

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 10 (1930)

Heft: 2

Artikel: W. Hommels systematische Petrographie auf genetischer Grundlage

Autor: Niggli, P.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-11636>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 05.01.2025

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

W. Hommels systematische Petrographie auf genetischer Grundlage

nach den hinterlassenen Manuskripten dargestellt
von *P. Niggli*

III. (Schluss)

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorbemerkung des Herausgebers	288
I. Klasse: Orthogene Gesteine	289
Allgemeine Charakteristik	289
Nomenklatur	293
1. Ordnung: Erze (Chromite)	298
2. Ordnung: Orthoperidotite (Olivinzone)	300
I. Unterordnung: Katorthoperidotite	301
1. Familie: Dunite	301
II. Unterordnung: Mesorthoperidotite	301
1. Familie: Harzburgite	302
2. „ : Wehrlite	302
III. Unterordnung: Eporthoperidotite	302
1. Familie: Lherzolithe	303
2. „ : Orthoperidotitschizolithe	303
1. Art: Amphibolperidotite	303
2. „ : Cortlandite	303
3. „ : Scyelite	303
4. „ : Glimmerperidotite	304
3. Ordnung: Orthopyroxenite (Enstatit- und Diopsidzone)	304
I. Unterordnung: Katorthopyroxenite	304
1. Familie: Bronzitite und Hypersthenite	304
II. Unterordnung: Mesorthopyroxenite	305
1. Familie: Websterite	305
2. „ Diallagite	305
III. Unterordnung: Eporthopyroxenite	305
1. Familie: Ariégite	305
2. „ : Koswite	305
3. „ : Hornblendite	305
4. „ : Orthopyroxenitschizolithe	305

	Seite
4. Ordnung: Orthogabbros (Labradorit- und Nephelinzone)	306
I. Unterordnung: Katorthogabbros	311
1. Familie: Anorthosite	311
2. „ : Forellensteine	312
II. Unterordnung: Mesorthogabbros	313
1. Familie: Norite	313
Olivinnorite	313
2. Familie: Gabbros	314
Olivingabbros	316
III. Unterordnung: Eporthogabbros	316
1. Familie: Hornblende- und Biotitgabbros	317
2. „ : Orthoklasgabbros	318
Ganggesteine	319
3. „ : Orthogabbroschizolithe	322
Beerbachite	322
5. Ordnung: Orthodiorite (Labradorandesin-, Andesin- und Andesin-oligoklaszone)	323
I. Unterordnung: Katorthodiorite	331
1. Familie: Mangerite	331
II. Unterordnung: Mesorthodiorite	332
1. Familie: Norit- und Gabbrodiorite	332
1. Art: Noritdiorite.	332
2. Art: Gabbrodiorite	333
2. Familie: Normale Diorite	333
1. Art: Augitdiorite	333
2. „ : Hornblendediorite	333
3. „ : Glimmerdiorite	334
3. Familie: Quarzdiorite	334
Tonalite	335
III. Unterordnung: Eporthodiorite	335
1. Familie: Syenitdiorite	336
2. „ : Augitsyenite	336
3. „ : Orthodioritschizolithe	336
1. Art: Dioritporphyrite und -pegmatite	337
2. „ : Dioritaplite	337
3. „ : Mikrodiorite	337
4. „ : Spessartite und Vogesite	338
5. „ : Kersantite	338
6. „ : Minetten	338
6. Ordnung: Orthosyenite (Oligoklaszone)	339
I. Unterordnung (Katorthosyenite)	341
1. Familie: Mangeritsyenite	341
II. Unterordnung: Mesorthosyenite	341
III. „ : Eporthosyenite	342
1. Familie: Normale Syenite	342
2. „ : Orthosyenitschizolithe	343
1. Art: Syenitporphyre und -pegmatite.	344
2. „ : Syenitaplite	344

	Seite
7. Ordnung: Orthogranite	344
1. Unterordnung: Katorthogranite	345
1. Familie: Hypersthengranite	345
II. Unterordnung: Mesorthogranite	345
1. Familie: Glimmergranite	345
2. „ : Pyroxengranite	346
III. Unterordnung: Eporthogranite	346
1. Familie: Hornblendegranite	346
2. „ : Orthogranitschizolithe	346
1. Art: Granitporphyre und -pegmatite	346
2. „ : Granitaplite	346
II. Klasse: Paragene Gesteine	346
Übersicht der II. Klasse: Paragene Gesteine	346
Einleitung zur Klassifikation der hypogenen Gesteine	348
Übersicht der III. Klasse: Hypogene Gesteine	354
Schlußbemerkung des Herausgebers	355

Vorbemerkung des Herausgebers. Hauptziel der HOMMEL'schen Untersuchungen (siehe diese Zeitschrift, Bd. VII und Bd. VIII) war eine natürliche Systematik der Gesteine. Die „Grundzüge der systematischen Petrographie, I. Band: Das System“ (Verlag Gebrüder Bornträger, Berlin 1919) erläuterten die Grundprinzipien. Das unvollendete Werk, dessen erste Teile bereits besprochen wurden,¹⁾ sah als letzten Hauptteil eine „Nomenklatur und Klassifikation der Gesteine“ vor. Es scheint, dass die Darstellung für die I. Klasse: „Orthogene Gesteine“ abgeschlossen war. Von den „Paragenen Gesteinen“ liegen nur Zusammenstellungen von Gesteinsformeln vor sowie eine Generalübersicht. Die „Hypogenen Gesteine“ sind gleichfalls nur durch Formelsammlungen zur Darstellung vorbereitet, doch gibt eine wohl als Einleitung gedachte, kurze Ausführung über den Gesamtcharakter Auskunft. Die Klassifikation der „Peratogenen Gesteine“ fehlt noch vollkommen. Da es sich um einen ersten grossen Versuch handelt, die Gesteine (und in erster Linie die Eruptivgesteine) genetisch zu klassifizieren, glaubt der Herausgeber die vorhandenen Manuskriptteile möglichst vollständig zum Abdruck bringen zu müssen. Jeder Gesteinsgruppe wurden nach den HOMMEL'schen Formeln berechnete Beispiele beigegeben. Da sich diese Formeln nicht eingebürgert haben, wird von ihrer Wiedergabe abgesehen. Gleichfalls gestrichen wurden einige auf spezielle Projektionen bezügliche Abschnitte; im übrigen blieb, von stilistischen Kleinigkeiten abgesehen, alles unverändert. Die Darstellung HOMMELS lautet folgendermassen:

¹⁾ Siehe diese Zeitschrift Bd. VII (1927), Seite 54—97 und Bd. VIII (1928), Seite 357—373.

I. Klasse: Orthogene Gesteine

Allgemeine Charakteristik

Die orthogenen Gesteine sind unter Bedingungen entstanden, wie sie nur intratellurisch gefunden werden können. Ihre Erstarrung fand sehr langsam statt und gleichzeitig unter hohem Druck, so dass die im Magma gelösten Gase, die während des Abkühlungsvorganges abgegeben wurden, nur ausserordentlich langsam entweichen konnten. Der Prozess der orthogenen Gesteinsbildung vollzog sich also unter einer ausserordentlich starken, dichten und gegenüber Wärme und Diffusionsfähigkeit sehr widerstandsfähigen Decke. Es muss ferner während der ganzen Erstarrungsperiode grösste Ruhe geherrscht haben, sodass eine Vermengung von ausgeschiedenen Kristallen mit zurückbleibender Schmelze nicht stattfinden konnte. Die Kristallbildung ging also derart vor sich, dass innerhalb bestimmter Temperatur-Intervalle sich bestimmte Mineralien ausscheiden konnten, und diese Ausscheidung musste notgedrungen an der Berührungsfläche des flüssigen Magmas mit der umhüllenden Decke als dem kältesten Punkte beginnen. Hier hefteten sich die ersten Kristalle an und gaben so durch fortgesetzte Anhäufung gleichartiger Kristalle, die sich nach und nach aus dem Magma ausschieden, den Anlass zur Bildung entsprechender Gesteine.

Schematisch können wir uns demnach den Vorgang unter ganz idealen abyssischen Verhältnissen so vorstellen, dass sich zunächst aus dem flüssigen Magma eine Kruste oder Schale von Olivin ausschied, also ein Peridotit entstand, unter dem sich der Reihe nach pyroxenitische Gesteine, Gabbros und Diorite ausschieden, bis zuletzt noch ein flüssiger Rest von granitischer Zusammensetzung übrig blieb.

Ein Vorkommen, das diese Art der Erstarrung sehr deutlich vor Augen führt, ist das Gabbro- und Granit-Massiv des Brockens. Der Kerngranit des eigentlichen Brockens ist an seiner Peripherie, soweit Verwerfungen das ursprüngliche Bild nicht geändert haben, umgeben von basischen Gesteinen, vorwiegend von Gabbro und auch dieser wiederum geht in seinen äusseren Partien über in noch basischere Gesteinsformen wie Norite, Olivinnorite und Harzburgite. Aber gerade das Brockenmassiv gibt uns auch ein typisches Beispiel dafür, dass der Erstarrungsvorgang keineswegs sich in Wirklichkeit so einfach abspielt, wie wir es uns schematisch vorgestellt haben.

Einerseits wird die einmal gebildete Erstarrungskruste nur in seltenen Fällen intakt bleiben, weil sich in der Gegenwart solcher ge-

waltiger Eruptivmassen stets auch tektonische Störungen, wie Flexionen und Verwerfungen abspielen müssen, die zu Intrusionen des noch flüssigen Magmaanteils in die höheren Regionen Anlass geben. So ist der Gabbro des Brockenmassivs von unzähligen Granitgängen durchzogen, die deutlich zeigen, dass an allen Stellen unter der Gabbrodecke ein noch flüssiges granitisches Magma vorhanden war, nachdem sich die Erstarrung des Gabbro bereits vollzogen hatte.

Zweitens ist jedoch schon im flüssigen Magma keine so absolute Ruhe vorhanden, wie wir sie zunächst annahmen. Der Abkühlungsvorgang erzeugt Strömungen in der Schmelze, indem kalte Partien abwärts und heissere aufwärts streichen. So entstehen schlierenartige Bildungen, da die abwärtsstreichenden Ströme der kälteren Zone entsprechende Kristalle mit sich führen. Diese Schlieren können, wie die Harzburgite im Harzburger Norit zeigen, oft erhebliche Mächtigkeit erreichen. Jedes grössere Massiv zeigt solche Schlierenbildungen, die in bezug auf ihre Zusammensetzung alle möglichen Verhältnisse aufweisen. Meistens handelt es sich dabei um die Anhäufung von Mineralien, die basischer sind, als der noch flüssige Magmaanteil, also entweder um Olivin, wie beim Olivinnorit und Olivingabbro, oder um gabbroide Anhäufungen in einer dioritischen Masse, zuweilen auch um syenitische Schlieren, also um Feldspatansammlungen in Graniten. Das genaue Studium solcher Schlieren ist für den Verlauf der Gesteinsbildung jeweils von ganz besonderem Interesse.

Die Tatsache, dass eruptive Vorgänge nur selten ohne gleichzeitige tektonische Störungen verlaufen, gibt nun die Erklärung dafür ab, wie es möglich ist, dass nicht an allen Stellen, wo wir Eruptivgesteine vorfinden, sich auch die ganze Erstarrungsreihe von den basischen bis zu den sauersten Gesteinen unseren Augen darbietet. In sehr vielen Fällen wird sich der erste Teil des Erstarrungsvorgangs tief im Innern der Erde abgespielt haben, d. h. die erste Erstarrungskruste liegt tief unter Tage und bleibt unseren Beobachtungen entrückt. Was dann bei der eigentlichen Eruption aufgedrungen ist, stellt lediglich den noch flüssig gebliebenen Rest des Magmas dar, der die zuerst abgeschiedenen basischen Gesteinskrusten durchbrach und so in höhere Regionen gelangte. So kann es vorkommen, dass wir gewaltige granitische Ergüsse an der Oberfläche vorfinden, ohne dass gleichzeitig die zugehörigen basischen Gesteine zu Tage treten würden.

Wir müssen in einem solchen Falle schliessen, dass die entsprechenden basischen Partien irgendwo in der Tiefe lagern, wo sie für uns unzugänglich sind. Da die orthogenen Gesteine, soweit sie

als Massive zu Tage treten, alle durch lange Zeiträume hindurch einer gewaltigen Erosion ausgesetzt waren, durch die die ursprünglich überlagernde Decke weggeschafft wurde, so wird natürlich in vielen Fällen auch der ursprünglich vorhandene basische Anteil mit entfernt worden sein. Oftmals lässt sich der ehemalige Bestand einer solchen basischen Decke noch durch abgesunkene Partien, die infolgedessen von der Erosion verschont geblieben sind, nachweisen. So befindet sich z. B. an der Ostseite des Granitmassivs vom Brocken dort, wo der Kerngranit in den Ilsensteingranit übergeht, eine grosse Partie von Gabbrodiorit eingeschaltet, die von Verwerfungen umgrenzt ist. Hier haben wir es also mit einer abgesunkenen Scholle zu tun, die uns deutlich zeigt, dass der Brockengranit ursprünglich noch mit einer Decke von basischen Gesteinen überlagert war.

Aus dem Gesagten geht hervor,¹⁾ dass wir also ideal abyssische Bedingungen nur in seltenen Fällen antreffen können. Nur bei äusserster Ruhe und äusserst langsamer Abkühlung wird es möglich sein, dass sich eine Gesteinsart nach der anderen zonenweise ablagert. Wo solche Verhältnisse geherrscht haben, da kommen wir dann zu einer Gesteinsfolge, wie sie uns die katorthogene Reihe darstellt, d. h. wir finden der Reihe nach eine Abscheidung von Dunit, Bronzinit, Anorthosit, hierauf Mangerite und Hypersthengranite. Weitaus häufiger wird jedoch teilweise Schlierenbildung eintreten, d. h. bereits ausgeschiedene Kristalle werden mit noch flüssiger Schmelze vermischt, und wir erhalten Mischgesteine wie den Harzburgit aus Olivin und Enstatit, die Gabbros und Norite aus Labradorit und Diallag, nebst mehr oder weniger Enstatit, Hypersthen und Olivin. Ferner Diorite und Granite. Diese Gesteine bilden die Mesoreihe der orthogenen Klasse. Die Verhältnisse, unter denen sie entstanden sind, sind noch vollauf abyssische gewesen, d. h. ihre Abkühlung verlief sehr langsam und unter hohem Druck. Es ist eigentlich nur die dritte der charakteristischen Bedingungen, die bei den Gesteinen der Mesoreihe nicht in vollkommenem Masse erfüllt wurde, nämlich die Ruhe, in der sich das Magma während der Abkühlung befand.

Diese Ruhe oder Unbeweglichkeit der magmatischen Schmelze wurde hier gestört durch die Strömungen, die zur Schlierenbildung führten. Lassen wir nun noch eine andere der orthogenen Bedingungen das ideale Mass nicht vollkommen erreichen, so erhalten wir die Gesteine der eporthogenen Reihe. Je nachdem, ob hier die Ab-

¹⁾ Anmerkung des Herausgebers: Es ist zu beachten, dass Hommel eigentliche gravitative Kristallseparation nicht in Betracht zieht. Leicht lassen sich jedoch seine Ausführungen in diesem Sinne ergänzen.

kühlungsgeschwindigkeit sich erhöhte oder der Druck sich zeitweise oder dauernd verminderte, werden sich Gesteine bilden, die zwar noch immer abyssischen Charakter tragen, sich jedoch erheblich von den orthogenen Gesteinen der Kata- und Mesoreihe unterscheiden. Ist einerseits die Abkühlung zeitweise eine etwas raschere gewesen, derart, dass die Olivinausscheidung vorzeitig unterbrochen wurde oder eine vollkommene Abtrennung der Olivinkristalle aus der flüssigen Schmelze nicht erfolgen konnte, so musste Enstatitbildung an Stelle des Olivins treten, sei es, dass Enstatit direkt aus der Schmelze ausgeschieden wurde, oder bereits ausgeschiedener Olivin sich zu Klinoenstatit umwandelte. Hierdurch nähern wir uns also den Bedingungen der paragenen Gesteinsklasse und die Folge eines solchen Erstarrungsvorganges muss notwendig die sein, dass die zurückbleibende Schmelze nicht mehr so reich an Kieselsäure ist wie bei den Gesteinen der Kata- und Mesoreihe. Wir werden also im extremsten Falle als Endglieder einer solchen magmatischen Erstarrung keine Granite mehr, sondern Syenite vorfinden.

