup> Holland hat Glimmer-Peridotit aus Ostindien mit so viel wie 5.23  $\frac{0}{100}$   $P_2O_5$  (= 12  $\frac{0}{100}$  Apatit) beschrieben (nach Rosenbusch, Gesteinslehre S. 171 citiert). — Zufolge A. G. Högbom enthält eine Aussonderung von Titanomagnetit in dem Nephelinsyenit zu Alnö in Schweden nicht weniger als 16.47  $\frac{0}{100}$   $P_2O_5$  = ca. 40  $\frac{0}{100}$  Apatit; siehe Geol. Fören. Förh. B. XVII, 1895.

zung von *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikaten und Eisenerz (Titaneisenerz), häufig auch von Apatit usw., — verweise ich auf die oben S. 12—14 gelieferte Darstellung.

Nebenbei bemerke ich, dass der zuletzt genannte Differentiationsvorgang, mit Wanderung von Eisenerz (Titan-Eisenerz), *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikaten usw., in die Richtung nach den *Abkühlungsflächen* hin, von fundamentaler Bedeutung ist, indem sich hierdurch im allgemeinen die *melanokraten* Gesteine erklären lassen. Hierauf kommen wir unten unter anderem bei der Besprechung der gemischten Gänge zurück.

### Pyroxenite

(mit *Websteriten, Enstatiten* usw.).

Diese schliessen sich bekanntlich geologisch eng den Peridotiten an.

— Die Augit-Mischkrystallkombinationen  $CaMgSi_2O_6 : CaFeSi_2O_6$  und  $CaMgSi_2O_6 : NaFeSi_2O_6$  gehören dem Typus I<sup>1</sup> an;  $CaMgSi_2O_6$  hat nach Doelter (1906) einen höheren Schmelzpunkt (ca. 1330°) als alle anderen bisher untersuchten Augitkomponenten.

Auch mag die Mischkrystallkombination  $Mg_2Si_2O_6 : Fe_2Si_2O_6$  des rhombischen Pyroxens aller Wahrscheinlichkeit nach dem Typus I angehören<sup>2</sup>.

— Aus denselben Gründen wie gerade für die Olivinkombination  $Mg_2SiO_4 : Fe_2SiO_4$  entwickelt ist, mag sich somit bei der vorwärts schreitenden Differentiation der Pyroxenite (in eingeschränkter Bedeutung des Wortes) und der Enstatite namentlich  $CaMgSi_2O_6$ , bzw.  $Mg_2Si_2O_6$  immer weiter anreichern, auf Kosten der leichter schmelzbaren Komponenten  $CaFeSi_2O_6$ ,  $Fe_2Si_2O_6$ ,  $NaFeSi_2O_6$  usw.

Es ist somit zu erwarten, dass die Gehalte von  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  und  $FeO$  bei der vorwärts schreitenden Differentiation abnehmen müssen, und besonders, dass die relativ leichtschmelzbaren Komponenten, wie z. B.  $NaFeSi_2O_6$ , frühzeitig beinahe verschwinden sollen.

Dies scheint auch durch die beistehenden Analysentabellen von Pyroxeniten, Websteriten, Enstatiten usw. bestätigt zu werden.

<sup>1</sup> Silikatschmelzlös. I, 152; II, 108; siehe auch die spätere Bestätigung von Doelter, Sitzber. d. Akad. d. Wiss., Wien, Juli 1906.

<sup>2</sup> Silikatschmelzlös. II, S. 108.



## Pyroxenite, Enstatitite usw.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Sum
64	45.05	2.65		6.50	3.83	7.69		12.07	18.66	0.94	0.78	0.14	2.40	100.88
65a	36.92			8.55	17.46	8.02		11.87	18.20				0.15	101.17
65b	40.43		0.57	5.15	11.25	10.31		14.06	18.23					100.00
66	45.43			9.44	4.86	7.87		16.10	15.08	1.01	0.21			100.00
67	49.35			2.68		7.37		20.00	20.36				0.60	100.36
68	49.15		0.70	1.65	1.58	4.19	Sp.	20.60	20.36				0.85	99.08
69	50.80		0.32	3.40	1.39	8.11	0.17	22.77	12.31				0.52	100.03
70	53.22		0.23	3.14		7.95	0.11	20.09	14.44				0.98	100.42
71	53.21	0.26	0.20	1.94	1.44	7.92	0.22	20.78	13.12	0.11	0.07		1.01	100.47
72	53.25		0.54	2.80	0.69	5.93	0.09	19.91	16.22	0.19			0.29	99.98
73	52.55	0.14	0.44	2.71	1.27	4.90	0.24	20.39	16.52	0.27			1.09	100.52
74	53.98	0.15	0.53	1.32	1.41	3.90	0.21	22.59	15.47				0.92	100.48
75	54.12			7.91		12.87		16.64	6.21	0.44	1.19			99.38
76	51.83	0.29	0.31	7.98	1.48	8.28	Sp.	24.10	5.26	0.35	0.06	0.09	0.29	100.43
77	55.14		0.25	0.66	3.48	4.73	0.03	26.66	8.39	0.30		0.23	0.38	100.36
78	55.23	0.44		2.08	3.94	6.25		29.29	1.68				1.12	100.03

## Diallag (No. 79) und Bronzit (No. 80) aus Websterit (No. 74).

79	51.80	0.13	0.51	2.21	1.29	3.50		17.76	20.99				0.65	98.84
80	54.53		0.30	1.93	1.70	8.92	0.28	29.51	2.25				1.14	100.56

No. 64. Pyroxenit, Facies des Olivinabbrodiabases zu Brandberget, Christianiagebiet. Brögger, Quart. Journ. 1894.

No. 65–68 von verschiedenen Stellen im Ural; Duparc und Pearce, L'oural du Nord. Genève, 1905. — No. 65, a und b; Koswit (o: ein Spinell, Olivin und Hornblende führender Magnetit-Pyroxenit). No. 66 Talait (o: ein Pyroxenit mit etwas Magnetit, Olivin usw.). — No. 67, 68 Pyroxenit, ganz überwiegend aus Diopsid bestehend.

No. 69–71, 73–74 nach Williams, Amer. Geol. VI, von Maryland; No. 72 nach Turner, Bull. Geol. Soc. Amer. II, von California. No. 69, 72 als Pyroxenit bezeichnet; No. 70 Smaragdgestein; No. 71, 73, 74 Websterit. In mehreren dieser ein wenig NiO, Cl usw. No. 69 besteht aus rhomb. Pyroxen und Diällag; die Websterite bestehen aus Bronzit, (Enstatit) und Diällag.

No. 75, 76 nach Merrill, Proc. U. S. Nat. Mus. XVII, von Montana; No. 77 nach Williams, l. c., Webster in Nord-Carolina. No. 75, 76 als Pyroxenit, mit rhomb. Pyroxen bezeichnet; No. 77 Websterit. Mit ca. 0.10 NiO.

No. 78, nach Henderson, Diss. Leipzig, 1898 (Wash. 366); von Transvaal; als Enstatit-Pyroxenit bezeichnet; besteht der Analyse zufolge ganz überwiegend aus Enstatit.

No. 79, 80 Diällag, bezw. Bronzit aus Websterit von Hebbville, Maryland; No. 74, nach Williams, l. c.

In denjenigen Pyroxeniten und Enstatititen, die arm an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und FeO sind, und die überwiegend aus CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, bzw. Mg<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> bestehen, sind die Gehalte der Alkalien auf Null oder beinahe auf Null gesunken. — Und die von jedem Gebiete stammenden Analysen ergeben im grossen ganzen gerechnet eine parallele Abnahme von Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wie auch von Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und FeO.

Als Endprodukt der Pyroxenit-Differentiation erhalten wir Gesteine, wie z. B. No. 68 und No. 74, die aus überwiegend CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> mit ein

wenig  $CaFeSi_2O_6$  usw. bestehen, und die als Diopsidite bezeichnet werden können. — Ein anderes Endprodukt bilden die Enstatitite, wie beispielsweise No. 78, die aus überwiegend  $Mg_2Si_2O_6$  mit etwas  $Fe_2Si_2O_6$  usw. zusammengesetzt sind.

— Die Untersuchung der Pyroxenite und der Enstatitite bestätigt somit die Richtigkeit unserer oben entwickelten Theorie, bezüglich der bei der vorwärts schreitenden Differentiation stattfindenden Anreicherung der schwer schmelzbaren Komponente bei den zu Typus I gehörigen Mischkrystallkombinationen.

— Die Kombination  $CaMgSi_2O_6$  (Diopsid) :  $Mg_2Si_2O_6$  (Enstatit) gehört dem Mischkrystalltypus IV an (siehe meine Abh. in T. M. XXIV, S. 486—489). Es wäre möglich, dass die auffallende Beimischung von Enstatit oder Bronzit zu Diopsid in den Websteriten sich hierdurch erklären liesse.

### Anorthosite (Labradorfelse u. s. w.).

Die Anorthosite treten bekanntlich in »petrographischen Provinzen« auf, welche neben den Anorthositen eine ganze Reihe anderer Gesteine führen; diese letzteren gehören hauptsächlich teils 1. der Granit-Gruppe, teils 2. der Orthoklas-Plagioklas-Gruppe (zum Teil der Eutektfeldspat-Gruppe) und teils 3. der Gabbro-Gruppe an; dabei finden sich häufig innerhalb der Anorthosite Aussonderungen einerseits von Titan-Eisenerz-Gesteinen und andererseits von Peridotiten, Pyroxeniten, Amphiboliten u. s. w.

Zur Erörterung der Natur dieser petrographischen Provinzen geben wir einen kurzen Überblick über die wichtigsten einschlägigen Gebiete in Norwegen. Diese sind namentlich von C. F. Kolderup<sup>1</sup> erforscht; auch verweise ich teils auf ältere, teils auf noch nicht veröffentlichte Untersuchungen von mir<sup>2</sup>. —

Aus den Arbeiten Kolderups entnehme ich die Analysen No. 81—89, No. 90—99 und No. 103—104 bzw. von Ekersund-Soggendal, von dem Bergensgebiet und dem Lofotengebiet; in seinen Arbeiten sind noch mehrere Analysen von den zwei erstgenannten Gebieten zusammengestellt. — Die Analysen No. 100—102, 105, 106 sind von Studierenden in meinem Laboratorium ausgeführt; einige dieser Analysen, die für eine zukünftige Bearbeitung des Eruptivgebiets zu Lofoten-Vesteraalen bestimmt sind, sind schon in meiner gerade citierten Abhandlung in Norsk geol. Tidsskr. 1907 veröffentlicht. Von dem Lofotengebiet sind bisher nur eine geringe Anzahl der vielen Gesteinstypen analysiert.

<sup>1</sup> Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. I bei Ekersund-Soggendal; II in dem Bergensgebiete. Lofotens und Vesteraalens Gabbro-Gesteine. In Bergens Museums Aarbog, bezw. V, 1896; XII, 1903; VII, 1898.

<sup>2</sup> Über das Gebiet zu Ekersund-Soggendal s. Archiv f. Mathem. og Naturv. XII, 1887; Geol. Fören. Förh. XIII, 1891; Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893, 1900—01. — Über das Gebiet zu Lofoten-Vesteraalen s. einige Gesteinsanalysen in einer Abhandl. in Norsk geologisk Tidsskrift, I, 1907, No. 6.

Analysen von Gesteinen aus den drei petrographischen Provinzen in Norwegen, wo Labradorfelse auftreten.

## Ekersund-Soggendal.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Sum
81	53.02	0.12	27.75	2.92		0.93	10.12	4.67	0.81	winzig		100.36
82	53.42		28.36	1.80		0.31	10.49	4.82	0.84			
83	52.61	0.23	27.15	4.05		1.55	9.96	4.53	0.78			100.87
84	52.21	3.12	19.24	10.46		2.36	7.28	3.48	1.09	(1.21)		100.45
85	53.28	1.87	23.30	4.13	3.25	3.02	5.01	3.95	1.51	0.80		100.22
86	57.11	1.59	18.00	11.58		1.78	3.99	3.96	2.59			100.50
87	64.35	1.63	15.46	7.50		0.50	3.38	3.28	4.54			100.64
88	70.33	1.09	15.59	1.40	1.54	1.30	3.05	4.50	1.29			100.09
89	73.47	0.12	15.42	0.26	0.67	0.20	1.35	5.57	3.64			100.70

## Bergensgebiet.

90	57.34	0.40	24.90	1.10	0.94	0.25	7.99	5.37	1.23	Sp.	0.33	100.25
91	52.80		28.57	0.19	0.43	0.27	12.17	4.82	0.56	o		100.05
92	50.22	0.25	22.74	3.32	3.62	4.51	10.35	3.25	1.21	o	0.26	99.98
93	49.68	0.23	20.86	1.02	5.52	6.50	10.77	3.46	1.38	o	0.53	100.21
94	45.47	0.18	19.32	0.50	4.22	10.09	16.70	2.32	0.64	0.35		100.00
95	47.34	Sp.	19.60	7.15	6.82	4.54	8.00	3.68	1.67	0.65	Sp.	99.88
96	56.31	0.73	20.35	2.78	3.49	1.49	3.76	6.01	4.12	0.50		100.08
97	65.06	0.83	19.41	1.80	1.06	0.47	2.94	6.30	1.69		0.57	100.29
98	68.69	0.31	17.12	0.88	0.41	0.39	1.91	7.03	3.82		0.56	101.52
99	63.60		20.50	0.71	0.33	0.16	2.52	5.51	6.57			99.90

## Lofoten-Vesteraalen.

100	53.34	0.29	30.19 <sup>1</sup>			0.44	10.89	3.90	0.82			99.87
101a	52.42		31.25 <sup>2</sup>				11.98	3.44	0.97			100.06
101b	47.75	1.74	18.71	6.08	7.11	5.32	9.47	2.70	1.20	0.05		100.13
101c	48.96	1.34	21.27	4.68	5.47	4.10	10.11	2.97	1.16	0.04		100.10
102	46.22	0.30	20.18	4.12	9.79	5.75	9.38	3.31	1.29	0.19		100.53
103	58.81		18.54	5.00	1.80	1.02	3.81	7.90	3.06			99.94
104	64.98		19.50	2.51	0.30	0.50	3.70	6.09	2.01			99.59
105	57.89	1.61	16.86	1.33	5.80	1.95	3.97	3.78	5.35	0.72	0.09	99.81
106	58.10	1.61	16.76	1.37	5.84	1.85	3.81	3.92	5.44	0.63		99.33

## Ekersund-Soggendal.

No. 81. Labradorfels; Hauptgestein des Gebiets. No. 82. Labradorfels von Ogne. No. 83. Labradoritnorit von Ekersund. — No. 84. Quarznorit von Soggendal. No. 85. Quarznorit, Gang von Theingsvaag bei Ekersund. — No. 86. Monzonit von Fulmland bei Farsund. No. 87. Banatit von Dypvik bei Farsund. — No. 88. Hypersthenadamellit bei Farsund. No. 89. Hypersthengranit (Birkemit) von Birkrem.

## Bergensgebiet.

No. 90. Andesinfels von Fosse (+ 0.40 S). No. 91. Labradorfels, saussuritisiert von Holsenö (+ 0.24 S). No. 92. Saussuritierter Labradorfels mit vielen grünen Hornblendeflecken; Lindaas (+ 0.25 S). No. 93. Granat- und diallagreiche Labradorfelsvarietät ohne metamorphe Erscheinungen; Radö (+ 0.26 S). No. 94. Olivingsabbro von Os (+ 0.21 S). No. 95. Normalkörniger Mangerit von Manger (+ 0.43 S). No. 96. Natronreicher Glimmersyenit von Sörfjord (+ 0.54 S). No. 97. Weisser Granit aus einem Granitgang im Labradorfels; Lindaas; (+ 0.16 BaO). No. 98. Roter Granit aus einem Granitgang; Osterö (+ 0.40 BaO). — No. 99. „Mikroperthit“ aus einem sauren Mangerit (Banatit); Manger.

## Lofoten-Vesteraalen.

No. 100. Labradorit aus Labradorfels von Andopen, Flakstadö (1) in  $Al_2O_3$  ein klein wenig  $Fe_2O_3$ ). No. 101. Porphyrischer Labradoritnorit von Nappeidet, Flakstadö, mit bis 20 cm. (!) grossen Einsprenglingen von Labradorit; a = Labradorit (2) in  $Al_2O_3$  ein klein wenig  $TiO_2$  und  $Fe_2O_3$ ; b = Grundmasse; c berechnet aus a und b, indem das Gestein aus 23<sup>0</sup>/<sub>100</sub> Labradorit-Einsprenglingen und 77<sup>0</sup>/<sub>100</sub> Grundmasse besteht. No. 102. Anorthositnorit von Nappeidet, Flakstadö. No. 103. Monzonit von Laupstadeid, Ost-Vaagö. No. 104. „Oligoklasit“ nach Kolderup, Facies in Banatit; von Presten, Ost-Vaagö. No. 105–106. Augitsyenit von Ramsvik und Mortsund, West-Vaagö. In No. 105 0.29 MnO; 0.11 BaO; 0.06 Cl. — Die letztere Bezeichnung mag als eine vorläufige betrachtet werden. Die vielen  $SiO_2$ -reichen Gesteine von diesem Gebiet sind noch nicht analysiert.

In dem Gebiet zu *Ekersund-Soggendal* treten folgende Gesteine auf: Labradorfelse (No. 81, 82), mit Labradoritnorit (No. 83); Monzonite (No. 86); Banatite (No. 87); Adamellite (Hypersthenadamellit, No. 88); Hypersthengranit (»Birkremit«, No. 89); Norite und Quarznorite (No. 84); dabei Gänge von Aplit, Augitgranit, Banatit, Monzonit, Quarznorit (No. 85), Labradoritnorit, Gabbro, Norit, Norit- und Labradoritnorit-Pegmatit, Diabas u. s. w., ferner Aussonderungen von Ilmenitnorit, Ilmenit u. s. w.

Und in der Nähe von *Bergen*: Labradorfelse von verschiedenartigen Entwicklungsformen (No. 90–93); Eklogite; Serpentine; Norite und Noritgabbro, u. s. w. (No. 94); Saussuritgabbros; Mangerite und verwandte monzonitische Gesteine (No. 95, 99); Natronsyenite (No. 96); Granite, u. s. w.

In dem grossen Gebiet zu *Lofoten-Vesteraalen* ist das Bild der Gesteine noch bunter; so treten hier auf: Labradorfels (mit Labradorit No. 100); Labradorit- oder Anorthosit-Gabbros und -Norite (No. 101–102); sehr bedeutende Felder von Monzoniten, Banatiten und Adamelliten; sogenannter »Oligoklasit« (No. 104), als Facies in Banatit; verschiedene Arten von Gabbros und Noriten; Augitsyenite (No. 105–106; vorläufige Bezeichnung); Amphibolpikrit; Peridotit; Hornblendit; Hypersthenit u. s. w.; verschiedene Arten von Titan-Eisenerzaussonderungen (s. oben S. 9, 12–13); dann auch mehrere noch nicht erforschte Ganggesteine.

Um jedenfalls eine approximative Vorstellung über die Zusammensetzung der ursprünglichen Stammagmen, aus denen die Labradorfelse durch Differentiation entstanden sind, zu erhalten, berechne ich, auf Grundlage der von Kolderup gelieferten Analysen und seinen Angaben über die Verbreitung der verschiedenen Gesteine in dem Ekersund-Soggendal-Gebiet<sup>1</sup>, die durchschnittliche Zusammensetzung der Gesteine — unter Berücksichtigung ihrer Verbreitung — in diesem Gebiete. Das Resultat ist:

<sup>1</sup> 956 km.<sup>2</sup> Labradorfelse, 25 km.<sup>2</sup> Norite und Quarznorite, 78 km.<sup>2</sup> Monzonite, 150 km.<sup>2</sup> Adamellite (und Granite), 250 km.<sup>2</sup> Banatite.

Durchschnittliche Zusammensetzung der Gesteine zu  
Ekersund-Soggendal.

<i>SiO<sub>2</sub></i> . . . . .	ca. 57 0/10
<i>TiO<sub>2</sub></i> . . . . .	0.5 -
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> . . . . .	23.5 -
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO</i> . . . . .	4 -
<i>MgO</i> . . . . .	1 -
<i>CaO</i> . . . . .	7.5 -
<i>Na<sub>2</sub>O</i> . . . . .	4.5 -
<i>K<sub>2</sub>O</i> . . . . .	2 -
	100.0 0/10

Diese Berechnung ist freilich aus mehreren Gründen ziemlich mangelhaft, und zwar unter anderem, weil das ganze Eruptivgebiet sich der Küste entlang erstreckt; die Fortsetzung der verschiedenen Gesteine unterhalb des Meeres ist ausser Betracht gesetzt. — Die berechnete durchschnittliche Zusammensetzung des Stammmagmas macht somit keinen Anspruch auf Genauigkeit; sie dürfte jedoch ein annäherndes Bild der ursprünglichen Chemie des Stammmagmas liefern.

Die Gesteine von dem Bergengebiet und von Lofoten-Vesteraalen ergeben ein Stammagma von annähernd derselben Zusammensetzung, jedoch vielleicht mit etwas mehr *Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO*, *MgO* und *K<sub>2</sub>O*, aber andererseits etwas weniger *Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>* und *Na<sub>2</sub>O*.

Auch die Stammagmen von anderen petrographischen Provinzen, wo Anorthosite — in Verbindung mit Orthoklas-Plagioklas-Gesteinen nebst gewissen Arten von Graniten und gabbroidalen Gesteinen — auftreten, dürften eine ungefähr ähnliche Zusammensetzung zeigen.

Solche Stammagmen führen einen Überschuss — und zwar in der Regel einen ganz beträchtlichen Überschuss — von *Ab + An*, dabei auch einen Überschuss von *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikaten u. s. w., über das Eutektikum *Qu : Or : Ab + An*: Komponenten von *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikaten, Eisenerz u. s. w. Gehen wir von dem Satz über den Parallelismus zwischen der Krystallisationsfolge und der Differentiationsfolge aus, muss folglich eine Wanderung in die monomineralische Richtung von *Ab + An, Mg, Fe*-Silikaten u. s. w. stattfinden. Hierdurch entstehen neue Magmen, mit einer Zunahme von *Ab + An, Mg, Fe*-Silikaten u. s. w.

Wie ich in einer zukünftigen kleinen Abhandlung<sup>1</sup> näher zu erörtern beabsichtige, beginnt in Magmen wie diejenigen der Labradorfelse und der

<sup>1</sup> „Über Labradoritnorit mit porphyrischen Labradoritkrystallen, — ein Beitrag zur Kenntnis des gabbroidalen Eutektikums“.

Labradorfels- oder Anorthosit-Norite und -Gabbros die Krystallisation mit Ausscheidung von Plagioklas, und diese Ausscheidung setzt fort, bis die eutektische Grenze zwischen Plagioklas einerseits und dem Eisenerz oder den *Mg, Fe*-Silikaten andererseits erreicht ist. Das heisst, Magmen von den hier besprochenen Zusammensetzungen führen die Plagioklas-Komponente im Überschuss über das Eutektikum zwischen Plagioklas einerseits und den Komponenten der *Mg, Fe*-Silikate, Eisenerz u. s. w. andererseits. — Ist ein an Plagioklas-Komponenten sehr reiches Magma entstanden, müssen somit — indem wir uns auf den Satz über den Parallelismus zwischen der Krystallisation und der Differentiation stützen — die Plagioklas-Komponenten bei der vorwärts schreitenden Differentiation der Wanderung unterworfen werden, mit immer zunehmender Anreicherung der Plagioklas-Komponenten. In dieser Weise lässt sich die Entstehung der Anorthositmagmen ganz einfach erklären.

— Die *binäre* Mischkrystall-Kombination  $An : Ab$  gehört bekanntlich dem Typus I an; und die *ternäre* Mischkrystall-Kombination  $An : Ab : Or$  muss nach meinen Untersuchungen dem durch Fig. 12 und 18 in meiner Abhandlung in T. M. XXIV besprochenen Subfall angehören.

Bei der Krystallisation aus Lösungen, die nur  $An$  und  $Ab$  führen, wird  $An$  in den ersten Mischkrystall angereichert (s. die Tabelle in T. M. XXIV, S. 512). — Bei der Krystallisation aus  $An + Ab + Or$ -Lösungen, mit  $An + Ab$  im Überschuss über die eutektische Grenze  $An + Ab : Or$ , nimmt die Menge von  $An$  in dem ersten Mischkrystall zu;  $Ab$  geht ebenfalls in relativ reichlicher Menge in den ersten Mischkrystall ein, doch nicht so reichlich wie  $An$ ; die  $Or$ -Menge nimmt aber erheblich ab (s. die Tabelle in T. M. XXIV, S. 503). — In Lösungen mit etwa 20—30  $Or : 80—70 Ab + An$  besteht der Unterschied zwischen dem  $An : Ab : Or$ -Verhältnis in der Lösung und in dem ersten Mischkrystall namentlich in einer starken Zunahme von  $An$  und einer starken Abnahme von  $Or$  in dem ersten Mischkrystall; die Menge von  $Ab$  wird dagegen verhältnismässig wenig verschoben.

Bei den wiederholten Wanderungen der Plagioklas-Komponenten, in die monomineralische Richtung, resultieren die Magmen, aus denen die Anorthosite krystallisieren; bezüglich der Zusammensetzung derselben dürfte folgendes zu erwarten sein.

1. Die Anorthosite dürften sich, der Anreicherung an  $An$  wegen, im grossen ganzen gerechnet nicht durch  $An$ -arme (saure), sondern durch einigermassen  $An$ -reiche (intermediäre und basische) Plagioklase kennzeichnen.

2. Weil immer etwas  $Ab$  zusammen mit  $An$  der Wanderung unterworfen ist, mögen zum Schluss nie reine  $An$ -Gesteine, ohne  $Ab$ , resul-

tieren. In den Stammmagmen war *Ab* in ziemlich reichlicher Menge vorhanden; ferner führten diese Magmen auch einigermaßen grosse Mengen von *Or*; in Lösungen von solchen Zusammensetzungen geht (s. oben S. 35) verhältnismässig viel *Ab* in den ersten Mischkrystall — oder in die »wandernde Plagioklas-Kombination« — hinein. Es sind somit in den Anorthositen in der Regel nicht an *Ab* besonders arme Plagioklase zu erwarten; namentlich gilt dies den gigantischen Anorthositfeldern, deren Ausdehnung in Hunderten oder gar Tausenden von Km.<sup>3</sup> gemessen wird. — Nur bei besonders starken Differentiationsvorgängen dürften ziemlich basische Plagioklase, jedoch noch mit etwas *Ab*, resultieren.

3. Die *Or*-Menge muss in den Anorthositen immer niedrig ausfallen, und zwar je niedriger, je weiter die Differentiation vorwärts geschritten ist, d. h. je mehr basisch der Plagioklas ist. Die *Or*-Menge dürfte bei der vorwärts schreitenden Differentiation noch stärker als die *Ab*-Menge abnehmen.

— Zur Kenntnis der Anorthosite stelle ich zusammen alle die in den Sammelwerken von Osann und Washington und in den oben citierten Abhandlungen von Kolderup mitgenommenen Analysen von Anorthositen; ferner sind einige Analysen auch anderen Arbeiten entnommen. — Dabei gebe ich eine besondere Tabelle von Anorthosit-Gabbros und -Noriten, mit etwas mehr Eisenerz oder *Mg, Fe*-Silikaten als in den eigentlichen Anorthositen; die Grenze zwischen diesen zwei ineinander übergehenden Gesteinsarten ist willkürlich aufgezogen.

Anorthosite (Labradorfelse u. s. w.).

	<i>SiO</i> <sub>2</sub>	<i>TiO</i> <sub>2</sub>	<i>Al</i> <sub>2</sub> <i>O</i> <sub>3</sub>	<i>Fe</i> <sub>2</sub> <i>O</i> <sub>3</sub>	<i>FeO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na</i> <sub>2</sub> <i>O</i>	<i>K</i> <sub>2</sub> <i>O</i>	<i>P</i> <sub>2</sub> <i>O</i> <sub>5</sub>	<i>H</i> <sub>2</sub> <i>O</i>	Sum
	58.50	—	25.80	1.00		0.20	8.06	5.45	1.16		0.40	100.57
(9)	57.34	0.40	24.90	1.10	0.94	0.25	7.99	5.57	1.23	Sp.	0.33	100.25
	54.62	—	26.50	0.76	0.56	0.74	9.88	4.50	1.23		0.91	99.70
	55.01	—	28.31		0.73	0.40	10.42	4.52	0.61			100.00
	54.45		28.05	0.45			9.68	6.25	1.06		0.55	100.49
	54.47		26.45	1.30	0.66	0.69	10.80	4.37	0.92		0.53	100.19
	54.06	0.39	29.01		0.64	0.41	9.93	4.68	0.57		0.66	100.35
(81)	53.02	0.12	27.75	2.92		0.93	10.12	4.67	0.81			100.36
(82)	53.42		28.36	1.80		0.31	10.49	4.82	0.84			100.04
	53.43		28.01	0.75		0.63	11.24	4.85	0.96			99.87
(91)	52.80		28.57	0.19	0.43	0.27	12.17	4.82	0.56			100.05
	50.76		28.90	—	—	1.15	9.58	4 67			3.88	98.84
	49.78		29.37	0.34	0.60	1.07	11.86	4.39	0.46		1.76	99.80
	47.40		29.74		1.94	0.57	13.30	4.99	1.56(?)		1.64	101.14
	47.25		31.56		2.29	0.27	15.39	2.52	0.37		0.40	100.05
	46.24		29.85	1.30	2.12	2.41	16.24	1.98	0.18		1.03	101.35
	45.78		30.39	1.33	1.22	2.14	16.66	1.66	0.10		0.51	99.79
	47.32		30.36	1.35	1.55	2.44	15.45	1.88	0.66		0.10	101.69
	46.54		30.73	3.23	1.18	1.35	15.45	1.36	0.52		0.04	100.40

109. Hunt. Château-Richer, Geol. of Canada, 1863.  
 111. Leeds. Essex Co., 13th Ann. Rep. New York, Museum, 1876.  
 112. Morozewicz. Wolhynien. N. J. f. M. 1899, I.  
 113. Hunt. Rawdon, Canada. Cfr. No. 109.  
 114. Cushing. Anorthositgabbro. Clinton Co., 19th Ann. Rep. New York, State Geol.  
 115. Petersson. Routivara. Etwas umgewandelt. Geol. Fören. Förh. XV, 1893.  
 118. Wichmann. Nain, Labrador. Z. d. d. g. G. 1884.  
 120. Kjerulf. Lårdal. Hiortdahl & Irgens, Bergens Omegn, 1864.  
 121. Winchell. Minnesota. Amer. Geol. XXVI, 1900. + 0.08 *MnO*.  
 122. Lawson. Minnesota. Bull. 8, Survey of Minnesota, 1893.  
 123. Irving. Minnesota. Copper Bearing Rocks of Minn.  
 124. Lawson. Canada. Colemann. Amer. Geol. IV, 1896.  
 125. Lord. Maine. Amer. Geol. XXVI, 1900.  
 126. Korundführender Anorthosit. Lawson. Canada. Amer. Geol. XXIV, 1899.  
 127. „Anorthit-Hornblendegestein“ mit Korund. Kamen, Ural (siehe Rosenb. Gesteinslehre, S. 162).