Treten andererseits während der Erstarrung Druckveränderungen ein, also partielle Druckentlastung, wie sie insbesondere bei gangförmigen Intrusionen stattfinden müssen, so wird sich in den höheren Temperaturzonen pernitive Hornblende oder pernativer Glimmer bilden, und wir erhalten Amphibol- oder Glimmerperidotite, Hornblendite und Hornblendegabbros, nebst den analog konstituierten Ganggesteinen. Hornblendebildung wird ferner auch bei den sauren Gliedern dieser Gesteinsreihe eintreten, wenn sich gegen Ende der Erstarrung der Druck innerhalb des Gesteins infolge der freiwerdenden Gase, insbesondere des Wasserdampfs, steigert. Dass wir es bei all diesen Gesteinen der eporthogenen Reihe mit keiner vollkommenen Erfüllung der orthogenen Bedingungen zu tun haben, zeigt einmal schon die Tatsache, dass die sauren Endglieder, wie Syenite und Hornblendegranite erheblich reicher an Femoxyden sind, als die eigentlichen Granite. Wir können daraus schliessen, dass die Abtrennung der früher ausgeschiedenen dunklen Gemengteile, infolge von Vermengungen von Kristallen und Schmelze, keine vollkommene war. Ferner deutet auch das häufige Auftreten von zonaren Feldspäten, wie z. B. beim Tonalit, neben gleichzeitigem Hornblendegehalt auf ebensolche Verhältnisse hin.

Während also eine zeitweilige Veränderung der Abkühlungsbedingungen zu Gesteinen von syenitischem Charakter führt, wird durch Druckveränderung die Entstehung von Hornblende bedingt. In beiden Fällen wurde bisher angenommen, dass diese Entstehungs-

weisen sich immerhin noch in einem solchen Rahmen halten, dass sie ihren abyssischen Charakter beibehalten. Werden alle drei Bedingungen noch stärker verändert, wird insbesondere die Abkühlungsgeschwindigkeit stark gesteigert, und tritt die Erstarrung ein, während das Magma sich, statt in Ruhe, in fließender Bewegung befindet, so nehmen die Gesteine mehr und mehr den Charakter von Ergussgesteinsformen an. Die Struktur des Gesteins wird porphyrtig, indem intratellur gebildete Kristalle von einer feinen kristallinen Grundmasse umhüllt werden. Diese, von ROSENBUSCH als Ganggesteine zusammengefassten Formen stellen also eine andere Art eporthogener Bedingungen dar als die soeben erwähnten Vorkommen. Während die syenitischen und die hornblendeführenden Glieder der eporthogenen Reihe sich mehr den paragenen Gesteinen nähern und ganz allmählich in solche übergehen können, führen uns die Ganggesteine in die direkte Nachbarschaft der hypogenen Ausbildungsformen. Andererseits treten aber auch unter den eporthogenen Ganggesteinen solche auf, die sehr lebhaft an paragene Typen erinnern. Es sind dies besonders die Kersantite, Vogesite und Minetten, die alle einen ausgesprochen monzonitisch-essexitischen Charakter aufweisen, und wir können sie direkt als Vermittlungsglieder zwischen der orthogenen und der paragenen Klasse bezeichnen.

Die Charakteristik der orthogenen Gesteinsklasse können wir also dahin zusammenfassen, dass ihr Gesteine zugehören, bei denen die orthogene Kristallisationsfolge: Olivin, Enstatit, Labradorit deutlich ausgeprägt ist; dabei wurde der Olivin aus der flüssigen Schmelze vollkommen ausgeschieden und konnte sich nicht zu Klinoenstatit umsetzen. Infolgedessen treten als erstliche Erstarrungsprodukte quarzreiche Gesteine, wie Granit und Quarzdiorit, auf. Nephelinbildung ist vollkommen ausgeschlossen, ebenso das Auftreten von Alkali-pyroxenen und Alkali-amphibolen. Die Struktur ist in der Regel hypidiomorphkörnig, nur bei gangförmigen Ausbildungen wird sie porphyrtig.

Nomenklatur

Die Frage nach einer geeigneten Nomenklatur hängt auf das engste zusammen mit jeder Systematik. Zur wissenschaftlichen Verständigung sind scharf umgrenzte Begriffe erforderlich, die die einzelnen Klassen, Ordnungen, Familien und Gattungen kennzeichnen. Die Petrographie verfügt heute über eine derartige Unmasse von Eigennamen für einzelne Gesteinsarten, dass es selbst dem petro-

graphischen Spezialforscher kaum mehr möglich ist, sie alle zu übersehen. Es ist dies ein Nachteil, den jede mangelhafte Systematik notgedrungen mit sich bringen muss. Solange die verwandtschaftlichen Beziehungen zwischen den Gesteinen nicht genau aufgedeckt sind, ist es natürlich unmöglich zu entscheiden, ob eine neu aufgefundene Gesteinsart etwa eine neue Familie, oder lediglich eine neue Gattung oder Art darstellt.

Gemäss unserem genetischen System entspricht nun jede Zone einer bestimmten magmatischen Zusammensetzung und die Folge der verschiedenen Reihen zeigt uns, wie sich ein und dasselbe Magma unter verschiedenen physikalischen Bedingungen in erstarrter Form darstellt. Dadurch wird uns also die Möglichkeit gegeben, die verschiedenen magmatischen Zusammensetzungen als Typen ebenso vieler Ordnungen aufzufassen. Eine Übersicht über sämtliche möglichen magmatischen Zusammensetzungen gibt uns die graphische Darstellung. Die einzelnen Magmatypen werden hier durch bestimmte Felder umgrenzt, und, wenn wir nunmehr für jedes Feld einen charakteristischen Namen wählen, so erhalten wir damit die Bezeichnung der entsprechenden Ordnung. Es ist nun am nahelegendsten, für eine solche Bezeichnungsweise diejenigen Namen zu wählen, die sich am längsten und am besten eingebürgert haben. Das sind die Tiefengesteinsnamen von ROSENBUSCH'S Alkalikalkreihe, also unsere orthogenen Gesteine, sowie die Namen einzelner kristalliner Schiefer.

Beginnen wir mit der ersten Zone, der Zone des Chromits, so können wir da als erste Ordnung die Ordnung der Erze aufstellen. Die Zone des Olivins ergibt uns die Ordnung der Peridotite. Da nun jede Zone sich durch sämtliche Klassen hindurchzieht, so können wir die Bezeichnungsweise dadurch bedeutend vereinfachen, dass wir jede Ordnung in ebenso viele Unterordnungen einteilen, als Klassen vorhanden sind, und die einzelnen Unter-Ordnungen dadurch unterscheiden, dass wir vor den Ordnungs-Namen je nach der zugehörigen Klasse ein Ortho-, Para-, Hypo- oder Perato- setzen.

Unsere zweite Ordnung der Peridotite würde demnach zerfallen in:

Ortho-Peridotite
 Para-Peridotite
 Hypo-Peridotite
 Perato-Peridotite

Endlich wird eine noch weitergehende Gliederung in Unterordnungen oder Familien¹⁾ einfacherweise dadurch ermöglicht, dass wir diesen Namen noch die Angabe der zugehörigen Reihe hinzufügen. Die *Ortho-Peridotite* würden demnach zerfallen in

Katortho-Peridotite
 Mesortho-Peridotite
 Eportho-Peridotite

die *Para-Peridotite* in

Katapara-Peridotite
 Mesopara-Peridotite
 Epipara-Peridotite

ebenso die *Hypo-Peridotite* in

Katahypo-Peridotite
 Mesohypo-Peridotite
 Epihypo-Peridotite

und die *Perato-Peridotite* in

Kataperato-Peridotite
 Mesoperato-Peridotite
 Epiperato-Peridotite

Neben grösster Einfachheit hat diese Bezeichnungsweise den Vorteil, dass sie gleich schon einen Rückschluss auf den allgemeinen Charakter des Gesteins zulässt. So sagt uns der Name der Ortho-Peridotite ohne weiteres, dass wir es mit einem Olivingestein zu tun haben, das unter absolut abyssischen Verhältnissen entstanden ist. Der Name Para-Peridotit gibt uns zu erkennen, dass ein Olivingestein von nicht mehr völliger Tiefengesteinsform vorliegt, während die Hypo-Peridotite sich sofort als Ergussgesteine zu erkennen geben und die Perato-Peridotite dynamometamorph umgewandelte Olivingesteine sind.

Setzen wir nun in der gleichen Weise für alle übrigen Zonen charakteristische Ordnungsamen fest, so erhalten wir folgende Reihe:

III. III. Zone des Enstatits:

Ordnung der *Bronzitite*.

IV. Zone des Diopsids:

Ordnung der *Diopsidite*.

¹⁾ Anmerkung des Herausgebers: Die Manuskripte lassen erkennen, dass zuerst die Bezeichnung Familie für das geplant war, was weiterhin vorzugsweise als Unterordnung bezeichnet wird.

- IV. V. Zone des Labradorits und Nephelins:
Ordnung der *Gabbros*.
- VI. Zone des Labrador-Andesins:
Ordnung der *Gabbrodiorite*.
- V. VII. Zone des Andesins:
Ordnung der *Diorite*.
- VIIIa. Zone des Andesinoligoklas:
Ordnung der *Granodiorite*.
- VI. VIIIb. Zone des Oligoklas:
Ordnung der *Syenite*.
- VII. IX. Zone des Orthoklas:
Ordnung der *Granite*.
- X. Zone des Quarzes:
Ordnung der *Quarzite*.

Die systematische Bezeichnung der einzelnen Gesteine erfolgt nun bei jeder Ordnung gemäss den eben ausgeführten Grundlinien. So würde also z. B. der *Anorthosit* als *Katortho-Gabbro* zu bezeichnen sein, während ein *Hornblendegabbro* in die Familie der *Eportho-gabbros* gehören würde. Diese letzte Familie würde ferner noch Ganggesteine wie *Beerbachit* und *Gabbroporphyr* als andere Arten von Eportho-Gabbros umfassen.

Der eigentliche Gabbro würde sich als Angehöriger der Familie der Mesortho-Gabbros darstellen, zu der auch die Art der Norite gehört. In der paragenen Klasse ist die Ordnung der Gabbros vertreten auch die Essexite, Theralithe, Shonkinite, Ijolithe und den Urtit. Im Einklang mit der Eigenart der Labradorit-Nephelinzone bei den paragenen Gesteinen tritt hier anstelle des Labradorits mehr und mehr Nephelin als herrschender Gesteinsbildner. Der Urtit als Mitglied der Familie der Epipara-Gabbros bildet so mit seinem fast ausschliesslichen Nephelingealt einen extremen Gegensatz zu dem ebenso ausschliesslich aus Labradorit bestehenden Anorthosit der Katortho-Gabbro-Familie. In Bezug auf die genetische Gesteinsfolge nehmen jedoch die beiden extremen Gesteine einen gleichen, wenn auch alternativen Rang ein. Der gleiche Wechsel von Labradorit zu Nephelin als herrschendem Gemengteil wiederholt sich dann in der hypogenen Klasse, wo die Ordnung der Gabbros vertreten ist durch Diabase und Melaphyre als eine Art der *Katahypo-Gabbro-Familie*, ferner durch Tephrite und Basanite als *Mesohypo-Gabbros* und endlich durch Nephelinite und Leucitite als *Epihypogabbros*. In der peratogenen Klasse hätten wir als Angehörige der Ordnung der *Perato-Gabbros* die Eklogite, Amphibolite, Chloromelanite,

sowie die Kalksilikatgesteine. Hier erscheint es zweckmässig, auch eine Unterscheidung zu treffen bezüglich des plutonischen oder sedimentären Ursprungs des Gesteins, soweit dies bis heute möglich ist. Bezeichnen wir die plutogenen Reihen der peratogenen Klasse als α -Reihen und die sedimentogenen als β -Reihen, so können wir ganz allgemein zwischen α -perato-Gesteinen und β -perato-Gesteinen unterscheiden. Die Eklogite wären demnach α -Perato-Gabbros und die Kalksilikatgesteine β -Perato-Gabbros.

Wie man sieht, handelt es sich also bei dieser Nomenklatur nicht darum, die gebräuchlichen Gesteinsnamen durch andere zu ersetzen, sondern es soll lediglich die Möglichkeit geschaffen werden, Sammelbegriffe für verwandte Gesteinstypen aufzustellen. Der Gebrauch von Spezialnamen für besondere Abarten von Gesteinen bleibt völlig uneingeschränkt, es wird jedoch durch die Nomenklatur die Möglichkeit gegeben, den allgemeinen Charakter des betreffenden Spezialgesteins gleich zu kennzeichnen. Bekanntlich wird ja in der organischen Chemie eine analoge Nomenklatur schon seit jeher verwendet, indem neben den ursprünglichen Einzelnamen, systematisch charakterisierende wissenschaftliche Bezeichnungen im Gebrauch stehen. So wird beispielsweise manchem organischen Chemiker, der auf den Namen *Tyrosin* stösst, zunächst die Begreifbarkeit dieses Stoffes fehlen oder entschwunden sein. Sieht er dann, dass Tyrosin nichts anderes ist als „ α -amido- β -paraoxy-phenyl-propionsäure“, so weiss er sofort, worum es sich handelt. In analoger Weise besagen dem im Felde arbeitenden Geologen oder Bergmann die vielen und sich stets vermehrenden neuen Gesteinsbezeichnungen gar nichts, wenn sie nicht auf einen allgemeinen und ihm vertrauten Begriff zurückführen. So besagt mir z. B. der Ausdruck Shonkinit gar nichts, wenn ich nicht durch ein spezielles Studium mit dem Gestein bekannt bin. Kennzeichne ich jedoch den Shonkinit als einen Mesoparagabbro, so wird sich mir, vorausgesetzt natürlich, dass ich mit dem genetischen System vertraut bin, sofort die Vorstellung von einem gabbro-ähnlichen Gesteinen vermitteln, das, entsprechend der Natur der mesoparagenen Reihe, zu Nephelinge halt neigt, Diopsid und Alkali-pyroxene enthält und überhaupt alkalireich ist. Diese Nomenklatur nähert sich also in gewissem Sinne der Bezeichnungsweise, wie sie früher üblich war, bevor solche Spezialnamen eingeführt wurden. Ich erinnere hier nur an BRÖGGER's Gabbrodiabas, an die Bezeichnung Orthoklasgabbro und andere mehr.

Wenden wir uns zur systematischen Besprechung der einzelnen Gesteinstypen, so finden wir, dass die Reihenfolge der Betrachtungen

auf zweierlei Arten erfolgen kann. Entweder gehen wir so vor, dass wir Zone um Zone besprechen und jede Zone vom Beginn der katorthogenen Reihe bis zur epiperatogenen oder epidiagenen Reihe verfolgen. Diese Betrachtungsweise haben wir bereits in kurzen Zügen in der „vergleichenden Übersicht der Eruptivgesteine“ auf Seite 156 des I. Bandes durchgeführt. Sie ist dann von Vorteil, wenn wir die Veränderungen studieren wollen, denen ein bestimmter Gesteinstypus unter den verschiedensten physikalischen Bedingungen unterworfen ist. In klassifikatorischer Hinsicht jedoch hat sie den Nachteil, dass dann Gesteine, die an einer bestimmten geologischen Lokalität sich vorfinden, allzu sehr auseinandergerissen werden. Da jeder eruptive Vorgang unter bestimmten physikalischen Bedingungen sich vollzog, so werden auch alle Gesteine, die mit dieser Eruption in Verbindung stehen, verwandtschaftliche Charaktere aufweisen. Sie werden eine „petrographische Provinz“ bilden, also entweder zur orthogenen, paragenen oder hypogenen Klasse gehören oder dynamometamorph umgewandelt als peratogene Gesteine erscheinen. Um also die verwandtschaftlichen Beziehungen nicht zu sehr zu verdecken, ziehe ich vor, die Besprechung derart vorzunehmen, dass zunächst jede Klasse für sich abgehandelt wird, und jede Zone somit nur innerhalb des betreffenden Klassenbereichs verfolgt wird.

Diese doppelte Möglichkeit der Betrachtungsweise ergibt sich übrigens auch schon aus der Nomenklatur. Die angeführten Beispiele lassen bereits erkennen, dass die Bezifferung der Unterordnungen stets übereinstimmt mit der Nummer der Klasse.

Die Nummerierung der Ordnung ist für alle Klassen die gleiche, überall haben wir als erste Ordnung die Ordnung der Erze, als zweite die Ordnung der Peridotite, als dritte die Ordnung der Bronzite u. s. w.

I. Ordnung: Erze (Chromite)

Wie bereits im ersten Band ausgeführt wurde, käme als tatsächlich dem Olivin in der Hauptsache vorausgehende Ausscheidung, streng genommen, nur der Chromit in Frage, und so wären denn an diese Stelle mit vollster systematischer Berechtigung auch nur die Chromitlagerstätten zu setzen. Die Ausscheidung der Erze vollzieht sich jedoch, wie uns die verschiedenen Vorkommnisse lehren, grösstenteils parallel mit dem Olivin. Das geht hervor aus solchen Vorkommnissen wie die, von A. SJÖGREN als Magnetit-Olivinit be-

zeichnete Erzmasse, die eine Olivin- und Magnetit-reiche Fazies des Hyperits von Taberg darstellt. Sie liegt im Zentrum des Hyperits, der seinerseits wieder eine linsenförmige Einlagerung im Gneis bildet. Analoge Vorkommen sind von Cumberland (Rhode Island) und von Valimäki im östlichen Finnland bekannt geworden.¹⁾ Das zuletzt genannte Vorkommen führt neben Olivin und Magnetit auch noch Diallag, andere Lager wiederum sind aus Ilmenit und rhombischem Pyroxen zusammengesetzt, wie die auf Gomö und Langö bei Kragerö im Hyperit ausgeschiedenen Erzmassen. Sie werden von J. H. L. VOGT *Ilmenit-Enstatite* genannt. Bei manchen wiederum tritt eine mehr oder weniger erhebliche Menge von Plagioklas hinzu, das sind die bei Egersund auftretenden *Ilmenit-Norite* VOGTs. Offenbar geht also die Ausscheidung dieser Eisenerze ziemlich gleichzeitig mit dem Olivin von statten, und man wird sie daher zweckmässig als Magnetitperidotite bezeichnen, soweit sie feldspatfrei sind, bzw. als Ilmenit-Norite und Ilmenit-Enstatite, wie dies VOGT sehr richtig tut. Die Ausscheidung dieser Erzmassen ist in der gleichen Weise abhängig von den äusseren physikalischen Bedingungen, insbesondere der Abkühlungsgeschwindigkeit und der relativen Ruhe wie die der übrigen Mineralien. Um daher die einzelnen Abarten den drei Reihen der orthogenen Klasse einzuordnen, wird man in die katorthogene Reihe nur die ganz reinen Erzablagerungen setzen, die Ilmenit-Enstatite und Ilmenit-Norite dagegen in die mesorthogene und die Magnetit-Diallag-Peridotite in die eorthogene Reihe.

Wie sich die sulfidischen Erze verhalten, ist z. Z. noch nicht völlig geklärt. Es handelt sich hier darum, ob auch sie ursprünglich im Magma gelöst waren und sich im Verlauf der Abkühlung abtrennten, oder ob sie von vornherein eine vom Magma getrennte Schmelze bildeten. Dass bei den höchsten Temperaturen eine teilweise Löslichkeit der beiden Schmelzen vorhanden ist, ist wohl unbestreitbar; doch halte ich es für sehr wahrscheinlich, dass bereits bei der Temperatur, die während der Olivinausscheidung herrscht, in der Hauptsache eine Entmischung stattgefunden hat. Die Bildung der Erzlager wäre dann nicht als eine Ausscheidung aus dem aufdringenden Magma anzusehen, sondern man hätte sie sich in der Weise zu denken, dass gleichzeitig mit dem Magma auch flüssige Sulfidmengen empordringen. Im Stadium der Durchmischung hätten wir uns also ein emulsionsartiges, schlieriges Gemenge vorzustellen, das sich je nach der Abkühlungsgeschwindigkeit und der herrschen-

¹⁾ Lit. bei Rosenbusch Physiographie der massigen Gesteine Bd. II, S. 392.

den relativen Ruhe mehr oder weniger vollständig in seine beiden Komponenten trennt.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass sulfidische Erzmassen da am wenigsten zu erwarten sind, wo die Erstarrung des Magmas unter absoluter Ruhe von statten ging. In der orthogenen Klasse werden also die Gesteine der eporthogenen Reihe eher zur Erzführung neigen als diejenigen der katorthogenen Reihe und das Gleiche gilt für die paragne Klasse.

2. Ordnung: Orthoperidotite (Olivinzone)

Der Hauptgemengteil der Gesteine dieser Ordnung ist der Olivin. Da die Gesteinsfolge der orthogenen Klassen von der möglichst vollkommenen Ausscheidung des Olivins und der Verhinderung seiner Umsetzung zu Klinoenstatit abhängt, so müssen auch in allen Gesteinskomplexen dieser Art, soweit sie restlos zu Tage treten, Olivin-gesteine vorgefunden werden. Gemäss den physikalischen Bedingungen, unter denen sich die Erstarrung vollzieht, werden jedoch Gesteine, die ausschliesslich aus Olivin bestehen, die Dunite, nur da auftreten können, wo während der Erstarrung absolute Ruhe herrschte.

Der Dunit wäre also der katorthogenen Reihe einzuordnen. War die Ruhe keine so vollkommene, wurde die restlose Abscheidung des Olivins durch Strömungen im Magma oder durch sonstige Bewegungen des letzteren verhindert, wobei jedoch den immerhin noch orthogenen Bedingungen nach die Grösse der ausgeschiedenen Olivinkristalle eine recht erhebliche und damit für die Enstatitumsetzung ungünstige war, so erhalten wir Gesteine von der Form der Harzburgite, d. h. die Kombination Olivin-Enstatit oder sogar Olivin-Enstatit-Diopsid, wie sie die Lherzolithe aufweisen. Tritt ausserdem infolge gangförmiger Intrusionen partielle Druckentlastung ein, so werden infolge des Auftretens von pernativer Hornblende und pernativem Glimmer Amphibol- und Glimmerperidotite gebildet.

Die Tatsache, dass Peridotite und aus ihnen hervorgegangene Serpentine häufig im Verband mit dem Gneis des Grundgebirges angetroffen werden, lässt den Schluss zu, dass man es hier mit Teilen von der zuerst aus dem Magma ausgeschiedenen Olivinkruste zu tun hat. Vorkommen dieser Art sind aus dem Schwarzwald, den Vogesen, den Schweizer und Tiroler Alpen, von der Sierra Parda (Andalusien), Norwegen (Söndmøre), ferner von Neuseeland, von Colorado u. a. Orten bekannt.

I. Unterordnung: Katorthoperidotite

1. Familie: *Dunite*. In seiner reinsten Form stellt der Dunit ein Gemenge von Olivin und Chromit dar. Häufig treten jedoch auch noch geringe Mengen von rhombischen und monoklinen Pyroxenen hinzu, sowie Eisenerze und Spinelle. Sein Auftreten im geologischen Verband mit Gabbrogesteinen stützt unsere Auffassung von seinem orthogenen Charakter. Da er so gut wie vollständig aus Olivin besteht, muss sich seine Formel der Formel des Olivins in hohem Grade nähern. Ganz besonders bemerkenswert ist bei all diesen Duniten wie auch beim isolierten Olivin der hohe Überschuss von Magnesia über Eisen. Im Olivin der Dunite ist also das Forsteritmolekül in viel höherem Masse enthalten, als das Fayalitmolekül.

Das ist ein ganz anderes Verhältnis, als wie wir es bei den hypogenen Gesteinen antreffen werden, wo das Fayalitmolekül viel mehr an Bedeutung gewinnt und bis zu dem Verhältnis des Hyalosiderits in den Limburgiten führen kann. Es ist dies auch eine Tatsache, die klar darauf hinweist, dass die Ausscheidung des Olivins bei hoher Temperatur und äusserst langsam von statten ging, sodass sich zunächst ausschliesslich die magnesiareichen Mischungen bilden konnten.

II. Unterordnung: Mesorthoperidotite

Hat sich der Olivin aus dem Magma zu grossen Kristallen ausgeschieden, ohne dass er doch völlig von der flüssigen Schmelze abgetrennt worden wäre, so muss er, wenn das Magma die Temperatur der Olivin-Klinoenstatit-Umwandlung erreicht hat, randlich in Enstatit umgewandelt werden. Es wird sich daher ein Mantel von Enstatit um die Olivinkörner bilden, der die letzteren vor einer weitergehenden Einwirkung der flüssigen Schmelze schützt und den Olivin vor gänzlicher Umwandlung bewahrt.

Solche Verhältnisse erklären sich am einfachsten durch die zweifellos im Magma auftretenden Wärmeströmungen. Die ausgeschiedenen Olivin-Enstatit-Körner werden sich infolge solcher Strömungen zu Schlieren vereinigen und je nachdem, ob sie sich mehr oder weniger zusammenballen, d. h. ob sie sich gänzlich von der flüssigen Schmelze absondern oder in einer grösseren Menge in derselben verteilt bleiben, werden sich Harzburgite oder Olivinnorite bilden. Dass die Bildung der Harzburgite unter hochgradig abyssischen Bedingungen stattgefunden hat, zeigen die grossen idiomorphen Enstatit- bzw. Bronzit-Individuen.

Wird dagegen die Abkühlung nach der Olivinausscheidung etwas beschleunigt, so bleibt für die ruhige Enstatitausscheidung keine Zeit übrig, und es tritt an dessen Stelle Diallag oder Diopsid. So erhalten wir Wehrlite, deren häufiger Hornblendegehalt darauf hinweist, dass bei ihrer Entstehung nicht nur raschere Abkühlung, sondern gelegentlich auch partielle Druckentlastung stattgefunden hat. Ballen sich die Olivin- und Diallag-Körner nicht zusammen, sondern bleiben sie in der Schmelze verteilt, so entstehen *Olivingabbros*.

1. Familie: *Harzburgite*. Die Harzburgite sind durch die Mineralkombination Enstatit- bzw. Bronzit-Olivin charakterisiert; doch gehören auch die Hypersthen-Olvingesteine hierher. Sie werden vorwiegend in serpentiniertem Zustande angetroffen. Wie bei den Duniten tritt auch hier CaO noch ganz zurück und das Verhältnis MgO:FeO weist einen ähnlich hohen MgO-Überschuss auf. Es ist klar, dass die genetische Stellung dieser Gesteine eine schwankende sein muss; je nach dem Vorwiegen des Olivins oder des Enstatits wären die Gesteine der Zone des Olivins oder des Enstatits zuzuteilen.

2. Familie: *Wehrlite*. Die Wehrlite enthalten neben Olivin einen monoklinen Pyroxen, der entweder einem Diallag oder einem Diopsid entspricht. Man muss annehmen, dass die Diallagbildung auf raschere Abkühlung nach der Olivinausscheidung zurückzuführen ist, wodurch die Enstatitzone schnell durchschritten und die Enstatitbildung in die Diopsidzone verschleppt wurde. Dafür sprechen ganz besonders die häufige parallele Verwachsung und lamellare Durchwachsung von rhombischem und monoklinem Pyroxen in solchen Diallagen, sowie der verbreitete Hornblendegehalt der Wehrlite.

Chemisch unterscheiden sich die Wehrlite von den Harzburgiten dadurch, dass der CaO-Gehalt bei ihnen bereits ganz beträchtlich wird. Ferner tritt MgO erheblich zurück und kann gelegentlich von FeO übertroffen werden.

Die Wehrlite von Erlau und von der Riccoletta zeichnen sich durch hohen Ilmenit-, bzw. Magnetitgehalt aus. Man könnte sie direkt als Ilmenit- und Magnetit-Wehrlite bezeichnen, die als solche Übergänge zur Zone des Chromits darstellen.

III. Unterordnung: Eporthoperidotite

Die Gesteine dieser Unterordnung zeichnen sich dadurch aus, dass bei ihrer Entstehung mehrere physikalische Bedingungen einer Veränderung unterworfen wurden. Es geschah dies dadurch, dass sie entweder rascher abgekühlt wurden, als es den ideal abyssischen Be-

dingungen entspricht, oder dass infolge gangförmiger Intrusionen partielle Druckentlastung eintrat. Es sind die *Lherzolithe*, *Amphibolperidotite* und *Glimmerperidotite*, die hier einzureihen sind, und fraglos gehört eigentlich auch eine ganze Menge der gangförmig auftretenden Wehrlite infolge ihres Hornblendegehaltes hierher.

1. Familie: *Lherzolithe*. Das Charakteristikum für die Lherzolithe ist das gleichzeitige Auftreten von Olivin und Bronzit neben Diallag oder Chromdiopsid und Picotit oder Chromit. Der Abkühlungsverlauf muss sich also derart abgespielt haben, dass sowohl Olivin wie Enstatit zur Ausscheidung gelangen konnten; doch verlief der Prozess so rasch, dass die Kristallisation des Enstatits in die Diopsidzone hinein verschleppt wurde. Der nicht seltene Hornblendegehalt der Lherzolithe und der mit ihnen geologisch verbundenen Ariégite deutet auf gelegentliche Druckentlastung während der Abkühlung hin. Auch porphyrische Formen werden angetroffen.

Wie bei den Wehrliten, so tritt auch hier der Magnesiaüberschuss recht erheblich zurück, obwohl er immer noch deutlich vorhanden ist. Kalk und Tonerde machen sich stark bemerkbar. Bei den amerikanischen Lherzolithen hat CaO die Vorherrschaft über FeO gewonnen.

2. Familie: *Orthoperidotitschizolithe*. Diese Familie zerfällt in einige spezielle Arten, die nach Struktur und hinzutretendem Glimmergehalt unterschieden werden.

1. Art: *Amphibolperidotite*. Als Typus dieser Gesteine kann der Amphibolperidotit von Schriesheim im Odenwald angesehen werden. Er besteht vorwiegend aus grüner Hornblende, die poikilitisch mit Olivin durchwachsen ist. Die chemische Zusammensetzung entspricht genau derjenigen der Lherzolithe. Die überragende Vorherrschaft der Magnesia verschwindet, und Kalk macht sich in erheblichem Masse bemerkbar.

2. Art: *Cortlandite*. Die Cortlandite unterscheiden sich von den eigentlichen Amphibolperidotiten hauptsächlich durch die porphyrtartige Struktur, indem grosse idiomorphe Hornblendeindividuen in einer körnigen Grundmasse von Olivin, Diallag und Hypersthen eingelagert sind. Ihr Pyroxengehalt lässt sie als Übergangsglieder zu den Wehrliten erscheinen. In Bezug auf ihre chemische Zusammensetzung sind sie den eigentlichen Amphibolperidotiten vollkommen analog.

3. Art: *Scyelite*. Diese Amphibolperidotite weisen einen reichlichen Biotitgehalt auf und stellen somit Übergangsglieder zu den Glimmerperidotiten dar. Daneben führen sie auch rhombischen Augit.

4. Art: *Glimmerperidotite*. Die Glimmerperidotite bestehen in der Hauptsache aus Olivin und Biotit, wozu sich gelegentlich noch etwas Hornblende oder ein Augit gesellt. Hier war der Grad der Abkühlungsgeschwindigkeit und der partiellen Druckentlastung offenbar ein noch grösserer als bei den Amphibolperidotiten, was schon aus der relativ häufigen porphyrischen Struktur hervorgeht. Besonders charakteristisch für diese Gesteine ist der hohe Kaligehalt. Manche Arten von Glimmerperidotiten stehen im geologischen Verband mit paragenen Gesteinen (Alkaligesteinen). Sie erweisen sich dadurch als typische Übergangsglieder von orthogenen zu paragenen und hypogenen Peridotiten. Diese Auffassung wird ferner noch verstärkt durch das gelegentliche Auftreten von Glasresten, ja sogar von *Melilith* in einzelnen Abarten, wie sie z. B. in der Gegend von Syracuse vorkommen.

3. Ordnung: Orthopyroxenite (Enstatit- und Diopsidzone)

Wir fassen in dieser Ordnung diejenigen Gesteine zusammen, die aus rhombischen oder monoklinen Pyroxenen oder einem Gemenge der beiden bestehen. In ganz reinem Zustande würde es sich also teils um Bronzite oder Hypersthenite, teils um Diopsidite oder Diallagite handeln; doch dürften derartige Vorkommen äusserst selten sein. Meist sind beide Pyroxene miteinander vermengt, oder das Gestein enthält ausserdem noch Olivin, Feldspäte oder Hornblende.

Genetisch stellen diese Gesteine die natürliche Kristallisationsfolge des Magmas nach der Olivinausscheidung dar. Je vollkommener und ruhiger die Olivinausscheidung von statten ging, umso vollständiger wird infolgedessen, wie früher gezeigt wurde, die Ausscheidung des rhombischen Pyroxens erfolgen. Die rhombischen Pyroxenite sind daher der katorthogenen Reihe zuzuordnen. Vollzieht sich die Abkühlung rascher, und wird durch Bewegungen im Magma die Olivin-Enstatitumwandlung begünstigt und ferner die Enstatitausscheidung in die Diopsidzone verschleppt, so wird vorzugsweise Diopsid oder Diallag auftreten. Die Diopsid- und Diallagpyroxenite müssen daher unter meso- und eporthogenen Bedingungen entstanden sein. Typisch eporthogen sind die Hornblendite, bei deren Entstehung partielle Druckentlastung eine Rolle spielte.

I. Unterordnung: Katorthopyroxenite

1. Familie: *Bronzite und Hypersthenite*. Wir rechnen zu dieser Familie alle Pyroxenite, die in der Hauptsache aus einem rhom-

bischen Pyroxen bestehen; daneben führen diese Gesteine meist etwas Feldspat, Olivin oder Hornblende. Im allgemeinen zeigen diese Gesteine den gleichen starken Magnesiaüberschuss wie die Dunite und Harzburgite.