## Anorthosit-Gabbros, -Norite u. s. w.

	<i>SiO</i> <sub>2</sub>	<i>TiO</i> <sub>2</sub>	<i>Al</i> <sub>2</sub> <i>O</i> <sub>3</sub>	<i>Fe</i> <sub>2</sub> <i>O</i> <sub>3</sub>	<i>FeO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na</i> <sub>2</sub> <i>O</i>	<i>K</i> <sub>2</sub> <i>O</i>	<i>P</i> <sub>2</sub> <i>O</i> <sub>5</sub>	<i>H</i> <sub>2</sub> <i>O</i>	Sum
83	52.61	0.23	27.15	4.05		1.55	9.96	4.53	0.78			100.87
92	50.22	0.25	22.74	3.32	3.62	4.51	10.35	3.25	1.21		0.26	99.98
93	49.68	0.23	20.86	1.02	5.52	6.50	10.77	3.46	1.38		0.53	100.21
128	50.01		18.95	9.57		5.60	10.44	4.66	2.37		0.39	101.99
102	46.22	0.30	20.18	4.12	9.79	5.75	9.38	3.31	1.29	0.19		100.53
101 c	48.96	1.34	21.27	4.68	5.47	4.10	10.11	2.97	1.16	0.04		100.10
129	51.62	0.10	24.45	1.65	5.30	1.21	9.97	3.49	1.27	0.01	0.72	99.79
130	56.94	0.44	20.82	0.83	3.02	2.36	9.41	3.36	1.58	0.07	0.80	100.24

No. 83 Labradoritnorit von Ekersund; s. oben. — No. 92, 93, 128 von dem Bergengebiet; No. 128, „Labradorfels, aus dichtem weissem Labradorit, vielem Granat und Diallag bestehend“; Holsenö bei Bergen; Hiortdahl und Irgens; siehe Kolderup, l. c. — No. 101, 102 Labradoritnorite von Flakstadö, Lofoten; s. oben. — No. 129. Anorthositgabbro, Altona, Clinton Co., New York; H. P. Cushing, 19 Ann. Rep. New York State Geologist. + 0.1 *MnO*. — No. 130. Pyroxenischer Anorthosit, Elisabethtown, New York; I. F. Kemp, U. S. Geol. Surv. Bull., 1900.

Aus den in den Analysen der Anorthosite aufgeführten Gehalten von *CaO*, *Na*<sub>2</sub>*O* und *K*<sub>2</sub>*O* berechne ich das Verhältnis zwischen *An*, *Ab* und *Or*, und zwar unter der beinahe, aber nicht völlig zutreffenden Voraussetzung, nämlich dass die ganze Menge von *CaO*, *Na*<sub>2</sub>*O* und *K*<sub>2</sub>*O* in *An*, *Ab* und *Or* hineingeht; die gefundene Summe *An* + *Ab* + *Or* rechne ich zu 100 <sup>0</sup>/<sub>10</sub> um<sup>1</sup>. — Aus der in Kolderups letzter Abhandlung (vom Jahre 1903) gelieferten Zusammensetzung von Analysen (in Anzahl 33) von Plagioklasen aus Anorthositen entnehme ich ebenfalls das Verhältnis zwischen *An*, *Ab* und *Or* und berechne die Summe (unter Berücksichtigung der analytisch bestimmten Prozente von *SiO*<sub>2</sub> und *Al*<sub>2</sub>*O*<sub>3</sub>) zu 100 <sup>0</sup>/<sub>10</sub> um. —

<sup>1</sup> Die fragliche Analyse No. 122 wird nicht berücksichtigt.



Einige dieser Analysen sind freilich so unsicher, dass sie ausser Betracht gesetzt werden müssen. Namentlich gilt dies den am meisten basischen Plagioklasen, wo  $K_2O$  nicht analytisch bestimmt ist; ich führe hier die Angaben von  $CaO$ ,  $Na_2O$ , eventuell  $K_2O$  auf. Die Nummerierung bezieht sich auf das Numero in Kolderups Tabelle.

Das  $An : Ab : Or$ -Verhältnis in den Plagioklasen der Anorthosite.

Zufolge der Analysen der Gesteine berechnet.				Zufolge der Analysen der Plagioklasse berechnet.						
No.	An	Ab	Or	No.	An	Ab	Or	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
110	42	50.5	7.5	III	43	50	7			
109	43	50	7	I	46	48	6			
113	46	48	6	II	46	48	6			
111	52.5	40	7.5	V	46	49	5			
116	53	42	5	VI	46	49	5			
118	54	40	6	IV	50					
117	54	41	5	VII	51	42	7			
115	54	42	4	VIII	52					
114	55	39	6	XII	53	40	7			
112	56	40	4	XIV	53					
119	59	38	3	XVII	53	44	3			
121	59	38	3	IX	54		5			
120	60	—	—	XVI	55	41	5			
123	76	22	2	XV	56.5	38	5.5			
126	79	17	4	100	57	38	5			
124	82	17	1	XIII	57	40.5	2.5			
127	83	14	3	XVIII	57	41	3			
125	85	14	1	XIX	57					
				XXII	57	34	9			
				XX	57	40	3			
				X	58	40	2			
				XI	60	37.5	2.5	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
				XXIV	60	37	3	12.10	4.70 <sup>1</sup>	
				XXIII	61	35.5	3.5	13.25	5.23	0.23
				XXXVI	60			16.23		
				XXV	65	?	1.5	9.44	5.63	1.10
				XXVII	70?			15.34	0.80	
				XXVIII	?	?	?	15.63	1.86	
				XXIX	80?			14.67	3.29	
				XXX	80?			14.85	3.36	
				XXXI				15.10	3.30	
				XXXII						
				XXXIII	75					

Das berechnete Verhältnis  $An : Ab : Or$  ist selbstverständlich aus mehreren Gründen in vielen Fällen nicht ganz sicher; grössere Fehler dürften jedoch ausgeschlossen sein.

Die Zusammensetzungen der Plagioklasse der Anorthosite schwanken, den Analysentabellen zufolge, zwischen ca. 42  $An : 58 Ab + Or$  und ca. 80—85  $An : 20—15 Ab + Or$ ; die meisten fallen innerhalb der Stufen 50  $An : 50 Ab + Or$  und 60  $An : 40 Ab + Or$ , und der mittlere Wert

<sup>1</sup> Hierin ein wenig  $K_2O$ .

ist ungefähr  $57 An : 43 Ab + Or$ . — Die Zusammensetzungen variieren somit, wie schon längst durch chemische und optische Untersuchungen festgestellt ist, von basischem Andesin bis zu Bytownit; in überaus den meisten Fällen liegt ein Labradoritfeldspat vor, und die meisten Anorthosite sind, wie ja längst bekannt, wirkliche Labradorfelse (ϑ: mit Labradoritfeldspat).

In den Anorthositen fehlen — in Übereinstimmung mit der obigen theoretischen Entwicklung — einerseits extra basische Plagioklase (Anorthite) und andererseits die sauren Plagioklase, Albit, Oligoklas wie auch saure Andesine. — Bytownit kommt gelegentlich vor, doch verhältnismässig selten; in den norwegischen Gebieten von Anorthositen scheint er völlig zu fehlen.

Besonders bemerkenswert ist das in vielen Gebieten der Erde wahrgenommene Auftreten von Gesteinen, die beinahe nur aus einem *intermediären* Plagioklas bestehen, und die eine *gigantische* Ausdehnung zeigen. Im Gegensatz hierzu steht das äusserst spärliche Auftreten von Gesteinen, die nur oder beinahe nur aus den sauren oder *Ab-reichen* Plagioklasen bestehen; und zwar ist dies um so auffallender, wenn man bedenkt, dass die *Ab-reichen* Plagioklase an und für sich in vielen Eruptivgesteinen sehr verbreitet sind.

Wie oben besprochen, führen die Anorthosite gelegentlich Plagioklase, die soweit sauer sind wie etwa  $40 An$  gegen  $60 Ab$  nebst etwas *Or*. — Ein noch *Ab-reicherer* Plagioklasgestein ist von Kolderup unter dem Namen »Oligoklasit« (s. die obige Analyse No. 104) beschrieben worden, nämlich von Presten auf Ost-Vaagö in Lofoten. Dieses Gestein tritt jedoch, zufolge meiner Untersuchungen, nicht in dem Gebiet von Labradorfels in Lofoten auf, sondern bildet eine Facies des Banatits. Dabei unterscheidet sich der sogenannte Oligoklasit von den Anorthositen dadurch, dass der Oligoklasit verhältnismässig reich an  $K_2O$  ist, und zwar so reich, dass das Gestein Mikroklin führt. Der Oligoklasit kann somit nicht zu den Anorthositen gerechnet werden, sondern muss am nächsten unter die Banatite gesteckt werden, und zwar als eine Stufe, die ein Zwischenglied zwischen den Anorthositen einerseits und den an *Mg, Fe*-Silikat armen Banatiten andererseits bildet.

Das von A. C. Lawson<sup>1</sup> beschriebene *Ganggestein* Plumasit, das durch Serpentin zu Plumas County in Californien hindurchsetzt, und das aus ca.  $16\%$  Korund und  $84\%$  Oligoklas besteht, wie auch das von

<sup>1</sup> Journ. of Geol. IX, 1901; Geol. Soc. Am. Bull. XII, 1901 (Ref. in Geol. Centralbl. IV, 5). — Cal. Univ. Dept. Geol. Bull., III, 1903 (Ref. in Geol. Centralbl. IX, 1899).

A. Lacroix<sup>1</sup> untersuchte entsprechende *Ganggestein* von Mosso Santa Maria in Piemont führt freilich sehr viel von einem *Ab*-reichen Plagioklas, entfernt sich aber in mineralogischer und geologischer Beziehung sehr weit von den Anorthositen. — Dasselbe gilt auch dem als untergeordnete Facies in Gabbro auftretenden »Albitit«, der von F. Loewinson-Lessing<sup>2</sup> von Angara bei Tagil in Ural beschrieben worden ist.

Andere »Oligoklasite« oder »Albitite« sind mir aus der Literatur nicht bekannt.

— Innerhalb der Anorthosite nimmt die *Or*-Menge — wiederum in Übereinstimmung mit der obigen theoretischen Entwicklung — mit steigender Basisität der Plagioklase im grossen ganzen gerechnet<sup>3</sup> sehr erheblich ab, und zwar scheint es aus den Analysen hervorzugehen, dass die *Or*-Menge mit steigender Basisität der Plagioklase noch stärker als die *Ab*-Menge abnimmt; ich verweise diesbezüglich auf die Tabellen auf S. 36 und 38.

Ferner lenke ich die Aufmerksamkeit darauf, dass die Anorthosit-Gabbros und -Norite, welche sich von den Anorthositen namentlich durch etwas höhere Gehalte von *Mg, Fe*-Silikaten und Eisenerz unterscheiden, sich den Analysen No. 83, 92—93, 101, 102, 128—130, zufolge beinahe durchgängig durch etwas höhere  $K_2O$ -Menge —  $\circ$ : *Or*-Menge in dem Plagioklas — als die Anorthosite kennzeichnen. Die Anreicherung an Plagioklas, oder mit anderen Worten, die in die monomineralische Richtung gehende Wanderung der Plagioklas-Komponenten, ist bei den Anorthositen weiter vorgeschritten als bei den Anorthosit-Gabbros und -Noriten. Die Abnahme von *Or* in den Anorthositen, verglichen mit den Anorthosit-Gabbros und -Noriten, mag somit auch als eine Stütze der Richtigkeit unserer obigen theoretischen Erörterung betrachtet werden. — Auch enthält der von Kolderup untersuchte, Mikroklin-führende Oligoklasit (No. 104), den ich aus den oben angeführten Gründen nicht zu den Anorthositen rechne, entschieden mehr *Or* als die Anorthosite.

— Die Anorthosite kennzeichnen sich im allgemeinen, in ähnlicher Weise wie die Peridotite, durch eine ganz auffallende Armut an Apatit und Zirkon; für diejenigen Differentiationsvorgänge, welche zu der Aussonderung der Anorthosit- und der Peridotit-Magmen geführt haben, gilt somit, dass die Anreicherung nur die betreffenden Mischkristall-Komponenten umfasst hat.

<sup>1</sup> Bull. Soc. franç. min. XXVI, 1903.

<sup>2</sup> Eine petrographische Excursion auf den Tagil. Verh. d. Russ. Min. Gesellsch. XLII, 1905.

<sup>3</sup> Die quantitative Bestimmung von  $K_2O$  namentlich in einigen der älteren Analysen dürfte fraglich sein.

Das Endglied der Peridotit-Reihe, nämlich Dunit, führt meist Olivin mit ca.  $0.9 Mg_2SiO_4 : 0.1 Fe_2SiO_4$ ; die meisten Anorthosite dagegen führen nur ca.  $0.55-0.6 An$  gegen  $0.45-0.4 Ab + Or$ . Die schwer-schmelzbare Komponente ist somit bei den Peridotiten relativ viel stärker vertreten als bei den Anorthositen.

Dies darf damit in Verbindung gesetzt werden, dass das Verhältnis  $Mg_2SiO_4 : Fe_2SiO_4$  in denjenigen Magmen, aus denen die Peridotite herkommen, im allgemeinen viel höher war als das Verhältnis  $An : Ab$  in denjenigen Magmen, aus denen die Anorthosite abgeleitet sind. In den erstgenannten Magmen dürfen wir wahrscheinlich etwa  $Mg_2SiO_4 : Fe_2SiO_4 = 0.8 : 0.2$  oder  $4 : 1$  rechnen; in den letztgenannten dagegen eher  $An : Ab = 0.4 : 0.6$  oder  $1 : 1\frac{1}{2}$ . Die relative Zunahme von  $Mg_2SiO_4$  und  $An$  — oder die relative Abnahme von  $Fe_2SiO_4$  und  $Ab$  — darf somit bei den beiden Differentiationsvorgängen jedenfalls annähernd mit demselben Mass gemessen werden.

Dabei mag ferner berücksichtigt werden, dass die Peridotite meist kleine, am öftesten gar ganz kleine, die Anorthosite dagegen meist bedeutend grosse Felder bilden. Eine besonders intensive Anreicherung der einen Komponente wird nur in einigermaßen kleinen Feldern eintreten können. Hiervon ausgehend darf angenommen werden, dass Bytownite hauptsächlich oder ausschliesslich kleinere Gebiete einnehmen sollten als die Labradorfelse, mit etwas  $Ab$ -reicherem Feldspat.

Wenn  $An$  nebst etwas  $Ab$  und ganz wenig  $Or$  in die eine Richtung fort wandern, müssen die Gehalte namentlich von  $MgO$ ,  $Fe_2O_3 + FeO$  und  $K_2O$ , ferner auch von  $SiO_2$  in dem restierenden Magma steigen; dieses Rest-Magma muss, der hohen  $Al_2O_3$ -Menge in  $An$  wegen, eine Abnahme von  $Al_2O_3$  ergeben; die  $Na_2O$  oder  $Ab$ -Menge dagegen wird, wie oben erwähnt, nur relativ wenig verschoben. In diesem Rest-Magma dürften eine ganze Reihe von neuen Differentiationsvorgängen eintreten, teils mit Aussonderung von gabbroidalen Magmen und teils mit Bildung von Magmen mit zunehmenden Gehalten besonders von  $Qu$  und von  $Or$ . Die Chemie dieser letzteren Magmen bewegt sich in die anchi-eutektische Richtung; und zwar darf man Magmen erwarten, einerseits ohne oder beinahe ohne  $Qu$ , aber mit bis zu so viel  $Or$  wie das Eutektikum  $Or : Ab + An$ , und andererseits mit zunehmender  $Qu$ -Menge, aber nicht mit Überschreitung — oder jedenfalls nur mit einer relativ kleinen Überschreitung (s. S. 17) — von  $Qu$  über das Eutektikum  $Qu : An, Ab, Or$ , teils mit mehr  $An + Ab$  als das Eutektikum  $An + Ab : Or$ , und teils mit  $An + Ab$  und  $Or$  annähernd in dem eutektischen Verhältnis; im letzteren Falle

würden Gesteine von der anchi-eutektischen Zusammensetzung  $Qu : An + Ab : Or^1$  vorliegen. Dabei ist auch eine ganze Reihe Zwischenstufen zwischen den verschiedenen extremen — teils anchi-monomineralischen und teils anchi-eutektischen — Zusammensetzungen zu erwarten.

Dies trifft in der Tat zu.

Ich verweise diesbezüglich auf die obige Übersicht über die vielen Gesteine in den drei norwegischen Gebieten, wo Labradorfelse auftreten. Ferner gebe ich eine Zusammenstellung von »Analysen von an  $K_2O$  einigermassen reichen Gesteinen aus petrographischen Provinzen in Nord-Amerika, wo Anorthosite auftreten«.

Analysen von an  $K_2O$  einigermassen reichen Gesteinen aus petrographischen Provinzen in Nord-Amerika, wo Anorthosite auftreten.

	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$	$H_2O$	Sum.
131 a	54.10	0.19	17.45	4.52	6.47	0.35	2.33	6.17	3.81	3.06	0.88	0.57	100.19
132	54.38	0.09	20.53	2.78	5.5	0.01	1.99	5.39	5.2	3.4	0.15	0.5	100.03
133 a	57.00		16.01	10.3			1.62	6.20	4.35	3.53		0.15	99.16
131 b	59.7		19.52	1.89	4.92	0.09	0.78	3.36	5.31	4.14		0.52	100.23
131 c	61.01		15.36	2.98	7.77	0.08	0.78	4.05	3.68	3.9		0.49	100.1
133 b	65.65		16.84		4.01		0.13	2.47	5.27	5.04		0.3	99.71
131 d	68.18		16.15	1.26	1.00		0.64	2.48	4.22	5.59	0.1		100.02

Die Analysen No. 131—133 sind der Zusammenstellung von Analysen in H. P. Cushings Abhandlung: *Asymmetric Differentiation in a Batholith of Adirondach Syenite* (Bull. Geol. Soc. Amer., XXXIII, 1907) entnommen.

Sämtliche Gesteine stammen aus petrographischen Provinzen, in welchen Anorthosite auftreten; No. 131, a—d aus der von Cushing beschriebenen Provinz in den Adirondacks; No. 132 aus Franklin Co., New York; No. 133, a, b aus Lewis Co., New York.

No. 131, a; + 0.05  $Fl$ , 0.14  $S$ , 0.10  $BaO$ . — No. 132; + 0.03  $Cl$ , 0.03  $Fl$ , 0.16  $BaO$ . — No. 131, d; + 0.02  $Cl$ , 0.03  $S$ .

Cushing gibt die folgende Bezeichnung der Gesteine: No. 131, a; „basic syenite (andose)“; No. 132; „anorthosite showing transition to augite syenite“. No. 133, a; „basic syenite“. No. 131 b; „augite syenite (laurvikose)“. No. 131, c; „augite syenite (harzose)“. No. 133, b; „augite syenite“. No. 131, d; quarz syenite“.

Rosenbusch (Elemente der Gesteinslehre, 1901, pag. 163) erwähnt No. 133 b als „Mikroperthitreiche Entwicklungsform des Anorthosits“.

Einerseits finden wir in den hier besprochenen petrographischen Provinzen eine ganze Reihe von *gabbroidalen* Gesteinen; diese spielen jedoch in vielen Fällen quantitativ gerechnet eine relativ untergeordnete Rolle.

Überaus verbreitet sind *Monzonite* und *Banatite*, wie beispielsweise No. 86—87, 103, 131 a—c, 132, 133 a, meist mit 54—64 %  $SiO_2$  und 3—4 (oder 2.5—4.5) %  $K_2O$ , folglich mit einer ziemlich beträchtlichen Menge von  $Or$ , doch nicht mit so viel  $Or$ , wie es der eutektischen Grenze zwischen  $Or$  und  $Ab + An$  entspricht.

<sup>1</sup> Dieses Eutektikum bezeichne ich unten als das „ternäre granitische Eutektikum“.

In vielen Fällen ist die — in die anchi-eutektische Richtung — verlaufende Differentiation noch weiter vorgeschritten, bis *die eutektische Grenze zwischen Or und Ab + An* erreicht oder beinahe erreicht worden ist.

Besonders verweise ich auf den in Lofoten — unmittelbar an der Ostseite des hiesigen Labradorfelsgebiets — auftretenden Augitsyenit, No. 105, 106. Nach Abzug von  $CaO$  zu dem in ganz reichlicher Menge vorhandenen Apatit und dabei nach Abzug von 0.50 %  $CaO$  zu etwas Augit berechnet sich die Feldspatmischung hier zu:

$$\text{No. 105: } 42 \text{ Or} : 42 \text{ Ab} + 16 \text{ An} = 42 \text{ Or} : 58 \text{ Ab} + \text{An}$$

$$\text{» 106: } 42 \text{ Or} : 42.5 \text{ Ab} + 15.5 \text{ An} = 42 \text{ Or} : 58 \text{ Ab} + \text{An}$$

Und der von Kolderup (l. c.) untersuchte Feldspat aus Mangerit aus dem Bergensgebiet zeigt:

$$\text{No. 99: } 40 \text{ Or} : 47.5 \text{ Ab} + 12.5 \text{ An} = 40 \text{ Or} : 60 \text{ Ab} + \text{An}$$

Diese Analysen stimmen vorzüglich mit meinen früheren Berechnungen (s. T. M. XXIV, pag. 523—528) der Zusammensetzung der eutektischen Feldspatmischung — nämlich (bei relativ wenig *An*) 42 *Or* : 58 *Ab* + *An* — überein.

Eine andere Reihe der die Anorthosite begleitenden Gesteine sind *granitischer* Natur, mit Annäherung zu dem *Eutektikum zwischen Quarz und Feldspaten*. Beispielsweise erwähne ich den Hypersthenadamellit No. 88 und den Hypersthengranit No. 89, beide aus dem Ekersundgebiet. — Einige dieser Gesteine nähern sich gar dem »ternären granitischen Eutektikum«,  $Qu : Or : Ab + An$ . Der Hypersthengranit No. 89 liegt somit in chemischer Beziehung ziemlich genau auf der eutektischen Linie zwischen  $E_{Qu-Or-Ab+An}^1$  und  $E_{Qu-Ab+An}$ , in der Nähe des erstgenannten Punktes, jedoch mit einem, obwohl nicht grossen, Überschuss von *Ab* + *An*. — Und die zwei Gesteine 133 b und 131 d liegen ziemlich genau auf der eutektischen Linie zwischen  $E_{Qu-Or-Ab+An}$  und  $E_{Or-Ab+An}$ , und zwar das letztere dieser Gesteine (No. 131 d, mit 68.18 %  $SiO_2$ ) nicht sehr weit von dem ternären granitischen Eutektikum.

— Die Anorthosite sind in den meisten früheren petrographischen Lehrbüchern als eine Unterabteilung unter den Gabbrogesteinen aufgeführt worden; dies ist jedoch nicht zutreffend. Es handelt sich nämlich hier um zwei verschiedene Arten von Differentiationspolen: die Anorthosite sind anchi-monomineralischer Natur, die Gabbrogesteine dagegen anchi-

<sup>1</sup> e an Fig. 5.

eutektischer Natur, mit Annäherung an das komplizierte Eutektikum zwischen Plagioklas und den verschiedenen  $Mg, Fe$ - oder  $Mg, Fe-Ca$ -Silikaten nebst Eisenerz.

Die Anorthosite mögen, mit demselben Recht wie z. B. die Peridotite, als eine selbständige Gesteinsgruppe klassifiziert werden. — Genetisch stehen die Anorthosite nicht den Gabbrogesteinen am nächsten, sondern dagegen den Monzoniten und Banatiten.

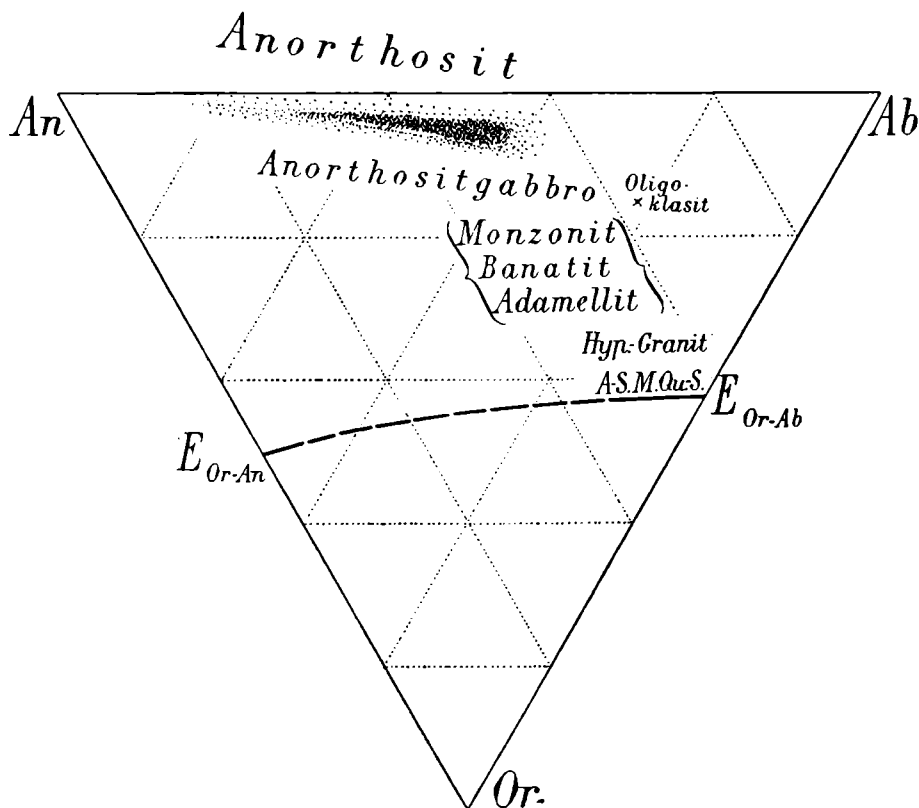


Fig. 4.

Das  $An : Ab : Or$ -Verhältnis des Feldspats der Anorthosite wird an Fig. 4 durch Punktierung angegeben, und zwar bedeutet die dichte Punktierung die Zusammensetzung der meist verbreiteten Anorthosite. An Fig. 5 wird das  $An + Ab : Or$ -Verhältnis der Anorthosite durch eine dicke Linie angegeben. —

*Hyp.-Granit* = Hypersthengranit. — *Qu.-Syen.*, bezw. *Qu.-S.* = Quarzsyenit. — *A.-S.* = Augitsyenit. — *M.* = Mangerit. — *Qu.-Gabbro* = Quarzgabbro. — *Ol.g.kl.* = Oligoklasit. — *e* = das ternäre granitische Eutektikum,  $E_{Qu-Or-Ab+An}$ .

— Die Phosphorsäure, die bei der Aussonderung der Anorthositmagmen *nicht* zusammen mit den Plagioklas-Komponenten in die monomineralische Richtung wandert, wird in das Rest-Magma angereichert. Namentlich kennzeichnen sich die anchi-eutektischen  $Or : Ab + An$ -Gesteine, wie beispiels-

weise No. 105, 106, durch eine nicht unwesentliche Phosphorsäure- oder Apatit-Menge. Einer bisweilen noch höheren Menge von Apatit begegnet man gelegentlich in den gabbroidalen Gängen, welche durch Anorthosit hindurchsetzen; siehe z. B. No. 85 aus dem Ekersundgebiet; in demselben Gebiet gibt es Gänge von Olivindiabas mit so viel wie  $2.13\% P_2O_5 = 5.2\%$  Apatit.

— Zur Übersicht gebe ich eine graphische Darstellung über das Verhältnis  $Or : Ab : An : Qu$  in den Gesteinen der hier besprochenen

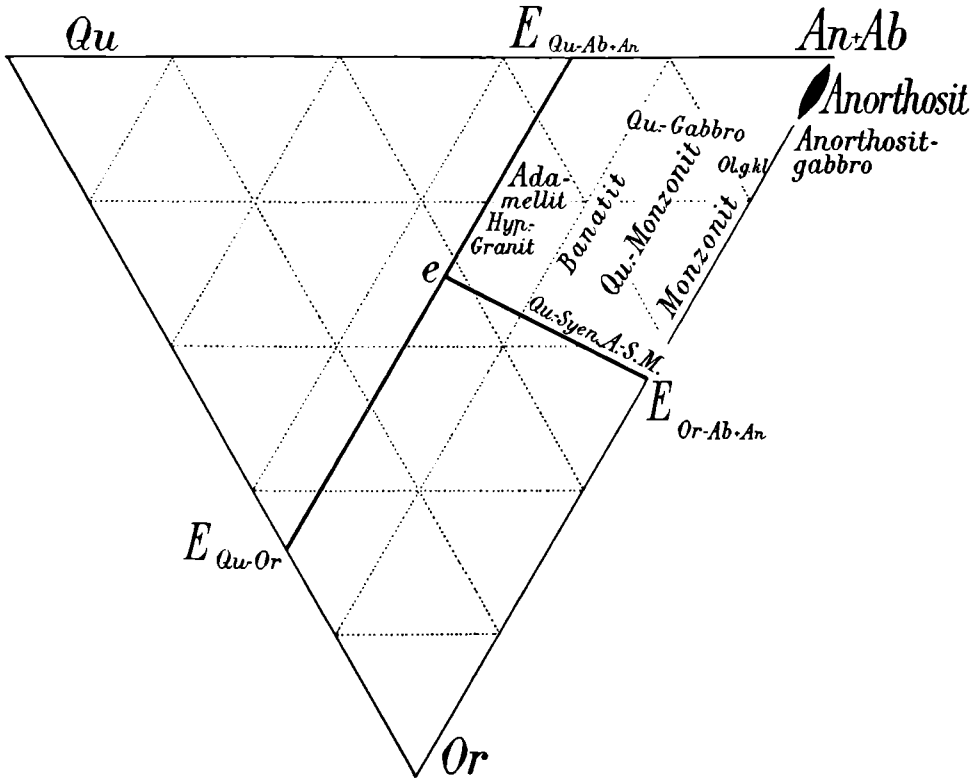


Fig. 5.

petrographischen Provinzen. Man könnte diese 4-zählige Kombination durch ein gleichschenkeliges Tetraeder erleuchten; eine solche Darstellung wäre aber, wenn man dieselbe auf einer Ebene projizieren sollte, wenig übersichtlich. Ich ziehe es deswegen vor, zwei Diagramme zu zeichnen, das eine, Fig. 4 die ternäre Kombination  $Or : Ab : An$  (ohne Berücksichtigung von  $Qu$ ) und das andere, Fig. 5, die Kombination  $Qu : Or : Ab + An$  (mit Zusammenfassung von  $Ab$  und  $An$ ) erleuchtend. Die Beimischung von Eisenerz und von  $Mg, Fe$ -Silikaten ist in beiden Fällen ausser Betracht gesetzt. Aus diesem Grunde sind die gabbroidalen Gesteine, mit reichlichen Mengen namentlich von  $Mg, Fe$ -Silikaten, in diesen Diagrammen nicht berücksichtigt worden.



Wenn man diese zwei Diagramme zusammenhält, bekommt man eine Übersicht sowohl über die anchi-monomineralischen Endglieder einerseits und die anchi-eutektischen Endglieder andererseits wie auch über die verschiedenen Zwischenstufen der Differentiation.

### Übersicht über die anchi-monomineralischen Eruptivgesteine.

Es gibt eine ganze Reihe Gesteine, die durch das Auftreten von *einem* Mineral, entweder allein oder nur mit geringer Beimischung anderer Mineralien, gekennzeichnet werden; so Gesteine mit:

Schwefelkies (und Magnetkies, Kupferkies u. s. w.),  
 Korund,  
 Spinell,  
 Chromit,  
 Magnetit (mit Titanomagnetit <sup>1</sup>),  
 Ilmenit,  
 Olivin,  
 rhombischem Pyroxen,  
 monoklinem Pyroxen,  
 monokliner Hornblende,  
 Plagioklas,  
 Nephelin <sup>2</sup>.

Vielleicht sollte diese Liste auch mit

Apatit,  
 Leucit,

und noch anderen Mineralien ergänzt werden.

Die Gesteine mit den zuerst aufgerechneten Mineralien — Schwefelkies und anderen Sulphiderzen, Korund, Spinell, Chromit, Magnetit und Ilmenit (nebst Apatit) — mögen kurz als die magmatischen Erz-Aussonderungen bezeichnet werden; mehrere unter diesen sind ziemlich häufig vertreten; quantitativ gerechnet sind sie jedoch von untergeordneter Bedeutung.

Andererseits fehlen, insofern bisher bekannt, anchi-monomineralische Eruptivgesteine, gekennzeichnet durch:

<sup>1</sup> Der sogenannte Titanomagnetit ist häufig (oder immer?) nur eine innige mechanische Mischung von Magnetit und Ilmenit.

<sup>2</sup> Ramsay (Geol. Fören. Förh. 1896) hat Urtit mit ca. 85 % Nephelin (Rest Aegirin nebst etwas Apatit) beschrieben; an Nephelin noch reichere Gesteine dürften wahrscheinlich zukünftig entdeckt werden.

Orthoklas<sup>1</sup>,  
 Quarz<sup>2</sup>,  
 Granat,  
 Melilith, Gehlenit,  
 Sodalith, Nosean, Hauyn,  
 Glimmer, u. s. w.

Wir lenken zuerst die Aufmerksamkeit darauf, dass diejenigen Mineralien, wie die »Erz-Mineralien« und die *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikate (Olivin, Enstatit u. s. w.<sup>3</sup>), welche in der Regel zu den zuerst krystallisierenden Mineralien gehören, ziemlich häufig anchi-monomineralische Eruptivgesteine bilden, während andererseits entsprechende Gesteine gänzlich zu fehlen scheinen in Betreff derjenigen Mineralien, welche in der Regel spät zu krystallisieren anfangen. Dies habe ich schon seit Jahren als ein Argument dafür angeführt, dass die magmatische Wanderung diejenigen Verbindungen umfasst, welche zu den zuerst krystallisierenden Mineralien gehören.

Sehr bemerkenswert ist das reichliche Auftreten, gelegentlich in gigantischen Feldern, von Anorthositen, während dagegen entsprechende »Orthoklasite« (aus *Or* nur mit einer minimalen Beimischung von *Ab* und *An*) insofern bisher bekannt gänzlich fehlen.

Dies dürfte, wie ich im nächsten Abschnitte näher erörtern werde, darauf beruhen, dass die Stammagmen ursprünglich beinahe immer einen Überschuss von  $Ab + An$  über das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum enthielten. Die Differentiation in Betreff der Feldspat-Komponenten bestand folglich in einer Spaltung einerseits in die Richtung gegen die anchi-monomineralischen Plagioklasmagmen und andererseits in die Richtung gegen die anchi-eutektischen Magmen, mit *Or* und  $An + Ab$  annähernd in dem eutektischen Verhältnis. Die eutektische  $Or : Ab + An$ -Grenze wurde freilich, durch Zunahme von *Or*, gelegentlich überschritten; dies traf, wie die Erfahrung lehrt, namentlich bei Vorhandensein von einigermaßen viel *Qu* ein. Quarz-arme oder Quarz-freie »Kali-Syenite« (mit einem Überschuss von *Or* über das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum) kommen freilich auch vor,

<sup>1</sup> Siehe hierüber die Bemerkungen im nächsten Abschnitte.

<sup>2</sup> Viele Gänge von Quarz mögen vielleicht als *hydatopyrogene* magmatische Ausscheidungen aufgefasst werden, — jedoch in der Weise, dass das magmatische Wasser hier von einer besonderen genetischen Bedeutung gewesen ist. Wie in einem folgenden Abschnitt besprochen werden wird, scheinen normale Eruptivgesteine mit mehr als etwa 85<sup>0</sup>/<sub>10</sub> *SiO*<sub>2</sub> nicht vorzukommen.

<sup>3</sup> Dass monomineralische Glimmer-Eruptivgesteine fehlen (oder zu fehlen scheinen), dürfte vielleicht darauf beruhen, dass in Magmen mit nennenswerter Anreicherung von Glimmer-Komponenten neue Mineral-Komponenten (von Augit u. s. w.) entstehen mögen.

sind aber, wie wir unten erörtern werden, sehr selten; ferner führen diese Kali-Syenite immer relativ viel  $Ab + An$ , oder mit anderen Worten, nur einen relativ kleinen Überschuss von  $Or$  über das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum. — Das Fehlen von eigentlichen Orthoklasiten (nur mit ganz wenig  $Ab + An$ ), im Gegensatz zu dem riesigen Auftreten von Plagioklasiten ist somit leicht zu erklären.

Ausgehend von derselben theoretischen Betrachtung erklärt sich auch das Fehlen von Eruptivgesteinen<sup>1</sup>, die ausschliesslich oder beinahe ausschliesslich aus Quarz bestehen.

— Ein besonderes Gewicht lege ich darauf, dass diejenigen generellen Schlüsse bezüglich der magmatischen Wanderung von *Mischkrystall-Komponenten*, die in der Einleitung entwickelt wurden, durch das Studium der Peridotite, der Pyroxenite und der Anorthosite bestätigt worden sind; in der gleichen Weise mag sich auch die Entstehung der Magnetit*spinellite* erklären (s. oben S. 8; Fig. 2).

Das Auftreten von anchi-monomineralischen Eruptivgesteinen mit gewissen Mineralien, wie andererseits das Fehlen von anchi-monomineralischen Eruptivgesteinen mit gewissen anderen Mineralien, und ferner die Zusammensetzung der näher erforschten anchi-monomineralischen Gesteine mit Mischkrystall-Mineralien betrachte ich als einen Beweis dafür, dass die in der Einleitung entwickelte Theorie jedenfalls im Prinzip richtig ist.

— In einer Abhandlung »Kritische Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine«, No. IV, in T. M. XX, hat F. Loewinson-Lessing die Bezeichnung *monotektische* (ungemischte) Magmen, d. h. zur weiteren Spaltung unfähige Magmen vorgeschlagen; und zwar deckt diese Nomenklatur jedenfalls für viele Fälle annähernd dasselbe, was ich als monomineralische oder anchi-monomineralische Magmen oder Gesteine bezeichnet habe<sup>2</sup>.

Unter die monotektischen Gesteine steckt Loewinson-Lessing in Betreff der Feldspatgesteine nicht nur die Anorthosite (Labradorfelse u. s. w.), sondern auch die Anorthoklasite, welche Gesteine jedoch, wie ich unten erörtern werde, typisch anchi-eutektische Gesteine sind. Die Umfassung, welche L.-L. seiner Nomenklatur gegeben hat, entfernt sich somit gerade in Betreff der Feldspatgesteine nicht unwesentlich von derjenigen,

<sup>1</sup> Über die vermeintlich *hydatorygenen* Quarz-Ausscheidungen oder Quarz-Gänge verweise ich auf die oben (S. 47) angeführten Bemerkungen.

<sup>2</sup> Als ich meine vorläufige Abhandlung »Über anchi-eutektische und anchi-monomineralische Eruptivgesteine« in Norsk geologisk Tidsskrift 1905 schrieb, war ich leider auf Loewinson-Lessings Abhandlung nicht aufmerksam.

welcher ich die Bezeichnung »monomineralisch« erteilt habe. — Weil dabei das Wort »tektisch« in den beiden Namen »monotektisch« und »eutektisch« zwei verschiedene Bedeutungen hat, glaube ich meine Nomenklatur »monomineralisch« aufrecht halten zu dürfen; und dies um so mehr, weil die monomineralischen Mischkrystall-Magmen, wie beispielsweise die Magmen der Peridotite und der Anorthosite, noch weiterer Spaltung (mit Anreicherung beziehungsweise von  $Mg_2SiO_4$  und *An*) fähig sind.

---

## Anchi-eutektische Eruptivgesteine.

### Anchi-eutektische Orthoklas-Plagioklas-Gesteine.

In meiner früheren Abhandlung in T. M. XXIV, XXV ist nachgewiesen worden,

dass die Individualisationsgrenze zwischen Orthoklas und Plagioklas eine Funktion des magmatischen  $Or : Ab + An$ -Verhältnisses ist, und ferner, dass die betreffende Grenze bei etwa 40—44 %  $Or : 60—56$  %  $Ab + An$  liegt (s. T. M. XXIV, S. 522);

dass die Lage der betreffenden Grenze etwas von dem Vorhandensein fremder Komponenten beeinflusst wird (s. T. M. XXIV, S. 523—524, 527—528; XXV, S. 369 usw.), und ferner, dass die durch Vorhandensein von  $Qu$  bewirkte Verschiebung der eutektischen Grenze zwischen  $Or$  und  $Ab + An$  einigermassen gering ist (s. T. M. XXV, S. 380—394);

dass die aus Magmen bei relativ geringem Vorhandensein von fremden Komponenten auskrystallisierten eutektischen Feldspate annähernd, bei kleiner  $An$ -Menge, die Zusammensetzung 42 %  $Or : 58$  %  $Ab + An$  zeigen (s. T. M. XXIV, S. 528, s. auch T. M. XXV, S. 385). *A priori* darf angenommen werden, dass ein höherer Gehalt von  $An$  das  $Or : Ab + An$ -Verhältnis in der Zusammensetzung der eutektischen Feldspatmischung etwas beeinflussen wird (s. T. M. XXIV, Fig. 18, S. 536).

Präzisionsbestimmungen von der Zusammensetzung des Eutektikums  $Or : Ab + An$  und von dem  $Or : Ab + An$ -Verhältnis an den eutektischen Linien  $E_{Or - Ab + An} - E_{Or - Ab + An - c}$ , wo  $c$  eine oder mehrere fremde Komponenten ist, liegen leider noch nicht vor; dies ist in hohem Grade zu bedauern, weil es sich hier um eine Frage handelt, die von eingreifendster Bedeutung für das Studium nicht nur der Krystallisationsvorgänge, sondern auch der Differentiationsvorgänge der eruptiven Magmen ist. Vorläufig müssen wir uns mit der approximativen Bestimmung begnügen, nämlich dass das eutektische Verhältnis annähernd — aber auch nur annähernd —

$$42\% Or : 58\% Ab + An \text{ beträgt.}$$

Nebenbei bemerke ich, dass dieses Verhältnis ziemlich genau bei dem quantitativen Verhältnis  $\frac{0}{100} K_2O : \frac{0}{100} Na_2O + \frac{1}{2} \frac{0}{100} CaO^1 = 1$  liegt. Wenn man schnell aus einer Analyse entscheiden will, ob die Feldspatmischung annähernd eutektisch ist, braucht man nur die Hälfte der in dem Feldspat steckenden  $CaO$ -Menge zu nehmen, dieselbe zu der  $Na_2O$ -Menge zu addieren, und nachzusehen, ob diese Summe so hoch wie die gefundene  $K_2O$ -Menge ist.

Wir geben jetzt eine Zusammenstellung von Analysen einiger an Feldspat ziemlich reichen Gesteine, welche die Feldspate in den meisten Fällen genau oder annähernd in dem eutektischen Verhältnis ( $Or : Ab + An$  oder  $Or : Ab + An$ ) führen.

## Pulaskite.

	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$	$H_2O$	Sum
134	56.45	0.29	20.08	1.31	4.39	0.09	0.63	2.14	5.61	7.13	0.13	1.77	100.45
135	58.00	0.85	16.01	3.29	3.74	0.80	1.96	3.60	5.14	5.20		0.60	100.09
136	59.70		18.85	4.85			0.68	1.34	6.29	5.97		1.88	99.56
137	60.13	1.15	20.03	2.36	1.33	Sp.	0.76	0.87	6.30	5.97	0.06	1.57	100.72
138	60.20	0.14	20.40	1.74	1.88	Sp.	1.04	2.00	6.30	6.07	0.15	0.33	100.47
139	60.03		20.76	4.01	0.75	Sp.	0.80	2.62	5.96	5.48	0.07	0.59	101.07
140	60.68		18.77	3.40	0.45	Sp.	0.93	2.71	?	5.72		0.97	
141	60.42		19.23	0.63	3.19	Sp.	0.67	1.73	6.99	6.88		1.74	101.48
142	60.75	0.63	19.68	1.54	2.98		0.81	2.29	4.89	5.90	Sp.	0.32	99.79
143	63.09	0.45	18.50	2.90	1.36	Sp.	0.16	1.00	7.25	5.23		0.83	100.83
144	63.71	Sp.	18.30	2.08	2.52	Sp.	0.09	1.18	6.39	6.21		0.26	100.74
145	64.54	Sp.	18.13	2.63	0.97	Sp.	0.67	0.62	6.60	5.99		0.31	100.88
146a	65.43	0.50	16.11	1.15	2.85	0.23	0.40	1.49	5.00	5.97	0.13	0.58	100.18
146b	65.54	0.11	17.81	0.74	1.15		0.98	1.92	5.55	5.58		0.54	99.92

## Pulaskite.

134. Sodalith-Pulaskit. Sqare Butte. Mont. Melville. Pirsson, Highwood Mountains, Mont. U. S. G. S. Bull. No. 237. Mit 0.43  $Cl$ .
135. Foss, Laugental, Norwegen. Brögger, Eruptivgest. d. Kristianiageb., III 1898<sup>2</sup>.
136. Fourche
137. Mts.
138. Arkan-
139. sas
- 140.
141. Foia, Portugal. Koschlaw, Hackmann, T. M. XVI, 1896, S. 225 (Washington, Bull. Geol. Soc. Amer. XI, 1900, S. 412).
142. Mt. Belknap, N. Hampshire. Pirsson, Washington, Amer. Journ. Sc. XXII, 1906, S. 450.
143. Salem } Washington, Petrogr. Province of Essex Co., Mass. I, Journ. of
144. Neck } Geol. VI, 1898. No. 143 mit 0.06  $ZrO_2$ .
145. Farris, Norwegen. Brögger, l. c. III. Mit 0.42  $BaO$ .
- 146a. Ascutney, Vermont. Hillebrand. U. S. G. S. Bull. 148. Mit etwas  $F, Cl, ZrO_2$  u. s. w.
- 146b. Highwood, Montana. Citiert nach Pirsson, Washington, cfr. No. 142.

<sup>1</sup> 0: die Hälfte der analytisch in dem Feldspat gefundenen  $CaO$ -Menge.

$$0.42 \times 16.93 \frac{0}{100} K_2O \text{ in Orthoklas gibt } 7.11 \frac{0}{100} K_2O$$

$$0.58 \times 11.84 \frac{0}{100} Na_2O \text{ in Albit gibt } 6.87 \frac{0}{100} Na_2O,$$

also ziemlich genau denselben quantitativen Wert.

Und die Hälfte der  $CaO$ -Menge, 20.12  $\frac{0}{100}$ , in Anorthit ist 10.06  $\frac{0}{100}$ , was annähernd so hoch ist wie die  $Na_2O$ -Menge in Albit. Statt  $\frac{1}{2} CaO$  sollte man eigentlich 0.59  $CaO$  setzen; dies bewirkt jedoch nur einen kleinen Unterschied, weil die  $CaO$ -Menge in denjenigen Feldspatmischungen, um die es sich hier handelt, meist ziemlich niedrig ist.

<sup>2</sup> In II, 1895, S. 33 unter Akerit gerechnet.

## Nordmarkite. (No. 147—149).

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Sum.
147	60.45		20.14	3.80			1.27	1.68	7.23	5.12		0.71	100.40
148	63.20	0.46	17.45	3.60			0.75	1.40	6.90	5.88		0.50	100.14
149	64.04	0.62	17.92	0.96	2.08	0.23	0.59	1.00	6.67	6.08		1.18	101.37
150	63.76	0.70	17.37	0.10	1.11	0.37	0.93	1.72	6.69	5.97	0.16	0.40	99.28
151	66.22	0.22	16.22	1.98	0.16	Sp.	0.77	1.32	6.49	5.76	0.10	0.32	99.97

## Akerite (No. 152—156).

152a	58.48	0.96	19.24	5.75		Sp.	0.99	5.02	5.52	3.06		0.47	99.41
152b	59.56	1.22	17.60	2.90	3.38	0.03	1.87	3.67	4.88	4.40		1.37	101.32
153	62.60		18.07	2.28	2.25		1.16	2.27	5.49	5.22		0.50	99.84
154	66.13	0.74	17.40	2.19		0.13	0.04	0.81	5.28	5.60		1.22	99.54
155	66.40	1.00	17.37	4.30	0.50	0.11	0.20	0.75	3.88	4.39		0.50	99.40
156	66.60	0.76	15.05	1.07	4.42		0.36	2.21	4.03	5.42		0.41	100.33

## Larvikite (No. 157—160) und Rhombenporphyre (No. 161—163).

157	56.85		21.56	3.44	1.14		0.85	5.26	6.07	3.66		0.52	99.35
158	57.12		21.69	1.63	3.65		1.55	4.03	5.93	3.48		0.58	90.66
159	58.88		20.30	3.63	2.58		0.79	3.03	5.73	4.50	0.54	1.01	100.99
160	57.59		22.38	3.09	0.78		2.34	3.23	6.11	3.40		0.70	99.62
161	57.33		20.30	4.95	1.03		1.93	2.67	6.05	4.76		0.68	99.80
162	58.82		21.06	3.26	0.70		1.38	3.03	6.83	3.70		1.26	100.04
163	60.72		19.90	3.56	0.85		1.25	2.75	6.24	4.16		0.61	100.04
164	55.18	2.38	17.44	5.56	1.36		0.27	5.10	6.83	5.48		0.88	100.48

## Laurdalite (No. 165—167).

165	51.90		22.54	4.03	3.15		1.97	3.11	8.18	4.72		0.22	99.82
166	54.55	1.40	19.07	2.41	3.12	0.17	1.98	3.15	7.67	4.84	0.74	0.72	99.82
167	56.35	1.00	19.85	1.91	2.03	0.20	1.17	2.60	8.89	5.31	0.67	0.70	100.68

## Ganggesteine aus dem Laurdalitgebiete (No. 168—177, 179—182).

168	66.50	0.70	16.25	2.04	0.19	0.20	0.18	0.85	7.52	5.53		0.50	100.46
169	60.11	0.96	19.01	4.63	0.37	Sp.	0.23	0.66	6.53	5.36		1.37	100.07
170	55.50	0.50	22.45	1.03	1.32	Sp.	0.47	1.60	10.74	5.48		0.96	100.05
171	58.61	1.10	21.12	2.62	1.14	Sp.	0.79	0.62	7.85	5.93		1.01	100.79
172	55.65	Sp.	20.06	3.45	1.25		0.78	1.45	8.99	6.07		1.51	99.21
173	62.70	0.92	16.40	3.34	2.35	Sp.	0.79	0.95	7.13	5.25		0.70	100.53
174	58.90	0.40	17.70	3.94	2.37	0.55	0.54	1.05	7.39	5.59		1.90	100.33
175	56.45	0.66	21.97	1.70	1.70		1.19	2.22	7.37	5.87	0.28	0.45	99.86
176	57.52	0.92	18.46	2.23	2.44	1.20	1.08	2.12	7.58	4.08	0.21	1.80	99.64
177	59.88	0.85	17.87	2.67	1.50	Sp.	1.04	2.01	7.96	5.69	0.32	0.90	100.69
178	60.50	0.75	16.86	1.67	2.54	0.20	1.11	2.95	6.46	5.42	0.21	1.40	100.77
179	50.63	0.90	24.00	2.33	2.21		1.54	2.13	11.36	4.39	0.28	0.63	100.40
180	56.04	0.65	21.50	1.06	3.28		1.12	2.42	8.39	5.03		0.67	100.16
181	51.22	1.70	17.56	3.51	4.34	0.20	3.22	4.52	5.72	4.37	1.08	1.93	99.97
182	51.95	1.95	14.95	4.09	5.70	0.30	3.54	6.10	5.43	4.45	1.15	1.10	100.71

Nordmarkite (No. 147—149).

- |      |                                       |                                       |
|------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| 147. | Brögger, Z. f. Kryst. Min. XVI, 1890. | { Aueröd.<br>Tonsenaas.<br>Tonsenaas. |
| 148. | Aus dem Kristiania-                   |                                       |
| 149. | gebiet.                               |                                       |

150. „Pyroxensyenit“, Iivaara, Finnland. Hackmann, Bull. Comm. Géol., Finl. 1900. Osann 322.

151. Quarzsyenitporphyr, Bearpaw, Mont., Weed, Pirsson, Amer. Journ. Sc. 1896. Osann 349 (mit 0.29 BaO, 0.06 SrO, 0.02 SO<sub>3</sub>, 0.04 Cl).

Akerite (No. 152—156).

No. 152—153. Nach Brögger, Z. f. Kr. Min. B. XVI. Von verschiedenen Stellen in dem Kristianiagebiet.

No. 155, 156. Ebenfalls nach Brögger, Z. f. Kr. Min. B. XVI. No. 154 „rother porphyrtiger Quarzsyenit; zwischen Thingoug und Fjelebua“. No. 155 „rother Quarzsyenitporphyr mit feinkörniger Grundmasse; Fjelebua“.

No. 156. Gloucester, Mass. Washington, Journ. Geol. VI, 1898.

Larvikite (No. 157—160) und Rhombenporphyre (No. 161—163).

Ebenfalls nach Brögger, Z. f. Kr. Min. B. XVI. No. 157—159 ist der bekannte Larvikit von verschiedenen Stellen in der Umgebung von Larvik. No. 160 „halbporphyrische Apophyse in Rhombenporphyr“; No. 161 „Rhombenporphyr mit reichlicher grobkörniger eugranitischer Grundmasse, wenigen, nur hypidiomorphen Einsprenglingen; Grenzgestein“; No. 162—163, Rhombenporphyr.

Die Analysen No. 164—182 sind Bröggers Arbeit „Das Ganggefölge des Laurdalits“ entnommen.

No. 164. Glimmersyenit, Rydningen, Hedrum.

Laurdalite (No. 165—167).

No. 165 Nephelinreicher Typus; Laugental; No. 166 Normaler Haupttypus, Laugental; No. 167 W-Seite von Farris.

Mit Ganggesteinen (No. 168—177, 179—182):

No. 168 Lestwarit. No. 169 Bostonit (mit 0.84 % CO<sub>2</sub>).

No. 170, 171 Foyait (von bezw. Brathagen und Heum).

No. 172 Tinguait. No. 173 Kataphorit-Sölvbergit; No. 174 Aegirin-Glimmer-Sölvbergit. No. 175 Ditroit.

No. 176, 177 Hedrumit (von bezw. Skirstad und Åsrum-See). No. 178 Hedrumit von Ostö, ausserhalb des Laurdalitgebiets (mit 0.70 CO<sub>2</sub>). No. 179 Nephelinporphyr. No. 180 Nephelinrhombenporphyr. No. 181, 182 Natronminette (von bezw. Brathagen und Håö).



Die *Pulaskite* sind bekanntlich an Eisenerz und *Mg, Fe*-Silikaten relativ arme Gesteine, die überwiegend aus Feldspaten bestehen; die Feldspatmenge macht gern 75—80 % oder noch mehr der ganzen Gesteine aus. In einigen Varietäten, wie z. B. in No. 134 tritt Sodalith und in 137, 138 ein wenig Nephelin (nebst Nosean, bezw. Sodadith) auf; in anderen ein ganz wenig Quarz.

Die *CaO*-Menge der Gesteine ist ziemlich niedrig; *An* fehlt somit oder spielt nur eine ganz zurückgezogene Rolle.

Auf Grundlage der in den Gesteinsanalysen gefundenen Gehalte von *CaO*, *Na<sub>2</sub>O* und *K<sub>2</sub>O* ergibt sich — indem etwas *CaO* für Apatit, Augit, Titanit, Hornblende u. s. w., etwas *Na<sub>2</sub>O* namentlich für Augite (zum Teil Aegerin), gelegentlich auch für Nephelin (und Sodalith, Nosean) und ein wenig *K<sub>2</sub>O* namentlich für Glimmer abgezogen wird — ein Verhältnis meist 40 oder nicht ganz 40 % *Or* : 60 oder ein klein wenig mehr als 60 % *Ab* + *An*.

Das *Or* : *Ab* + *An*-Verhältnis der Feldspate in den Pulaskiten ist somit beinahe eutektisch, jedoch häufig mit einem ganz geringen Überschuss von *Ab* + *An* über das Eutektikum. Ein Überschuss von *Or* über das Eutektikum scheint, den Gesteinsanalysen zufolge, nicht oder jedenfalls nur ganz ausnahmsweise vorzuliegen.

Wie es von Brögger<sup>1</sup> und Rosenbusch<sup>2</sup> hervorgehoben worden ist, gehen die Pulaskite mit zunehmendem *SiO<sub>2</sub>*-Gehalt in die *Nordmarkite* über. Die letzteren sind ebenfalls sehr arm an *MgO* und *CaO*, und dabei noch etwas reicher an *Na<sub>2</sub>O* als die Pulaskite. Etwas von der *Na<sub>2</sub>O*-Menge der Nordmarkite wird zur Bildung von Aegirin und Hornblenden der Arfvedsonit- und Glaukophanreihen in Beschlag genommen; und ein ganz wenig der *K<sub>2</sub>O*-Menge steckt jedenfalls gelegentlich in dem *Mg, Fe*-Silikat. — Wenn dies berücksichtigt wird, lesen wir aus den Gesteinsanalysen ab, dass das *Or* : *Ab* + *An*-Verhältnis in den Nordmarkiten annähernd eutektischer Natur ist; in vielen Fällen begegnen wir jedoch auch hier einem ganz kleinen Überschuss von *Ab* + *An*.

Die *Akerite* zeigen, verglichen mit den Nordmarkiten, eine Zunahme von *CaO*, aber andererseits eine Abnahme von *Na<sub>2</sub>O*, dabei auch eine Abnahme von *K<sub>2</sub>O*. Der Plagioklas ist hier meist etwas mehr basisch oder *An*-reich als in den Pulaskiten und Nordmarkiten.

Der teils auf Gängen in *Larvikit* und teils in dem Larvikit selber auftretende Kryptoperthit, der eingehend von Brögger<sup>3</sup> studiert wurde, ist

<sup>1</sup> Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets, III, S. 199.

<sup>2</sup> Siehe unter anderem Elemente der Gesteinslehre, S. 115.

<sup>3</sup> Die silurischen Etagen 2 und 3, 1882, S. 261; Zeitschr. f. Kryst. Min., XVI, 1890, S. 524—551.

in den meisten Fällen ein typisch eutektischer Feldspat, mit Verhältnis ziemlich genau  $42 Or : 58 Ab + An$  (meist nur mit höchstens 2 *An*). Die *An*-reicheren Varietäten dieser Feldspate scheinen ein klein wenig minder *Or* und andererseits mehr *Ab + An* zu führen<sup>1</sup>.

Die sich an die Larvikite anschließenden Rhombenporphyre scheinen eine Feldspatmischung mit etwas Überschuss von *Ab + An* über das *Or : Ab + An*-Eutektikum zu führen.

Der *Laurdalit* zu Laurdal im Kristianiagebiet, der mit den Larvikiten und den Pulaskiten petrographisch nahe verwandt und genetisch verbunden ist, und der in seinem Haupttypus aus ca.  $63\frac{2}{3}$  Feldspat, 13 Nephelin, 2 Sodalith, 18 Pyroxen und Lepidoleman,  $2\frac{2}{3}$  Eisenerz und  $1\frac{2}{3}$  Apatit besteht, führt nach Brögger als herrschenden Feldspat »einen perlgrauen *Kryptoperthit* (Natronorthoklas) oder einen ähnlich aussehenden Natronmikroclin«. Dieser nähert sich dem eutektischen *Or : Ab + An*-Verhältnis.

Von dem »Gangfolge des Laurdalits« habe ich die leukokrate Reihe No. 168—176, 179—180 und die Anfangsglieder der melanokraten Reihe No. 181—182 mitgenommen in der Analysen-Tabelle S. 52. — Wie schon oben (S. 11) hervorgehoben, betrachte ich es als das essentielle bei der Differentiation dieser leukokraten Ganggesteine, dass namentlich die Komponenten von Eisenerz, *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikaten, Apatit u. s. w. fortgewandert sind; die Restmagmen nähern sich bei der vorwärts schreitenden Spaltung — als Endresultat die Gesteine No. 169 und 168, mit bezw. 91, 92 % Feldspat und nur bezw. 9, 8 % Eisenerz, Pyroxen u. s. w. — immer mehr dem Eutektikum *Or : Ab + An*. Das Stammagma enthält unter anderem etwas Nephelin-Komponente; dasselbe gilt auch den meisten Zwischenstufen (No. 180—174, 173—170) der hier erwähnten leukokraten Gänge.

— Zur Übersicht gebe ich eine Zusammenstellung von dem *Or : Ab : An*-Verhältnis der Feldspatmischung in einigen der hier besprochenen Gesteine.

<sup>1</sup> Die in Bröggers Arbeit in Zeitsch. f. Kryst. Min. XVI, S. 546 aufgeführten Analysen von Kryptoperthit aus dem Larvikit (mit bezw. 1.81 und 0.98 %  $F_2O_3$ ) ergeben, wenn alles *CaO*, *Na\_2O* und *K\_2O* zu bezw. *An*, *Ab* und *Or* berechnet wird, etwas zu wenig *SiO\_2* und ebenfalls etwas zu wenig  $Al_2O_3$ . Es dürfte vermutet werden, dass das Analysenmaterial mit ein klein wenig Silikat (Pyroxen, Amphibol?) — mit etwas weniger *SiO\_2* und etwas weniger  $Al_2O_3$  als in dem Feldspat — verunreinigt gewesen wäre. Dies würde die *An*-Menge in dem berechneten Verhältnis *Or : Ab : An* etwas erniedrigen. — Die zweite der beiden Analysen ergibt, nach den gefundenen Mengen von *CaO*, *Na\_2O* und *K\_2O* berechnet: 33 *Or* : 61.5 *Ab* + 5.5 *An*. Vielleicht ist in der Tat die *An*-Menge etwas kleiner und somit die *Or*-Menge etwas höher.

Diejenigen Bestimmungen, welche auf den Analysen von isolierten Feldspaten basieren, sind mit gewöhnlichen Buchstaben gedruckt; und diejenigen, welche von den verschiedenen Forschern auf Grundlage der Bauschanalysen der Gesteine, nach Abzug von etwas  $K_2O$ ,  $Na_2O$  und  $CaO$  für Glimmer, Augit-Hornblende, Nephelin, Apatit u. s. w., ausgeführt sind, sind petit gedruckt; bei der letzteren Berechnungsmethode addieren sich die Fehlerquellen sehr stark, namentlich wenn viel von fremden Mineralien gegenwärtig ist.

Das *Or* : *Ab* : *An*-Verhältnis in einigen Pulaskiten, Larvikiten, Laurdaliten u. s. w.

	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	
137	42.5	57.5	?	
142	40	47	13	
150	39	61	0	
S. T. M. XXIV, S. 525—526.	40.5	57.5	2	} Aus Larvikit und Larvikitgängen.
	44	54	2	
	43.5			
	43	55.5	1.5	
	41	58	1	
	40	59	1	
	42	56	2	
	43	50	7	
	41	55.5	3.5	
	(?)	51	49	
	46	51	3	
166	30.5	65	4.5	} Laurdalit. <sup>1</sup>
166 b	37	63	0	
168	36	64	0	} Aus Gängen des Laurdalitgebiets.
169	34.5	60.5	4.5	
170	39	56.5	4.5	
171	42	58	0	
177	36	62	2	
178	32	64	4	
179	37	56.5	6.5	
99	40	47.5	12.5	
105	42	42	16	
106	42	42.5	15.5	

In überaus den meisten Fällen liegt die Feldspatmischung ziemlich genau bei 40—42 *Or* : 60—58 *Ab* + *An*. Die berechneten Werte der Feldspatmischung in dem Laurdalit und in den Gängen des Laurdalitgebiets ergeben in mehreren Fällen etwas weniger *Or* und mehr *Ab* + *An*; hierzu ist jedoch zu bemerken, dass die Berechnung mit nicht unwesent-

<sup>1</sup> No. 166 b, aus Olivinlaurdalit (nach Brögger).

lichen Fehlerquellen verknüpft ist; dabei ist es möglich, dass  $Ab + An$  hier gelegentlich in einem kleinen Überschuss über das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum vorliegen möchte, oder dass die Zusammensetzung des Eutektikums durch das Vorhandensein der fremden Komponenten etwas verschoben sei.

— Unter dem Sammelnamen *Syenit* stelle ich zusammen eine Reihe Gesteine (No. 105, 106, 183—191), die von den betreffenden Forschern als Glimmersyenit, Augitsyenit, Augit-Hornblendesyenit, Quarzsyenit u. s. w. bezeichnet worden sind.

Einige dieser Gesteine, wie z. B. No. 105, 106, 191, a, c enthalten die Feldspatmischung ziemlich genau in dem Verhältnis  $40 Or : 60 Ab + An$ ; andere Gesteine führen einen ziemlich geringen Überschuss von  $Ab + An$  über dieses Verhältnis, wiederum andere, wie No. 191, d—f, einen etwas grösseren Überschuss von  $Ab + An$  über das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum. Diese zuletzt erwähnten Gesteine könnte man unter die Monzonite (oder Banatite) einreihen.