II. Unterordnung: Mesorthopyroxenite

1. Familie: *Websterite*. Diese Gesteine stellen ein Gemenge von rhombischem Pyroxen und Diopsid dar. Chemisch unterscheiden sie sich von den rhombischen Pyroxeniten durch den beträchtlichen Kalkgehalt, der den Gehalt an FeO meist übersteigt.

2. Familie: *Diallagite*. Gesteine aus reinem Diallag oder Diopsid bestehend scheinen selten zu sein.

III. Unterordnung: Eporthopyroxenite

Ganz reine Repräsentanten dieser Unterordnung stellen eigentlich nur die Hornblendite dar, während die anderen hierher gehörigen Gesteine nichts anderes als pyroxenhaltige Zwischenglieder zwischen den Hornblenditen einerseits und den Wehrliten, Lherzoliten und anderen Peridotiten andererseits sind. Die Hornblende ist bei den meisten Gesteinen dieser Unterordnung ein wesentlicher Bestandteil, der für ihre eporthogene Entstehungsart bezeichnend ist.

1. Familie: *Ariégite*. Diese Gesteine werden in der Hauptsache aus Diallag und Bronzit mit wechselnden Mengen von Hornblende, Spinell und Granat sowie etwas Olivin oder Diopsid aufgebaut. Besonders charakteristisch für sie ist der hohe Tonerdegehalt. Sie treten im geologischen Verband mit Lherzoliten auf.

2. Familie: *Koswite*. Die Koswite sind olivinhaltige Pyroxenite, die in der Hauptsache einen diopsidischen Pyroxen und daneben etwas Hornblende, Spinell und reichlich Magnetit in sideronitischer Struktur führen. Sie treten im Ural im Verband mit Gabbrotypen und normalen Pyroxeniten auf.

3. Familie: *Hornblendite*. Diese Gesteine führen neben fast ausschliesslicher Hornblende nur wenig Biotit, Pyroxen oder Olivin, wobei in den Hornblendeindividuen öfters Pyroxenkerne enthalten sind. Man trifft sie häufig mit Gabbros und Dioriten vergesellschaftet und zwar meistens oder fast ausschliesslich in Gangform.

4. Familie: *Orthopyroxenitschizolithe*. Hierher gehörige Ganggesteine dürften wohl häufiger vorkommen, als man sie in der Literatur angegeben findet. So erwähnt ROSENBUSCH¹⁾ als Beispiel eines Pyroxenites in granitporphyrischer Ausbildung einen Websteritpor-

¹⁾ Rosenbusch Elemente 1910. S. 261.

phyr aus Tasmanien, der allerdings ganz chloritisiert und serpentiniert sei. Ein typisches Gestein dieser Art ist ferner der Garéwait vom Berg Tilai, Ural.

Das Gestein bildet einen Gang und enthält Einsprenglinge von Diopsid, die in einer Grundmasse von Olivin, Augit, kaolinisiertem Labradorit, grünem Spinell und Magnetit eingelagert sind.

4. Ordnung: Orthogabbros (Labradorit- und Nephelinzone)

Wie oben gezeigt wurde, vollzieht sich unter orthogenen Bedingungen der Verlauf der magmatischen Erstarrung nach Abscheidung der Peridotite und Pyroxenite derart, dass Plagioklase bzw. Gemenge von Plagioklasen und Pyroxenen auskristallisieren. Der Umstand, dass die Ausscheidung von Enstatit-Diopsidmischkristallen in Gegenwart von reaktionsfähiger Kieselsäure vor sich geht, verhindert die Bildung von Nephelin in diesem Stadium.

An Hand des Konzentrationstetraeders für das Vierstoffsystem Anorthit-Diopsid-Nephelin-SiO₂ lassen sich die Kristallisationsbahnen einiger Konzentrationspunkte verfolgen. Wir sehen, dass die Umwandlung Olivin-Enstatit sich nicht nur in der Weise äussert, dass die zurückbleibende Schmelze mehr oder weniger reich an Kieselsäure ist, sondern dass ausserdem die Schmelze sich auch so verhält, als ob eine Änderung in der Konzentration der einzelnen reaktionsfähigen Molekülgruppen eingetreten sei. Überschuss an Kieselsäure ruft den Effekt hervor, als sei der Konzentrationspunkt unserer Schmelze von der Diopsidecke weggerückt und nach der Anorthitecke verschoben. Mangel an Kieselsäure hat dagegen gerade den entgegengesetzten Effekt. Es hängt dies damit zusammen, dass im ersten Falle der Kalk vorwiegend zur Anorthitbildung verwendet wird, im zweiten Falle jedoch sich vorwiegend Diopsid bildet. Je nach der relativen Menge der vorhandenen Kieselsäure müssen also zwischen diesen beiden Extremen alle möglichen Zwischenstadien eintreten können.

Bei gewissen Verhältnissen wird die Kristallisationsfolge lauten: Olivin, Enstatit, Plagioklas und die Gesteinsfolge: Dunit-Bronzilit-Anorthosit. War jedoch die Abscheidung des Olivins ursprünglich keine so vollkommene, so wird auch der Kieselsäureüberschuss in der restierenden Schmelze kein so erheblicher sein. In diesem Falle wird also zuerst Diopsid oder Diallag ausgeschieden werden und hierauf ein Gemenge von Diallag und Plagioklas. Die Kristallisationsfolge

des Magmas wäre also in diesem Fall: Olivin-Enstatit-Diopsid-Plagioklas. Da die mangelhafte Abscheidung des Olivins auf Bewegungen oder Strömungen im Magma und damit verbundene Durchmengungen der Kristalle zurückzuführen ist, so werden wir hier keine oder nur wenige monomineralische Gesteine antreffen, sondern es werden sich ergeben: als Erstausscheidung Harzburgite, Wehrlite oder Lherzolithite, als zweite Websterite, Diallagite, Ariégite u. s. w. und als dritte Norite oder Gabbros.

Die Gesteine der Labradoritzzone sind in der Hauptsache gekennzeichnet durch die Ausscheidung eines basischen Plagioklases. Während in der katorthogenen Reihe eine vollendete, reine Abtrennung des basischen Feldspates erfolgt, finden wir bei Annahme der orthogenen Entstehungsbedingungen diese reine Trennung mehr und mehr verschleiert. Der basische Feldspat tritt nicht mehr allein auf, sondern er findet sich vergesellschaftet sowohl mit saureren Feldspäten als auch mit femischen Mineralien. Wir haben gesehen, dass die Ausscheidung des Anorthits in der Kristallisationsfolge in naher Beziehung zur Ausscheidung von Pyroxen steht. Enstatit geht dem Anorthit unmittelbar voraus, während Diopsid ihm nachfolgt. Vollendete Abseigerung des Anorthits oder des Labradorits führt zur Entstehung von Anorthositen. Nur in den seltensten Fällen zeigen uns jedoch natürliche Vorkommen eine derartig ideale Seigerung. Meistens wird das Gestein immer noch Spuren der vorausgegangenen Kristallisationsprodukte aufweisen, als welche Olivin und rhombische Pyroxene in Betracht kommen. Dabei wirft sich nun die Frage auf, ob diese Bestandteile lediglich zufällige Beimischungen, d. h. also Verunreinigungen des Seigerungsproduktes oder eine im Verlauf der Kristallisationsfolge auftretende, physikalisch-chemisch bedingte und gesetzmässig zusammengesetzte Kombination darstellen. Im ersten Falle würde es sich bei diesen Beimischungen um Kristalle handeln, die wir als „verschleppt“ bezeichnen können; sie sind einfach nicht genügend abgeseigert worden und daher im Erstarrungsprodukt zurückgeblieben. Meistens ist dies der Fall, soweit der Olivin in Frage kommt, da dessen Ausscheidung schon vor derjenigen des Enstatits liegt, er somit in der Regel kein Eutektikum mit Anorthit bilden wird. Allerdings zeigt uns das Konzentrationstetraeder des Systems Forsterit-Anorthit-Diopsid-SiO₂, dass ein Eutektikum Anorthit-Olivin ebenfalls möglich ist.

Es kann jedoch nur bei solchen Mischungen auftreten, die verhältnismässig arm an freier oder reaktionsfähiger Kieselsäure sind. So kieselsäurearm können jedoch nur Magmen sein, bei denen der

zuvor ausgeschiedene Olivin weitgehend in Enstatit umgewandelt worden ist, also Entstehungsbedingungen vorlagen, die zu paragenen Gesteinen führen müssen. Die in der Natur durchwegs auftretende Kristallisationsfolge zeigt uns jedoch unzweideutig, dass der Ausscheidung des Olivins die Enstatitbildung folgt. Von da trifft eine Kristallisationsbahn die Fläche der eutektischen Erstarrung von Olivin mit einem Mischkristall Enstatit-Diopsid. Hierauf führt uns dann die Kristallisation auf die ternäre Raumkurve, die einer ternären eutektischen Abscheidung von Olivin, Pyroxen und Anorthit entspricht. Aber auch dieser Verlauf entspricht nicht den orthogenen Bedingungen, mit denen wir zu rechnen haben. Er findet nur statt, wenn wir bleibende Gegenwart des Olivins voraussetzen.

Findet jedoch ständig eine Abseigerung des Olivins statt, wie dies unter idealen orthogenen Bedingungen der Fall sein muss, so wird die zurückbleibende Schmelze mehr und mehr sich in der Richtung des zunehmenden Quarzes verändern. Die Kristallisationsbahn muss eine Richtung einschlagen, welche zum ternären Eutektikum Pyroxen-Anorthit-SiO₂ führt, wo die Abscheidung der überflüssigen Kieselsäure erfolgt. Gleichzeitiges Auftreten von Olivin und Anorthit im Gesteinsgewebe ist also unter orthogenen Bedingungen normalerweise nicht möglich. Tritt Olivin dennoch auf, so kann er nur als verschlepptes Produkt gedeutet werden.

Durch die Ausscheidung des Olivins einerseits und das Eintreten der Alkalien in die Reaktionszone andererseits haben wir dann nicht mehr mit dem quaternären System Olivin-Anorthit-Diopsid-SiO₂ zu rechnen, sondern mit dem quaternären System Pyroxen-Anorthit-Nephelin-SiO₂.

Wie beim vorhin besprochenen System, so werden wir uns auch hier zunächst über den Ausgangspunkt der Kristallisationsbahn klar werden müssen. Die Frage, ob die primär ausgeschiedenen Kristalle vollständig abgeseigert wurden oder sich durch Verbleiben in der Schmelze weiterhin an den Kristallumwandlungen beteiligen konnten, spielt auch hier eine kategorische Rolle. Fand in der Temperaturzone des Enstatits vollkommene Entfernung dieses Minerals aus der Schmelze statt, so werden wir in der Folge nur noch eine annähernd reine Diopsidausscheidung vorfinden. War die Trennung keine völlige, so werden sich statt dessen Mischkristalle von rhombischen und monoklinen Pyroxenen einstellen, deren Tiefengesteinsform durch den Diallag gegeben sein dürfte.

Dieser ist aus feinen Lamellen von rhombischem und monoklinem Pyroxen aufgebaut und muss daher als eutektoide Umwand-

lung eines nur bei höherer Temperatur beständigen Mischkristalles aufgefasst werden. Die unzersetzte Form des Diallags stellen die in vielen Diabasen vorkommenden Enstatit- oder Magnesiumdiopside dar. Durch rasche Abkühlung wurde bei diesen die peritektische Umwandlung unterdrückt und der ursprüngliche Mischkristall blieb erhalten. Beim Diallag dagegen herrschten während der Bildung orthogene Bedingungen vor, d. h. die Abkühlung war so langsam, dass die peritektische Reaktion vollkommen zur Auswirkung gelangen konnte.

Haben wir es also mit nicht vollkommen idealen abyssischen Erstarrungsbedingungen zu tun, d. h. die Abseigerung der Pyroxene war keine völlige, so bleiben die letzteren mehr oder weniger vollständig in der erstarrenden Schmelze verteilt und nehmen auch an den weiteren Erstarrungsvorgängen teil. In diesem Falle wird unsere Kristallisationsbahn von der Pyroxenecke aus verlaufen und dann zunächst auf die Fläche eutektischer Ausscheidung von Pyroxen und Plagioklas auftreffen.

Abweichend davon gestaltet sich der Kristallisationsverlauf unter k a t o r t h o g e n e n Verhältnissen. Hier ist die Abseigerung eine vollkommene und die ausgeschiedenen Kristalle können an weiteren Gleichgewichtsverschiebungen in der Schmelze daher nicht teilnehmen. In dem Augenblick also, da unsere Schmelze in das Stadium eintritt, wo auch die Alkalien reaktionsfähig werden, wird die Kombination der reagierenden Molekülgruppen eine durchaus andere sein. Bei weiterer Abkühlung wird sich primär Plagioklas ausscheiden (Anorthosite) und von hier trifft dann die Kristallisationsbahn erst auf die Fläche der eutektischen Erstarrung von Plagioklas und Pyroxen. Die gleichzeitig, aber meist nur in geringen Mengen auftretenden rhombischen Pyroxene bestätigen uns, dass wir es mit langsamen Abkühlungsbedingungen zu tun hatten. Sonst hätten keine reinen rhombischen Pyroxene, sondern nur Mischkristalle von rhombischem und monoklinem Pyroxen auftreten können. Diese rhombischen Pyroxene müssen als verschleppte Produkte aufgefasst werden. Wie leicht eine solche Verschleppung eintritt, zeigt uns die ganze anorthositive Reihe, die sowohl in den Zwischengliedern der Mangerite als auch in ihrem Endglied, dem Hypersthengranit, verschleppten rhombischen Pyroxen aufweist.

Wiederum anders vollzieht sich der Kristallisationsverlauf unter e p o r t h o g e n e n Bedingungen. Hier sind die Möglichkeiten für Abseigerung des rhombischen Pyroxens noch mehr beschränkt als in der mesorthogenen Reihe. Die Kristallisationsbahn wird daher auch

hier von der Pyroxenecke ausgehen, aber infolge der rascheren Abkühlung wird auch die Abscheidung basischer Feldspäte zurückgedrängt. Hier stellen sich natürlich Unterschiede ein, je nachdem die raschere Abkühlung in einem früheren oder späteren Stadium einsetzte. Je früher sie eintrat, um so lamprophyrischer wird der Charakter des entstehenden Gesteins, da eine umso grössere Menge von Pyroxenen mit den sich ausscheidenden Feldspäten vermenget bleibt. Tritt die Abkühlung etwas später ein, so kann noch ein Teil der Pyroxene in Form von Pyroxeniten abgeseigert werden, aber die Feldspäte in dem nun folgenden Gabbrostadium werden umso saurer; ja es kann sogar bereits zur teilweisen Bildung von Orthoklas kommen (Orthoklasgabbros). Die Kristallisationsbahn wird also zu Gesteinen von mehr oder weniger syenitischem Charakter hinführen (Syenitdiorite) und, wenn in dem darauffolgenden Stadium die zurückbleibende Schmelze Gelegenheit hat, langsam zu erstarren, so können sich nunmehr auch die Feldspäte verhältnismässig rein ausscheiden, und es entstehen Syenite, bevor das Stadium der graniteutektischen Erstarrung erreicht ist.

Ein typisches Beispiel für einen Differentiationsverlauf, bei dem schon frühzeitig eporthogene Bedingungen eintraten, stellen die Gesteine der Cortlandt-Series vom Prospect Hill, Connecticut, dar.¹⁾

Bezeichnend ist das durchwegs starke Hervortreten der Hornblende und des Glimmers, schon in den basischsten Gesteinen. Es folgen hier ein Amphibolperidotit und ein Glimmerhornblendit, worauf Eporthogabbros, bzw. Hornblendenorite und -gabbros folgen. Das letzte Glied, der Hornblendediorit, enthält Brocken von Gabbro und Norit eingeschlossen. Dies deutet zweifellos darauf hin, dass hier Wiedereinschmelzungen stattgefunden haben, denen jedenfalls auch die Orthoperidotit- und Orthopyroxenitschizolithe ihren Ursprung verdanken. Durchwegs müssen also bei allen Gliedern dieser Reihe eporthogene Bedingungen geherrscht haben, die zum Auftreten von pernativer Hornblende und pernativem Glimmer führten.

Ausser diesen eporthogenen Gesteinen, zu denen auch noch ein nicht analysierter Olivinhypersthengabbro gehört, der jedoch eher einem Lherzolith entspricht, kommen in dieser Gegend noch eine Reihe von Gesteinen vor, die der mesorthogenen Reihe zuzurechnen sind. So tritt fast nur aus reinem Diallag bestehender Diallagit auf.