„Syenite“.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Sum	
105	57.89	1.61	16.86	1.33	5.80	0.29	1.95	3.97	3.78	5.35	0.72	0.09	99.81	
106	58.10	1.61	16.76	1.37	5.84		1.85	3.81	3.92	5.44	0.63		99.33	
183	58.28	0.64	17.89	3.20	1.73	0.06	1.51	3.69	5.89	5.34	0.26	1.15	100.05	
184	59.78		16.86	3.08	3.72	0.14	0.69	2.96	5.39	5.01		1.58	99.96	
185	59.79	0.67	17.25	3.60	1.59	0.20	1.24	3.77	5.04	5.05	0.35	0.58	100.14	
186	59.86	0.75	16.68	2.78	3.00		3.51	3.96	3.58	4.30		1.44	99.86	
187	63.07	0.38	17.47	2.09	1.38	0.03	1.44	2.27	5.77	4.59	0.18	0.68	99.84	
188	63.45	0.07	18.31	0.42	3.56		0.35	2.93	5.06	5.15		0.30	99.73	
189	64.63		18.15	3.05		1.00	0.50	1.54	5.80	4.79		1.08	100.54	
190	64.64	0.51	16.27	2.42	1.58		Sp.	1.27	2.65	4.39	4.98	0.37	0.36	100.12
191a	65.43	0.50	16.11	1.15	2.85	0.23	0.40	1.49	5.00	5.97	0.13	0.58	100.18	
191b	65.65		16.84		4.01		0.13	2.47	5.27	5.04		0.30	99.71	
191c	68.34	0.21	15.32	1.92	0.84	0.07	0.54	0.92	5.45	5.62	0.13	0.45	99.95	
191d	59.73			24.41			1.99	4.96	5.67	4.81			101.57	
191e	60.60	0.90	16.79	2.77	2.17		2.14	4.47	4.40	4.57	0.28	0.86	100.10	
191f	61.65	0.56	15.07	2.03	2.25	0.09	3.67	4.61	4.35	4.50	0.33	0.67	100.15	

„Syenite“.

105, 106, siehe oben.

183. Augit-Hnbl.-Syenit. Shields River, Mont. Hillebrand. Osann 344. 0.36 BaO, 0.05 SrO.

184. Hnbl.-Biot.-Syenit. Blue Mts., Col. Cross. Osann 333. 0.75 CO<sub>2</sub>.

185. Augit-Hnbl.-Syenit. Tirbircio, Col. Stokes. Osann 335. 0.14 BaO, 0.11 SrO usw.

186. Glimmersyenit. Frohnau, Schwarzwald. Rosenbusch, Gesteinslehre.

187. Augit-Hnbl.-Quarzsyenit, Yellowstone Park. Hillebrand. Osann 350. 0.32 BaO, 0.15 SrO usw.

188. Augit-Hyp.-Quarzsyenit, Loon lake, N. Y. Cushing, Osann 323. 0.13 BaO.

189. Quarzsyenit, Fourche Mts., Ark., cfr. No. 136—140, Williams. Osann 328.

190. Hnbl.-Quarzsyenit, Hughesville, Mont. Weed, Pirsson. Osann 343. 0.18 BaO, 0.08 SrO usw.

- 191 a<sup>1</sup>. Hnbl.-Augit-Quarzsyenit, Mt. Ascutney, Vt. Hillebrand. Osann 324. 0.11  $ZrO_2$ , 0.03  $BaO$  usw.  
 191 b. Augitsyenit, Harrisville, N. Y. Smyth. Osann 353.  
 191 c. Hnbl.-Augit-Quarzsyenit. Bearpaw Mts., Mont. Weed, Pirsson. Osann 347. 0.08  $BaO$ , 0.04  $SrO$  usw.  
 191 d. Hnbl.-Biot.-Syenit. Lindenau, Sachsen. Caspari. Osann 276.  
 191 e. Syenit, Plauen, Sachsen. Washington, Amer. Journ. Sc. XXII, 1906. Mittel 4 Analysen. 0.15  $BaO$ .  
 191 f. Augit-Hnbl.-Quarzsyenit. Yogo Peak, Mont. Weed, Pirsson, Osann 339. 0.27  $BaO$ , 0.10  $SrO$  usw.

Die alte Auffassung, nämlich dass die meisten Syenite hauptsächlich aus Orthoklas, nebst Eisenerz, Glimmer, Hornblende oder Augit, ohne oder nur mit ganz wenig Plagioklas bestehen sollten, war in hohem Grade unrichtig. Bei den im Laufe der späteren Jahrzehnte ausgeführten chemischen und mikroskopischen Untersuchungen hat sich bekanntlich ergeben, dass von den alten Kali-Syeniten oder Orthoklas-Syeniten der eine nach dem anderen sehr reichliche Mengen von  $Ab + An$  oder  $Ab + An$  enthielt. Vor einigen Jahren stand noch der altbekannte Syenit von Plauen bei (oder jetzt in) Dresden als der typische Repräsentant dieser sogenannten Kali-Syenite; H. S. Washington<sup>2</sup> hat aber kürzlich nachgewiesen, dass die alten Alkali-Bestimmungen in der Bauschanalyse dieses Gesteins ganz unrichtig waren (mit viel zu viel  $K_2O$ , und viel zu niedrig  $Na_2O$ ); No. 191 e repräsentiert die wirkliche Zusammensetzung<sup>3</sup>.

In der Tat kenne ich aus der Literatur nur die hier zusammengestellten vier Kali-Syenite (bezw. Kali-Quarzsyenite) No. 192—195; und unter diesen ist vielleicht nur einer (No. 192) ein unzweifelhafter Tiefengesteins-Kali-Syenit.

Kali-Syenite (No. 192—195) und „Orthoklasit“ (No. 196).

	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$	$H_2O$	S. 1 m
192	59.58	0.77	14.45	1.52	3.09	4.19	4.74	2.69	7.54	0.51	0.50	99.82
193	59.37	0.26	17.92	6.77	2.02	1.83	4.16	1.24	6.68	0.58	0.38	100.47
194	59.95		17.87	4.66	2.59	1.21	2.75	3.02	6.88		0.74	99.68
195	60.19	0.37	15.34	1.32	6.48	2.44	0.55	2.52	9.39	0.18	1.10	100.01
196	65.37		17.06	1.70	1.12	0.40	2.47	4.81	6.94		1.41	101.28

<sup>1</sup> Nachdem die Nummerierung der unten folgenden Analysen schon fertig war, habe ich hier einige neue Analysen eingeflochten: deswegen die Nummerierung 191, a, b, c, d, e und f.

<sup>2</sup> The Plauenal Monzrose (Syenite) of the Plauenscher Grund. Amer. Journ. of Sc. XXII, Aug. 1906.

<sup>3</sup> Die aufgeführten Werte von  $K_2O$  und  $Na_2O$  sind Mittel nahe übereinstimmender Analysen von vier Gesteinsproben.

192. F. Weber. Über den Kali-Syenit des Piz Giuf (Aarmassiv). Beitr. z. geol. Karte Schweiz, XIV. Lief. 1904. Anal. von M. Dittrich (nebst 0.13% seltener Erden, 0.11  $CO_2$ , 0.71 Glühverl.).

193. Cossa, 1875 (citirt nach Zirkel, Petrogr. II, S. 305). Von Biella in Piemont. Orthokl., Hornbl., Titanit, spärlich Quarz.

194. I. A. Ippen, Über einen Alkalisyenit (= Kali-Syenit) von Malga Gardone (Predazzo). Neues Jahrb. f. Min., 1903, II.

195. K. A. Lossen. Jahrb. preuss. geol. Landesanst. 1890. Orthoklas- und Biotit-reicher, Quarz-arter Granitit mit Spuren von Malachit und Hornbl., von Gruhe, Harz (mit 0.11  $CO_2$ , 0.02 org. Subst.). Osann No. 33.

196. C. Doelter. Orthoklasit, Nordabhang des Alloches, Monzongebiet; Vorl. Mitt. über die chem. Zusammensetzung einiger Ganggesteine vom Monzoni. Sitzber. d. Akad. Wien, vorgelegt 1902.

Der von Weber kürzlich erforschte Kali-Syenit No. 192 bildet ein ganz grosses Massiv. — Die alte Analyse No. 193, von Biella in Piemont ergibt auffallend wenig  $Na_2O$ ; eine Revision dieser Analyse wäre erwünscht. — Der von Ippen analysierte Kali-Syenit, No. 194, bildet einen Gang, unzweifelhaft von relativ geringer Ausdehnung. — Das Gestein No. 195 ist von Lossen als ein Orthoklas- und Biotit-arter „Granitit“ aufgeführt worden; es dürfte, der niedrigen  $SiO_2$ - oder Quarz-Menge wegen, vielleicht zu den Quarzsyeniten gerechnet werden. Auch die Gesteine No. 192—194 führen ein wenig Quarz (No. 192 ca. 5% Quarz).

Der von Doelter untersuchte, an  $Ab + An$  ziemlich reiche „Orthoklasit“ hat nur eine kleine Verbreitung.

Wie äusserst spärlich die Kali-Syenite vertreten sind, ergibt sich unter anderem dadurch, dass ich in Osanns Sammelwerk von den in den Jahren 1884 bis 1900 ausgeführten Analysen, wenn No. 195 nicht berücksichtigt wird, keine Analyse von einem Kali-Syenit gefunden habe.

Dabei ist auch zu betonen, dass die bisher vorliegenden Kali-Syenite (und Kali-Quarzsyenite) — wie auch der von Doelter untersuchte Orthoklasit — relativ viel  $Ab + An$  führen. Aus den Gesteinsanalysen nebst den Beschreibungen der Gesteine berechnen sich die Feldspatmischungen annähernd zu:

	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>
No. 192	ca. 63	ca. 33	ca. 4
» 194	ca. 60	ca. 36	ca. 4
» 195	ca. 67	ca. 30	ca. 3
» 196	ca. 47	ca. 47	ca. 6

No. 193 wird nicht berücksichtigt, weil die  $Na_2O$ -Menge — besonders verglichen mit der  $CaO$ -Menge — so auffallend niedrig ist. — Ein wesentlicher Teil von  $Ab + An$  geht in Orthoklas hinein; es bleibt doch etwas  $Ab + An$  zur Bildung von Plagioklas übrig. Dieser ist in No. 192 und 194 den Beschreibungen zufolge ein Oligoklas oder Oligoklas-Albit.

Besonders bemerken wir, dass der Orthoklasit No. 196 nur einen relativ geringen Überschuss von  $Or$  über das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum enthält. Dieses Gestein ist somit kein anchi-monomineralisches Orthoklas-

Gestein, und darf, wie schon oben (S. 47—48) betont, nicht als eine Art Äquivalent der Anorthosite betrachtet werden.

Und bei den bisher erforschten Kali-Syeniten ist der Überschuss von *Or* über das *Or* : *Ab* + *An*-Eutektikum nicht besonders gross.

Um eine nähere Kenntnis des Verhältnisses zwischen *Or* und *Ab* + *An* in den Eruptivgesteinen im allgemeinen zu erhalten habe ich eine Statistik über das  $K_2O$ -Prozent in den verschiedenen Eruptivgesteinen ausgearbeitet, — und zwar auf Grundlage von Osanns Sammelwerk, das alle (oder beinahe alle) in den Jahren 1884—1900 veröffentlichten Bauschanalysen von Eruptivgesteinen der ganzen Erde umfasst.

Ich habe die Gesteine in schematische Kolonnen nach dem Gehalte von  $SiO_2$  eingeteilt; innerhalb jeder Kolonne (mit über 74 %  $SiO_2$ , 73.99—70.00 %  $SiO_2$  usw.) sind die Anzahl Analysen (oder Gesteine) mit  $K_2O$ -Gehalt innerhalb gewisser Intervalle (0.00—0.49 %  $K_2O$ , 0.50—0.99 %  $K_2O$  usw.) zusammengezählt, und zwar sind die Tiefengesteine (*T*), Ganggesteine (*G*) und Deckengesteine (*D*) auseinander gehalten, indem ich hier Osanns Einteilung benutzt habe; *S* bedeutet die Summe (der an Feldspat reichen Gesteine) innerhalb jeder Kolonne.

Stark zersetzte oder in anderer Weise umgewandelte Gesteine sind nicht berücksichtigt; auch nicht basische Aussonderungen, Schlieren, Kugel-Kerne, usw., weil diese eine geringe Verbreitung haben.

Da der Zweck der Statistik ist, das Verhältnis *Or* : *An* + *Ab* zu erleuchten, sind Feldspat-freie oder -arme Gesteine (wie Peridotit, Amphibolit usw., ferner Ijolith, Urtit usw.) nicht mitgenommen.

Einige  $K_2O$ -reiche, aber Feldspat-arme oder -freie Gesteine, deren  $K_2O$  namentlich in Leucit (mit Nephelin) steckt, sind mit petit gedruckt.

Um eine bessere Übersicht zu erhalten erleuchte ich die hier besprochene Statistik über das  $K_2O$ -Prozent der verschiedenen, an Feldspaten reichen Eruptivgesteine graphisch, siehe Fig. 6.

Diese Darstellung ist in folgender Weise ausgearbeitet. Die Anzahl der Tiefengesteine innerhalb der Kolonnen mit über 74 %  $SiO_2$ , 70—74 %  $SiO_2$  usw., sind zusammengezählt, und die Summe innerhalb jeder Kolonne = 100 % gesetzt. Die Anzahl Gesteine innerhalb jeder Rubrik mit 0—0.5 %, 0.5—1 %, 1—1.5 %  $K_2O$  usw. sind dann im Prozent von der Gesamtzahl der Gesteine innerhalb jeder Kolonne ausgerechnet. Eine entsprechende Berechnung ist auch für die Summe der Gang- und Ergussgesteine — innerhalb jeder Kolonne wie 70—74 %  $SiO_2$  und mit bestimmter Kalimenge, wie 0.5—1.00 %  $K_2O$  — ausgeführt worden. — Die in dieser Weise gefundenen Verhältnis-Zahlen der Anzahl Gesteine mit gewisser Kalimenge innerhalb einer gewissen  $SiO_2$ -Stufe sind als Ordinate benutzt, indem ich das Hauptgewicht auf die Verbreitung der Tiefengesteine gelegt habe. (Ich habe nicht das Mittel zwischen den Ordinaten der Tiefengesteine und denjenigen der Gang- plus Ergussgesteine genommen, sondern ich habe die Ordinate der Tiefengesteine zweimal so stark wie diejenigen der Gang- plus Ergussgesteine wiegen lassen). Die Ordinate sind bei 0.25, 0.75, 1.25 %  $K_2O$  usw. abgesetzt worden. — Die Kurven sind durch die in dieser Weise abgesetzten Punkte gezogen, jedoch mit Abrundung unter Berücksichtigung der nächst angrenzenden Punkte.

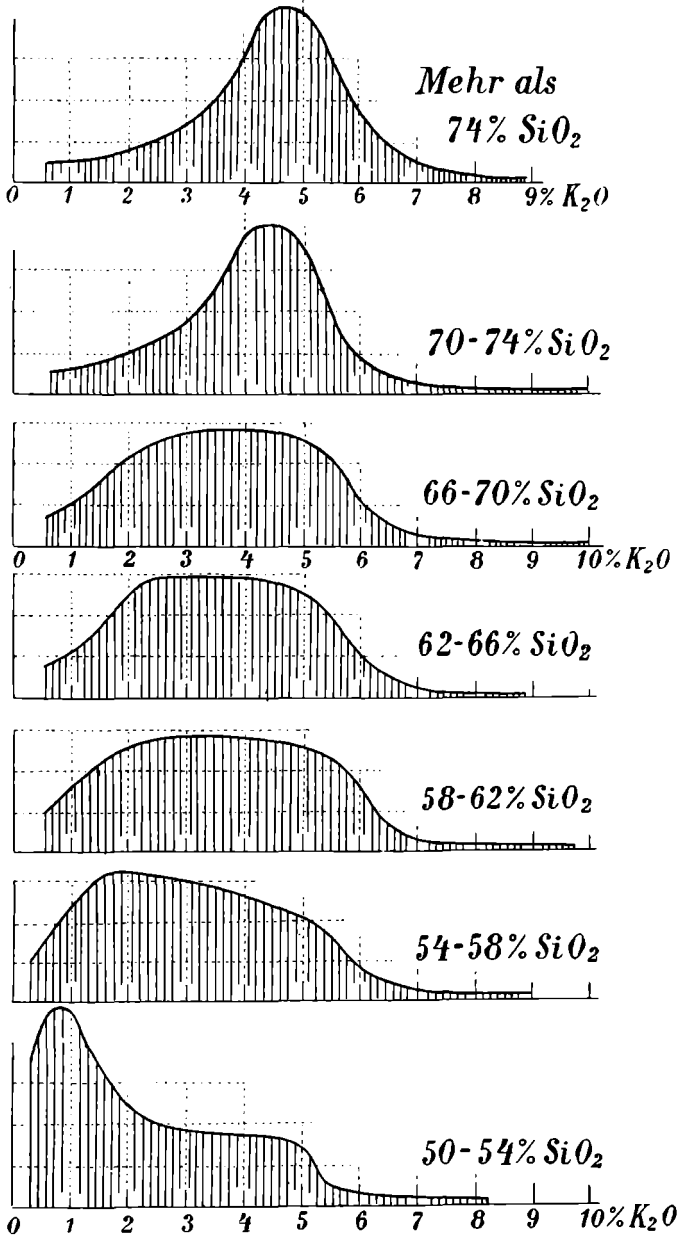
Bei der Berechnung der Ordinatenpunkte oder der Kurven sind die mit petit in der Statistik pag. 61 gedruckten Anzahl Gesteine, deren  $K_2O$ -Menge hauptsächlich in Leucit usw. steckt, ausser Betracht gesetzt.

	Über 74 % SiO <sub>2</sub>				73.99—70.00 % SiO <sub>2</sub>				69.99—66.00 % SiO <sub>2</sub>				65.99—62.00 % SiO <sub>2</sub>				61.99—58.00 % SiO <sub>2</sub>				57.99—54.00 % SiO <sub>2</sub>				53.99—50.00 % SiO <sub>2</sub>				Unter 49.99 % SiO <sub>2</sub>							
	T	G	D	S	T	G	D	S	T	G	D	S	T	G	D	S	T	G	D	S	T	G	D	S	T	G	D	S	T	G	D	S				
% K <sub>2</sub> O																																				
0.00—0.49			5	5	2	4	2	8	1	1	1	3	2		2	4	1		2	3	1		7	8	6		22	28	39	2	28	69				
0.50—0.99	I		8	9			1	1	3		4	7	2	I	4	7	3	I	9	13	4		13	17	12	3	32	47	25	5	45	75				
1.00—1.49	I		7	8	1	2	6	9	2		10	12	1		13	14	4	2	22	28	10	3	21	34	10	3	27	40	10	8	78	96				
1.50—1.99	I		4	5	4	1	6	11	8	I	10	19	3	2	15	20	3	I	14	18	10	4	26	40	6	4	29	39	11	9	52	72				
2.00—2.49	6	I	10	17	3	I	8	12	4		7	11	10	3	14	27	8	I	17	26	8	I	8	17	3	5	16	24	8	5	47	59				
2.50—2.99	I		14	15	6	I	14	21	9	2	10	21	10	5	13	28	6	4	16	26	11	3	8	22	1	5	15	21	7	6	19	32				
3.00—3.49	4		7	11	6	I	7	14	9		10	19	11	6	5	22	4	3	5	12	15	4	5	24	2	3	12	17	1	10	8	19				
3.50—3.99	4		11	15	14	I	10	25	3	9	6	18	9	8	7	24	5	2	10	17	8	7	9	24	3	2	14	19	7	3	12	22				
4.00—4.49	10	2	16	28	15	2	20	37	9	2	11	22	8	2	9	19	9	2	9	20	6	I	16	23	4	7	5	16	4	4	8	16				
4.50—4.99	8	8	23	39	13	10	11	34	7	8	9	24	10	5	7	22	5	2	9	16	5	3	14	22	8	6	3	17	1		2	3				
5.00—5.49	11	I	5	17	12	I	15	28	4	6	8	18	8	2	7	17	8	3	7	18	6	4	12	22	2	I	5	8	3	I,1	I,2	2				
5.50—5.99	6	I	3	10	4	2	7	13	6	2	9	17	4	5	6	15	7	2	14	23	4		2	6		I	I	2	1	I,1	I,1	2				
6.00—6.49	4		3	7	3		4	7	2	2	I	4	2	I	6	10	I		3	4	1	I,1	4	5	I,4	I,1	I	3	1	I,1	I	1				
6.50—6.99	I		5	6			3	3			2	2			4	4	1	(I?)	6,1	7		I,1	3,1	4	1	I	I	I	1	I	I	1				
7.00—7.49	I		2	3							I	I			2	2			3	3	(I),2		2	2	3	I,1	I	2	1		3					
7.50—7.99			I	I			2	2	I		I	2							2	2		I		I		I	I,1	I,2			1	1				
8.00—8.49			I	I					I														1				1				2					
8.50—8.99			I	I			I	I																							1					
9.00—9.99					2	2				I	I						(I?)	2,1	2						2				1	I	I	1				
10.00—10.99										I	I								I	I			2													
11.00—11.99													1										3								1					
12.00—12.99										I	I																									



Diese Statistik nebst der graphischen Darstellung (Fig. 6) über das — ganz überwiegend in *Or* eingehende —  $K_2O$ -Prozent der an Feldspat reichen Eruptivgesteine ist sehr instruktiv.

Fig. 6.



Graphische Darstellung der Verbreitung der Eruptivgesteine mit gewisser  $K_2O$ -Menge.

Betrachten wir zuerst die sauren (»granitischen«) Eruptivgesteine mit mehr als 70%  $SiO_2$ , so erblicken wir gleich, dass die grössere Anzahl

dieser Gesteine zwischen ungefähr 4 % und ungefähr  $5\frac{1}{2}$  oder  $5\frac{3}{4}$  %  $K_2O$  enthalten; dies bedeutet, wie wir im nächsten Abschnitt eingehender erörtern werden, dass die meisten »granitischen« *Eruptivgesteine sich um das »ternäre granitische Eutektikum«  $Qu : Or : Ab + An$  herum gruppieren.*

Dasselbe ist auch mit den etwas basischen Graniten nebst den an Quarz reichen Syeniten, Banatiten u. s. w. mit zugehörigen Gang- und Deckengesteinen, bei 70—66 %  $SiO_2$  der Fall; doch bemerken wir schon hier eine Abnahme von *Or* und eine Zunahme von  $Ab + An$ , verglichen mit den saureren Gesteinen mit mehr als 70 %  $SiO_2$ ; hierüber verweisen wir auf die Besprechung im folgenden Abschnitte.

Bei den Gesteinen in den nächst folgenden Rubriken, mit 66—62 %  $SiO_2$ , 62—58 %  $SiO_2$  usw., liegt das Maximum der Anzahl der Gesteine bei immer geringeren  $K_2O$ -Prozenten; dies beruht bekanntlich darauf, dass die *An*-Menge der Feldspate im grossen ganzen gerechnet mit der Basisität der Gesteine steigt, während andererseits die *Or*-Menge im grossen ganzen gleichzeitig abnimmt.

Ferner lenke ich die Aufmerksamkeit darauf, dass die Anzahl der Gesteine mit annähernd derselben  $SiO_2$ -Menge (oder innerhalb jeder Kolonne 66—62, 62—58 und 58—54 %  $SiO_2$ ) bei den Gesteinen mit hinunter bis etwa 54 %  $SiO_2$  bei steigender  $K_2O$ -Menge sehr erheblich abnimmt, wenn eine gewisse  $K_2O$ -Menge erreicht wird; ich verweise diesbezüglich auf den steilen Abfall der Kurven — für die Intervalle 54 bis 66 oder 70 %  $SiO_2$  — an Fig. 6 bei einer gewissen  $K_2O$ -Menge.

Zwar liegt dieser starke Abfall der Kurven, wenn wir die basischsten Gesteine nicht berücksichtigen, bei ungefähr 6 %  $K_2O$ .

Ein Vergleich mit den Analysen No. 135—191 zeigt, dass dieser *starke Abfall der die Verbreitung der verschiedenen an Feldspat reichen Gesteine repräsentierenden Kurven ziemlich genau dem Eutektikum zwischen  $Or$  und  $Ab + An$  entspricht.*

Tiefengesteine mit ungefähr 58 bis 66 %  $SiO_2$  sind im grossen ganzen gerechnet gleich reichlich vertreten auf den verschiedenen  $K_2O$ -Intervallen, hinunter bis etwa 2 %  $K_2O$  und hinauf bis etwa  $5\frac{1}{2}$  oder  $5\frac{1}{2}$ —6 %  $K_2O$ ; das heisst hinauf *bis zur eutektischen Grenze zwischen  $Or$  und  $Ab + An$* . An *Or* noch reichere intermediäre (und basische) Tiefengesteine kommen freilich, wie schon oben besprochen vor, sind aber, wie es unter anderem mit Sicherheit aus unserer Statistik hervorgeht, sehr spärlich vertreten. — Bei den noch basischeren Tiefengesteinen liegt der Schwerpunkt der Verbreitung bei einer noch höheren Menge von  $Ab + An$  (oder  $Ab + An$ ) und andererseits bei einer niedrigeren Menge von *Or*. Noch innerhalb der Gesteine mit ungefähr 55 bis 58 %  $SiO_2$  finden wir

jedoch einigermaßen viele Gesteine mit bis zu so viel *Or*, wie es dem Eutektikum  $Or : Ab + An$  entspricht.

Die Differentiation der *Gang-* und *Deckengesteine* ist bekanntlich häufig viel weiter vorgeschritten als diejenige der Tiefengesteine; dies kommt auch durch die statistische Tabelle S. 61 zum Ausdruck.

— Wir wollen die an  $K_2O$  — und zwar besonders die an *Or* — am reichsten intermediären und basischen<sup>1</sup> *Eruptivgesteine* kurz besprechen, und fangen mit den *Tiefengesteinen* an.

Unter den Tiefengesteinen mit ca. 54—66 %  $SiO_2$  begegnen wir einer ganzen Anzahl mit 5.5—6 %  $K_2O$ ; mehrere dieser Gesteine, die dem Eutektikum  $Or : Ab + An$  ganz nahe liegen, sind schon in den obigen Tabellen der Pulaskite, Nordmarkite, Syenite usw. mitgenommen worden.

Unter den in Osanns Werk zusammengestellten Analysen von Tiefengesteinen, in einer Anzahl von rund 750, finden wir nur die folgenden Analysen von intermediären und basischen Tiefengesteinen mit mehr als 6.00 %  $K_2O$ :

Einige Pulaskite und Nordmarkite (die obigen No. 138, 141, 144, 149) mit 6.07—6.88 %  $K_2O$ , ziemlich genau von der eutektischen  $Or : Ab + An$ -Zusammensetzung.

Ein Monzonit, Osanns No. 342, mit 6.10 %  $K_2O$ ; ein quarzhaltiger Augitglimmersyenit, Osanns No. 280, mit 65.63 %  $SiO_2$  und 6.25 %  $K_2O$ ; der letztere der Gesteinsanalyse zufolge mit einem Überschuss von *Or* über das Eutektikum.

Ein Augitbiotitgranit, Osanns No. 24, mit 61.93 %  $SiO_2$  und 6.11 %  $K_2O$ ; ein Augitsyenit, Osanns No. 352, mit 61.28 %  $SiO_2$  und 7.70 %  $K_2O$ ; beide sind Gänge und werden deswegen hier nicht berücksichtigt. — Ein Durbachit, No. 22, mit 51.05 %  $SiO_2$  und 7.24 %  $K_2O$ ; dieser bildet nur eine „basische Randzone“, tritt somit nicht als selbständiges Tiefengestein auf und wird deswegen hier bei der Besprechung der Tiefengesteine ausser Betracht gesetzt. Auch nicht ein Kugelgranit, No. 261 mit 63.52 %  $SiO_2$  und 6.07 %  $K_2O$ , wird mitgenommen. — Ein Syenit, No. 345, mit 50.11 %  $SiO_2$ , 7.47 %  $K_2O$  und 4.47 %  $H_2O$ , ist „nicht frisch“ und ist deswegen aus unserer Statistik gestrichen worden.

Die — meist in den allerletzten Jahren — erforschten Kali-Syenite, wie auch ein sogenannter Orthoklasit, No. 192—196, sind oben besprochen.

Ferner erwähnen wir eine Reihe Eläolithsyenite, mit Miascit, Foyait, Sodalithsyenit, Pseudoleucitsyenit, Borolanit usw., meist mit 50—57 %  $SiO_2$  und 6—7.5 %  $K_2O$ , einige doch mit noch etwas mehr  $K_2O$ . Diese sind in unserer statistischen Tabelle mitgenommen, aber mit petit gedruckt, weil sie nicht in erster Linie feldspätige Eruptivgesteine sind.

<sup>1</sup> Die sauren (oder granitischen) an *Or* reichsten Gesteine werden im nächsten Abschnitt näher behandelt.

Auch unter den intermediären *Gang-* und *Decken-*Gesteinen, mit etwa 55 bis 66 %  $SiO_2$ , gibt es eine sehr bedeutende Anzahl, welche ungefähr  $5\frac{1}{2}$  %  $K_2O$  enthalten, und welche die Feldspate ungefähr in dem eutektischen Verhältnis führen. — Eine nicht ganz geringe Anzahl der intermediären, an Feldspaten reichen Gänge und Decken, zeigen noch etwas mehr  $K_2O$ . Unter den Gängen nennen wir beispielsweise Lindöit (Osanns No. 891, nach Brögger, 1894, mit  $42.5 Or : 51.5 Ab + 6 An$ , somit ziemlich genau in dem eutektischen Verhältnis) und Gautëit (Osanns No. 897, mit 6.56 %  $K_2O$ ), ferner einige Minetten und Lamprophyre (No. 953, 962) und ein Augitsyenitporphyr (No. 784), die letztgenannten sicher mit etwas Überschuss von *Or* über das eutektische  $Or : Ab + An$ -Verhältnis.

Unter den Deckengesteinen erwähnen wir besonders einige Porphyrite (Osanns No. 1446, 1558—1559, 1561—1562, mit etwas mehr *Or* als das Eutektikum), einige Keratophyre, Orthophyre usw. (No. 1077, 1374, 1393), Ciminit (No. 2238), Vulsinit (No. 2236—2237, mit einem nicht ganz unwesentlichen Überschuss von *Or* über das Eutektikum), dann auch einige Trachyte. — Überaus die meisten Trachyte enthalten die Feldspate annähernd in dem eutektischen Verhältnis; dabei gibt es aber auch einige, die einen Überschuss — obwohl meist keinen sehr beträchtlichen Überschuss — von *Or* über das Eutektikum führen. Ich erinnere an das häufige Vorkommen von Sanidin-Einsprenglingen in den Trachyten; ferner verweise ich auf einige Analysen, wie Osanns No. 1426—1429, 1432, 1444 und 1443; die letztere Analyse — mit der höchsten  $K_2O$ -Menge der in Osanns Werk zusammengestellten Trachyten — enthält die Feldspatmischung im Verhältnis  $55-60 Or : 45-40 Ab + An$ .

Unter den intermediären und basischen *Gang-* und *Deckengesteinen* gibt es somit einige mit einem Überschuss von *Or* über das Eutektikum; dieser Überschuss ist jedoch in der Regel ziemlich gering, und intermediäre (oder basische) Gänge und Decken mit einem bedeutenden Überschuss von *Or* über das Eutektikum gehören zu den grossen Seltenheiten. Die typischsten Repräsentanten dieser letzteren Gesteine sind die von Washington<sup>1</sup> erforschten Vulsinite, die jedoch sehr wenig verbreitet sind.

In einer ganzen Reihe der an  $K_2O$  sehr reichen *Gang-* und *Deckengesteine* steckt die  $K_2O$ -Menge bekanntlich namentlich in Leucit; diese Gesteine, die für die hier vorliegende Untersuchung über das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum kein direktes Interesse abgeben, sind in unserer statistischen

<sup>1</sup> Journ. Geol. 1896.

Tabelle mit petit gedruckt und brauchen bei dieser Gelegenheit nicht näher besprochen zu werden.

— Das Resultat dieser Untersuchung ist kurz, dass es eine *bedeutende Anzahl von an Feldspaten reichen basischen und intermediären Eruptivgesteinen gibt, welche die Feldspate annähernd in dem eutektischen Or : Ab + An-Verhältnis führen.*

Basische und intermediäre *Tiefengesteine* mit einem Überschuss von Or über das Or : Ab + An-Eutektikum gehören zu den grossen Seltenheiten; auch sind basische und intermediäre Gang- und Ergussgesteine mit einem Überschuss von Or über das Or : Ab + An-Eutektikum ziemlich spärlich vertreten.

Hieraus ziehen wir den Schluss, dass *das Or : Ab + An-Eutektikum für die Differentiationsvorgänge in den basischen und intermediären Magmen von hervorragender Bedeutung gewesen ist.* Dies erklärt sich daraus, dass *die Stammmagmen beinahe überall einen Überschuss von Ab + An über das Or : Ab + An-Eutektikum enthielten, und dass die in die anchi-eutektische Richtung gehende Differentiation in den meisten Fällen abgeschlossen wurde, wenn die eutektische Grenze zwischen Or und Ab + An erreicht wurde.*

### Die „granitischen“ Eruptivgesteine, als anchi-eutektische Quarz-Feldspat-Gesteine.

Mit der Benennung »*granitische*« Eruptivgesteine bezeichne ich nicht nur die sauren, überwiegend aus Quarz und Feldspat — oder Feldspaten — bestehenden *Tiefengesteine*, sondern auch die chemisch nahestehenden *Gang- und Deckengesteine*.

Die Zusammensetzung des »*granitischen Eutektikums*«, Quarz : Feldspate nebst etwas Eisenerz und *Mg,Fe-* oder *Mg,Fe-Ca-Silikat*, ist in meiner Abhandlung in T. M. XXV besprochen worden.

Ich stelle hier zusammen eine Reihe Analysen, No. 197—212 dieses Eutektikums, indem ich die präsumptiv besten oder zuverlässigsten der in meiner eben citierten Abh. in T. M. 1906 mitgenommenen Analysen rekapituliere.

*c* bedeutet das Erstarrungs-Rest- oder Schluss-Produkt (also das End-Eutektikum); *d* bezeichnet Erstarrungsprodukte auf den eutektischen Linien *Qu* : Feldspaten in der Nähe des End-Eutektikums. — Analysen von Schriftgranit aus Granitpegmatitgängen nehme ich hier nicht mit, weil diese Analysen nur die eutektische Mischung zwischen Quarz und Feldspat, ohne Berücksichtigung von ferneren Komponenten<sup>1</sup>, ergeben (s. T. M. XXV, S. 368).

<sup>1</sup> Es wäre möglich, dass unter diesen ferneren Komponenten ursprünglich auch eine Verbindung wie etwa  $H_2SiO_3$  eingehen dürfte, und dass diese letztere Verbindung, die in den pegmatitischen Magmen ganz reichlich vertreten sein dürfte, einen nicht geringen

## Analysen des „granitischen Eutektikums“.

	T. M. XXV, S. 377— 379	SiO <sub>2</sub> ohne H <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Sum.
197	34c	73.4	72.69	15.04			Sp.	0.25	1.75	8.85	0.94	99.52
198	109c	74.1	73.8	12.9	1.0			2.2	0.7	8.4	0.4	99.4
199	42c		74.0						0.60	7.57		
200	31c	73.4	72.44	16.28			0.20	0.59	2.12	6.49	1.35	99.47
201	30c <sub>2</sub>	74.4	73.57	13.80		1.54	0.26	0.99	3.09	5.74	1.08	100.07
202	38c	73.3	72.35	13.97	1.29		0.46	0.72	3.58	5.38	1.37	99.12
203	41c	73.7	73.05	14.67	0.89		0.26	0.97	3.99	5.11	0.91	99.85
204	96d	74.0	73.69	12.46	1.21	1.75	0.17	0.36	4.47	4.92	0.38	100.09
205	38d	74.0	73.21	12.90	2.10		0.27	0.88	4.83	4.75	1.04	99.98
206	41d <sub>2</sub>	75.1	74.52	12.97	2.02		0.25	0.92	4.26	4.53	0.83	100.30
207	37d	74.7	73.72	12.91	1.37		0.25	1.37	4.02	4.45	1.36	99.45
208	93c	74.9	74.40	13.91	1.39		0.28	0.61	4.65	4.36	0.65	100.25
209	98c	74.1	73.70	14.40	0.43	1.49	Sp.	1.08	4.21	4.43	0.61	100.39
210	39c	73.5	72.70	13.79	1.01		0.65	2.07	4.93	4.33	1.10	100.48
211	41d <sub>1</sub>	74.0	73.42	14.29	1.01		0.43	1.00	5.61	3.19	0.84	99.79
212	39d	74.8	74.36	14.46	1.62		0.44	1.49	6.11	1.49	0.57	100.54
213	97c	69.5	68.97	14.80	2.32	0.85	1.15	3.82	2.46	4.54	0.71	99.94

In der Kolonne „SiO<sub>2</sub> ohne H<sub>2</sub>O“ berechne ich die SiO<sub>2</sub>-Menge nach Abzug von H<sub>2</sub>O. — In einigen Analysen sind TiO<sub>2</sub> und MnO bestimmt worden; ich verweise diesbezüglich auf die Originalanalysen.

— Mehrere dieser Analysen, wie z. B. No. 198 (109c), sind auf etwas zersetztem Material ausgeführt worden; auch darf man wohl hier und da nicht unwesentliche Analysenfehler voraussetzen.

Ich lege nicht so viel Gewicht auf jede einzelne dieser Analysen; der Totalität sämtlicher Analysen — 16 in Anzahl — darf aber eine hohe Bedeutung zugeteilt werden.

Die Totalität dieser Analysen, No. 197—212, besagt, dass das granitische Eutektikum, bei Vorhandensein von viel *Or* oder *Or + Ab* neben ziemlich wenig *An*, ungefähr 74% SiO<sub>2</sub> — und bei sehr viel *Ab* neben wenig *Or* und *An* ungefähr 75% SiO<sub>2</sub> — enthält, ferner etwas Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO und MgO (meist etwa 1.5% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO und 0.25—0.5% MgO; diese letzteren Gehalte werden jedoch von der Natur der Komponenten von dem Eisenerz und den Mg, Fe- oder Mg, Fe-Ca-Silikaten in hohem Grade abhängig sein).

Ca. 74% SiO<sub>2</sub> in dem an *Or* oder *Or + Ab* reichen Eutektikum entspricht eine Mineralmischung, bestehend aus ein klein wenig mehr als

Einfluss auf den Verlauf der eutektischen Kurve zwischen *E<sub>Qu</sub>-Feldsp.* zu *E<sub>Qu</sub>-Feldsp.-c* ausüben möchte (cfr. T. M. XXV, Fig. 19). — In meinen früheren Arbeiten habe ich vielleicht ein zu grosses Gewicht auf die Analysen des Schriftgranits von Granitpegmatitgängen gelegt.

30 % Quarz<sup>1</sup>, etwa 65 % Feldspat und einigen Prozenten Eisenerz und *Mg, Fe-* oder *Mg, Fe-Ca-Silikaten*.

Bei Vorhandensein von viel *An* wird die *SiO<sub>2</sub>*-Menge des Eutektikums ganz stark herabgedrückt (cfr. die Analyse No. 213).

— Wie ich in T. M. XXV erörtert habe, wird die Zusammensetzung des granitischen Eutektikums nicht in sehr wesentlichem Grade durch Druck — von dem in Deckengesteinen bis zu dem in Tiefengesteinen herrschenden Druck — beeinflusst.

— Zum Vergleich stelle ich zusammen eine repräsentative Auswahl von Analysen von Graniten. Diese Analysen entnehme ich Osanns Arbeit; ich verweise auf das Numero in dieser Arbeit<sup>2</sup>.

Ich ordne diese Analysen in drei Abteilungen,

a. mit relativ viel *K<sub>2</sub>O* und wenig *Na<sub>2</sub>O + CaO*;

An *K<sub>2</sub>O* relativ reiche Granite.

	Osanns No.	<i>SiO<sub>2</sub></i>	<i>TiO<sub>2</sub></i>	<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	<i>FeO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na<sub>2</sub>O</i>	<i>K<sub>2</sub>O</i>	<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	<i>H<sub>2</sub>O</i>	Sum
214	253	78.83		10.88	1.63		0.35	0.22	2.13	5.31		0.32	99.67
215	243	77.68	0.14	11.81	0.72	0.51	0.18	0.72	2.96	5.00	0.10	0.31	100.13
216	234	77.05	0.12	12.84	0.56	0.14	Sp.	0.57	2.81	5.52		0.70	100.31
217	224	77.02		11.63	0.32	1.09	0.14	1.24	2.85	5.21		0.35	99.85
218	233	76.87	0.11	12.52	0.67		0.09	0.49	2.47	5.78	0.05	0.77	99.82
219	204	76.10	0.07	12.95	0.65	0.09	0.14	0.12	2.36	6.50	0.02	0.65	99.65
220	131	75.44	0.07	12.33	0.49	1.00	0.52	Sp.	2.38	7.13		1.26	101.73
221	158	75.44		10.99	2.33	0.93	0.25	1.24	2.72	4.98		1.06	100.41
222	220	75.12	0.10	12.66	0.23	1.40	0.05	0.82	2.88	5.75	0.03	0.82	100.26
223	29	74.97	0.26	12.58	0.26	1.41	0.10	0.93	2.75	5.74	0.52		99.52
224	196	74.87	0.05	14.27	Sp.	0.51	0.16	0.48	3.06	5.36	0.21	0.92	99.89
225	235	74.37	0.29	13.12	0.73	0.87	0.35	1.26	2.57	6.09	0.06	0.30	100.11
226	154	74.19	0.21	13.07	1.12	0.58	0.40	1.38	2.85	5.56	0.70		100.41
227	53	74.03	Sp.	13.60	0.09	0.95	0.15	0.30	3.71	6.14	0.27	1.17	100.41
228	223	73.51	0.18	13.28	0.94	0.97	0.05	1.11	3.79	5.22		0.78	100.38
229	262	73.38	0.02	13.67	1.18		0.09	1.17	2.99	6.47	0.16	0.67	100.26
230	136	73.06		14.46		2.35	0.14	0.92	3.27	5.15		1.17	100.52
231	188	73.05		14.53	2.96		Sp.	2.06	1.72	5.39		0.29	100.00
232	51	72.35	0.55	15.50	2.49	0.24	0.88	0.91	1.34	5.03		0.59	100.18
233	106	72.15		16.12	2.23		0.32	1.20	3.43	5.71		0.74	101.90
234	58	71.93	Sp.	15.27	0.59	2.10	0.46	1.60	2.61	5.30	0.27	0.69	100.82
235	155	71.71	0.44	12.69	2.83	0.75	0.68	1.71	2.58	5.42		0.64	99.89
236	187	71.64		15.66	2.34		Sp.	2.70	1.58	5.60		0.48	100.00
237	144	71.25	0.32	13.90	1.28	1.24	0.45	0.97	3.29	6.28		0.83	99.81
238	165	69.21		15.59	1.08	1.29	0.11	1.30	1.69	8.92		0.75	99.94
239	269	68.87		16.62	0.43	2.72	1.60	0.71	1.80	6.48	0.05	0.74	100.02
240	89	68.58		15.67	2.95		1.17	2.10	2.36	5.01	0.40	1.30	99.54
241	21	67.70	0.50	16.08	5.26		0.95	1.65	3.22	5.78			101.14
242	25	63.80		14.25	0.79	3.61	4.68	3.10	2.14	5.97		1.15	99.49
243	26	62.25	0.80	14.43	0.92	3.23	4.88	3.01	2.57	6.35		1.23	100.00

<sup>1</sup> Bei den Fig. 5, 10, 11, 12 und 14 habe ich die Eutektika  $E_{Qu-or}$  und  $E_{Qu-ab+An}$  wie auch das ternäre Eutektikum  $E_{Qu-or-ab+An}$ , nach Abzug der anderen Komponenten, bei 32 % Quarz zu 68 % Feldspat angenommen.

<sup>2</sup> In mehreren der Analysen sind *MnO*, *BaO*, *Li<sub>2</sub>O* usw. bestimmt worden; die kleinen Gehalte dieser Bestandteile brauche ich hier nicht mitzunehmen.

b. mit annähernd gleich viel  $K_2O$  und  $Na_2O + CaO$  (oder zutreffender, mit annähernd gleich viel  $K_2O$  und  $Na_2O + \frac{1}{2} CaO$ ; s. S. 51);

c. mit relativ viel  $Na_2O + CaO$  und wenig  $K_2O$ .

Granite mit einem intermediären Verhältnis zwischen  $K_2O$  und  $Na_2O + CaO$  (o: mit Feldspaten annähernd in dem eutektischen  $Or : Ab + An$ -Verhältnis).

	Osanns No.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Sum.
244	218	77.03	0.13	12.00	0.76	0.86	0.04	0.80	3.21	4.92		0.44	100.55
245	108	76.20		12.89	1.91		0.80	0.50	3.19	3.93		1.16	100.58
246	267	76.10		15.95	Sp.		0.11	0.23	2.90	3.27		1.16	99.72
247	219	75.92	0.05	12.96	0.33	1.40		0.15	4.60	4.15		0.48	100.23
248	128	75.74	0.17	13.71	0.55			Sp.	1.26	3.72		0.46	100.30
249	171	75.22		11.14	Sp.	1.77	1.08	1.62	4.00	4.52	0.15	0.50	100.00
250	47	74.59		12.98	2.81	0.18	0.09	1.52	3.77	5.25	0.25	0.53	101.97
251	73	74.41		13.65	0.65	0.95	0.87	1.16	2.56	3.98		1.50	99.73
252	211	74.00	0.34	12.04	0.78	2.61	0.42	0.85	3.47	4.33	0.06	0.86	99.93
253	93	73.40		13.60	0.56	1.76	0.36	0.96	2.64	4.31	0.30	1.22	99.41
254	100	73.40		16.10	1.47	0.63	0.44	0.97	4.19	3.18		0.10	100.48
255	92	72.68		16.10	2.19		0.21	0.58	3.39	4.46		0.52	100.13
256	197	72.57		15.11	0.59	1.02	0.30	1.65	3.92	4.33		0.47	99.96
257	18	72.11		15.85	1.63		0.69	0.83	4.85	4.23		0.68	100.87
258	190	72.06		14.83	1.28	0.64	0.13	1.20	4.31	5.64		0.65	100.86
259	182	71.90	0.35	14.12	1.20	0.86	0.33	1.13	4.52	4.81	0.11	0.60	100.35
260	54	71.58		14.08	1.40	1.27	0.93	2.01	3.31	4.85	0.31	1.18	100.92
261	117	71.04		15.00		2.93	0.39	1.90	3.99	4.59		0.48	100.32
262	133	70.54		14.77	3.70		0.36	1.68	4.66	4.82		0.44	99.97
263	96	70.44		15.63	1.34	1.12	0.55	1.98	4.03	5.18		0.55	100.82
264	119	70.07		14.78		3.10	0.28	2.25	4.00	4.87		0.54	99.89
265	216	69.94	0.25	15.19	1.88	0.60	0.92	1.15	3.95	4.29	0.13	0.99	99.32
266	91	69.66		16.98	2.54		0.83	1.66	3.95	4.41		0.55	100.60
267	189	68.40		15.75	2.97	0.65	0.12	1.64	4.16	5.78		0.48	100.58
268	232	67.12	0.48	15.00	1.62	2.23	1.74	3.43	2.76	4.52	0.15	0.67	99.88
269	97	66.83		16.40	3.17	1.89	1.07	2.59	4.65	4.21		0.51	101.32
270	43	65.16		17.99	1.66	0.39	1.94	3.32	3.97	4.53	1.32		100.28
271	226	64.17	0.67	15.25	2.16	2.98	2.60	4.24	2.62	4.34	0.16	0.81	100.18

An  $Na_2O + CaO$  relativ reiche Granite.

	Osanns No.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Sum.
272	214	76.54		13.82	1.62		0.01	0.85	4.32	2.31		0.20	99.67
273	206	75.78		11.09	2.09		0.65	0.86	6.43	1.06		1.82	99.78
274	192	73.47		15.07	1.15		0.12	4.48	5.59	0.38			100.26
275	191	73.27	0.10	15.51	0.33	1.14	0.15	2.74	4.79	1.66		0.68	100.37
276	244	73.00		16.38		0.99	0.48	2.42	4.53	1.87		0.52	100.19
277	17	72.63	0.07	13.49	2.17	1.04	0.89	1.65	3.86	2.62	0.26	0.54	99.26
278	103	71.57		16.91	0.47	0.78	0.46	1.22	5.56	3.79		0.29	101.05
279	181	70.69		15.20	3.76		0.45	3.31	4.69	2.31		0.56	100.97
280	502	70.36	0.20	15.47	0.98	1.17	0.87	3.18	4.91	1.71	0.11	1.06	100.08
281	135	70.33	0.85	15.59	1.40	1.54	1.30	3.05	4.50	1.29			100.09
282	28	70.28		14.93	1.42		0.76	3.29	4.57	2.62		1.44	100.71
283	2	69.73		15.97	1.27	1.23	0.68	3.28	5.30	1.76	0.21	0.53	99.96
284	207	69.34		17.25	2.46		1.18	3.43	4.33	0.71		1.17	99.87
285	5	68.11	0.07	15.80	1.97	1.87	0.96	2.43	4.41	2.80	0.62	0.70	99.87
286	265	67.56		16.39	1.25	1.86	1.48	5.07	3.54	1.77		0.17	99.88
287	105	66.97		17.20	3.27	1.26	2.08	3.94	5.48	0.69		0.11	101.00
288	208	66.84		18.22	2.27	0.20	0.81	3.31	5.14	2.80		0.46	100.05
289	46	65.54		19.94	1.56		1.44	2.01	5.80	2.43		1.50	100.22
290	111	65.30		18.15		2.22	1.15	2.55	5.30	2.76		2.44	99.86
291	245	64.67	0.51	16.62	0.51	0.76	2.26	9.50	4.10	0.34	0.12	0.45	99.86
292	112	64.45		16.92		3.77	2.81	1.35	5.54	2.95		2.08	99.87



Unter den an  $K_2O$  reichen Graniten sind die relativ sauren, mit mehr als etwa 72 %  $SiO_2$ , in der Natur am reichlichsten vertreten; umgekehrt verhält es sich mit den an  $Na_2O + CaO$  — und zwar namentlich an  $CaO$  — reichen Graniten. Aus diesem Grunde habe ich unter den  $K_2O$ -reichen Graniten ziemlich viele saure und umgekehrt unter den an  $Na_2O + CaO$  reichen Graniten ziemlich viele basische Repräsentanten mitgenommen.

Ferner gebe ich eine tabellarische Zusammenstellung der Anzahl der in den späteren Jahren analysierten Eruptivgesteine, mit mehr als 60 %  $SiO_2$ .

Die ersten Kolonnen auf der beistehenden Tabelle beziehen sich auf die in Osanns Werk zusammengestellten Analysen, indem ich seiner Einteilung in Tiefen-, Gang- und Erguss-Gesteine gefolgt habe. Ich habe die Anzahl Gesteine mit z. B. 77.99 bis 77.00 %  $SiO_2$ , 76.99 bis 76.00 %  $SiO_2$ , usw. zusammengezählt.

Anzahl analysierte Eruptivgesteine, nach dem  $SiO_2$ -Prozente geordnet.

% $SiO_2$	Nach Osann				Nach Washington	Nach Holmquist, „Die Granite von Schweden“.
	Tiefen-gest.	Gang-gest.	Erguss-gest.	Sum.		
85—86			1	1		
84—85						
83—84			2	2	2	
82—83			2	2	1	
81—82	1		1	2	1	1
80—81			3	3	3	1
79—80			8	8	5	
78—79	1		5	6	4	1
77—78	10	3	7	20	21	3
76—77	16	5	21	42	37	5
75—76	17	5	33	55	41	15
74—75	14	5	39	58	44	6
73—74	14	7	33	54	43	9
72—73	27	4	35	66	57	12
71—72	25	5	30	60	45	11
70—71	24	3	20	47	34	18
69—70	21	6	29	56	44	10
68—69	20	8	33	61	48	10
67—68	8	12	14	34	47	12
66—67	24	7	28	61	45	3
65—66	23	6	33	62	50	2
64—65	24	13	24	61	52	1
63—64	20	11	23	54	64	3
62—63	14	10	29	53	44	2
61—62	14	5	31	50	44	4
60—61	12	11	38	61	60	2

Eine andere Summation entnehme ich Washingtons Werk, wo bekanntlich keine Einteilung in Tiefen-, Gang- und Deckengesteine durchgeführt ist.

Stark zersetzte Gesteine, chemisch umgewandelte Gesteine (wie z. B. Greissen), Schlieren, Kugel-Kerne, -Kalotten usw. sind nicht berücksichtigt.

Die letzte Kolonne enthält eine Summation der in P. J. Holmquists Arbeit »Studien über die Granite von Schweden«<sup>1</sup> zusammengestellten Analysen, hauptsächlich von schwedischen Graniten.

**Über die Analogie in Bezug auf chemische Zusammensetzung zwischen den meisten granitischen Eruptivgesteinen und dem granitischen Eutektikum.**

Zwischen den Analysen des granitischen Eutektikums, mit etwas wechselndem Verhältnis zwischen *Or* und *Ab + An*, — von Grundmassen, Zwischenmassen usw. — einerseits und andererseits den Bauschanalysen der normal entwickelten sauren Tiefen-, Gang- und Ergussgesteine, bei wenig *An* mit etwa 73—75 % *SiO<sub>2</sub>* und bei mehr *An* mit etwas niedriger *SiO<sub>2</sub>*-Menge, gibt es eine auffallend nahe Übereinstimmung. Ich verweise auf den Vergleich zwischen den Analysen No. 197—212 des Eutektikums und den Analysen No. 222—231 der *K<sub>2</sub>O*-reichen Granite und No. 247—261 der Granite mit einem intermediären Verhältnis zwischen *K<sub>2</sub>O* und *Na<sub>2</sub>O + CaO*, ferner auf die Analysen No. 274—280 der an *Na<sub>2</sub>O + CaO* reichen Granite. Ich finde es überflüssig, eine Reihe von Analysen von granitischen Gang- und Ergussgesteinen mitzunehmen; nur habe ich, aus Gründen, die ich unten besprechen werde, eine Anzahl Analysen von Obsidianen zusammengestellt. Eine auffallend grosse Anzahl dieser Obsidian-Analysen stimmen mit den Analysen des granitischen Eutektikums sehr nahe überein; man bemerke die Analogie zwischen den Obsidian-No. 308—309, 316—324, 327—328, 334—336 und den Analysen des granitischen Eutektikums, No. 197—212.

Diejenigen granitischen Eruptivgesteine, die mehr sauer oder *SiO<sub>2</sub>*-reich als das granitische Eutektikum sind, führen durchgängig oder beinahe durchgängig verhältnismässig wenig *Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*, *FeO* und *MgO*,  $\alpha$ : wenig Eisenerz und *Mg, Fe*-Silikate (in der Regel Glimmer); ferner ist die *An*-Menge in diesen Gesteinen in der Regel ziemlich niedrig (s. z. B. die Analysen No. 214—219, 244—246, 272—273).

Andererseits finden wir in denjenigen granitischen Eruptivgesteinen, die basischer als das granitische Eutektikum sind, ausser der Abnahme von Quarz in der Regel namentlich eine Zunahme von Eisenerz (oder Titan-Eisenerz, nebst Apatit) wie auch von *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikaten, dann im grossen ganzen gerechnet — obwohl mit vielen Ausnahmen — eine Zunahme der Feldspatkomponente *An*.

<sup>1</sup> Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, VII, 1906.

— Die überwiegende Menge der granitischen Eruptivgesteine nähert sich in chemischer Beziehung sehr stark dem granitischen Eutektikum.

Eruptivgesteine, und zwar namentlich Gang- und Ergussgesteine, ausnahmsweise jedoch auch Tiefengesteine<sup>1</sup>, mit 80 %  $SiO_2$  und etwas darüber, gar bis zu ca. 85 %  $SiO_2$ , kommen freilich vor, sind aber sehr spärlich vertreten; ich verweise diesbezüglich auf die Tabelle (S. 70) über die Anzahl analysierter Eruptivgesteine nach  $SiO_2$ -Prozent geordnet. — Auch sind Eruptivgesteine, und zwar namentlich Tiefengesteine, mit 78—80 %  $SiO_2$  ziemlich selten.

Bei 76--78 %  $SiO_2$  nehmen die Eruptivgesteine in Bezug auf Anzahl und Verbreitung ganz stark zu.

Die grosse Hauptmenge der Eruptivgesteine fallen bei einem noch etwas niedrigeren  $SiO_2$ -Prozent, nämlich — wie es aus der unten folgenden Statistik (S. 75) über das Verhältnis zwischen *Or* und *Ab* + *An* in den Graniten hervorgeht — für die an *Or* oder *Or* + *Ab* reichen und an *An* armen granitischen Gesteine bei ungefähr 72—75 %  $SiO_2$  und für die an *An* einigermassen reichen granitischen Gesteine bei einem noch etwas niedrigeren  $SiO_2$ -Prozent.

Die Statistik S. 70 über eine Anzahl Eruptivgesteine nach  $SiO_2$ -Prozent geordnet muss, wenn man dieselbe zur Beurteilung der relativen Verbreitung der verschiedenen Gesteine brauchen will, mit Kritik benutzt werden.

Erstens sind die Tiefengesteine in der gesamten Erdkruste in Bezug auf Kubikmasse sehr erheblich verbreiteter als die Gang- und Deckengesteine. Die letzteren bieten aber in petrographischer Beziehung häufig ein besonderes Interesse dar, und sind deswegen besonders oft analysiert worden.

Zweitens nehmen die verbreitetsten Granittypen, am öftesten mit etwas mehr als 70 %  $SiO_2$ , häufig sehr bedeutende Areale ein, deren Ausdehnung oft in Hunderten oder gar Tausenden von Kilom.<sup>2</sup> gemessen werden kann. Diese grossen Areale von Graniten sind in der Regel ziemlich monoton; ferner sind diese Granittypen in quantitativ-chemischer Beziehung schon längst verhältnismässig gut erforscht worden. Bei den aus den späteren Jahren stammenden Untersuchungen hat man sich deswegen häufig nicht die Mühe gegeben, diese gewöhnlichen, stark verbreiteten Granite zu analysieren, oder man hat sich von jedem Gebiete nur mit einer einzigen Analyse begnügt.

Berücksichtigen wir die Verbreitung der Eruptivgesteine, gemessen in Quadratkilom. der Areale an der Erdoberfläche — oder in Kubikkilom. in

<sup>1</sup> Siehe hierüber unter anderem Loewinson-Lessing, Petrographische Untersuchungen im zentralen Kaukasus. Verh. d. russ. Miner. Ges. LII.

der Erdkruste, — so darf ziemlich sicher behauptet werden, dass die Granite (Tiefengesteins-Granite) mit durchschnittlich ein klein wenig mehr als 70%  $SiO_2$  gar so viel wie etwa die Hälfte der Eruptivgesteine der ganzen Erdkruste ausmachen. Jedenfalls trifft dies für Fennoskandia zu.

An Fig. 7 versuche ich die Verbreitung der Eruptivgesteine — nicht nach Anzahl Typen, sondern nach Ausdehnung in Quadratkilom. oder

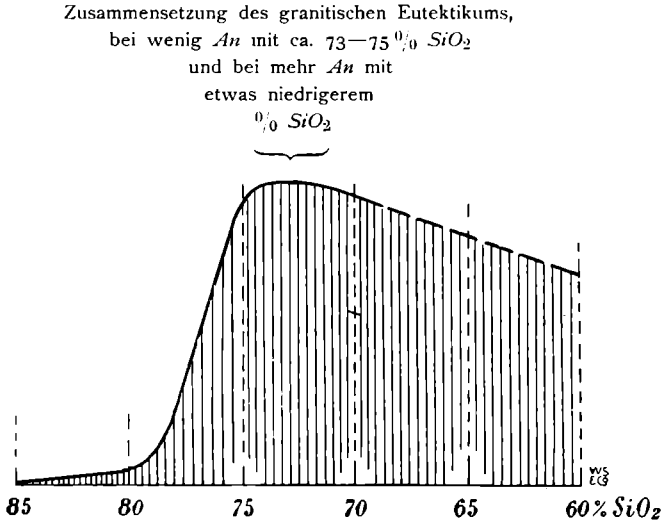


Fig. 7. Graphische Darstellung zur Erleichterung der relativen Verbreitung der Eruptivgesteine, mit gewisser  $SiO_2$ -Menge.

Kubikkilom. gemessen — mit verschiedener  $SiO_2$ -Menge graphisch zu erleuchten, indem die  $SiO_2$ -Menge auf der Abscisse und die Verbreitung auf der Ordinate abgesetzt ist.

Der bemerkenswerte, gewaltige Sprung von Gesteinen mit etwa 70—75% (oder etwa 71—74%)  $SiO_2$  bis zu Gesteinen mit mehr als etwa 78—80%  $SiO_2$  ist den vorliegenden Untersuchungen zufolge ganz sicher; der Verlauf der Kurve mag aber in den Einzelheiten etwas fraglich sein.

Aus dem vorliegenden Material von Beobachtungen glaube ich ferner den Schluss ziehen zu können, dass Gesteine mit 60—65%  $SiO_2$  bei weitem nicht so verbreitet sind wie Gesteine mit 70—75%  $SiO_2$ ; in Übereinstimmung hiermit habe ich ein Maximum bei etwa 70—75%  $SiO_2$  gezeichnet, und dann bei etwas niedrigerem  $SiO_2$  eine Abnahme, was ich, des etwas fraglichen Verlaufs der Kurve wegen, durch eine gestricelte Linie angegeben habe.

Falls man die granitischen Eruptivgesteine in zwei Abteilungen trennen würde, nämlich diejenigen mit geringer *An*-Menge und diejenigen mit etwas höherer *An*-Menge, würde das Maximum in Bezug auf die Verbrei-

tung der ersteren Gruppe bei etwas höherem  $SiO_2$ -Prozent fallen als das Maximum der letzteren Gruppe.

*Die nahe Übereinstimmung zwischen der Zusammensetzung der quantitativ gerechnet verbreitetsten granitischen Eruptivgesteine einerseits und andererseits der Zusammensetzung des granitischen Eutektikums ist eine Tatsache.*

Wie diese Tatsache zu erklären sei, wird unten besprochen.

### Über die Analogie in Bezug auf chemische Zusammensetzung zwischen überaus zahlreichen granitischen Eruptivgesteinen und dem „ternären“ granitischen Eutektikum.

Mit dem kurzen, aber nicht ganz exakten Ausdruck, dem »ternären<sup>1</sup> granitischen Eutektikum« bezeichne ich das Eutektikum  $Qu : Or : Ab + An$ , nebst ein ganz wenig Eisenerz,  $Mg, Fe$ -Silikat usw.

— Um das Verhältnis zwischen  $Or$  und  $Ab + An$  in den granitischen Eruptivgesteinen im allgemeinen zu erforschen benutze ich eine statistische Methode: Aus den — aus allen Teilen der Erde — in Osanns Werk zusammengestellten Bauschanalysen von granitischen Gesteinen berechne ich approximativ das Verhältnis zwischen  $Or$  und  $Ab + An$  auf Grundlage der analytisch gefundenen Gehalte von  $K_2O$ ,  $Na_2O$  und  $CaO$ ; siehe die Tabelle S. 75.

Ich teile die Gesteine in solche mit mehr als 74%  $SiO_2$ , mit 70.00—73.99%  $SiO_2$  und 66.00—69.99%  $SiO_2$  ein; ferner halte ich nach Osanns Angaben die Tiefen-, Gang- und Ergussgesteine<sup>2</sup> auseinander.