Auch ein nur aus Labradorit und Diallag, mit sehr wenig Glimmer und Hornblende, bestehender Gabbro wäre dazu zu rechnen.

¹⁾ W. H. Hobbs. On two new occurrences of the Cortlandt-Series of rocks within the State of Connecticut. Rosenbusch-Festschrift 1906. S. 25.

Wir sehen also, dass neben der eporthogenen gleichzeitig auch teilweise eine mesorthogene Differentiation stattgefunden hat, wodurch wiederum die Tatsache bestätigt wird, dass in der gleichen Lokalität und auf geringe Entfernungen hin die physikalischen Entstehungsbedingungen so verschiedene sein können, dass gleichzeitig verschiedene Entwicklungsmöglichkeiten gegeben sind. Niemals findet in der Natur die Gesteinsbildung nur im Sinne einer einzigen Reihe statt, sondern im Verlauf der Kristallisation wird immer ein Hinüberneigen zu einer der benachbarten Differentiationsreihen zu verzeichnen sein. Im vorliegenden Falle haben wir so einerseits eine eporthogene Entwicklung von Amphibolperidotiten und Lherzoliten über Hornblendite zu Hornblendegabbros und -noriten, andererseits einen mesorthogenen Verlauf von Diallagiten zu normalen Gabbros, Noriten und Dioriten.

Als Abschluss des Erstarrungsvorganges treten in diesem Gebiet porphyrtartige Granodiorite auf, die in einer Grundmasse von Plagioklas, Quarz und Biotit grosse Einsprenglinge von Orthoklas führen.

I. Unterordnung: Katorthogabbros

1. Familie: *Anorthosite*. Die Anorthosite müssen entsprechend den vorigen Ausführungen als reine Plagioklasausscheidungen betrachtet werden, die unmittelbar auf die Ausscheidung des Olivins und eines rhombischen Pyroxens folgten. Bemerkenswert ist die im allgemeinen ausserordentlich grosse Übereinstimmung der Feldspatzusammensetzung dieser Gesteine aus den verschiedensten Gegenden der Welt. Der Durchschnittsfeldspat schwankt in der Regel zwischen einem Labrador und Labradorandesin. Nur vereinzelt trifft man basischere Abarten, die sich dem Bytownit und saurere, die sich dem Andesin nähern. Die dunklen Gemengteile spielen eine ganz untergeordnete Rolle und können nur als Verunreinigungen aufgefasst werden. Auffällig ist, dass bei der Mehrzahl der Anorthosite die Kieselsäure nicht völlig zur Bildung von Alkalifeldspäten ausreicht. Bei der geringen Menge von Femoxyden genügt es in vielen Fällen auch nicht, den Kieselsäuremangel durch die Bildung von Orthosilikaten (Olivin) zu erklären.

Besonders deutlich tritt dies beim Anorthosit von Encampment und vom Traversellital zu Tage. Für den letzteren ist ROMBERG¹⁾ sogar geneigt, einen Analysenfehler anzunehmen. Offenbar handelt es sich jedoch hier tatsächlich um die Gegenwart des Nephelinmoleküls,

¹⁾ Predazzo und Monzoni Abh. Kgl. Pr. Ak. W. Berlin, 1904. 61.

das in fester Lösung, wahrscheinlich in der triklinen Modifikation als Carnegieit, im Anorthit enthalten ist. Die Existenz solcher Mischkristalle wurde von BOWEN²⁾ nachgewiesen und ergibt sich aus dem von ihm aufgestellten binären System Nephelin-Anorthit.

Der Anorthosit von Altamont wird als Übergangsgestein zu Augitsyenit bezeichnet. In der gleichen Weise wäre wohl auch der „Andesinfels“ von Fosse bei Bergen aufzufassen, wie auch der „Oligoklasit“ von Presten. Die Entstehung derartig ausserordentlich saurer Gesteine innerhalb basischer Massive ist offenbar an besondere lokale Bedingungen geknüpft, derart, dass stellenweise eine grössere Menge saurer Schmelze schlierenartig zwischen den ausgeschiedenen Kristallen zurückblieb oder vor der völligen Verfestigung hineingepresst wurde. Man wird hier die Beobachtungen BOWENS verwenden können, die er gelegentlich des Studiums des Systems Diopsid-Albit-Anorthit gemacht hat.³⁾ Das System wurde früher bereits besprochen und dabei ausgeführt, dass bei einer feldspatreichen Plagioklas-Diopsidmischung sich zunächst ein ziemlich konstant bleibender basischer Plagioklas ausscheidet, bis die gleichzeitige Kristallisation von Diopsid und Plagioklas einsetzt. Werden dabei die ausgeschiedenen Plagioklaskristalle ständig aus der Lösung entfernt, wie wir dies bei der orthogenen Gesteinsbildung annehmen müssen, so resultiert gegen Ende ein erheblich saurerer Feldspat, als wenn die Kristalle in der Schmelze belassen werden und den Charakter einheitlicher Mischkristalle annehmen können. Solche sauren Feldspatpartien treten nun öfter auch schlierenartig in Gabbrogesteinen auf, so z. B. in dem Gabbro von Jablanica in der Herzegowina.⁴⁾ Besonders auffällig ist dabei das fast vollständige Fehlen von Kali, was zu der Annahme berechtigt, dass die Erstarrung des Oligoklasits jedenfalls sehr langsam von statten ging und noch vor Eintritt in die Orthoklaszone erfolgte.

2. Familie: *Forellensteine*. Die Forellensteine bilden einen Übergang von den Anorthositen zu den Noriten und Gabbros. Von der Noritseite her nähern sich ihnen die Olivinnorite. Der Mineralbestand der Forellensteine beschränkt sich auf die Kombination basischer Plagioklas und Olivin. Pyroxene fehlen fast vollständig, was diese Gesteine, neben der eigenartigen gefleckten Erscheinung, von den Olivinnoriten und Olivinabbros unterscheidet.

²⁾ N. L. Bowen, Am. J. Sc. 1912, 33. 551.

³⁾ Z. anorg. Chem. Bd. 94. S. 23 (1916).

⁴⁾ von John, a. Jahrb. kk. Geol. Reichsanst. 38. 1888. Analysen bei Osann II 546/48.

Die Entstehungsweise der Forellensteine ist offenbar auf eine mangelhafte Seigerung zurückzuführen, wobei die Olivinknoten als aus einem früheren Kristallisationsstadium verschleppte Produkte zu deuten sind.

II. Unterordnung: Mesorthogabbros

1. Familie: *Norite*. Die reinen Norite stellen ein Produkt unvollkommener Seigerung zwischen der Enstatit- und Labradoritzone dar. Während wir also bei den katorthogenen Anorthositen eine recht vollständige Abtrennung der einzelnen Kristallisationsstadien vorfinden, weil dort vollendete abyssische Bedingungen, d. h. grösste Ruhe und sehr langsame Erstarrung vorherrschten, finden wir in der mesorthogenen Reihe mehr und mehr eine Verwischung der Grenzen zwischen den einzelnen Zonen und häufigeres Auftreten verschleppter Minerale. So treten in dieser Reihe Harzburgite, Olivinnorite und Norite meist in engster Verbindung auf und lassen sich, wie im Harzburger Gabbromassiv, als schlierenartige, ganz allmählich ineinander übergehende Vorkommen erkennen.

War die Erstarrung besonders unruhig verlaufen, so musste auch die Seigerung umso unvollständiger werden, was zu dem Auftreten von Olivin als verschlepptem Produkt in den Noriten führte. Wir unterscheiden daher in dieser Familie zwei Arten, nämlich eigentliche Norite und Olivinnorite.

Die *Norite* zeigen eine starke Neigung, durch Anwachsen der femischen Bestandteile einen lamprophyrischen Charakter anzunehmen. Ganz allmählich gehen sie in Olivinnorite, Forellensteine oder Harzburgite über. Diese schlierigen Vorkommen bestätigen wiederum die Annahme, dass sowohl die rhombischen Pyroxene, als auch der Olivin in den Olivinnoriten lediglich verschleppte Produkte sind.

Olivinnorite. Die Olivinnorite stellen einerseits ein Übergangsglied zu den Forellensteinen, anderseits zu den Harzburgiten dar. Im ersten Falle wird ihr Charakter anorthositisch, im zweiten Falle lamprophyrisch.

Das Projektionsfeld der Olivinnorite deckt sich zum Teil mit demjenigen der gewöhnlichen Norite. Anderseits finden sich aber auch Gesteine, deren Orte nach der basischen Seite des Projektionsfeldes hin verschoben erscheinen. Gesteine von lamprophyrischem Charakter leiten zu den Harzburgiten hinüber, solche mit wachsendem Anorthitgehalt zu den Forellensteinen und Anorthositen.

2. Familie: *Gabbros*. Die charakteristische Zusammensetzung der eigentlichen Gabbros wird gekennzeichnet durch die Mineralkombination Diallag und Labradorit. Meistens findet man jedoch im Gesteinsgewebe auch Minerale, die nur durch Verschleppung hineingelangt sein können. Durch Hinzutreten rhombischer Pyroxene gehen die Gabbros in Norite oder sogar in Wehrlite über. Gegenwart von Olivin führt zu den Olivingabbros. Hornblendeführende Abarten gehören in die eporthogene Reihe, ebenso orthoklashaltige. In der mesorthogenen Reihe unterscheiden wir nur zwei Arten, nämlich die eigentlichen Gabbros und die Olivingabbros.

Bei der Projektion der *Gabbros* fällt uns in erster Linie die Tatsache auf, dass sich die Gesteinsorte auf einer engen Fläche zusammenschart. Diese überaus grosse Konstanz in der chemischen Zusammensetzung von Gabbros aus den verschiedensten Gegenden der Erde gibt uns in überzeugender Weise zu verstehen, dass die normalen Gabbros keineswegs ein zufälliges Mischprodukt, sondern ein physikalisch chemisch bedingtes, eutektisches Gemenge von Pyroxen und Plagioklas darstellen. Durch Zunahme von Alkali und gleichzeitiger Abnahme des Anorthitradikals gehen die Gabbros in die Diorite über. Abnahme des Gesamtfeldspates führt zu lamprophyrischen Produkten. Ein hübsches Beispiel der gabbroiden Differentiation stellt der gebänderte Gabbro von Druim an Eidhne auf der Insel Skye dar. Während die hellen Bänder einem normalen Gabbro, bestehend aus Labradorit, Diallag und Uralit, entsprechen, bestehen die dunklen hauptsächlich aus Augit mit wenig Labradoritbeimengung. Die ultrabasische Schliere endlich ist ausschliesslich aus Augit und Magnetit zusammengesetzt.

Ein besonders charakteristisches Mineral für die Gabbrogesteine ist der Diallag. Dieser steht seiner Zusammensetzung nach ganz am Ende der diopsidischen Pyroxene und führt zu den gemeinen Augiten hinüber, ein Zeichen dafür, dass in diesem Kristallisationsstadium die Ausscheidungszone des Augits eben erreicht ist, die ihre Hauptentwicklung im Stadium der Diorite erhält. Gemeiner Augit kommt sowohl in den Gabbros als auch in den Noriten gelegentlich vor, und eine nähere Untersuchung dürfte uns wertvolle Aufschlüsse über den Kristallisationsverlauf bei den rhombischen, diopsidischen und augitischen Pyroxenen liefern. Die häufige, äusserst feine lamellare Verwachsung von rhombischem Pyroxen und Augit im Diallag deutet darauf hin, dass hier ein eutektoider Zerfall eines nur bei höherer Temperatur beständigen Mischkristalls vorliegt. Im Stadium der Ausscheidung besteht also der Diallag sehr wahrscheinlich aus einem

homogenen Mischkristall von Augit und rhombischem Pyroxen, der jedoch nach der Erstarrung bei einer tieferen Temperatur zerlegt wird. Diese eutektoide Zerlegung braucht natürlich, wie jede derartige Reaktion eine gewisse Zeit und kann durch raschere Abkühlung völlig unterdrückt werden. So ist es sehr wohl möglich, dass diejenigen Diabase, die die Lamellierung nicht zeigen, lediglich durch raschere Abkühlung entstanden sind und uns somit den Mischkristall im ursprünglichen Zustande darstellen. Auch die von WAHL untersuchten Enstatitaugite vieler Diabase dürften nichts anderes sein als derartige Mischkristalle, deren eutektoider Zerfall durch rasche Abkühlung gänzlich unterdrückt wurde.

Vergleichen wir das Projektionsfeld der Gabbros mit demjenigen der Norite, so finden wir zwischen beiden eine sehr grosse Übereinstimmung. Auch die Olivingabbros bedecken das gleiche Feld, nur scheinen sie etwas mehr nach der basischen Seite hinüberzuneigen. Diese auffällige Gleichmässigkeit der gabbroiden und noritischen Zusammensetzung ermöglicht uns denn auch, den Punkt der beginnenden Gabbrobildung mit grosser Genauigkeit festzulegen. Er liegt auf einer Fläche, auf der sich die Kurve der eutektischen Ausscheidung von Pyroxen und Plagioklas unter allmählichem Saurerwerden des letzteren hinzieht. So nimmt das eutektische Gemenge allmählich den Charakter von Gabbrodioriten und Dioriten an, in vollkommen analoger Weise, wie dies BOWEN¹⁾ bei der Untersuchung des ternären Systems Diopsid-Anorthit-Albit für die von ihm Haplobasalt und Haplodiorit genannten Mineralgemenge nachgewiesen hat.

In unserem Konzentrationstetraeder entspricht dieses ternäre System der Halbierungsfläche $An-n-Ab$ und die Quarznormale unserer Projektionsfläche ist nichts anderes als die vertikale Projektion dieses Systems auf die Basis des Tetraeders. Betrachten wir nun die Projektion der Gabbrogesteine, so sehen wir, dass sich ihre Kristallisationsbahn in unmittelbarer Nachbarschaft der Quarznormalen entlang zieht bis zu dem Gesteinsort, der ungefähr dem Übergang zu den Gabbrodioriten und Dioriten entspricht. Mit anderen Worten heisst das, dass die Gabbroausscheidung tatsächlich mit grosser Annäherung durch das ternäre System Diopsid-Albit-Anorthit dargestellt werden kann und somit die experimentelle Untersuchung in diesem Falle den natürlichen Verhältnissen äusserst nahe kommt. Von da aus weicht dann die über die Diorite führende natürliche Kristalli-

¹⁾ N. L. Bowen. The Crystallization of Haplobasaltic, Haplodioritic and related Magmas. *Am. J. Sci.* (4), 40, 161—185 (1915) und: Das ternäre System: Diopsid-Anorthit-Albit. *Z. anorg. Chem.* 94, 23—50 (1916).

sationsbahn von der Quarznormalen ab, indem sie zu den Granodioriten führt. Diese Verhältnisse können also nicht mehr durch das ternäre System Diopsid-Albit-Anorthit dargestellt werden, und BOWEN'S Haplodiorite stimmen daher nicht in der gleichen Masse mit den natürlichen Dioriten überein, wie seine Haplobasalte. Die Haplodiorite entsprechen eher den natürlichen Syeniten, Mangeriten und Monzoniten, nur dass bei ihnen der Orthoklas durch Albit ersetzt wird. Dieser Umstand wird dadurch bedingt, dass bei dem natürlichen Kristallisationsverlauf nach dem Ausscheiden der Gabbros auch die Kieselsäure eine massgebende Rolle spielt. Das Stadium der Dioritausscheidung kann also nur durch das quaternäre System Pyroxen-Albit-Anorthit-Kieselsäure dargestellt werden.

Olivingabbros. Die Olivingabbros sind Mischprodukte, die durch Verschleppung von Olivin in die Labradoritzone entstanden sind. Gewöhnlich sind gleichzeitig auch rhombische Pyroxene zugegen, deren Überhandnahme zu Olivinnoriten führt.

Wir sehen, dass das Projektionsfeld der Olivingabbros sehr nahe mit demjenigen der normalen Gabbros übereinstimmt; nur zieht es sich mehr nach der basischen Seite hin, entsprechend dem höheren Gehalt an femischen Bestandteilen, der durch die Gegenwart von Olivin bedingt wird. In Zusammenhang damit steht die im allgemeinen etwas geringere Gesamtfeldspatmenge; nur ausnahmsweise nähern sich diese Gesteine durch starkes Anwachsen des Anorthitgehaltes dem anorthositischen Charakter.