Für jede Bauschanalyse ist das Verhältnis zwischen den prozentischen Gehalten  $K_2O$  und  $Na_2O + \frac{1}{2} CaO$ <sup>3</sup> berechnet worden; und die innerhalb der Rubriken der Prozentwerte 1.00—0.95  $K_2O$  : 0—0.049  $Na_2O + \frac{1}{2} CaO$ , 0.95—0.849  $K_2O$  : 0.05—0.151  $Na_2O + \frac{1}{2} CaO$ , 0.85—0.749  $K_2O$  : 0.15—0.251  $Na_2O + \frac{1}{2} CaO$ , usw., fallende Anzahl Bauschanalysen sind zusammengezählt worden. — Die ganz überwiegende Menge von  $K_2O$  und  $Na_2O$  der hier besprochenen Gesteine geht — nur mit einigen spärlichen Ausnahmen — in  $Or$ , bzw.  $Ab$  hinein; und die überwiegende Menge von  $CaO$  geht jedenfalls in den meisten Fällen zum wesentlichen Teil in  $An$  ein. — Ausnahmen bilden namentlich die übrigens ziemlich seltenen  $Na_2O$ -reichen Gesteine, die relativ viel Aegirin oder Natron-reiche Hornblende-Mineralien führen; diese Gesteine — namentlich ein Paar Ganggesteine — sind besonders

<sup>1</sup> Ich fasse bei diesem Ausdruck  $Ab + An$  als eine Einheit auf und setze die kleinen Beimengungen von Eisenerz und  $Mg, Fe$ - oder  $Mg, Fe-Ca$ -Silikaten ausser Betracht.

<sup>2</sup> Die Statistik der Tiefengesteine ist von mir und diejenige der Gang- und Ergussgesteine auf meinen Wunsch von meinem Assistenten K. Haslum ausgearbeitet worden.

Zersetzte oder in anderer Weise chemisch umgewandelte Gesteine, ferner Kugeln, Kalotten usw. von Kugelgraniten, Schlieren usw. sind nicht berücksichtigt.

<sup>3</sup> Cfr. die Erörterung oben S. 51. — Der kleine Unterschied, 0.59—0.50  $CaO$  = ungefähr ein Zehntel der ganzen  $CaO$ -Menge eines granitischen Gesteins, mag für Apatit und Titanit abgezogen werden.



Wenn man für einen Glimmer-haltigen Granit ein klein wenig  $K_2O$  für Glimmer abzieht, wird hierdurch die Bauschanalyse in den meisten Fällen nicht von der einen Rubrik zu der anderen übergeführt werden. Und wenn eine solche Überführung hie und da stattfinden sollte, wird sie — weil  $K_2O$ -haltiger Glimmer namentlich in den an  $K_2O$  einigermaßen reichen Gesteinen gebildet wird — in den allermeisten Fällen in die Richtung nach den Kolonnen in der Mitte vor sich gehen<sup>1</sup>. — In entsprechender Weise verhält es sich

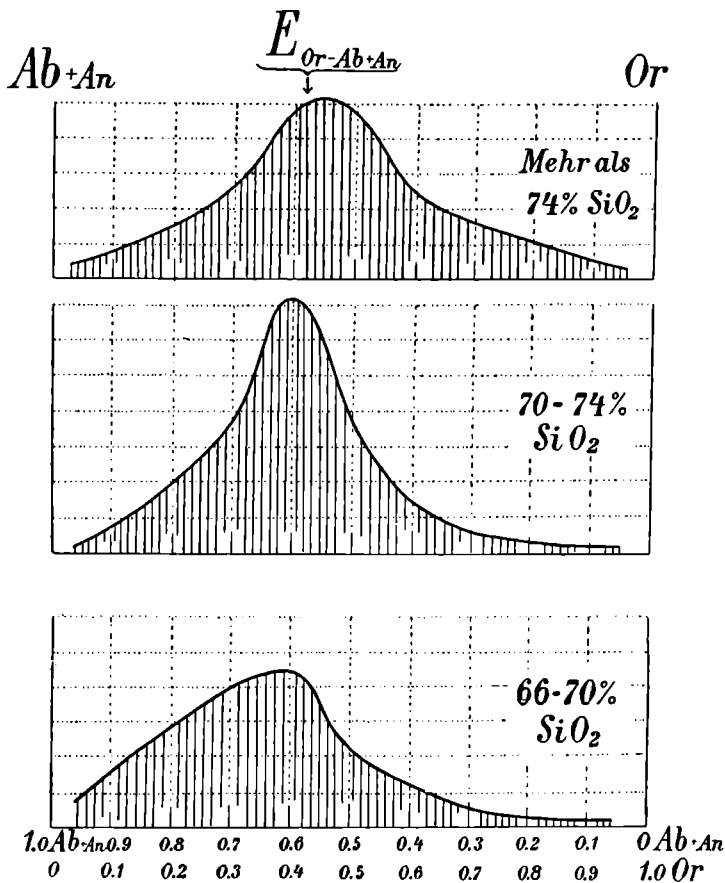


Fig. 8.

auch mit  $CaO$ , indem Hornblende und Augit (Aegirin hier nicht mit einbegriffen) sich ausschliesslich oder vorzugsweise in den an  $CaO$  einigermaßen reichen granitischen Gesteinen findet. — Eine Korrektur wegen  $K_2O$  in Glimmer,  $CaO$  (und  $Na_2O$ ) in Hornblende-Augit, usw., würde folglich die unten besprochenen Maxima der Kurven noch schärfer hervortreten lassen. Dabei ist auch zu berücksichtigen, dass die prozentische Menge von  $CaO$  meist ziemlich gering ist. Ein kleiner Fehler bei der Berechnung von  $CaO$  zu  $An$  ist somit in der Regel beinahe ohne Bedeutung.

— Zur Erleichterung der Übersicht reproduziere ich, nach demselben System wie bei Fig. 6, die Tabelle S. 75 graphisch, indem ich jedoch hier nur die Summe von Tiefen-,

<sup>1</sup> Eine Berechnung auf Grundlage der Gehalte von  $K_2O$ ,  $Na_2O$  und  $CaO$  in einem Glimmer-Granit gibt beispielsweise 0.68 Or : 0.32 Ab + An. Wenn etwas  $K_2O$  für Glimmer abgezogen wird, erhalten wir z. B. 0.65 Or : 0.35 Ab + An, also Überführung von der neunten zu der achten Rubrik.

Gang- und Ergussgesteinen innerhalb der drei Abteilungen: mehr als 74 %  $SiO_2$ , 70—74 %  $SiO_2$  und 66—70 %  $SiO_2$  berücksichtigt habe.

Die drei Kurven an Fig. 8 und die drei obersten Kurven an Fig. 6 sind auf Grundlage desselben Originalmaterials, nämlich der Analysen in Osanns Werk, obwohl nach zwei verschiedenen Arbeitsmethoden, ausgearbeitet worden.

Die Statistik S. 75 umfasst für die Gesteine mit mehr als 74 %  $SiO_2$ , mit 74—70 und mit 70—66 %  $SiO_2$ , bezw. 203, 206 und 180 einzelne Gesteinsanalysen. Eine zukünftige entsprechende Statistik, gestützt auf noch mehrere Analysen, wird unzweifelhaft das essentielle Resultat nicht beeinflussen.

Als Kontrolle der Berechtigung der hier benutzten statistischen Arbeitsmethode dient:

Die Summation innerhalb jeder Abteilung, für mehr als 74 %, 70—74 und 66—70 %  $SiO_2$ , der Tiefen-, der Gang- und der Ergussgesteine gibt jedenfalls annähernd dasselbe Resultat, mit Maximum der Gesteine an einer gewissen intermediären  $Or : Ab + An$ -Stufe. — Eine scheinbare Ausnahme, jedoch von verhältnismässig untergeordneter Bedeutung, finden wir bei den Gesteinen mit mehr als 74 %  $SiO_2$ , indem hier die höchste Anzahl Ergussgesteine innerhalb der Rubrik 0.45—0.35  $Or : 0.55—0.65 Ab + An$ , die höchste Anzahl Tiefengesteine (und Ganggesteine) dagegen innerhalb der Rubrik 0.55—0.45  $Or : 0.45—0.55 Ab + An$  fällt. Hierzu ist jedoch zu bemerken, dass überaus die meisten der hier vorliegenden 23 Tiefengesteine bei 0.5—0.45  $Or : 0.5—0.55 Ab + An$  liegen, also ganz nahe der Rubrik 0.45—0.35  $Or : 0.55—0.65 Ab + An$ .

Ferner ergibt die Tabelle, dass das Klimax der Verbreitung für die Ergussgesteine nicht in so ausgeprägter Weise wie für die Tiefengesteine an einer gewissen intermediären  $Or : An + Ab$ -Stufe fällt; bei den Ergussgesteinen begegnen wir relativ mehreren Gesteinen einerseits mit überwiegend  $Or$  und andererseits mit überwiegend  $Ab + An$ . Dies steht mit der bekannten Tatsache in Verbindung, dass die Differentiation der Ergussgesteine — wie auch der Ganggesteine — im grossen ganzen gerechnet weiter vorgeschritten ist als diejenige der Tiefengesteine.

— Das Klimax der Verbreitung der sauren Eruptivgesteine liegt annähernd:

für die Gesteine mit mehr als 74 %  $SiO_2$  bei ca. 0.45  $Or : 0.55 Ab + An$ .  
 für die Gesteine mit . . 70—74 . . » bei ca. 0.4  $Or : 0.6 Ab + An$ .  
 für die Gesteine mit . . 66—70 . . » bei ca. 0.35  $Or : 0.55 Ab + An$ .

Es findet somit eine, obwohl nur ziemlich kleine Verschiebung des Klimaxes statt: die sauersten Eruptivgesteine sind im grossen ganzen relativ am reichsten an  $K_2O$ ,  $\gamma$ : an  $Or$ ; und bei den etwas mehr basischen Gesteinen tritt im grossen ganzen gerechnet eine Abnahme von  $Or$  und andererseits eine Zunahme von  $Ab + An$  ein. Auch dies ist eine altbekannte Tatsache, die als Kontrolle der Richtigkeit unserer statistischen Arbeitsmethode betrachtet werden darf.

— Die Mehrzahl der »granitischen« Eruptivgesteine kennzeichnen sich durch ein intermediäres  $Or : Ab + An$ -Verhältnis; und zwar liegt dieses Verhältnis durchschnittlich gerechnet bei ungefähr 0.4  $Or : 0.6 Ab + An$ .

Dieses Verhältnis ist gerade das eutektische  $Or : Ab + An$ -Verhältnis<sup>1</sup>.

Die Mehrzahl der granitischen Eruptivgesteine führen somit  $Or$  und  $Ab + An$  annähernd in dem eutektischen Verhältnis.

<sup>1</sup> Siehe hierüber T. M. XXV, S. 380—394 und oben, S. 50.



Besonders ausgeprägt ist dies bei den mittelsauren granitischen Gesteinen (mit 70—74 %  $SiO_2$ ), wo das Klimax der Verbreitung in Bezug auf  $Or : An + Ab$ -Verhältnis und das eutektische  $Or : Ab + An$ -Verhältnis beinahe mathematisch genau einander decken. Bei den noch saureren Gesteinen begegnen wir im grossen ganzen gerechnet einem kleinen, jedoch nur ganz kleinen Überschuss von  $Or$  über das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum; und andererseits bei den etwas mehr basischen Gesteinen einem entsprechenden kleinen Überschuss von  $Ab + An$ .

— Die Analysen No. 203—209, von *Erstarrungsspät-* oder *Schlussprodukten* aus granitischen Eruptivgesteinen, und alle mit annähernd 0.4  $Or : 0.6 Ab + An$ , repräsentieren ziemlich genau das *ternäre granitische Eutektikum* ( $Qu : Or : Ab + An$  nebst ein ganz wenig Eisenerz usw.). Man vergleiche hiermit die Bauschanalysen No. 249—258 der Tiefengesteine (und No. 316—324 der Obsidiane).

— Wir haben jetzt durch Tatsachen festgestellt:

1. *Die meisten »granitischen« Eruptivgesteine führen Quarz und Feldspat annähernd in dem eutektischen Verhältnis.*

2. *Überaus zahlreiche »granitische« Gesteine führen die Feldspatkomponenten annähernd in dem eutektischen  $Or : Ab + An$ -Verhältnis, und im grossen ganzen gerechnet gruppiert sich das  $Or : Ab + An$ -Verhältnis der »granitischen« Gesteine ungefähr regelmässig auf beiden Seiten dieses Eutektikums.*

Hieraus ziehen wir den Schluss, dass *das ternäre granitische Eutektikum einen prädominierenden Einfluss auf die Differentiationsvorgänge der granitischen Magmen ausgeübt haben muss.*

### Gemischte saure Gesteinsgänge.

Das Studium der gemischten Gänge<sup>1</sup> ist in hohem Grade instruktiv, indem man hier im kleinen Massstabe die Differentiationsvorgänge verfolgen kann.

Zur Erörterung stelle ich zusammen die mir aus der Literatur bekannten und zugänglichen Analysen von gemischten — und jedenfalls einigermassen sauren — Gängen; dabei nehme ich auch mit ein Paar Analysen, No. 296, 297 und 299, von Granit mit Grenzfacies (Salband).

a = Salband; b = Zwischenstufe zwischen Salband und Gangmitte; c = Gangmitte.

<sup>1</sup> Bezüglich der Literatur der gemischten Gänge verweise ich auf die Zusammenstellungen bei F. Zirkel, Petrogr. 1893, I, S. 784—787 und A. Harker, The Tertiary Igneous Rocks of Skye, 1904, S. 197 und folg.

Gemischte Gesteinsgänge, mit einem anfänglichen Überschuss von *Ab + An* über das *Or : Ab + An*-Eutektikum.

	293a	293b	293c1	293c2	294a	294b	294c	295a	295c1	295c2
<i>SiO<sub>2</sub></i>	43.33	47.05	58.80	61.71	46.54	60.16	71.51	55.79	75.31	72.37
<i>TiO<sub>2</sub></i>					0.96	0.20	0.10			
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	17.88	18.52	16.48	15.86	16.88	13.18	12.82	15.97	13.62	11.64
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	6.80	5.91	2.04	5.08	3.20	8.88	2.09	12.50	2.31	1.42
<i>FeO</i>	4.46	3.11			7.41	3.15	1.40			
<i>MnO</i>						0.22				
<i>MgO</i>	4.99	4.24	2.75	1.10	9.77	1.03	0.17	2.22	0.20	0.52
<i>CaO</i>	7.97	8.42	2.80	2.40	9.54	3.89	1.09	7.06	0.97	1.30
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	3.53	3.53	5.41	4.66	3.14	3.42	4.24	2.21	3.02	4.15
<i>K<sub>2</sub>O</i>	1.02	1.83	4.14	3.71	0.63	3.53	4.52	1.86	4.07	3.98
<i>H<sub>2</sub>O</i>	3.36	3.70	2.79	(2.63)	0.69	1.90	1.23	2.43	1.48	4.86
Sum.	100.69	100.23	100.35	97.15	98.76	99.56	99.17	100.49	100.98	101.32
<i>FeS<sub>2</sub></i>	3.00	1.95	3.15							
<i>CO<sub>2</sub></i>	4.55	2.92	1.65							
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0.59		0.21							

Gemischte Gesteinsgänge und granitische Grenzfacieszonen (No. 296, 297) mit einem anfänglichen Überschuss von *Or* über das *Or : Ab + An*-Eutektikum.

	(296a)	296c)	(297a)	297c)	298a	298c
<i>SiO<sub>2</sub></i>	51.05	67.70	63.25	68.60	72.30	70.40
<i>TiO<sub>2</sub></i>	1.76	0.50	0.34		0.11	0.28
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	14.49	16.08	10.37	16.76	15.04	15.29
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	4.16	5.26	2.77	0.93	0.64	0.09
<i>FeO</i>	4.37		2.71	0.52	1.28	1.69
<i>MgO</i>	8.16	0.95	9.92	0.79	0.59	0.58
<i>CaO</i>	5.11	1.65	1.24	0.86	1.59	1.62
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	1.85	3.22	1.55	4.49	1.02	4.09
<i>K<sub>2</sub>O</i>	7.24	5.78	4.90	6.46	4.95	3.89
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>					0.19	0.22
<i>FeS<sub>2</sub></i>					0.13	0.23
<i>H<sub>2</sub>O</i>	1.05		4.03	0.78	2.18	1.13
Sum.	99.24	101.14	101.08	100.19	100.02	99.51

Gemischte Gesteinsgänge und granitische Grenzfacieszone (No. 299), anfänglich mit einem annähernd eutektischen *Or : Ab + An*-Verhältnis.

	(299a)	299c)	300a	300c	301a	301c
<i>SiO<sub>2</sub></i>	66.83	70.44	66.50	70.15	68.95	69.00
<i>TiO<sub>2</sub></i>	Sp.		Sp.	0.65	0.35	0.35
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	16.40	15.63	10.90	10.60	14.00	13.95
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	3.17	1.34	9.85	5.77	2.12	1.56
<i>FeO</i>	1.89	1.12	2.34	1.74	3.56	2.38
<i>MnO</i>				0.52	0.55	0.55
<i>MgO</i>	1.07	0.55	0.60	0.35	0.07	0.14
<i>CaO</i>	2.59	1.98	0.64	0.72	0.23	0.49
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	4.65	4.03	5.56	5.30	5.45	5.67
<i>K<sub>2</sub>O</i>	4.21	5.18	4.54	4.09	5.29	5.11
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>			0.10	Sp.		
<i>H<sub>2</sub>O</i>	0.51	0.55	0.20	Sp.	0.05	0.70
Sum.	101.32	100.82	101.23	99.89	100.62	99.95

No. 300, von Bygdö nahe bei Kristiania; a, b, c<sub>1</sub> nach W. C. Brögger, Zeitschr. f. Kryst. Min. XVI, 1890; c<sub>2</sub> eine ältere Analyse von Th. Kjerulf; die Bestimmungen von P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> nach J. H. L. Vogt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893. a, kersantitische Grenzzone, bestehend (nach Vogt, l. c.) aus ca. 2–3 FeS<sub>2</sub>, 1.4 Apatit, 10–12 Magnetit, 20–25 Glimmer, 60–70 bas. Plag., ohne Orthoklas und Quarz; c aus ca. 0.5 FeS<sub>2</sub>, 0.5 Apatit, 1–2 Magnetit, 5–10 Glimmer, 40 saurem Plag., 30 Orthoklas, 10 Quarz; b = Zwischengestein. — No. 294, von Brevfen in Nerike, Schweden; nach K. Winge, Geol. Fören. Förh. XVIII, 1896. a = Olivindiabas, b = Zwischengestein; c = Granophyr. — No. 295, von Cir Mhor, Arran, Schottland; nach J. W. Judd, On composite Dykes in Arran; Quart. Journ. XLIX, 1893. a = Augitandesit (mit 0.45 % S); c<sub>1</sub> = Quarzfelsit; c<sub>2</sub> = Pechsteinsporphyr. — No. 296 nach A. Sauer, Erl. geol. Karte Baden, Bl. Gengenbach (Osann No. 21–22); a = Durbachit, basische Randzone von c, Granitit (Tiefengestein). — No. 297 nach Schalck, ebenda, Bl. Peterstal (Osann No. 19–20); a = randlicher Teil von c, Ganggranit. a: reichlich Plag., Biotit, etwas Hornbl. arm an Orthoklas und Quarz. — No. 298, von Kesterthalsrücken, nach K. A. Lossen, Der Bode-Gang im Harz, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1874. a = Hornsteinsporphyr des Salbandes; c = Granitporphyrähnliches Gestein der Gangmitte. — No. 299, von Topla, Südkärnten; nach Graber, Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1897 (Osann No. 96–97); c = Granitit; a = randliche Facies desselben. — No. 300, Grorudit von Grorud bei Kristiania; Brögger, Eruptivg. d. Kristianiagebiets, I, 1894; a, Ganggrenze, bestehend aus ca. 33 Aegirin, 26.9 Or, 29.1 Ab, 12.3 Qu; e, Gangmitte, aus ca. 22.6 Aegirin, 23.7 Or, 28.6 Ab, 0.7 Au, 23.6 Qu (0.65 TiO<sub>2</sub>, usw.). — No. 301, Lindöit aus der Umgebung Kristianias; nach Brögger, l. c., 1894; a, Ganggrenze, mit ca. 17.5 Arfvedsonit-ähnliche Hornblende und Aegirin; c, Gangmitte, mit ca. 12.5 Arfvedsonit-ähnliche Hornblende.

Für die meisten der obigen gemischten Gänge (und granitischen Grenzfacieszonen) ist festgestellt worden, dass die Differentiation *in situ* stattgefunden hat; ich glaube ohne weiteres voraussetzen zu können, dass dies für alle obigen Fälle gilt.

Das Grenz- oder Salband-Gestein macht in den meisten Fällen nur einen ziemlich kleinen Teil des gesamten Ganges aus; die Zusammensetzung des ursprünglichen Magmas des Ganges erhält man folglich als Mittel der Analysen des Salbandes und der Gangmitte, indem die letztere Analyse mehrmals so stark wie die erstere wiegt.

Ich habe die obigen gemischten Gänge (und Granit-Grenzfaciesgesteine) in drei Gruppen nach dem Or : Ab + An-Verhältnis in dem ursprünglichen Magma der Gesteine eingeteilt:

No. 293–295 mit einem anfänglichen Überschuss von Ab + An über das Or : Ab + An-Eutektikum;

No. 296–298 mit einem anfänglichen Überschuss von Or über das Or : Ab + An-Eutektikum;

No. 299–301 mit einem Or : Ab + An-Verhältnis in dem ursprünglichen Magma annähernd wie das eutektische Or : Ab + An-Verhältnis.

— Wie schon längst von verschiedenen Forschern hervorgehoben, zeigt das — der *Abkühlungsfläche* entlang auftretende — Salband-Gestein der gemischten Gänge im allgemeinen eine Anreicherung von Eisenerz (nebst TiO<sub>2</sub>, Apatit<sup>1</sup> und Schwefelkies) wie auch von den Mg, Fe- oder

<sup>1</sup> Bezüglich Apatit siehe No. 293.

*Mg, Fe-Ca-Silikaten, und zwar ist diese Anreicherung bei weit vorgeschrittener Differentiation, wie beispielsweise bei No. 293 297<sup>1</sup>, sehr beträchtlich. Dass die Komponenten der Eisenerze usw. und der Mg, Fe- oder Mg, Fe-Ca-Silikate bei der magmatischen Differentiation in die Richtung nach der Abkühlungsfläche hin gewandert sind, liefert uns somit — wie es ja auch von früheren Forschern betont ist — ein schönes Beispiel von dem Brögger'schen Satz über den Parallelismus zwischen der Krystallisationsfolge und der Differentiationsfolge.*

Bei den drei Gängen No. 293—295, mit einem anfänglichen Überschuss von  $Ab + An$  über das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum, begegnen wir in dem Grenzgestein einer Abnahme von  $Or$  und einer Zunahme von Plagioklas; es sind somit hier die Plagioklas-Komponenten, welche nach der Abkühlungsfläche hin gewandert sind. Ferner lenken wir die Aufmerksamkeit darauf, dass das Verhältnis zwischen  $Ab + An$  in der Gangmitte und in der Grenzzone bei allen drei Gesteinen stark verschoben ist, indem die Plagioklase der Grenzzone relativ viel mehr  $An$  als  $Ab$  wie in der Gangmitte enthalten. *Die Differentiation der  $An + Ab$ -Komponenten hat folglich in der Weise stattgefunden, dass  $An$  relativ stärker — und zwar viel stärker — als  $Ab$  gewandert hat.* Dies gibt uns, indem wir daran erinnern, dass die Kombination  $Ab : An$  dem Mischkrystalltypus I angehört, eine neue Stütze für den oben in dieser Abhandlung erörterten Schluss, nämlich *dass die Mischkrystallkomponenten bei der magmatischen Differentiation denselben Gesetzen wie bei der Krystallisation gehorchen.*

— Die ursprünglichen Magmen der drei Gänge (und Grenzfaciespartien) No. 296—298 zeigen, den Gesteinsanalysen a und c zufolge, einen Überschuss von  $Or$  über das  $Or : An + Ab$ -Eutektikum;  $Or$  ist hier in die Richtung nach der Abkühlungsfläche angereichert worden.

Und was endlich die drei Gänge usw. No. 299—301 betrifft, so finden wir hier sowohl in der Gangmitte wie an der Ganggrenze  $Or$  und  $Ab + An$  annähernd in dem eutektischen Verhältnis; das ursprüngliche Magma führte folglich auch  $Or$  und  $Ab + An$  annähernd in dem eutektischen Verhältnis. In Übereinstimmung hiermit hat bei diesen Gängen keine — oder jedenfalls nur eine ganz geringe — Verschiebung in Bezug auf das  $Or : Ab + An$ -Verhältnis stattgefunden.

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich, *dass die magmatische Wanderung der Feldspatkomponenten von der Beziehung zwischen dem  $Or : Ab$*

<sup>1</sup> Bei den zwei an Eisenerz freien Gängen No. 300 und 301 begegnen wir etwas mehr von  $Na$ -reichen Pyroxen- oder Amphibol-Mineralien an der Ganggrenze als an der Gangmitte.

+ *An-Verhältnis in dem Magma und dem Or : Ab + An-Eutektikum abhängig ist.*

— Die Gesteine der Gangmitte müssen, in Übereinstimmung mit der oben (S. 16) entwickelten Darstellung, eine Bewegung in die Richtung nach einem Eutektikum ergeben; dies tritt in der Tat auch ein.

Die ursprünglichen Magmen der hier besprochenen Gänge bestanden zum wesentlichen Teil aus den Komponenten *Or*, *Ab*, *An* und *Qu*, nebst etwas Eisenerz, *Mg, Fe-* oder *Mg, Fe-Ca-Silikat* usw. Der Überschuss — über das massgebende Eutektikum — von den letztgenannten Komponenten wie auch von den Feldspatkomponenten sind zum Teil nach den Abkühlungsflächen hin gewandert; die anchi-eutektischen Gesteine der Gangmitte müssen folglich eine Verschiebung der Zusammensetzung in die Richtung nach dem *ternären* granitischen Eutektikum aufweisen.

Die Gangmitte zeigt durchgängig — wenn wir vorläufig No. 298 und 301 nicht berücksichtigen — verglichen mit der Ganggrenze eine Zunahme, häufig gar eine sehr bedeutende Zunahme von  $SiO_2$  oder von Quarz; die  $SiO_2$ -Menge der Gangmitte steigt aber nie höher als bis zu 70 oder ein klein wenig mehr als 70  $\frac{0}{100}$ ; d. h. die eutektische Quarz : Feldspat-Grenze ist bei den hier besprochenen Differentiationsprozessen nicht überschritten worden. — Das ursprüngliche Magma des Ganges No. 298, den Analysen zufolge mit 72.30  $\frac{0}{100}$   $SiO_2$  an der Ganggrenze und 70.40  $\frac{0}{100}$  an der Gangmitte, muss ein klein wenig mehr als 70  $\frac{0}{100}$   $SiO_2$  enthalten haben; dieses Magma näherte sich somit ursprünglich sehr stark dem Quarz : Feldspat-Eutektikum; in Übereinstimmung hiermit finden wir hier keinen nennenswerten Unterschied in Betreff der  $SiO_2$ - oder der Quarz-Menge an der Ganggrenze und der Gangmitte. Die Analyse, 298a der Ganggrenze zeigt ca. 2  $\frac{0}{100}$  mehr  $SiO_2$  als diejenige, 298c, der Gangmitte; dies dürfte aber aller Wahrscheinlichkeit nach darauf beruhen, dass die analysierte Probe, 298a, etwas verwittert ist, und dass etwas Alkali durch die Verwitterung weggeführt worden ist<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Die Gesteine No. 295 c<sub>1</sub> und c<sub>2</sub>, mit bezw. 75.31 und 72.37  $\frac{0}{100}$   $SO_2$ , sind ziemlich stark verwittert (mit bezw. 1.48 und 4.86  $\frac{0}{100}$   $H_2O$ ); bei dieser Verwitterung ist ziemlich sicher — wie es in Betreff No. 295 c<sub>1</sub> aus der relativ hohen  $Al_2O_3$ -Menge verglichen mit den Mengen von  $K_2O$ ,  $Na_2O$  (und  $CaO$ ) hervorgeht — namentlich etwas Alkali weggeführt worden (cfr. T. M. XXV, pag. 377). — Das ursprüngliche Magma des Ganges No. 293 enthielt nur etwa 57  $\frac{0}{100}$   $SO_2$ , denen nur eine relativ kleine Menge von *Qu*-Komponente entspricht; die Steigerung der *Qu*-Komponente in der anchi-eutektischen Gangmitte konnte folglich hier nur ziemlich schwach sein.

<sup>2</sup> Die Analyse 298a zeigt viel zu wenig  $K_2O$ ,  $Na_2O$  und  $CaO$  in Summa, als es der ziemlich hohen  $Al_2O_3$ -Menge entspricht.

— Unter den drei Gängen, No. 293—295 mit einem ziemlich grossen Überschuss von  $Ab + An$  über das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum in dem ursprünglichen Gesteinsmagma, zeigt die Gangmitte bei No. 293 auch einen, obwohl ziemlich kleinen Überschuss von  $Ab + An$  über das Eutektikum; die Gangmitten bei No. 294 und 295 führen dagegen, insofern man aus den Analysen der etwas verwitterten Gesteinsproben schliessen darf,  $Or$  und  $Ab + An$  entweder genau in dem eutektischen Verhältnis oder einen ganz geringen Überschuss von  $Ab + An$  über das Eutektikum.

Bei No. 296—298, mit einem anfänglichen Überschuss von  $Or$  über das Eutektikum, führen No. 296c und 297c noch einen kleinen Überschuss von  $Or$ . Bei No. 298c sollte, der Analyse zufolge, gar ein ganz geringer Überschuss von  $Ab + An$  vorliegen; hierauf lege ich jedoch wenig Wert, weil das Analysenmaterial etwas verwittert war.

Bei No. 299—301, mit einem ursprünglich beinahe eutektischen  $Or : Ab + An$ -Verhältnis, ist auch das  $Or : Ab + An$ -Verhältnis in der Gangmitte beinahe von eutektischer Natur.

— Zur Erleichterung der Übersicht gebe ich eine graphische Darstellung über die Beziehung zwischen der Zusammensetzung der Gangmitte und der Ganggrenze, indem ich jedoch nur das Verhältnis  $Qu : Or : Ab : An$  berücksichtige; und diese quartäre Kombination teile ich (cfr. S. 45) in zwei ternäre Kombinationen, über  $Or : Ab : An$  (Fig. 9) und  $Qu : Or : Ab + An$  (Fig. 10). Die Beimischung von Eisenerz,  $Mg, Fe$ - oder  $Mg, Fe-Ca$ -Silikaten usw. setze ich ausser Betracht; die graphische Darstellung gibt somit nur ein fragmentarisches Bild des ganzen Differentiationsverlaufes.

Bei einer zukünftigen, eingehenderen Erörterung wird es das rationelle sein, nicht nur die Gangmitte und die Ganggrenze, sondern auch die Zusammensetzung des ursprünglichen Magmas des Ganges anzugeben; bei mehreren der hier besprochenen gemischten Gänge fehlt es aber an Material, um die Zusammensetzung des ursprünglichen Magmas genau zu berechnen.

Namentlich weil das Analysenmaterial der hier besprochenen Gang-Grenzen und -Mitten beinahe durchgängig mehr oder minder verwittert war, ist die Berechnung des quantitativen Verhältnisses  $Qu : Or : Ab + An$  ( $= 100\%$ , unter Vernachlässigung von Eisenerz,  $Mg, Fe$ -Silikat usw.) und von  $Or : Ab : An$  (unter Vernachlässigung auch von Quarz) mit ganz grossen Fehlerquellen verknüpft; diese Fehlerquellen haben jedoch keinen Einfluss auf das generelle Resultat.

Bei No. 295 nehme ich das Mittel von  $c_1$  und  $c_2$ . — Bei No. 298 gehe ich für  $a$  und  $c$  von derselben  $S O_2$ - oder Quarz-Menge aus; bei 298c nehme ich ein beinahe eutektisches  $Or : Ab + An$ -Verhältnis an. — Bei No. 301 und bei No. 300 auf Fig. 9 habe ich nur  $c$  angegeben.