III. Unterordnung: Eporthogabbros

Dem Charakter der Epireihe entsprechend umfasst diese Unterordnung alle diejenigen Gesteine der Labradoritzone, deren Entstehungsbedingungen schon recht weit von den idealabyssischen abweichen, ohne jedoch bis zu einem paragenen Grade gediehen zu sein. Bei den Gabbros macht sich dies dadurch geltend, dass durch Störung der ruhigen Kristallisation, namentlich durch plötzliche Druckentlastung, die fluide Phase einen starken Anteil an der Mineralbildung nimmt. Dadurch treten an Stelle der Pyroxene Kristalle der Hornblende- und Glimmergruppe. Tritt Hornblende als primärer Bestandteil auf, so erhalten wir Hornblendegabbros. Glimmerbildung scheint meistens auch eine gleichzeitige Ausscheidung von gewöhnlichem Augit zur Folge zu haben, neben der Bildung von saureren Plagioklasen. Demzufolge entstehen dann Gabbrodiorite. Unter anderen Verhältnissen kann jedoch der Kaligehalt der beigemengten sauren

Schmelze auch zur Bildung erheblicher Mengen von Orthoklas und demzufolge von Orthoklasgabbro führen.

In verschärftem Masse machen sich die eporthogenen Bedingungen geltend bei denjenigen Gesteinen, die der Ganggefölgenschaft oder den Randzonen der Massive entsprechen. Feines Korn oder porphyrische Struktur, ferner reichlich Hornblende oder Glimmer im Gewebe sind ihre Kennzeichen.

Entsprechend den verschiedenen Entstehungsbedingungen, auf welche die Gesteine dieser Unterordnung hindeuten, trennen wir sie in die Familien der Hornblendegabbros, Orthoklasgabbros und Orthogabbroschizolithe.

1. Familie: *Hornblende- und Biotitgabbros*. Voraussetzung für die Einreihung der Gesteine in diese Familie ist die Gegenwart von zweifellos primärer Hornblende oder pernativem Glimmer. Hornblende ist meist bräunlichgrün bis tiefbraun gefärbt. Die häufige Verwachsung derselben mit Diallag deutet darauf hin, dass während der Kristallisation des letzteren ein Wechsel der Entstehungsbedingungen zu eporthogenem Charakter stattgefunden hat.

2. Familie: *Orthoklasgabbros*. Gabbrogesteine, deren Orthoklasgehalt so erheblich ist, dass er ihre Einreihung in diese Familie rechtfertigt, scheinen verhältnismässig selten zu sein. Wir stellen daher auch die „Orthoklasgabbrodiorit“ genannten Gesteine hierher. Weit häufiger wird Kali durch den Biotit aufgenommen. Es ist dies ein deutliches Zeichen dafür, dass die physikalischen Entstehungsbedingungen von massgebenderem Einfluss auf den Charakter des Gesteins sind, als die chemische Zusammensetzung; ein weiterer Beweis dafür, wie unvollkommen eine Klassifikation vom rein chemischen Standpunkte aus bleiben muss.

Ganggesteine. Ausser den Massengesteinen, die unter eporthogenen Bedingungen entstanden sind, finden wir noch eine grosse Anzahl von Vorkommen, die in Form von Gängen oder als Faziesausbildungen auftreten. ROSENBUSCH fasst sie als *G a n g g e s t e i n e* zusammen, eine Bezeichnung, die seit jeher vielfach umstritten worden ist. In der Tat haben diejenigen gar nicht so unrecht, die die Ganggesteine ironisch als solche bezeichnen, die niemals in Gängen auftreten. Fraglos ist der Ausdruck auch nicht glücklich gewählt; denn er muss unwillkürlich zu einer Verquickung des geologischen mit dem petrographischen Begriff eines Ganges führen.

RINNE hat daher den Begriff der *S p a l t u n g s g e s t e i n e* oder *Schizolithe* eingeführt, wobei er allerdings die *Plutonitporphyre*, das sind ROSENBUSCH's granitporphyrische Ganggesteine, absondert.

Wir werden uns nun, um über die richtige Stellung der Ganggesteine und Schizolithe klar werden zu können, zunächst mit der Art ihrer Entstehung beschäftigen müssen.

Die Ganggesteine nehmen eine Zwischenstellung zwischen den Tiefengesteinen und den Ergussgesteinen ein. Sie haben mit den ersten die Gleichartigkeit der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung gemein, unterscheiden sich jedoch von ihnen durch das feine Korn und teilweise durch porphyrische Struktur. Letztere wiederum bringt sie in Verwandtschaft mit den Ergussgesteinen, von denen sie jedoch die holokristalline Grundmasse trennt. Eine scharfe Grenze ist kaum zu ziehen und so kommt es, dass sogar Gesteine mit Glasbasis, wie z. B. die Monchiquite von ROSENBUSCH, zu den Ganggesteinen gestellt werden. Andererseits wird die Grenze auch dadurch verwischt, dass manche Ergussgesteine mit holokristalliner Grundmasse auftreten können.

Um also die Bestimmung einer Grenze zu ermöglichen, wird man nicht nur von strukturellen, sondern vor allen Dingen auch von mineralogischen Gesichtspunkten ausgehen müssen. Die physikalischen Entstehungsbedingungen sind es, die den Gesteinscharakter vor allen Dingen beeinflussen. Erfolgt die Erstarrung rasch, oder unter starker Bewegung, aber unter hohem Druck, so bilden sich Typen von plutonischem Charakter, aber mit kleinem Korn. Findet teilweise Druckentlastung statt, so tritt die fluide Phase in Tätigkeit, und die Entstehungsbedingungen für Hornblende und Glimmerminerale sind gegeben. Ist endlich die Druckentlastung eine totale, so dass die eingeschlossenen Gase vollständig entweichen können, so bietet die entstehende „trockene Schmelze“ nicht mehr die Möglichkeit zur Bildung von Tiefengesteinsmineralen; dafür treten aber eine Reihe von Mineralformen auf, die für Ergussgesteine charakteristisch sind und nur in diesen vorkommen. Dazu gehören vor allen Dingen die Minerale der Melilithgruppe, ferner der Leucit und die Sodalithminerale, sofern sie idiomorph auftreten. Äusserst rasche Abkühlung endlich, verbunden mit totaler Druckentlastung, führt zur glasigen Erstarrung.

Fasst man also die Ganggesteine ROSENBUSCH's als ein Übergangsglied zwischen Tiefengesteinen und Ergussgesteinen auf, so müssen bei solchen Formen in erster Linie alle diejenigen ausscheiden, die eine Glasbasis besitzen, ferner diejenigen, die idiomorphen oder frischen Leucit oder ein idiomorphes Sodalithmineral führen. Alle diese Typen gehören zu den Ergussgesteinen.

Ein Kriterium für die Ganggesteine wäre demnach, dass ihre Entstehung unter Erhaltung oder nur teilweiser Entlastung des Druckes stattgefunden hat, wobei nur die Abkühlung eine raschere oder die Bewegung des Magmas eine stärkere war, als sie für die Tiefengesteine vorausgesetzt wird.

Da nun bekanntlich jedes Tiefengestein auch in Gangform auftreten kann, ferner auch die Grenzen der Massive bei der Erstarrung Bedingungen unterworfen waren, wie sie hier für die Entstehung von Ganggesteinen vorausgesetzt werden, so wäre es naheliegend, zwischen den Tiefengesteinen, d. h. also der orthogenen und paragenen Klasse einerseits und den Ergussgesteinen bzw. der hypogenen Klasse andererseits eine besondere Klasse einzuschalten, die alle diese Typen vereinigt und somit der Klasse der Ganggesteine ROSENBUSCH'S entspricht. Diese Klasse müsste dann die gleiche Anordnung wie die hypogene Klasse zeigen, d. h. es würden in ihr die kata- und meso-orthogene, die eorthogene und kataparagene, ferner die meso- und epiparagene Reihe zu insgesamt drei Reihen vereinigt.

Eine solche Anordnung müsste jedoch lediglich dazu führen, die Übersichtlichkeit, die doch schliesslich ein Hauptfordernis jeder Klassifikation ist, sehr stark zu beeinträchtigen. Ziehen wir ferner in Betracht, dass die Ganggesteine im Grunde genommen doch nichts anderes sind als Tiefengesteine, für welche die Entstehungsbedingungen nicht den idealabyssischen Grad erreichten, und bedenken wir ferner, dass in unseren beiden Tiefengesteinsklassen, der orthogenen sowohl als der paragenen, die Epireihe Gesteine dieser Art vereinigt, so werden wir von selbst dazu geführt, die orthogenen und paragenen Ganggesteine der jeweiligen Epireihe einzuordnen.

Ich fasse daher die Ganggesteine ROSENBUSCH'S nach RINNE unter dem Namen der *Schizolithe* zusammen, jedoch mit dem Unterschied, dass ich auch die granitporphyrischen Gesteine ROSENBUSCH'S in den Begriff miteinbeziehe. Diese Erweiterung des Begriffs, die also auch RINNE'S Plutonitporphyre unter die Spaltungsgesteine aufnimmt, mag im ersten Augenblick etwas befremden. Die vermeintliche Unzweckmässigkeit wird jedoch sofort ausgeglichen, wenn man bedenkt, dass die meisten der sogenannten lamprophyrischen Spaltungsgesteine gar keine andere Entstehungsmöglichkeit haben als die Plutonitporphyre.

Die lamprophyrischen Schizolithe werden als Spaltungsgesteine aufgefasst, deren saures Gegenstück die Aplite sind. Diese Auffassungsweise dürfte jedoch nur da zu Recht bestehen, wo sich sogenannte gemischte Gänge oder basische Ausscheidungen an den Sal-

bändern vorfinden. Niemals jedoch da, wo ein feinkörniges basisches Gestein als Gang in einem gleichartigen oder saureren Gestein auftritt.

Die Erklärung dafür ist sehr einfach. Nehmen wir als Beispiel die Beerbachite an, die annähernd die gleiche chemische Zusammensetzung haben wie die von ihnen durchbrochenen Gabbros. Nach der geläufigen Auffassung müssten sie als basische Ausscheidungen der in der gleichen Lokalität auftretenden sauren Spaltungsgesteine gelten. Das ist aber eine logische Unmöglichkeit. Die Abspaltung hätte ja doch in der Tiefe schon vor der Intrusion stattfinden müssen, d. h. also unter abyssischen Bedingungen und dementsprechend wären auch grosse Kristalle in den Ganggesteinen zu erwarten. Die Intrusion erfolgte jedoch zweifellos in flüssigem Zustande und zwar in kaltes Nebengestein, wodurch die feinkristalline Struktur bedingt wurde. Um also die obige Auffassungsweise zu Recht bestehen zu lassen, wären wir zu der Annahme gezwungen, dass eine Spaltung des Magmas in basische und saure Bestandteile schon im flüssigen Zustande stattgefunden habe. Dass dies bei silikatischen Schmelzen ein Ding der Unmöglichkeit ist, wissen wir aber heute mehr als zur Genüge. Die einzige Differentiationsmöglichkeit (abgesehen natürlich von sulfidischen Erzen) für ein silikatisches Magma ist die Trennung durch fraktionierte Kristallisation. Da nun die Beerbachite zweifellos durch Intrusion eines flüssigen basischen Magmas entstanden sind, so kann der Ursprung dieser basischen Schmelze unmöglich im tellurischen Magma gesucht werden. Es kann sich also der Vorgang der Beerbachitbildung nur so abgespielt haben, dass durch erneute eruptive Tätigkeit, hervorgerufen durch tektonische Störungen wie Spaltung des Gebirges, ein Teil des in der Tiefe anstehenden Gabbros wieder eingeschmolzen und durch die Spalten emporgedrückt wurde.

Erst nach diesem Vorgang und nachdem erneut Spaltungsbildung eintrat, konnte auch der unterhalb des bereits verfestigten Gabbros befindliche saure Rest des ursprünglichen Magmas empordringen. Dieser saure flüssige Rest führte dann zur Entstehung der aplitischen Ganggesteine.

Es ist nun klar, dass eine so entstandene basische Schmelze ebenso gut porphyrisch erstarren kann wie mikrokristallin. Das hängt lediglich von den lokalen Erstarrungsbedingungen ab. Auch wird man stets damit rechnen müssen, dass bei der Aufschmelzung eines verfestigten Gesteins ein grosser Teil der ursprünglichen Kristallausscheidungen nicht verflüssigt wird. Diese Kristalle werden dann

von dem geschmolzenen Teil mitgeführt und bilden die Einsprenglinge in dem verfestigten Ganggestein. Dass ein solcher Vorgang in der Natur tatsächlich häufig stattfindet, lässt sich an vielen Beispielen beweisen. Ich erinnere nur an die abgerundeten Quarzkristalle der Quarzkeratophyre, die magmatisch resorbierten Feldspateinsprenglinge der Grorudite, die ebenfalls angefressenen idiomorphen Aegirineinsprenglinge im Bergalit u. s. w. Auch die Gesteinseinschlüsse gehören hierher, so die Einschlüsse von Gabbro in vielen Basalten und im Diorit der „Cortlandt-Series“ vom Prospect Hill, Connecticut. Es wäre sehr interessant und wünschenswert, durch eine genaue Untersuchung festzustellen, wieviele der grossen Einsprenglinge in Plutonitporphyren und Ergussgesteinen nicht primäre Ausscheidungen, sondern übrig gebliebene Reste einer Wiedereinschmelzung sind.

Als Plutonitporphyre im beabsichtigten Sinne können also nur solche Gesteine aufgefasst werden, die als Gänge in einem basischeren Hauptgestein auftreten, niemals jedoch solche, die selber basischer sind als das Hauptgestein. Demnach würden weder die Dioritporphyrite in Granit als Plutonitporphyre, noch die lamprophyrischen Gänge als Spaltungsgesteine ihre Namen im eigentlichen Sinne zu Recht führen. Beide repräsentieren allerdings eine Spaltung des ursprünglichen Magmas, jedoch hat diese Spaltung ursprünglich durch fraktionierte Kristallisation stattgefunden und bevor das Ganggestein seine jetzige Form erhielt, fand eine teilweise Wiederaufschmelzung des abgespaltenen Tiefengesteins statt. Von diesem Standpunkte aus betrachtet kann daher kein Bedenken gegen die Einreihung der Plutonitporphyre unter die Schizolithe geltend gemacht werden.

In unserer Klassifikation bilden also die Schizolithe eine gesonderte Kolonne von Gesteinsfamilien in den Epireihen der orthogenen und paragenen Klasse. Sie bleiben so getrennt von denjenigen Gesteinen, die unter Epi-Bedingungen Massive gebildet haben, und stehen doch in nächster Nachbarschaft zu den zugehörigen eigentlichen Tiefengesteinen. Als hauptsächlicher Gesichtspunkt bleibt für die Einreihung der Grundsatz bestehen, dass nur diejenigen Gesteine als Schizolithe bezeichnet werden, die unter augenscheinlich eporthogenen oder epiparagenen Bedingungen entstanden sind. Dabei scheiden natürlich typische Mischgesteine, deren Bildung nur auf unvollkommene Seigerung zurückzuführen ist, aus. Solche Gesteine, wie z. B. die Forellensteine und die Olivingabbros, sind ja auch nur als schlierige Übergänge in sonst vollkommen katorthogenen oder mesorthogenen Gesteinsmassiven aufzufassen.

Unserer Nomenklatur entsprechend trenne ich die Schizolithe je nach der zugehörigen Gesteinsordnung in Peridotitschizolithe, Gabbroschizolithe, Diorit-Syenit- und Granitschizolithe, wobei noch die weitere Unterscheidung in ortho- und para-Gesteine stattfindet. So werden also die einzelnen Familien als Orthogabbroschizolithe, Paragabbroschizolithe, Ortho- und Para-Syenitschizolithe u. s. w. bezeichnet.

3. Familie: *Orthogabbroschizolithe*. Die hierher gehörigen Gesteine teilen wir in zwei Arten ein, nämlich die Gabbroporphyrite und -pegmatite einerseits und die Beerbachite andererseits. Sie sind typische Vertreter der Ganggefolgschaft der Gabbromassive und treten auch fast durchwegs in Gabbrogebieten auf. So im Gabbro des Odenwaldes, des Harzes, von Schlesien, im Olivingabbro des nördlichen Urals und im kanadischen Laurentium, das ebenfalls eruptiven Ursprungs ist.

Die Projektion der *Gabbroporphyrite* zeigt, dass ihre Zusammensetzung stets typisch gabbroid ist. Auch der Mineralbestand ist recht einheitlich. Die Gesteine enthalten entweder Einsprenglinge von Labradorit (Odenwald, Canada) oder von Augit, Olivin und Biotit (Ural) in einer feinkörnigen oder dichten panidiomorphen Grundmasse von Labradorit, Hypersthen, Diallag und Magnetit. Dafür, dass der Gesteinsbildung eine Wiederaufschmelzung eines anstehenden Gesteins vorausgegangen ist, spricht vor allem die angefressen erscheinende Kontur der zonaren Labradoriteinsprenglinge, ferner das Vorkommen granophyrischer Quarz-Feldspat-Aggregate zwischen Einsprenglingen und Grundmasse in den kanadischen Gabbroporphyriten.

Beerbachite. Die Beerbachite sind gabbroide Ganggesteine von aplitischem Charakter. Wir rechnen ihnen daher auch die vereinzelt als Gabbroaplite bezeichneten Gesteine zu, die ja nichts anderes sind als hellere Abarten der Beerbachite.