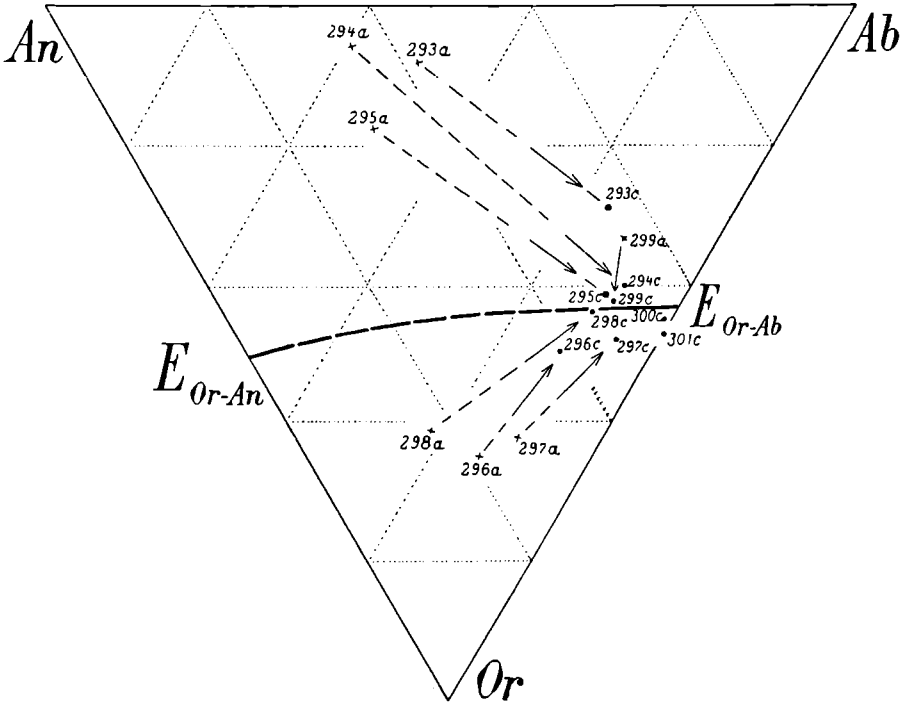
Die Pfeile geben die Differentiation in die Richtung nach der Gangmitte, d. h. in die anchi-eutektische Richtung an.

Bei Fig. 10 sind die Pfeile, von beiden Seiten her, nach dem ternären granitischen Eutektikum ( $Qu : Or : Ab + An$ ) gerichtet. Dies ist

uns ein Zeugnis davon, dass *das ternäre Eutektikum für die Differentiationsvorgänge der anchi-eutektischen granitischen Eruptivgesteine von fundamentaler Bedeutung ist.*

Bei einigen der hier besprochenen gemischten Gänge, nämlich bei No. 294, 295, 298 und 299, ist in die Gangmitte das ternäre granitische Eutektikum erreicht oder beinahe erreicht worden. Bei anderen unserer

Fig. 9.

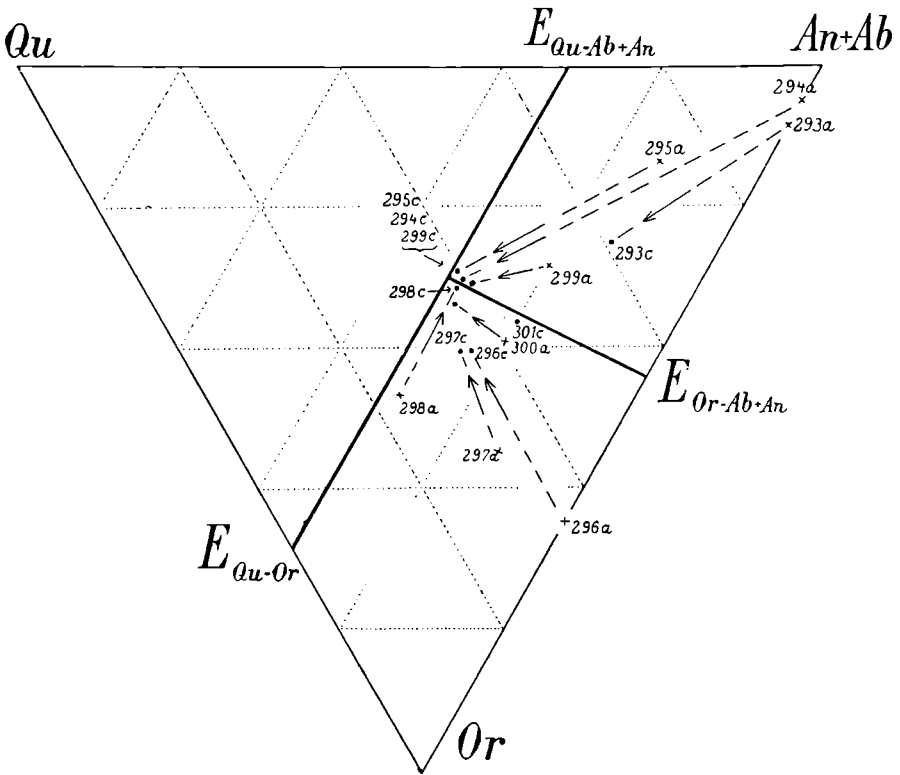


Gänge ist die Differentiation weniger weit vorgeschritten, oder das ursprüngliche Magma enthielt die *Qu*-Komponente in so geringer Menge, dass sich eine an *Qu* sehr reiche Gangmitte nicht bilden konnte.

— Ein Vergleich zwischen den zwei Diagrammen, Fig. 9, 10 der *magmatischen Differentiation* einerseits und andererseits den mit denselben Koordinaten konstruierten Diagrammen der *Krystallisation* — nämlich für die Kombination *Qu : Or : Ab + An* Fig. 21 (und 22—25) in T. M. XXV und für die Kombination *Or : Ab : An* Fig. 18 in T. M. XXIV — ergibt in überzeugender Weise, dass *die Differentiationsvorgänge und die Krystallisationsvorgänge physikalisch-chemischen Gesetzen gehorchen, welche zu demselben Resultat führen.*

Auch verweise ich auf die nahe Analogie zwischen den Analysen No. 92—107 in T. M. XXV (S. 363—365) und den obigen Analysen No. 293—301. Man vergleiche miteinander die No. b bei den ersteren Analysen, für basische Aussonderung (und Kugeln) geltend, mit den Analysen No. a, für die Ganggrenze, bei den letzteren Analysen; ferner die Analysen No. c, welche bei der ersteren Analysenreihe für Zwischen-

Fig. 10.



masse zwischen Ausscheidungen usw. und für die letzteren Analysen für die Gangmitte gelten.

— Dieselben magmatischen Spaltungsvorgänge, die man bei den gemischten Gängen oftmals Schritt für Schritt *in situ* verfolgen kann, haben sich auch in den grossen Magmen abgespielt. Die physikalisch-chemischen Gesetze und damit auch das Resultat in Betreff der Zusammensetzung der anchi-eutektischen Magmen sind in beiden Fällen dieselben gewesen. Mit der obigen Darstellung über die sauren gemischten Gänge haben wir somit auch die Differentiationsgänge der sauren Magmen in den Lakkolithen, usw. jedenfalls in grossen Zügen erörtert.



### Über die granitischen Magmen als anchi-eutektische Rest-Magmen.

Zufolge der letzten Zusammenstellung, auf Grundlage der Bauschanalysen der Eruptivgesteine, von F. W. Clarke<sup>1</sup>, soll die durchschnittliche Zusammensetzung aller Eruptivgesteine annähernd ausmachen:

$SiO_2$ . . .	59.9	$Na_2O$ . . .	3.4
$TiO_2$ . . .	0.7	$K_2O$ . . .	2.9
$Al_2O_3$ . . .	15.0	$P_2O_5$ . . .	0.26
$Fe_2O_3$ . . .	2.6	$H_2O$ . . .	1.9
$FeO$ . . .	3.4	$CO_2$ . . .	0.5
$MgO$ . . .	4.1	Kleinere Verbindungen ca.	0.6
$CaO$ . . .	4.8	Summe	100.0

Weil die Granite quantitativ gerechnet eine so überaus wichtige Rolle spielen, dürfte eine zukünftige Berechnung, unter Berücksichtigung nicht nur der Bauschanalysen, sondern auch der Verbreitung der einzelnen Gesteine, wahrscheinlicher Weise eine etwas höhere  $SiO_2$ -Menge ergeben<sup>2</sup>.

Nach Clarke beträgt die relative Verbreitung einer Reihe der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien der Eruptivgesteine:

Apatit . . . . .	ca. 0.6
Titanmineralien . . . . .	1.5
Quarz . . . . .	12.0
Feldspate . . . . .	59.5
Biotit . . . . .	3.8
Hornblende und Pyroxene . . . . .	16.8
Summe	94.2

Der Quarz und die Feldspate machen somit in Summa rund 70<sup>0/10</sup> (oder ca. 71.5<sup>0/10</sup>) der Mineralien der gesamten Eruptivgesteine aus. —  $Ab + An$  ist im grossen ganzen gerechnet viel reichlicher vertreten als  $Or$ <sup>3</sup>.

— Die Granite sind durchgängig von mehr *basischen* Eruptivgesteinen begleitet, und zwar führen diese letzteren Gesteine in Summa gerechnet mehr  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$  und  $CaO$  als die Granite. Diejenigen Stamm-

<sup>1</sup> U. S. Geol. Surv. Bull. No. 228, 1904.

<sup>2</sup> Siehe T. M. XXVII, S. 160.

<sup>3</sup> Siehe T. M. XXVII S. 160; cfr. auch oben S. 34.

magmen, aus denen die Granite abgeleitet sind, waren somit durchgängig ärmer an  $SiO_2$  als die Granite; in den meisten Fällen führten diese Stammmagmen ungefähr 60 %  $SiO_2$ <sup>1</sup> (wahrscheinlicherweise häufig ein klein wenig mehr als 60 %  $SiO_2$ ; in einigen Fällen jedoch auch etwas weniger als 60 %  $SiO_2$ ).

Die quantitativ wichtigsten Komponenten dieser Stammmagmen waren *Qu*, *Or*, *Ab* und *An*; und das für die Differentiation massgebende Eutektikum war *Qu* : *Or* : *Ab* + *An* : Eisenerz : *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikate usw.

Die betreffenden Stammmagmen (mit etwa 60 %  $SiO_2$ ) führten weniger von der *Qu*-Komponente als das gerade besprochene Eutektikum (mit etwas über 70 %  $SiO_2$ ); dagegen einen Überschuss von Eisenerz, *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikaten usw.

Überaus die meisten der Stammmagmen enthielten dabei einen Überschuss von *Ab* + *An* über das Eutektikum. Nur ganz ausnahmsweise finden wir Stammmagmen mit einem Überschuss von *Or*; als Beispiel dieser letzteren, äusserst seltenen Fälle verweisen wir auf das von F. Weber (l. c.) beschriebene Gebiet von Kali-Syenit (Analyse No. 192) und anderen Gesteinen zu Piz Giuf in dem Aarmassiv.

Nach den kälteren Teilen der Magmen hin wanderten die im Überschuss über das Eutektikum vorliegenden Komponenten, also die Eisenerze, die *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikate usw., dabei in den meisten Fällen *Ab* + *An*, in Ausnahmefällen dagegen *Or*.

Die Rest-Flüssigkeit wurde hierdurch an *Qu* angereichert und näherte sich dabei — gleichgültig ob *Ab* + *An* oder *Or* anfänglich im Überschuss war — der eutektischen Grenze zwischen *Or* und *Ab* + *An*.

— Als Beispiel nehmen wir einige Stammmagmen mit einem ziemlich extremen Reichtum von bezw.  $Na_2O$ ,  $CaO$  und  $K_2O$ , nämlich die Stammmagmen zu den petrographischen Provinzen, bezw. des Kristianiagebiets (sehr reich an  $\Lambda a_2O$ ), des Gebiets zu Ekersund-Soggendal (sehr reich an  $CaO$ ) und zu Piz Giuf (einigermassen reich an  $K_2O$ ).

Nach W. C. Brögger: Die Gesteine der Gyorudit-Tinguait-Serie (1894) rekapituliere ich »die wahrscheinlichste Zusammensetzung des Stammmagmas sämtlicher Eruptivgesteine des Kristianiagebiets«; dabei wiederhole ich hier die obige, freilich nur ganz approximative Berechnung (s. S. 34) des Stammmagmas zu Ekersund-Soggendal:

<sup>1</sup> Die magmatische  $H_2O$ -Menge wird bei dieser Berechnung ausser Betracht gesetzt.

	Stammagma des	
	Kristiania- gebiets	Gebiets zu Eker- sund-Soggendal
$SiO_2$ . . . . .	64.2	ca. 57
$Al_2O_3$ . . . . .	17.2	23.5
$Fe_2O_3$ (mit $FeO$ , $MnO$ ) . . . . .	3.6	4
$MgO$ . . . . .	0.8	1
$CaO$ . . . . .	2.0	7.5
$Na_2O$ . . . . .	7.0	4.5
$K_2O$ . . . . .	4.6	2
$TiO_2$ , $P_2O_5$ , $ZrO_2$ usw. . . . .	0.6	$TiO_2$ 0.5
Summe	100.0	100.0

Bezüglich des  $K_2O$ -reichen Stammmagmas zu Piz Giuf verweise ich auf Webers Arbeit.

Trotz dem bedeutenden Unterschied in Bezug auf die Zusammensetzung dieser Stammmagmen — wie auch in Bezug auf die Zusammensetzung der basischen und intermediären Eruptivgesteine der betreffenden Provinzen — finden wir in allen drei Gebieten, als Erstarrungsprodukte der Rest-Flüssigkeit, granitische Gesteine, welche sich dem Eutektikum *Qu* : Feldspat sehr stark nähern. Um dies nachzuweisen stelle ich zusammen einige Analysen von »granitischen« Gesteinen der betreffenden drei Provinzen.

	„Granitische“ Eruptivgesteine von							
	Ekersund- Soggendal		Kristianiagebiet				Piz Giuf	
	88	89	302	303	304	305	306	307
$SiO_2$	70.33	73.47	70.54	71.65	75.74	76.05	71.25	73.33
$TiO_2$	1.09	0.12		Sp.	0.17	0.05	0.32	Sp.
$Al_2O_3$	15.59	15.42	14.77	13.04	13.71	11.68	13.67	15.90
$Fe_2O_3$	1.40	0.26	} 3.70	2.79	} 0.55	0.34	1.67	0.06
$FeO$	1.54	0.67		1.80		1.05	0.43	0.21
$MgO$	1.30	0.20	0.36	Sp.	Sp.	0.29	1.01	Sp.
$CaO$	3.05	1.35	1.68	Sp.	1.26	0.42	2.41	0.70
$Na_2O$	4.50	5.57	4.66	6.30	3.72	3.79	4.22	4.36
$K_2O$	1.29	3.64	4.82	3.98	4.69	5.09	4.13	4.83
$H_2O$			0.44	1.10	0.46	1.36	1.14	0.32
Summe	100.09	100.70	99.97	100.66	100.30	100.54	100.25	99.71

Bezüglich No. 88, 89 siehe oben. —

No. 302—305 nach verschiedenen Arbeiten von Brøgger: 302, Feinkörniger Aegirgranit; Löken. 303, Natrongranit; Hougatten, Laugental. 304, Granit, Lier. 305, Aplitischer Granophyr, Konerudweg bei Drammen. — No. 306—307 nach Weber: 306 Granitporphyr; 307 Aplit.

Alle diese Gesteine (No. 88, 89, 302—307) sind anchi-eutektische Quarz-Feldspat-Gesteine; und mehrere der Gesteine nähern sich ganz stark dem *ternären* granitischen Eutektikum.

Dabei merken wir uns, dass die granitischen Gesteine (No. 88, 89) des an  $CaO$  sehr reichen Stammmagmas zu Ekersund-Soggendal noch

einigermaßen viel  $CaO$  führen; auch werden die hiesigen granitischen Gesteine (Hypersthenadamellit, Hypersthengranit) in ähnlicher Weise wie die Labradorfelsen und die Norite desselben Gebiets durch Hypersthen gekennzeichnet. — Und viele der »granitischen« Gesteine des Kristiania-gebiets, wie beispielsweise der Natrongranit No. 303 werden, in ähnlicher Weise wie die prädominierenden intermediären und basischen Gesteine desselben Gebiets, durch Reichtum an  $Na_2O$  (zum Teil in  $Na$ -reiche Pyroxen- und Hornblendemineralien eingehend) bezeichnet.

— Bei der obigen Erörterung erklären sich die in den ersten Kapiteln dieses Abschnittes festgestellten Tatsachen, nämlich

dass die meisten »granitischen« Eruptivgesteine sich dem Eutektikum Quarz : Feldspat stark nähern, und ferner,

dass überans viele »granitische« Eruptivgesteine eine Zusammensetzung beinahe wie das ternäre granitische Eutektikum ergeben.

Dabei muss berücksichtigt werden, dass die Erstarrung der einigermaßen sauren Gesteine sehr häufig stattfand, noch ehe die Differentiation so weit vorgeschritten war, dass das granitische Eutektikum erreicht wurde. Und zwar führen diese Gesteine, mit etwa 65—70 %  $SiO_2$ , wie es aus theoretischen Gründen erwartet werden musste, im grossen ganzen gerechnet — obwohl, wegen der Komplexität der Differentiationsvorgänge, mit einigen Ausnahmen — etwas mehr Eisenerz und  $Mg, Fe$ - oder  $Mg, Fe-Ca$ -Silikate wie auch etwas mehr  $An$  als die saureren granitischen Gesteine, mit etwa 70—75 %  $SiO_2$ .

— Die Beobachtungen lehren uns, dass einige, obwohl nur eine prozentisch geringe Anzahl der Eruptivgesteine, selbst wenn sie aus relativ  $Qu$ -armen Stammagmen abgeleitet sind, noch etwas mehr Quarz enthalten, als es dem eutektischen Eutektikum entspricht (s. oben S. 70 und Fig. 7). — Ferner finden wir, dass relativ viele, namentlich von den an  $SiO_2$  ziemlich reichen Eruptivgesteinen, einen Überschuss von  $Or$  über die eutektische Grenze  $Or : Ab + An$  führen; schon eine statistische Betrachtung ergibt, dass diese letzteren, an  $Qu$  und  $Or$  verhältnismässig reichen Gesteine, in den meisten Fällen von Stammagmen herrühren müssen, die weniger  $Or$  enthielten als es dem Eutektikum  $Or : Ab + An$  entspricht. Beispielsweise erwähnen wir, dass in dem Kristianiagebiet, mit einem an  $Na_2O$  auffallend reichen Stammagma (s. S. 88), Quarzporphyre, die freilich nicht sehr verbreitet sind, mit einem Überschuss von  $Or$  über das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum vorkommen; siehe z. B. No. 305 (andere Quarzporphyre aus demselben Gebiet enthalten noch etwas mehr  $K_2O$  oder  $Or$  und weniger  $Na_2O$  oder  $Ab$ ).

Bei der in die anchi-eutektische Richtung verlaufenden Differentiation der granitischen Magmen wurde die Spaltung in den meisten Fällen abgeschlossen, teils an der eutektischen *Qu* : Feldspat-Grenze und teils ehe diese erreicht wurde. In einigen Fällen ist aber die eutektische Grenze überschritten worden, — und zwar tritt dies namentlich bei den Gang- und Deckengesteinen, untergeordnet jedoch auch bei den Tiefengesteinen ein.

Wie diese Überschreitungen der eutektischen Grenze bei dieser magmatischen Differentiation zu erklären seien, ist eine offene Frage.

Die Deutung mag vielleicht (?) darin gesucht werden, dass die ursprünglichen Magmen neben den Komponenten *Qu*, *Or*, *Ab* + *An*, Eisenerz, *Mg*, *Fe*- oder *Mg*, *Fe*-*Ca*-Silikat usw. auch, in mehr oder minder reichlicher Menge, eine Komponente wie etwa  $H_2SiO_3$  enthielten, und dass ferner diese letztere Komponente bei der Abkühlung nach und nach gespalten wurde, unter Entweichen von  $H_2O$ . — Auch mögen andere Momente, die noch unbekannt sind, mit in Betracht kommen (cfr. die Bemerkungen oben, S. 17).

In den mehr basischen Magmen mögen die Differentiationsvorgänge unter anderem dadurch verwickelter ausfallen, dass die Komponenten  $KAlSi_3O_8$  und  $NaAlSi_3O_8$  unter gewissen Bedingungen zu der Bildung von neuen Komponenten, wie  $KAlSi_2O_6$  und  $NaAlSiO_4$  Veranlassung geben können. Auch in den sauren Magmen mögen entsprechende Veränderungen des magmatischen Gleichgewichts eintreten; beispielsweise mag in Magmen mit viel  $NaAlSi_3O_8$  und  $Fe_2O_3$  die Komponente des Aegirinsilikats  $NaFeSi_3O_6$  entstehen.

— Wenn eine eutektische Grenze während der magmatischen Differentiation überschritten worden ist, mögen neue Spaltungsvorgänge stattfinden. Denken wir uns beispielsweise ein Magma, von der Zusammensetzung annähernd wie das ternäre granitische Eutektikum, aber mit einem Überschuss von *Or*, so muss hier eine Spaltung eintreten, einerseits mit Anreicherung von *Or* und andererseits mit Annäherung der Rest-Flüssigkeit zu dem ternären granitischen Eutektikum.

#### **Über die Eruption der granitischen Eruptivgesteine am Schluss der Eruptionsreihe.**

Wie es besonders von W. C. Brögger<sup>1</sup> erörtert worden ist, gehören die granitischen Eruptivgesteine im allgemeinen der letzten Stufe der Eruptionsreihen an. Brögger hat bekanntlich einen Satz über den Parallelismus

<sup>1</sup> Siehe namentlich: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets, II und III.

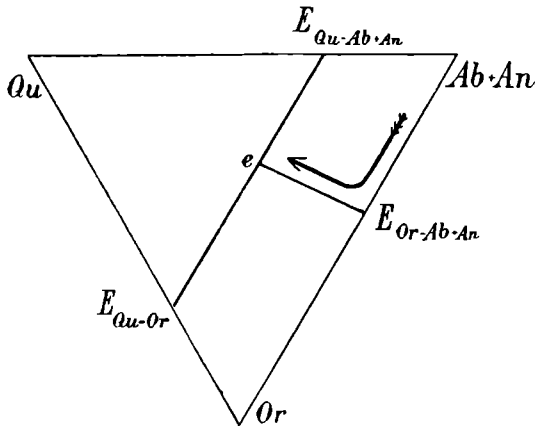
zwischen der *Krystallisationsreihe*, der *Differentiationsreihe* und der *Eruptionsreihe* aufgestellt.

— Wie oben nachgewiesen, entstehen die granitischen Magmen auf dem *Schluss*-Stadium der Spaltung als Rest-Flüssigkeiten bei den weit eingreifenden Differentiationsvorgängen.

In einem Magmabassin trennen sich zuerst die »gabbroidalen« Magmen aus, und zwar darf — unter anderem durch die von den gemischten Gängen gewonnene Erfahrung — angenommen werden, dass die gabbroidalen Magmen sich den Abkühlungsflächen entlang ansammeln; diese Abkühlungsflächen werden im allgemeinen die oberen Teile der Magmabassins repräsentieren. — Wenn die anfänglich gebildeten gabbroidalen Magmen erstarren — häufig erst nach Injektion nach höher belegenen Teilen der Erdkruste, — mag jedenfalls in vielen Fällen die Differentiation des restierenden Magmas nicht so weit vorgeschritten sein, dass die granitischen Magmen fertig gebildet sind.

Weil die Komponenten *Qu*, *Or* und *Ab + An* in der Regel die quantitativ wichtigsten in den Stammmagmen sind, darf man den Schluss ziehen, dass die Abspaltung der Teilmagmen bei den weit eingreifenden Differentiationsvorgängen in grossen Zügen zuerst der Linie von *Ab + An* bis  $E_{Or - Ab + An}$  entlang und später der Linie von  $E_{Or - Ab + An}$  bis  $E_{Qu - Or - Ab + An}$  entlang stattfinden wird; siehe die Pfeilrichtung an Fig. 11. — In der Tat lässt sich die Eruptionsreihe des Kristiania-

Fig. 11.



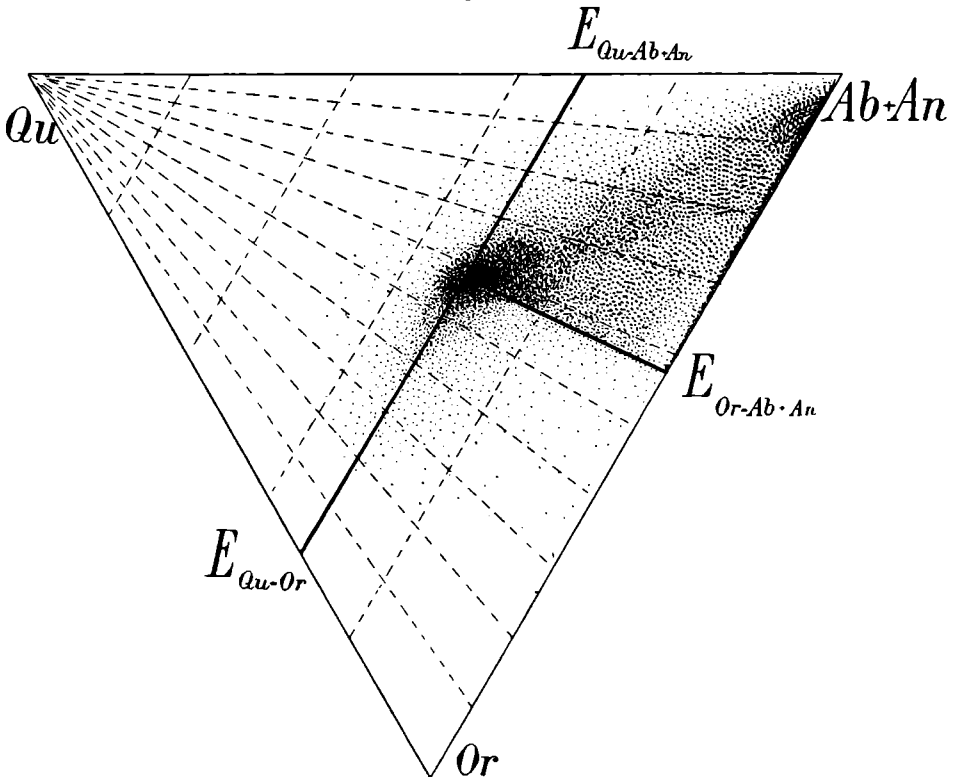
gebiets in grossen Zügen auf diese Weise deuten. Dabei muss jedoch auch berücksichtigt werden, dass innerhalb der zuerst abgetrennten Teilmagmen fortdauernde Differentiationsvorgänge, unter anderem mit Abspaltung von stark ausdifferenzierten Gang- und Ergussgesteinen, stattfinden.

— Mit diesem kurzen Abschnitt beabsichtige ich nur die Aufmerksamkeit darauf zu lenken, dass auch die Eruptionsreihe sich auf physikalisch-chemischer Grundlage erklären lässt. Die Einzelheiten mögen der zukünftigen Forschung überlassen werden.

**Über die relative Verbreitung der Gesteine nach dem  $Qu : Or : Ab + An$ -Verhältnis gemessen.**

Gestützt auf die obige Erörterung, und zwar namentlich auf die statistischen Tabellen S. 61 und 75, werde ich versuchen die relative Verbreitung der an Feldspat reichen *Tiefengesteine* graphisch, nach dem dreischenkeligen Koordinatensystem  $Qu : Or : Ab + An$ , zu erleuchten (s. Fig. 12). Die Dicke der Schraffierung gibt die Verbreitung der Gesteine, mit einem bestimmten  $Qu : Or : Ab + An$ -Verhältnis an.

Fig. 12.



Graphische Darstellung zur Erleuchtung der relativen Verbreitung der feldspätigen *Tiefengesteine*.

Die Granite sind quantitativ gerechnet verhältnismässig am reichlichsten vertreten, und zwar gruppieren sich die Granite um das ternäre Eutektikum  $Qu : Or : Ab + An$  herum; in der unmittelbaren Umgebung dieses Eutektikums begegnen wir folglich einem Maximum der Verbreitung, was durch eine besonders dicke Schraffierung angegeben wird.

Unter den sehr sauren Tiefengesteinen führen gelegentlich einige so viel *Or* wie etwa  $0.75 Or : 0.25 Ab + An$ ; noch *Or*-reichere und *Ab + An*-ärmere Granite mögen vielleicht vorkommen, sind aber äusserst selten. — Andererseits sind saure Granite mit weniger als  $0.1 Or$  und mehr als  $0.9 Ab + An$  sehr spärlich vertreten.

Unter den Tiefengesteinen mit  $66-70\%$   $SiO_2$ , ungefähr  $16-24\%$  Quarz entsprechend, begegnen wir annähernd gleich starker Vertretung innerhalb der Stufen zwischen  $0.45 Or : 0.55 Ab + An$  und  $0.25 Or : 0.75 Ab + An$ , jedoch mit einem obwohl schwach hervortretenden Maximum bei ca.  $0.35-0.40 Or : 0.65-0.60 Ab + An$ .

Unter den feldspätigen Tiefengesteinen mit  $62-66\%$   $SiO_2$ , welche Gesteine meist ungefähr  $8-16\%$  Quarz enthalten, finden wir (s. die Tabelle S. 61) annähernd gleich starke Vertretung auf den Intervallen zwischen ca.  $2.25 K_2O$  und  $5.25 K_2O$ , d. h. zwischen ca.  $0.20 Or : 0.80 Ab + An$  und ca.  $0.40 Or : 0.60 Ab + An$ . — Bei den Tiefengesteinen mit noch weniger Quarz verschiebt sich das Maximum sehr stark nach der *Ab + An*-Seite<sup>1</sup>.

Die graphische Darstellung Fig. 12 ist unzweifelhaft in grossen Zügen zutreffend, selbst wenn eine zukünftige, auf umfassenderes Beobachtungsmaterial basierte Untersuchung sie in den Einzelheiten korrigieren wird.

Fig. 12 zeigt unter anderem, dass die grösste Verbreitung der Tiefengesteine längs der Achse zwischen Quarz-armen oder Quarz-freien Gesteinen mit sehr viel *Ab + An* (und zwar namentlich *An*) neben ganz wenig *Or* einerseits und andererseits dem ternären granitischen Eutektikum ( $Qu : Or : Ab + An$ , mit relativ viel *Ab* und wenig *An*) verläuft; und ferner, dass Tiefengesteine, ohne oder nur mit einer relativ geringen *Qu*-Menge, mit bis zu so viel *Or*, wie es der eutektischen Linie zwischen  $E_{Or-Ab+An}$  und  $E_{Qu-Or-Ab+An}$  entspricht, ziemlich stark verbreitet sind. Noch *Or*-reichere basische und intermediäre Tiefengesteine gehören zu den Seltenheiten.

— Bei den Gang- und Deckengesteinen ist die magmatische Differentiation bekanntlich häufig weiter vorgeschritten als bei den Tiefengesteinen; ich finde es aber überflüssig, dies graphisch darzustellen.

#### Über die Obsidiane.

Wir besprechen hier die Liparit-Obsidiane oder die Obsidiane in der eingeschränkten Bedeutung dieses Wortes, und berücksichtigen weder die

<sup>1</sup> Die an Feldspat reichen Quarz-freien Tiefengesteine sind durch eine dicke Schraffierung der Linie *Ab + An* bis  $E_{Or-Ab+An}$  entlang angedeutet.



übrigens ziemlich seltenen basischen und intermediären Gesteinsgläser noch die — an  $H_2O$  reichen — Pechsteine. Wir beginnen mit einer Zusammenstellung von Analysen von Obsidianen.

In der Tabelle sind alle die in Osanns Werk, No. 1300—1331 zusammengestellten Analysen von Obsidianen mitgenommen, jedoch mit Ausnahme der ganz abnorm zusammengesetzten No. 1322. Die No. 1302, 1300 usw. in der Tabelle S. 94 verweist auf die No. in Osanns Werk. Ferner nehme ich mit andere, nicht bei Osann veröffentlichte Analysen, aus Washingtons Werk (mit der Bezeichnung W und Pagina-Zahl), aus Rosenbusch's Gesteinslehre, 1901, S. 281 (mit der Bezeichnung Ros.) und aus Zirkels Petrographie, II, 1904, S. 279 (mit der Bezeichnung Zirk.), indem doch ältere Analysen als vom Jahre 1870 nicht berücksichtigt werden. Bezüglich kleiner Prozente von  $P_2O_5$  usw. wird auf die Originalarbeiten hingewiesen.

## Obsidiane.

		$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$H_2O$	Sum
308	1302	74.30		16.56				0.16	1.35	2.62	4.32	0.23	99.54
309	Zirk.	74.05		12.97	2.73			0.28	0.12	3.88	5.11	0.22	99.36
310	1300	72.35		13.97	1.29			0.46	0.72	3.58	5.38	1.37	99.12
311	Zirk.	70.01		17.63	0.56			0.11	0.81	3.92	6.55	0.54	100.13
312	Zirk.	77.00		13.40				1.19	1.25	3.43	3.62	0.70	100.59
313	1313	76.22	Sp.	13.17	0.34	0.73	0.10	0.19	0.42	4.31	4.46	0.33	100.25
314	1320	75.78		12.39	0.22	1.25		0.31	0.81	4.00	4.64	0.41	99.81
315	1316	75.52		14.11	1.74	0.08		0.10	0.78	3.92	3.63	0.39	100.38
316	1325	75.23		12.36	0.96	1.24		0.01	1.00	4.00	4.62	0.73	100.42
317	1329	75.08	0.03	13.63	1.35	0.28	Sp.	0.17	1.22	3.79	4.22	0.23	100.06
318	1315	74.70		13.72	1.01	0.62	Sp.	0.14	0.78	3.90	4.02	0.62	99.91
319	1305	74.53		13.60	2.18			0.28	1.03	3.43	4.56	0.38	99.99
320	1304	74.37		12.65	2.58			0.20	1.22	3.87	4.57	0.24	99.70
321	1324	74.05		13.85				0.07	0.90	4.60	4.31	2.20	99.98
322	Ros.	73.63		14.25		1.80		1.42	Sp.	4.61	4.39		100.10
323	1321	73.51		14.42	0.46	1.49	Sp.	0.33	1.26	4.03	4.29	0.40	100.23
324	1310	73.05		14.67	0.89			0.26	0.97	3.99	5.11	0.91	99.85
325	1303	72.19		12.56	3.65			0.85	2.52	3.35	4.41	0.48	100.01
326	W. 154	75.64		12.68	1.07			0.83	4.98	3.51	1.58		100.29
327	1323	74.01	0.24	12.95		1.42	Sp.	0.48	0.99	5.34	4.65	0.29	100.45
328	1327	72.70		13.79	1.01			0.65	2.07	4.93	4.33	1.10	100.48
329	1308	71.14	0.48	12.98	3.35			0.34	1.10	4.97	3.84	0.82	99.02
330	1306	69.81	1.06	13.85	3.21			0.43	1.38	5.56	4.40		99.70
331	1307	67.91	0.53	15.17	3.92			0.55	1.59	5.36	4.52		99.55
332	1331	76.19		13.42	0.41			Sp.	1.35	4.57	2.63	1.15	99.72
333	1330	75.36		14.21	0.13			Sp.	0.84	4.78	2.72	1.09	99.13
334	1309	73.40	0.43	12.90	3.70			0.14	2.35	3.83	2.99	0.43	100.17
335	W. 156	72.71		12.80	2.64	1.48	Sp.	0.10	0.58	6.50	3.87	0.48	101.16
336	1319	72.59	0.52	13.47	1.58	1.32		1.05	2.12	4.63	2.52	0.18	100.24
337	1326	76.68		14.49		1.09	Sp.	0.84	1.53	3.92	1.20	0.36	100.11
338	W. 180	72.19		12.56	3.65			2.52	4.41	3.35	1.40	0.08	100.01

No. 1300, 1302—05, W 180 und Z. 309 stammen aus Italien; 1306—09 aus Island; 1310 aus Teneriffa; W 156 aus Ascension Insel; 1313, 1315, 1316, 1319, 1320, 1323, 1324 und Z. 312 aus verschiedenen Teilen der Vereinigten Staaten; 1325, Ros. 322, W 154 aus Mexico; 1327 aus Ecuador; 1329 aus Chile; 1330, 1331 aus Kamtschatka.

Ich ordne die Analysen in Abteilungen, nach abnehmenden Gehalten von  $K_2O$  und zunehmenden Gehalten von  $Na_2O + CaO$ .

Weil die Tabelle nicht weniger als 31, aus den verschiedensten Teilen der Erde stammende Analysen umfasst, und weil dabei alle — oder alle präsumptiv brauchbaren — Analysen aus den obigen Sammelwerken mitgenommen werden, mag die Tabelle als Grundlage einer statistischen Betrachtung benutzt werden.

Ein Vergleich zwischen den Analysen von Obsidianen einerseits und andererseits von Lipariten, Quarzporphyren und Graniten ergibt, dass die Obsidian-Magmen bei genügend langsamer Abkühlung zu Quarz (eventuell mit Tridymit) und Feldspaten, nebst ganz wenig Eisenerz und *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikaten usw. hätten erstarren sollen. — In ähnlicher Weise wie die anderen sauren Eruptivgesteine zeigen die Obsidiane durchschnittlich gerechnet — obwohl mit vielen Ausnahmen — mit abnehmender *SiO<sub>2</sub>*-Menge zunehmende Mengen von *Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*, *FeO* und *MgO* wie auch von *CaO* (>: von *An*-Komponente in der gegenseitigen Lösung).

Unter den 31 Analysen fallen die folgende Anzahl Gesteine bei gewissen *SiO<sub>2</sub>*-Prozenten:

	Zufolge der analytisch gefundenen <i>SiO<sub>2</sub></i> -Menge	Zufolge der <i>SiO<sub>2</sub></i> -Menge nach Abzug von <i>H<sub>2</sub>O</i> (und <i>TiO<sub>2</sub></i> )
Zwischen 77.00 und 77.99 <sup>0</sup> / <sub>10</sub> <i>SiO<sub>2</sub></i>	1	1
„ 76.00 - 76.99 - „	3	4
„ 75.00 - 75.99 - „	6	6
„ 74.00 - 74.99 - „	7	6
„ 73.00 - 73.99 - „	4	6
„ 72.00 - 72.99 - „	6	4
„ 71.00 - 71.99 - „	1	1
„ 70.00 - 70.99 - „	1	1
„ 69.00 - 69.99 - „	1	1
„ 68.00 - 68.99 - „		
„ 67.00 - 67.99 - „	1	1

In der letzteren Kolonne ist bei denjenigen Analysen, wo *TiO<sub>2</sub>* nicht bestimmt ist, ca. 0.1 <sup>0</sup>/<sub>10</sub> *TiO<sub>2</sub>* von dem *SiO<sub>2</sub>*-Prozent abgezogen; ferner ist für alle Analysen die *H<sub>2</sub>O*-Menge abgezogen und *SiO<sub>2</sub>* (minus *TiO<sub>2</sub>*) auf die Analysensumme umgerechnet worden.

Überaus die meisten Obsidiane führen somit ein *SiO<sub>2</sub>*-Prozent zwischen 72 und 77 <sup>0</sup>/<sub>10</sub> *SiO<sub>2</sub>*; die meisten Analysen fallen zwischen 73 und 76 <sup>0</sup>/<sub>10</sub> *SiO<sub>2</sub>*.

Vergleichen wir die Analysen von Obsidianen, No. 308—338, mit denjenigen von den eutektischen oder beinahe eutektischen Erstarrungs-Spät- oder Schluss-Produkten der sauren Eruptivgesteine, No. 197—212, können wir den Schluss ziehen, dass *die meisten Obsidiane sich in chemischer Beziehung dem Eutektikum Quarz : Feldspat* nebst ein wenig Eisenerz und *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikat *sehr stark nähern*.

— Wir geben jetzt eine Übersicht über das Verhältnis zwischen den Komponenten *Or* und *Ab + An* in den Obsidianen, indem wir dieselbe Berechnungsmethode wie oben an S. 75 benutzen.

Unter den 31 Analysen ergeben:

1 Analyse ungefähr 0.55 *Or* : 0.45 *Ab + An* (und keine Analyse noch mehr *Or*);

3 Analysen zwischen 0.50 *Or* : 0.50 *Ab + An* und 0.45 *Or* : 0.55 *Ab + An*;

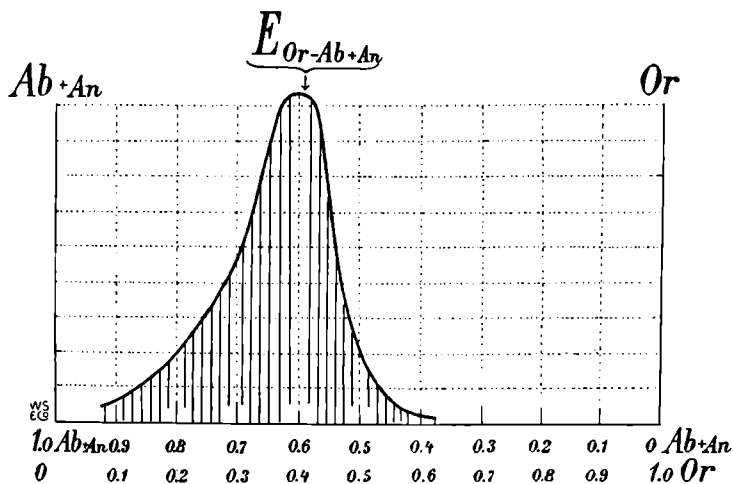
14 Analysen zwischen 0.45 *Or* : 0.55 *Ab + An* und 0.35 *Or* : 0.65 *Ab + An*, darunter die Hälfte ziemlich genau 0.40 *Or* : 0.60 *Ab + An*;

9 Analysen zwischen 0.35 *Or* : 0.65 *Ab + An* und 0.25 *Or* : 0.75 *Ab + An*, darunter die 6 zwischen 0.35 *Or* : 0.65 *Ab + An* und 0.31 *Or* : 0.69 *Ab + An*;

und nur 4 Analysen noch etwas weniger *Or* und mehr *Ab + An*.

Wir erleuchten das *Or* : *Ab + An*-Verhältnis der Obsidiane graphisch, s. Fig. 13, nach derselben Arbeitsmethode wie oben bei Fig. 8.

Fig. 13.



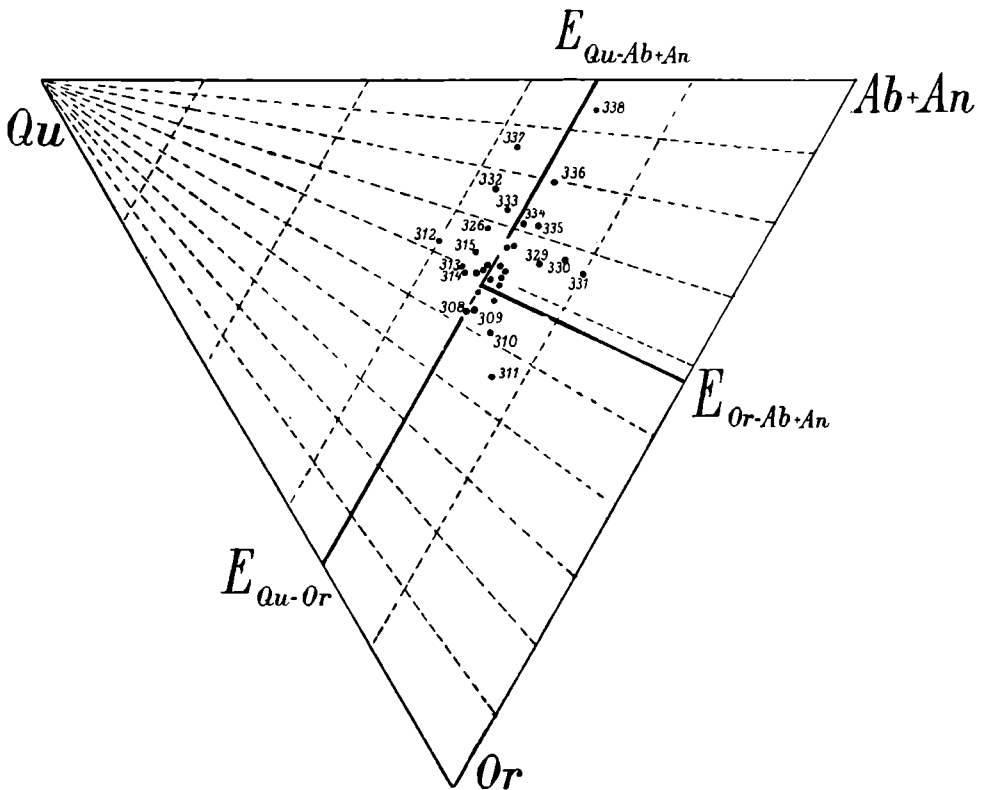
Dabei gebe ich eine graphische Darstellung, Fig. 14, über das aus jeder der Analysen No. 308—338 berechnete Verhältnis zwischen den *Qu*-, *Or*- und *Ab + An*-Komponenten in der gegenseitigen festen Lösung der Obsidiane.

Ich habe bei der Ausarbeitung von Fig. 14 vorausgesetzt, dass die an  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$  und  $CaO$  einigermaßen armen Obsidiane mit einem intermediären Verhältnis zwischen  $K_2O$  und  $Na_2O$  (oder zwischen *Or* und *Ab + An*) bei 74.5%  $SiO_2$  32% *Qu*-Komponente enthalten; und bei weniger, bzw. mehr  $SiO_2$  in der Bauschanalyse entsprechend weniger, bzw. mehr von der *Qu*-Komponente. — Die Berechnung des Verhältnisses zwischen den Komponenten *Or* und *Ab + An* ist oben besprochen, s. S. 74—77. — Das Einzeichnen jedes einzelnen Punktes auf Fig. 14 ist freilich, und zwar namentlich, weil die

Bauschanalysen wohl nicht alle absolut korrekt sind, mit Fehlerquellen verknüpft; dies beeinflusst jedoch nicht das generelle Resultat. — Die eutektischen Linien  $E_{Or-Ab+An}$  bis  $E_{Qu-Or-Ab+An}$  habe ich bei 0.42  $Or$  : 0.58  $Ab + An$  und  $E_{Qu-Ab+An}$  bis  $E_{Qu-Or-Ab+An}$  und weiter zu  $E_{Qu-Or}$  bei 74.5%  $S O_2$  in den Bauschanalysen, entsprechend ca. 32%  $Qu$ -Komponente gezogen. — Die an Fig. 14 wegen Mangel an Platz nicht angegebenen No. der Analysen in der nächsten Nähe des ternären Eutektikums sind No. 316—325 und No. 327—328.

Die graphische Darstellung, Fig. 13 über das  $Or : Ab + An$ -Verhältnis der Obsidiane ergibt, dass die meisten Obsidiane — und zwar *noch ausgeprägter als bei den Graniten und Quarzporphyren* — annähernd durch

Fig. 14.



das eutektische  $Or : Ab + An$ -Verhältnis gekennzeichnet werden. Und die graphische Darstellung, Fig. 14, über das  $Qu : Or : Ab + An$ -Verhältnis der Obsidiane zeigt, dass *die meisten Obsidiane sich in chemischer Beziehung um das ternäre granitische Eutektikum herum gruppieren*.

Man vergleiche die Analysen der Obsidiane No. 314—324 mit den Analysen No. 202—209 von Erstarrungs-Spät- oder Schluss-Produkten annähernd wie die Zusammensetzung des ternären granitischen Eutektikums. — Einige Obsidiane führen einen Überschuss, jedoch meist einen geringen Überschuss, von  $Qu$  über dieses Eutektikum; andere einen kleinen Überschuss von  $Or$ ,

und wiederum einige einen Überschuss von  $Ab + An$ . Der Überschuss von  $Ab + An$  ist bisweilen ziemlich gross.

— Wir kommen jetzt zu der Frage, weshalb gerade die Obsidiane sich im grossen ganzen gerechnet in so ausgeprägter Weise um das ternäre granitische Eutektikum herum gruppieren.

Ob eine ursprünglich hoch erhitzte Silikatschmelzlösung bei der Abkühlung glasig oder kristallin — oder mit Zwischenstufen zwischen diesen Extremen — erstarren soll, ist abhängig von der Zusammensetzung, der Zeit und dem Drucke.

Weil ein etwas geringerer oder etwas höherer Druck nur einen ziemlich untergeordneten Einfluss auf die Krystallisationsvorgänge auszuüben scheint<sup>1</sup>, dürfen wir den Schluss ziehen, dass die Entwicklungsform der Obsidiane, die unter einem relativ geringen Druck erstarrt sind, nicht durch Druck bedingt wird.

Von der Zusammensetzung ist — unter Voraussetzung desselben Druckes — abhängig

einerseits die Natur der sich ausscheidenden Mineralien wie auch die Lage der Krystallisationskurven (bezw. -flächen),

und andererseits die Viskosität (bei einer bestimmten Temperatur).

Von C. Doelter und seinen Schülern ist in einer Reihe von Abhandlungen teils vorausgesetzt und teils behauptet worden, »dass die »Erweichungspunkte« der Gläser einer Mischungsreihe eine ähnliche gesetzmässige Beziehung wie die Erstarrungs- resp. Schmelzpunkte der stöchiometrisch gleichen krystallisierten Phase aufweisen, z. B. dass das Glas, welches einem Eutektikum entspricht, ein sehr kleines Schmelzintervall hat, dass also ein bestimmter Flüssigkeitsgrad des glasigen eutektischen Gemisches bei niedrigeren Temperaturen eintritt als bei den benachbarten, ebenfalls glasigen Mischungen« (Citat nach E. Greiner, l. c., S. 49).

Dass diese Annahme oder Behauptung von Doelter unrichtig sein müsste, habe ich früher betont<sup>2</sup>; ferner ist kürzlich von E. Greiner, durch eingehende experimentelle Untersuchungen nach einer neuen Arbeitsmethode »Über die Abhängigkeit der Viskosität in Silikatschmelzen von ihrer chemischen Zusammensetzung«<sup>3</sup> festgestellt worden, dass »zwischen den Viskositäten der Mischungsreihen  $MgSiO_3 : Na_2SiO_3$  und  $CaSiO_3 : Na_2SiO_3$  und dem Schmelzpunkt der Mischungsglieder ein gesetzmässiger

<sup>1</sup> Siehe T. M. XXVII, S. 124—133.

<sup>2</sup> Siehe unter anderem Silikatschmelzlös. II, S. 190—196.

<sup>3</sup> Inaug.-Diss. Jena 1907. — Auch verweise ich auf Day und Shepherd's Abhandlung: Die Kalkkieselreihe der Minerale (Amer. Journ. of Sc. XXII, 1906; T. M. XXVI).

Zusammenhang, wie ihn C. Doelter für andere Schmelzen angibt, *nicht* gefunden werden konnte«.

Doelters Behauptung bezüglich einer generell geltenden Erniedrigung der Viskosität in der Nähe des Eutektikums muss ausser Betracht gesetzt werden, und die vielen Angriffe, die er und seine Schüler auf Grundlage der »Schmelzpunkte« oder Erweichungspunkte der Gläser gegen meine Arbeiten gerichtet haben, entbehren jede Begründung.

— In einer graphischen Darstellung Fig. 15 eines binären Systems, wo  $Ta-E$  und  $Tb-E$  die Schmelzkurven sind, mag die Kurve  $V_1-V_1$  einen bestimmten Grad von Viskosität repräsentieren; die Kurve  $V_2-V_2$  bei einer niedrigeren Temperatur ergibt einen noch höheren Grad von Viskosität.

In einer ursprünglich hoch erhitzten Schmelzmischung  $c$  von viel  $a$  neben wenig  $b$  wird die Schmelzkurve  $Ta-E$  erreicht, wenn die gegenseitige Lösung noch einigermassen dünnflüssig ist; bei genügend langsamer Abkühlung wird in diesem Falle eine Krystallisation von  $a$  — nach dem nötigen Grad von Übersättigung — eintreten können.

In einer anderen, ursprünglich ebenso hoch erhitzten Mischung,  $d$ , nur mit etwas mehr  $a$  als es dem Eutektikum entspricht, wird die Schmelzkurve  $Ta-E$  dagegen erst erreicht, nachdem die Zähflüssigkeit höher gestiegen ist. Eine Krystallisation von  $a$  fordert in diesem Falle eine längere Abkühlungszeit. — Bei ein und derselben Dauer der Abkühlung mag die Mischung  $c$  zum wesentlichen Teil krystallin, die Mischung  $d$  dagegen glasig erstarren. Oder mit anderen Worten: *Die Zusammensetzung annähernd wie das Eutektikum befördert bei relativ schneller Abkühlung die glasige Erstarrung*<sup>1</sup>.

In Systemen mit drei, vier oder noch mehreren Komponenten, die miteinander Eutektikum bilden, wird die Tendenz zu glasiger Erstarrung von Schmelzen annähernd von eutektischer Zusammensetzung noch mehr hervortretend als beim binären System.

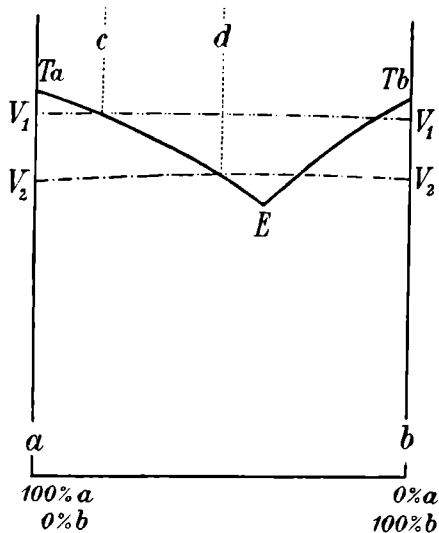


Fig. 15.

<sup>1</sup> Cfr. T. M. XXIV, S. 459; XXVII, S. 168.

Unbewusst hat man schon seit Jahrhunderten in der Glastechnik von diesem Ergebnis Gebrauch gemacht<sup>1</sup>.

Hierdurch wird auch erklärt, dass die Obsidiane im grossen ganzen (oder prozentisch) gerechnet sich so stark — und zwar noch stärker, als es durchschnittlich für die anderen sauren Ergussgesteine gilt — dem ternären Eutektikum  $Qu : Or : Ab + An$  nähern.

Dieses Eutektikum muss, weil es ternär ist, eine ganz beträchtliche Schmelzpunkterniedrigung aufweisen. Die Viskosität der sauren Magmen, mit mehr als etwa 65 %  $SiO_2$ , ist an und für sich ganz bedeutend, und zwar ist die Zähflüssigkeit besonders hoch bei der relativ niedrigen Temperatur in der Nähe des ternären Eutektikums. Weil dazu kommt, dass Quarz, Orthoklas und die sauren Plagioklase ein niedriges Krystallisationsvermögen besitzen, resultiert bei einer — geologisch gesprochen — schnellen Abkühlung ein Glas, ohne oder nur mit ganz winzigen Krystallausscheidungen.

Dass einige Obsidiane, wie z. B. No. 311, 330, 331, 336—338, nicht ganz unwesentliche Abweichungen von dem ternären Eutektikum ergeben, dürfte darauf beruhen, dass gerade diese Obsidiane relativ besonders schnell abgekühlt sind.

— *Selbst bei den Obsidianen erkennt man somit die Bedeutung des ternären granitischen Eutektikums.*

---

<sup>1</sup> Siehe den Abschnitt „Weshaib ist Glas eine feste Lösung?“ in Silikatschmelzlös. II, S. 165—169, ferner T. M. XXIV, S. 458—459.

## Schlussbemerkungen.

Durch die obige Erörterung betrachte ich es als festgestellt, dass man die Zusammensetzung der Eruptivgesteine — oder mit anderen Worten den Verlauf der magmatischen Differentiation — unter der Voraussetzung erklären kann, dass diejenigen physikalisch-chemischen Gesetze, welche die Differentiation regeln, zu demselben Resultat führen wie diejenigen, welche für die Phasen flüssig : fest gelten.

Die Zusammensetzung der anchi-monomineralischen, aus Mischkrystallen bestehenden Eruptivgesteine erklären sich durch Anwendung von Roozebooms Gesetzen für die Krystallisation der Mischkrystallkomponenten. Und die Zusammensetzung der in der Natur so überaus stark verbreiteten anchi-eutektischen Eruptivgesteine deuten sich durch Anwendung der für unabhängige Komponenten — wie auch für Mischkrystallkomponenten mit Eutektikum — geltenden Gesetze.

Unter den anchi-eutektischen Eruptivgesteinen habe ich nur diejenigen besprochen, welche durch die Eutektika  $Or : Ab + An$  und  $Qu : Feldspaten$  (besonders  $Qu : Or : Ab + An$ ) gekennzeichnet werden. Diese sind — indem Quarz und Feldspate alles in allem nach Gewicht etwa 70 % der gesteinsbildenden Mineralien ausmachen — die quantitativ wichtigsten. Eine andere sehr wichtige Gruppe der anchi-eutektischen Eruptivgesteine sind die gabbroidalen Gesteine, unter denen die meisten sich um das Eutektikum zwischen Plagioklas und  $Mg, Fe$ - und  $Mg, Fe-Ca$ -Silikaten nebst Eisenerz herum gruppieren. Weil dieses Eutektikum namentlich unter den  $Mg, Fe$ - und  $Mg, Fe-Ca$ -Silikaten eine beträchtliche Anzahl Komponenten ( $Mg_2SiO_4$ ,  $Fe_2SiO_4$ ,  $CaMgSi_2O_6$ ,  $CaFeSi_2O_6$ ,  $Mg_2Si_2O_6$  usw. usw.) ausweist, setzt das Studium derselben eine lange Reihe Untersuchungen voraus, die noch nicht ausgeführt sind<sup>1</sup>. Ich habe mich deswegen in dieser Abhandlung nicht mit den gabbroidalen Gesteinen beschäftigt.

<sup>1</sup> Einen ganz fragmentarischen Beitrag zur Kenntnis dieses Eutektikums werde ich bald veröffentlichen.



— Ich habe mich bei dieser Gelegenheit darauf beschränkt nachzuweisen, dass die magmatische Differentiation durch Anwendung der für die Phasen flüssig : fest geltenden Gesetze gedeutet werden darf. Worauf dies wiederum beruht, ist eine offene Frage, die ich der zukünftigen Forschung überlasse. Dies ist freilich ein grosser Mangel, und mag als ein Einwurf gegen meine ganze vorliegende Arbeit erhoben werden. Ich ziehe es aber vor, diese Frage ganz offen zu lassen, statt jetzt mehr oder minder gewagte Hypothesen zu ihrer Erklärung zu versuchen.

— Jede wissenschaftliche Klassifikation muss auf einem *genetischen* Prinzip beruhen. Ist es erst anerkannt, dass sich die Zusammensetzung der Eruptivgesteine aus physikalisch-chemischen Gesetzen ableiten lässt, wird dies dazu führen, dass *die Klassifikation der Eruptivgesteine auf die physikalische Chemie basiert werden muss*. Namentlich sind hier die *Mischkrystalltypen* und die *Eutektika der prädominierenden Mineralien* zu berücksichtigen.

Wir sind aus Mangel an genügenden Vorstudien noch nicht im Stande, eine genetische Klassifikation auf Grundlage der physikalischen Chemie in den Einzelheiten durchzuführen; trotzdem darf man auf den zukünftigen Weg hinweisen.

Die physikalische Chemie wird zukünftig für die Petrographie, sowohl in Betreff des Studiums der Krystallisationsvorgänge wie auch in Betreff der Zusammensetzung der Gesteine und damit auch in Betreff der Klassifikation, von ähnlicher Bedeutung werden wie die Evolutionslehre für die Zoologie und Botanik.

— Die von den amerikanischen Petrographen, Cross, Iddings, Pirsson und Washington vor einigen Jahren (1903) vorgeschlagene »Quantitative Classification of Igneous Rocks« ist eine ganz künstliche, — nur eine arithmetische, wo man in mehreren Fällen das Hauptgewicht nicht einmal auf das essentielle bei der betreffenden Arithmetik gelegt hat.

Einer der wichtigsten Sätze in dem Fundament ihrer Klassifikation bildet die Behauptung, dass bestimmte »chemical division lines« (l. c., S. 110) bezüglich der Zusammensetzung der Eruptivgesteine fehlen, und dass folglich eine auf chemischer Grundlage basierende Einteilung völlig willkürlich werden muss.

Mit dieser Betrachtung bin ich durchaus nicht einverstanden: *Die eutektischen Linien zwischen den prädominierenden Mineralien sind für die Zusammensetzung der verbreitetsten Eruptivgesteine von fundamentaler Bedeutung; und diese eutektischen Linien liefern uns die chemischen Einteilungslinien, die als Grundlage für eine genetische Klassifikation benutzt werden mögen.*

— Bei ihrer Klassifikation legen die vier amerikanischen Forscher bedeutendes Gewicht auf die zwei Quotienten

$$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} \text{ und } \frac{K_2O}{Na_2O}.$$

Hierdurch trennen sie aber in Betreff der Feldspate — die nicht weniger als rund 60 % der Eruptivgesteine ausmachen — *Ab* und *An*, die *genetisch*, zufolge der für die Differentiation geltenden physikalisch-chemischen Gesetze, zusammen gehören, voneinander. Für die an Feldspat reichen Eruptivgesteine sind somit die Klassifikationsprinzipie nach

$$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} \text{ und } \frac{K_2O}{Na_2O}$$

nicht nur künstlich, sondern gar irrationell. Natürlich ist hier eine Einteilung nach dem Quotienten

$$\frac{Ab + An}{Or}.$$

Die intermediären und basischen an Feldspat reichen Eruptivgesteine werden nach diesem Klassifikationsprinzip in eine Reihe Abteilungen fallen, unter denen wir die folgenden nennen:

1. Die Anorthosite, nämlich anchi-monomineralische, an *Or* ganz arme Plagioklasgesteine (mit intermediären und basischen Plagioklasen);

2. die gabbroidalen Gesteine, nämlich jedenfalls zum wesentlichen Teil anchi-eutektische Gesteine, um das Eutektikum zwischen Plagioklas (*Or*-arm) und *Mg, Fe*- und *Mg, Fe-Ca*-Silikaten nebst Eisenerz gruppiert;

3. Plagioklas-Orthoklas-Gesteine, mit mehr *Or* als in den obigen Fällen, jedoch nicht mit so viel *Or* wie es dem *Or: Ab + An*-Eutektikum entspricht, und dabei mit etwas *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikat usw.; unter dieser Kategorie gehen die Monzonite, ferner, wenn etwas Quarz vorhanden ist, die Quarz-Monzonite und Banatite;

4. Plagioklas-Orthoklas-, bzw. Eutektfeldspat- (oder Anorthoklas-) Gesteine, mit *Or* und *Ab + An* genau oder annähernd in dem eutektischen Verhältnis; dabei etwas Eisenerz und *Mg, Fe*- oder *Mg, Fe-Ca*-Silikat, gelegentlich auch ein klein wenig entweder von Quarz oder von Nephelin (nebst Nosean usw.); zu dieser typisch anchi-eutektischen Gruppe gehören die Pulaskite, Nordmarkite, Larvikite usw. samt zahlreiche Augit-, Hornblende- und Glimmersyenite, — überhaupt die meisten Gesteine, die in früheren Tagen als Syenite bezeichnet wurden; der Sammelname Syenit möchte für diese anchi-eutektischen Tiefengesteine behalten werden;

5. ferner Gesteine mit etwas mehr *Or* als das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum, nämlich unter den Tiefengesteinen die übrigens sehr spärlich vertretenen sogenannten Kali-Syenite, wo der Überschuss von *Or* über das  $Or : Ab + An$ -Eutektikum ziemlich gering ist;

6. zum Schluss sollte eine Gruppe mit ganz überwiegend *Or* neben wenig  $Ab + An$  folgen; wie oben erörtert, scheinen Tiefengesteine von dieser Zusammensetzung gänzlich zu fehlen; dagegen finden sich einige, jedoch nur sehr seltene Gang- und Ergussgesteine von solcher Zusammensetzung.

— Bei einer natürlichen Klassifikation muss man meiner Meinung nach nicht ausschliesslich, wie es die vier amerikanischen Forscher tun, die Chemie berücksichtigen, sondern auch die physikalischen Faktoren, welche die Struktur bedingen, — und zwar in erster Linie die *Zeit* (Dauer der Abkühlung).

— Die Petrographie hat in den späteren Jahrzehnten eine Reihe Stufen durchlaufen, nämlich die makroskopische, die makroskopische und chemische, die mikroskopische, dann die mikroskopische, chemische und geologische; wir stehen jetzt am ersten Anfange einer neuen Stufe, die durch die Anwendung der physikalischen Chemie in Verbindung mit den früheren Arbeitsmethoden bezeichnet werden wird.

Christiania, 12ten Febr. 1908.

---