Auch hier finden wir wieder durchwegs eine grosse Übereinstimmung mit der Zusammensetzung der normalen Gabbros. Der Gabbroaplit von Neurode verdankt seine helle Farbe, wie aus der Formel hervorgeht, nicht etwa der Gegenwart einer grösseren Menge von Kieselsäure und dem damit verbundenen Vorhandensein saurerer Feldspäte, sondern sein Durchschnittsfeldspat ist im Gegenteil ausserordentlich basisch. Gerade dieses feinkörnige Vorkommen eines so basischen Feldspates in einem Ganggestein spricht aber besonders überzeugend dafür, dass hier keine ursprüngliche magmatische Spaltung, sondern vielmehr eine rasche Erstarrung nach vorausgegangener

Einschmelzung eines basischen Gesteines vorliegt. Treten tatsächlich im Gabbro aplitische Gänge auf, die saure Feldspäte, Orthoklas und Quarz führen, wie dies z. B. auf der Hebrideninsel Rum der Fall ist, so werden solche Vorkommen zu Unrecht als „Gabbroaplite“ bezeichnet. Nicht der Ort, bezw. das Gestein, in welchem der Gang auftritt, soll nach unseren Grundsätzen für die Charakterisierung des Ganggesteins dienen, sondern lediglich die chemische und mineralische Zusammensetzung desselben. Man könnte ja sonst mit demselben Recht die im Gabbro auftretenden Granitgänge als „Gabbrogranite“ bezeichnen. Sind diese Gesteine ihrer Zusammensetzung nach syenitisch oder granitisch, so müssen sie eben auch *Syenitaplite* oder *Granitaplite* genannt werden. Es ist ja ganz natürlich, dass in basischen Massiven auch saure Gänge auftreten müssen. Wird aber dieser Tatbestand durch falsche Nomenclatur unterdrückt, so werden die genetischen Vorgänge dadurch lediglich verdunkelt.

Die Beerbachite können sehr wohl als Mikrogabbros bezeichnet werden. Ihr Mineralbestand (basischer Plagioklas und Diabas mit wechselnden Mengen von Hypersthen) entspricht vollkommen demjenigen der normalen Gabbros. Zweifellos sind sie durch Aufschmelzung von anstehendem Gabbro und rasche Erstarrung während der Intrusion entstanden.

5. Ordnung: Orthodiorite (Labradorandesin-, Andesin- und Andesinoligoklaszone)

Der heutige Begriff des Diorits ist ein sehr umfassender. Man stellt im allgemeinen Gesteine hierher, die bezüglich ihrer Struktur und ihrer Zusammensetzung zwischen dem Gabbro und dem Granit stehen, wobei sowohl die Feldspäte als auch der Quarzgehalt in den weitesten Grenzen schwanken. Den besten Überblick über die Dehnbarkeit des Begriffes Diorit verschafft man sich, wenn man eine grosse Anzahl von hierher gehörigen Analysen zur Projektion bringt. Das allein macht schon klar, dass eine rein chemische Klassifikation der Diorite ein Ding der Unmöglichkeit ist. Die Gesteine sind eben nicht nur chemische Kombinationen, sondern vor allem auch mineralische Komplexe. Legen wir den künstlichen Masstab chemischer Normen an und betreiben die Anwendungen derselben allzu einseitig und ohne Berücksichtigung der mindestens ebenso wichtigen physikalischen Entstehungsbedingungen, so werden wir notgedrungen zu solchen, den natürlichen Verhältnissen geradezu entgegengesetzten

Resultaten geführt. Die Betrachtung vom chemischen Gesichtspunkte aus darf also nicht zu weitgehend erfolgen. Hier ist es nur ein einziges Prinzip, das bis zu einem gewissen Grade eine befriedigende chemische Einteilung erlaubt; das ist das Verhältnis Kieselsäure: Alkalien. Im grossen Ganzen lässt sich ein Gestein durch diese beiden Faktoren einigermaßen einordnen, namentlich wenn für anorthotische und für paragene Gesteine noch der Gehalt an Tonerde hinzugezogen wird.

Versucht man jedoch künstlich eine weitere chemische Trennung, indem man auch noch die Femoxyde mit heranzieht, so kommt man notwendig zu solchen Unstimmigkeiten, dass typische Diorite mit Nephelin-Leucit-Tephriten zusammengebracht werden.

Eine rein chemische Einteilung ist also, wie wir an den Dioriten sehen, ein Ding der Unmöglichkeit. Die chemische Norm kann nur als ein Leitfaden dienen, und sie darf als solche nicht zu viel in Einzelheiten gehen. Weiter, als auf die Beurteilung des Verhältnisses Kieselsäure:Alkali mit gelegentlicher Heranziehung des Tonerdegehaltes darf sie sich nicht erstrecken. Von da an muss die Einteilung nach mineralogischen und strukturellen Gesichtspunkten erfolgen. Ein wertvolles Unterscheidungsmittel bildet hierbei die positive oder negative Quarzzahl.

Die Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung der Diorite zeigt uns, dass ihre Entstehungsbedingungen offenbar sehr verschieden und sehr unregelmässig waren. Wir haben es wohl in den meisten Fällen mit irgendwelchen plötzlichen Änderungen der ursprünglichen Erstarrungsbedingungen, hervorgerufen durch starke tektonische Störungen, zu tun. Diese Änderungen können verschiedener Art sein. Entweder wurde das Magma emporgespresst, und es fand am Kontakt mit dem Nebengestein eine lebhafte Entwicklung von Gasen statt, die zur Bildung einer fluiden Phase Anlass gab. Gleichzeitig erfolgte an dieser Stelle eine raschere Abkühlung, die eine vollkommene Seigerung der ausgeschiedenen Kristalle verhinderte. Auf diese Weise erklärt sich die Bildung von Dioriten als Grenzfacies sowohl von Gabbros als auch von Graniten. Hornblende und Glimmer treten hierbei regelmässig auf, können jedoch nicht als reguläre, das heisst dem Stadium der Erstarrung des gesamten Gesteinskörpers entsprechende Bestandteile angesehen werden. Sowohl die Hornblende wie der Glimmer sind in diesem Falle als *p e r n a t i v* aufzufassen.

Zweitens kann aber auch die von einem Gabbro abgeschiedene Schmelze im *G a n z e n* einer rascheren und unruhigeren Erstarrung unterworfen worden sein, d. h. die Erstarrung erfolgte unter Bedin-

gungen, die sich den paragenen nähern. Dieser Vorgang würde zu dioritischen Massiven oder Stöcken führen. Seine Kennzeichen sind Hornblende als normaler Bestandteil, Augit und daneben häufig zonare Feldspäte. Hierher gehören, neben den normalen Dioriten von wechselndem Quarzgehalt, insbesondere die Tonalite und Banatite. Drittens kann aber auch ein dioritisches Magma, das nach Abscheidung von Gabbro übrig blieb, gangartig empordringen, und hier werden wir natürlich die grössten Unterschiede finden, je nachdem die Intrusion in bereits erkaltetes oder noch heisses Gestein erfolgte.

In diese Kategorie gehören die mannigfaltigen dioritischen Gänge, insbesondere auch die Glimmer- und Quarzglimmerdiorite.

Endlich muss aber auch noch die Möglichkeit von Aufschmelzungsvorgängen in Betracht gezogen werden. Gangbildungen in eruptiven Gesteinen weisen immer auf erneute eruptive Tätigkeit hin, und diese muss notwendigerweise mit einer intratellurischen Steigerung der Temperatur verbunden sein. Man muss daher logischerweise annehmen, dass gelegentlich unterirdisch eine Wiederaufschmelzung eines bereits verfestigten Gesteins stattfindet, was ja umso leichter möglich ist, als das in der Tiefe anstehende Gestein noch eine hohe Temperatur besitzen muss, ja vielleicht sogar noch nicht einmal ganz verfestigt war, als die erneute Eruption bzw. Intrusion erfolgte. In diesem Falle hätten wir also basische Gangbildungen zu erwarten, deren Struktur Schlüsse auf die zur Zeit der Intrusion bestehende Temperatur des intrudierten Gesteins zulässt. Gelangt ein solcher Schmelzfluss an die Oberfläche, so müsste sich ein Basalt bilden. Bleibt er im Gange stecken, so wird sich je nach der Temperatur des intrudierten Gesteins ein grobkörniges oder feinkörniges Ganggestein bilden. Als hierher gehörig möchte ich alle diejenigen Diorite rechnen, deren Zusammensetzung typisch gabbroid ist, während ihre Struktur feines Korn aufweist, und der Mineralbestand durch die Gegenwart von Hornblende und Glimmer einem Diorit entspricht.

Wir kommen also nach diesen Gesichtspunkten von selbst auf drei verschiedene Entstehungsarten der Diorite, durch die ihr Charakter bedingt ist. Der Basizität nach wären dies:

1. *Gabbrodiorite*: Zusammensetzung gabbroid, vorwiegend basischer Plagioklas, Struktur und Mineralbestand dioritisch. Nur in Gangform oder als Grenzfacies.

2. *Normale Diorite*: Mittlerer Plagioklas mit und ohne Quarz. Sowohl Hornblende als auch Augit führend, mittel- bis grobkörnig, Massive und Gänge bildend.

3. *Granodiorite*: Granitartig, jedoch mit zurücktretendem Orthoklas, reich an Quarz und Glimmer; Massive, Gänge und Grenzfacies bildend.

In diesen drei Gruppen können wir die normalerweise als Diorite bezeichneten Gesteine vereinigen.

Des Verhältnisses der normalen Diorite zu den Haplodioriten BOWEN'S wurde bereits gelegentlich der Besprechung der Gabbros gedacht. Wir sahen, dass die Mehrzahl der natürlichen Diorite von den Haplodioriten durch den Quarzgehalt abweicht, und dass die letzteren mehr den Syeniten, Mangeriten und Monzoniten nahe kommen.

Die Projektion der Diorite zeigt uns nun, dass ihr Feld sich entlang der Horizontalen für 5 % Alkali hinzieht, während der Gesamtfeldspatgehalt ziemlich konstant bleibt und durchschnittlich etwa 10 % Feldspatradikal entspricht. Während somit der Feldspatgehalt bei allen Dioriten konstant bleibt, ändert sich lediglich das Verhältnis von Femoxyden zu Kieselsäure, indem mit zunehmender Kieselsäure der Femoxydgehalt abnimmt. Diese Verhältnisse sind sehr auffällig und verdienen eine nähere Betrachtung.

In unserem Konzentrationstetraeder verläuft die Kristallisationsbahn für die Diorite entlang einer Fläche. Bei fortschreitender Kristallisation nimmt die Temperatur immer weiter ab, und das eutektische Gemenge von Plagioklas zu Pyroxen verändert sich in der Weise, dass der Plagioklas immer saurer wird und die Menge der femischen Bestandteile ganz allmählich abnimmt. Quarzausscheidung ergibt sich jedoch, entsprechend unserem Konzentrationstetraeder, auf der ganzen Strecke nicht, sondern tritt erst ein, wenn die Raumkurve der ternären Ausscheidung von Plagioklas, Pyroxen und Quarz erreicht ist.

Wie kommt es nun, dass unsere natürlichen Diorite trotzdem erheblich quarzhaltig sind, und dass dieser Quarzgehalt ansteigt, je tiefer die Erstarrungstemperaturen sind? Dies lässt sich nur dadurch erklären, dass mit dem Beginn der dioritischen Erstarrung auch die fluide Phase in Wirkung tritt, und dass sie in erheblichem Masse Kieselsäure oder eine Kieselsäureverbindung in Dampfform enthält. Dass für diese Annahme grosse Wahrscheinlichkeit besteht, zeigen uns die bekannten Verkieselungserscheinungen durch Kontaktmetamorphose, ferner die am Kontakt häufig auftretende Anreicherung an Kieselsäure in der Grenzfacies der Massive. Ich erinnere nur an das Beispiel der Dioritfacies des Hornblendegabbros vom Mühlthal, Odenwald, ferner an das häufige Auftreten von Apliten oder feinkörnigen,

sehr sauren Graniten am Kontakt von Granitmassiven, deren Zusammensetzung meist übereutektisch, d. h. über das Graniteutektikum hinaus nach der Quarzseite hin verschoben ist. Ein Vorkommen, das die Entstehungsbedingungen des Hornblenditgabbros vom Mühlthal, nur zu enormen Dimensionen vergrößert, widerspiegelt, ist der mächtige Hornblendegabbrogang des Moyie Sill, Purcell Mountain Range, Brit. Columbia.¹⁾

Zwischen Quarziten eingelagert lässt sich dieser Gang bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 840 m auf eine Länge von 9,5 km verfolgen. Die Hauptmasse des Ganges besteht aus Hornblendegabbro, der am liegenden Kontakt nur eine schwache Kieselsäureanreicherung und etwas feineres Korn aufweist. Dagegen beginnt 60 m vom hangenden Kontakt entfernt eine intermediäre, dioritische Zone, die bei 12 m vom Kontakt in normalen Granit und bei 4,5 m in einen Mikropegmatit übergeht, dessen Feldspäte von Epidot, Kaolin und Muskovit durchsetzt sind.

Der Mikropegmatit enthält neben viel reinem Quarz Mikroperthit, Orthoklas, Plagioklas und Biotit. Die Feldspäte sind stark zersetzt, worauf schon der hohe Gehalt an freier Tonerde hindeutet. Die Gesteinsprobe wurde 4,5 m vom hangenden Kontakt entfernt entnommen. Der starke Verwitterungsgrad und die umgewandelten Feldspäte deuten auf ein ursprünglich lockeres Gefüge, wie es infolge Mitwirkung der fluiden Gasphase am Rand der Granitmassive wohl durchwegs auftritt.

Der Granit hat die gleiche Zusammensetzung wie der Mikropegmatit, ist jedoch grobkristalliner und zeigt einen regellosen Wechsel von hypidiomorphkörniger und granophyrischer Struktur. Das Muster wurde 12 m vom hangenden Kontakt entnommen.

Der Gabbrodiorit bildet eine intermediäre Zone zwischen Gabbro und Granit. Er enthält ausser Hornblende, Biotit und Andesin, accessorisch Orthoklas und Quarz. Während beim Granit der Durchschnittsplagioklas einem basischen Andesin entspricht, finden wir hier genau den gleichen Plagioklas wie im Hauptgabbro, nämlich einen basischen Labrador vor. Das Muster wurde 60 m vom hangenden Kontakt entnommen.

Der normale Hornblendegabbro stellt die Hauptmasse des Ganges dar. Sein Mineralbestand wird in der Hauptsache durch Hornblende und Labradorit gegeben. Dagegen finden sich nur spärlich etwas Biotit, Quarz und Orthoklas.

¹⁾ DALY, Rosenbusch-Festschrift 1906, S. 203.

Der Gabbro am liegenden Kontakt endlich zeigt in seiner Zusammensetzung so gut wie gar keine Änderung gegenüber dem Hauptgabbro. Die schwache Zunahme an Kieselsäure mag auf Zufall beruhen. Die Feldspäte sind genau die gleichen geblieben, sowohl in bezug auf die Menge als auch auf die Zusammensetzung. Der einzige Unterschied liegt in der Struktur, indem der Gabbro am Kontakt ein feineres Korn annimmt, ohne jedoch jemals dicht zu werden. Das Muster wurde 9 m vom liegenden Kontakt entnommen.

Auffällig ist in dieser Zusammenstellung auch die Veränderung im Bestand der Femoxyde von unten nach oben. Während im Gabbro MgO den Vorrang hat, kehrt sich das Verhältnis MgO:FeO schon in der intermediären Zone direkt um, sodass weiter nach oben hin FeO bis zum hangenden Kontakt vorherrscht. Ferner verschwindet CaO, das im Gabbro einen sehr erheblichen Bestandteil bildet, in den oberen Schichten schon von der intermediären Zone an so gut wie vollständig.

Um diese Erscheinung zu erklären, nimmt DALY einerseits eine Einschmelzung und Assimilation der Quarzite an beiden Kontakten an und führt die Ansammlung des Gabbros am hangenden Kontakt auf ein durch Gravitation veranlassetes Absinken der schwereren Minerale zurück.

Was zunächst die Assimilation des Nebengesteins anbelangt, so bemerkt ROSENBUSCH (Mikr. Phys., Bd. II, S. 348) dazu: „Es ist mir unmöglich gewesen, aus der Mischung eines Sandsteins und des analysierten Gabbros in irgendwelchem Verhältnis die Zusammensetzung der granitischen Randfacies durch Rechnung zu erhalten.“ Genau die gleiche Beobachtung habe ich bei dem Hornblenditgabbro vom Mühlthal gemacht.

Ebenso unwahrscheinlich ist aber auch die Annahme DALY's, dass die Trennung der magmatischen Kristallisationsprodukte durch Gravitation erfolgt sei. Hier liegt tatsächlich eine vollkommene Verkenning des Zustandes vor, in dem sich ein gasdurchtränktes Magma im Augenblicke der Intrusion befindet. Mit der Intrusion geht ja eine starke Druckentlastung und damit eine gewaltige Eruption bisher gelöster Gase Hand in Hand. Es muss sich somit notwendigerweise ein Gleichgewichtszustand unter Mitwirkung der fluidalen Gasphase einstellen, der seinen Ausdruck findet einestheils in der Bildung von Hornblende und Glimmer, andernteils in dem Entstehen einer quarzreichen Randzone. Da diese Gase nach oben entweichen, so ist es klar, dass im vorliegenden Falle eine Mitwirkung der fluiden Phase am liegenden Kontakt ausgeschlossen ist und sich die quarz-

reichen Produkte nur am h a n g e n d e n Kontakt ansammeln können. Die Trennung erfolgte also nicht infolge der Gravitation von oben nach unten, sondern gerade im entgegengesetzten Sinne. Ein Absinken der ausgeschiedenen Kristalle erscheint schon dadurch vollkommen unmöglich, weil das Magma im Augenblicke der Intrusion infolge der enormen Menge entweichender Gase den heftigsten Strömungen unterworfen gewesen sein muss. Das Vorkommen am Moyo Sill ist übrigens ein vorzügliches Beispiel für eine eporthogene Gesteinsbildung mit ihren Begleiterscheinungen, der Bildung von Hornblende und Glimmer im basischen Gestein und einer sauren Randfacies.

Schliesslich gehört auch die Entstehung des Greisens hierher, indem sie zeigt, dass kieselsäurehaltige Gase, z. T. jedenfalls Kieselfluorwasserstoffsäure, nicht nur während der Erstarrung des Gesteins, sondern auch nachträglich durch Gangintrusionen und Fumarolen-Wirkung eine bedeutende Rolle spielen. Der Greisen ist das Produkt einer totalen Verkieselung durch magmatische Gase, wobei in dem Gestein sogar die Feldspäte verdrängt werden und Pseudomorphosen von Turmalin, Topas und Quarz nach Orthoklas auftreten.

Die Kieselfluorwasserstoffsäure wird bekanntlich benützt, um bei der Analyse Kieselsäure von den übrigen Bestandteilen, sowohl Alkalien wie auch Femoxyden, durch Abrauchen zu trennen. Da Fluor stets in den magmatischen Gasen zugegen ist, ist es sehr wahrscheinlich, dass die Kieselfluorwasserstoffsäure im obigen Sinne bei der Erstarrung mitwirkt. Ob dabei auch andere flüchtige Kieselsäureverbindungen eine Rolle spielen, entzieht sich heute noch unserer Kenntnis.

Was wir uns vor allen Dingen zu merken haben, ist demnach die Tatsache, dass mit dem Beginn der dioritischen Erstarrung unser Konzentrationstetraeder Pyroxen - Nephelin - Anorthit - Kieselsäure nicht mehr vollkommen den natürlichen Verhältnissen entspricht, weil zu einer genauen Darstellung der letzteren auch die fluide Phase herangezogen werden sollte. Dazu kommt noch, dass mit sinkender Temperatur auch das Orthoklasmolekül mehr und mehr in Reaktion tritt. Allerdings spielt letzteres während der dioritischen Erstarrung nur unter katorthogenen Bedingungen, nämlich bei den Mangeriten, eine wesentlichere Rolle, während es bei den eigentlichen Dioriten erst bei den Granodioriten, die den Übergang zu den Graniten bilden, beachtenswert wird.

Nun ist noch folgendes zu beachten. Die Kristallisationsbahn auf der Fläche des Konzentrationstetraeders zeigt ja eigentlich nur die

Veränderung der flüssigen Restschmelze an, in der die ausgeschiedenen Kristalle von Plagioklas und Pyroxen verteilt sind. Auf der ganzen Strecke, d. h. also von dem Punkte beginnender Gabbroauscheidung bis zum Auftreffen der Kristallisationsbahn auf die Kurve ternärer Ausscheidung von Plagioklas, Pyroxen und Quarz käme als gesteinsbildend nur die Kombination Pyroxen + Plagioklas in Frage. Herrschen in diesem Stadium katorthogene Bedingungen, so werden infolgedessen quarzfreie Diorite gebildet, weil die Möglichkeit vollkommener Abseigerung der ausgeschiedenen Kristalle gegeben ist. Gleichzeitig tritt jedoch eine Trennung der sauren von den basischeren Feldspäten auf, weil die letzteren ständig aus der Schmelze entfernt werden und somit nicht mehr durch Diffusion der später ausgeschiedenen sauren Feldspatmoleküle die Zusammensetzung mittlerer Plagioklase erreichen können. Dazu kommt noch, dass bei fortschreitender Abkühlung das Orthoklasmolekül in Wirkung tritt, und die natürlichen Vorkommen deuten darauf hin, dass bei höherer Temperatur ein Mischkristall Orthoklas-Albit oder Orthoklas-Plagioklas besteht, der bei weiterer langsamer Abkühlung in einen eutektoiden Mikroperthit zerfällt.

Auf solche Weise ergibt sich also die Mineralkombination basischer Plagioklas und Mikroperthit und somit die Entstehung der Mangerite der katorthogenen Reihe.

Unter eporthogenen Bedingungen dagegen findet eine solche Seigerung nicht oder doch nur sehr teilweise statt. Die ausgeschiedenen Kristalle bleiben daher in der sauren Restschmelze verteilt und erstarren mit ihr zusammen. Die meisten natürlichen Diorite stellen ein solches Mischprodukt von ausgeschiedenen Kristallen und erstarrter saurer Schmelze dar, dessen Kieselsäuregehalt noch gesteigert wird durch die oben besprochene Mitwirkung einer fluiden Phase von kieselsäurehaltigen Gasen.

Der Erstarrungsverlauf der Diorite wird also, sofern wir das Magma in diesem Gebiete als trockene Schmelze betrachten, eigentlich nur durch das Verhältnis der Femoxyde zu Plagioklas charakterisiert, während die Gegenwart von freier Kieselsäure der Mitwirkung einer fluiden Phase und einer, die Seigerung verhindernden, beschleunigten Abkühlung zuzuschreiben ist. Für alle praktischen Zwecke jedoch, insbesondere auch für die Klassifikation, ist die Darstellung in unserem Konzentrationstetraeder, bzw. auf unserer Projektionsfläche nicht nur vollkommen ausreichend, sondern stellt uns die natürlichen Verhältnisse in weitgehend richtigem Masse dar.

I. Unterordnung: Katorthodiorite

1. Familie: *Mangerite*. Der Begriff der Mangerite wurde von KOLDERUP aufgestellt und ROSENBUSCH erkannte diese Gesteine als Zwischenglieder seiner Charnockit-Anorthositreihe. Sie sind gekennzeichnet durch die Gegenwart von mikroperthitischem Orthoklas neben basischen Kalknatronfeldspäten. In der Regel enthalten sie auch rhombische und diopsidische Pyroxene, und ihr chemischer Charakter bleibt bei jedem Kieselsäuregehalt der gleiche. ROSENBUSCH macht auch darauf aufmerksam, dass der Gehalt an Alkalien rasch ansteigt, sobald die Kieselsäure 56 %, nämlich den Gehalt des Normal-Labradorits, erreicht hat. Das stimmt mit unseren obigen Erörterungen überein und lässt sich dadurch erklären, dass bei langsamer Erstarrung auf die Ausscheidung des Labradorits ein Mischkristall Orthoklas-Plagioklas folgt, der an Stelle des bisherigen reinen Plagioklases tritt und bei weiterer Abkühlung zu Mikroperthit zerfällt. Besonders bemerkenswert ist die Tatsache, dass der Plagioklas des Mikroperthits kein reiner Albit sondern ein Oligoklas ist.

Die eigentlichen Mangerite stellen sich uns dar als Seigerungsprodukte einer sehr sauren Schmelze. Dass die Schmelze ultrasauer sein muss, ergibt sich mit Notwendigkeit aus dem ganzen Verlauf der katorthogenen Entwicklung. Im Anfangsstadium wurde ja der Olivin restlos abgeseigert, sodass die Umwandlung von Olivin in Enstatit auch nicht einmal teilweise von statten gehen konnte. Die Folge davon ist, dass somit die gesamte Kieselsäure, die sonst zur Umwandlung des Orthosilikates in ein Metasilikat verbraucht worden wäre, in der Restschmelze zurückblieb. Die Schmelze in der katorthogenen Andesinzone muss daher saurer sein, als in irgend einer anderen Reihe, da sonst überall die Umsetzung von Olivin zu Enstatit wenigstens teilweise stattfand.

Wird nun ein Teil dieses sehr sauren mangeritischen Magmas durch Intrusion emporgepresst, so ergibt sich natürlich ein quarzdioritähnliches Mischprodukt, das sind die Quarzmangerite. Dazu kommt noch die Mitwirkung der in diesem Falle besonders stark auftretenden fluiden Phase, weil ja ein Entweichen der Gase unter katorthogenen Bedingungen vorher nur in sehr beschränktem Masse möglich war. Wir sind zu der Annahme berechtigt, dass weder die Quarzmangerite noch die Charnockite von Madras Normalprodukte mangeritischer Erstarrung sind, sondern ihre Entstehung plötzlichen Änderungen der katorthogenen Verhältnisse zu verdanken haben. Das gleiche gilt für die Quarzmangerite Norwegens, und angedeutet finden

wir diese Abweichung von normalen katorthogenen Bedingungen auch bei dem Mangerit der Adirondack Mts.

Bei der Betrachtung der Projektion der Mangerite sehen wir, dass sie sich leicht in zwei Gruppen trennen lassen, von denen sich die eine um das obere und die andere um das untere Ende der Quarznormalen scharf. Die erste Gruppe vermittelt den Übergang zu den Gabbros und Anorthositen, und diese bezeichnen wir als Mangerite im engeren Sinne. Die zweite Gruppe hat dagegen vollkommen syenitischen Charakter, und wir reihen sie daher als Mangeritsyenite in die syenitische Zone (Oligoklas) ein. Die Quarzmangerite stellen wir zu den eigentlichen Mangeriten.

II. Unterordnung: Mesorthodiorite

Die eigentlichen Diorite bilden das natürliche Gefolge der gabbroiden Gesteinsbildung. Wie wir gesehen haben, geht mit ihrem Auftreten die Mitwirkung der fluiden Phase bei der magmatischen Erstarrung Hand in Hand.

Wir haben gesehen, dass eine Folge dieser Verhältnisse die bei den Dioriten so starke Zunahme von freiem Quarz ist.

Auch die hervorragende Bildung von Hornblende und Glimmer in den Dioriten ist auf die Mitwirkung der fluiden Phase zurückzuführen. Während bei den basischeren Gesteinen das Auftreten dieser Mineralien zweifellos auf abnorme Verhältnisse, nämlich partielle Druckentlastung, zurückzuführen ist, diese Mineralien also als pernativ zu bezeichnen sind, gehört ihre Bildung im Stadium der Dioritausscheidung ganz zum normalen Verlauf der mesorthogenen Reihe. Wir sind daher berechtigt, nicht nur die Hornblende- und Glimmerdiorite dieser Reihe zuzuordnen, sondern ebenso auch die Quarzdiorite einschliesslich der Tonalite. Wir teilen daher das Gesamtgebiet der Diorite in drei Familien ein, nämlich die *Norit-* und *Gabbrodiorite*, die *eigentlichen Diorite* und die *Quarz-diorite*. Da ja bekanntlich eine scharfe Trennung der eigentlichen Diorite von den Quarzdioriten unmöglich ist, so sind wir gezwungen, hier eine willkürliche Unterscheidung zu treffen.

1. Familie: *Norit- und Gabbrodiorite*. 1. Art: *Noritdiorite*. Die Noritdiorite sind Gesteine von noritischem Charakter, die neben einem rhombischen Pyroxen gemeinen Augit, Glimmer oder Quarz enthalten. Zu diesen Gesteinen wären auch die Hypersthen- und Quarzhypersthenorite zu rechnen und wohl noch eine ganze Reihe von solchen, die als Monzonite oder Quarzmonzonite bezeichnet wer-

den, mit einem Monzonit jedoch gar nichts zu tun haben. Die Noritdiorite leiten zu den Mangeriten der katorthogenen Reihe hinüber.

2. Art: *Gabbrodiorite*. Die Gabbrodiorite scheinen, wenigstens nach den vorliegenden Analysen, häufiger aufzutreten, als die Noritdiorite. Sie vermitteln den Übergang von den Gabbros zu den Dioriten und unterscheiden sich dadurch von den ersteren, dass zu der Mineralkombination Labradorit und Diallag noch ein gemeiner Augit, Glimmer oder Quarz hinzutritt.

2. Familie: *Normale Diorite*. Unter normalen Dioriten verstehen wir solche, die Quarz gar nicht oder doch nur in geringer Menge enthalten. Als willkürliche Scheidegrenze gegenüber den Quarzdioriten nehmen wir einen Maximalgehalt von 10 % freiem Quarz für die normalen Diorite an. Sie enthalten neben einem Kalknatronfeldspat von mittlerer Zusammensetzung Hornblende, Augit oder Glimmer als dunklen Gemengteil, wonach wir die drei Arten dieser Familie unterscheiden. In den normalen Dioriten fehlen sowohl Diallag, als auch rhombische Pyroxene. Ein wesentlicher Gehalt an solchen bringt das Gestein in die Familie der Norit- und Gabbrodiorite.

1. Art: *Augitdiorite*. Ganz reine Augitdiorite kommen selten vor. In der Regel neigen sie stets durch die Gegenwart von Hornblende oder Glimmer zu den Hornblende- oder Glimmerdioriten oder durch die Zunahme von Quarz zu den Quarzdioriten hinüber. Diese Erscheinung steht im ursächlichsten Zusammenhang mit den oben besprochenen Verhältnissen, welche die Dioritbildung begleiten. Unter Ausschaltung der Gasphase müsste bei der magmatischen Erstarrung auf die Ausscheidung des diopsidischen oder rhombischen Pyroxens ein gemeiner Augit folgen, da nunmehr auch das FeO-Molekül in Reaktion tritt. Der interne Druck der im Magma gelösten Gase, die bisher kaum eine Möglichkeit hatten, zu entweichen, wird jedoch hier so stark, dass sich bei dem geringsten Anlass eine fluide Phase bildet, die sich weiterhin an der Reaktion beteiligt.

2. Art: *Hornblendediorite*. Die Zusammensetzung Hornblende und mittlerer Plagioklas war das ursprüngliche Merkmal für die Diorite, bevor die Augit- und Glimmerdiorite erkannt wurden. Daraus geht schon hervor, dass die Hornblendediorite oder Diorite schlechthin in der Natur weit häufiger vorkommen als die anderen Arten. Das deutet wiederum darauf hin, dass die Hornblende in den Dioriten ein ganz normaler Bestandteil ist, und dass somit tatsächlich der wesentliche Wirkungsgrad der fluiden Phase bei der Erstarrung des tellurischen Magmas im Dioritstadium beginnt.

3. Art: *Glimmerdiorite*. Die Bildungstemperatur, bzw. die Beständigkeitszone des Glimmers liegt allem Anschein nach tiefer als diejenige der Hornblende. Dafür spricht insbesondere das Auftreten des Glimmers als vollkommen normaler Bestandteil im Endprodukt der magmatischen Erstarrung, dem Granit. In Bezug auf die Genesis der Glimmerdiorite ist daraus der Schluss zu ziehen, dass bei diesen die Mitwirkung der fluiden Phase bedeutend stärker war als bei den Hornblendedioriten. Streng genommen müssten daher die Glimmerdiorite in die eporthogene Reihe eingeordnet werden; wir halten es jedoch für zweckmässiger, sie mit den andern Dioriten zusammenzustellen. Jedenfalls bilden sie aber ein Übergangsglied zur eporthogenen Reihe, ebenso wie die Noritdiorite zur katorthogenen Reihe neigen. Die Quarzglimmerdiorite dagegen stellen offenbar ein normales mesorthogenes Übergangsglied zu den Graniten dar.

3. Familie: *Quarzdiorite*. Die Quarzdiorite bilden das natürliche Übergangsglied zu den Graniten. Ebenso, wie die Glimmerdiorite zu den Granititen hinüberleiten, führen die Hornblendediorite zu den Hornblendegraniten und die Augitdiorite zu den Augitgraniten. Noch mehr als bei den normalen Dioriten tritt hier die Tatsache in Erscheinung, dass sowohl Augit als auch Hornblende und Glimmer niemals für sich, sondern stets in einem Gemenge von wechselnder Zusammensetzung auftreten. Aus diesem Grunde und wegen ihrer nahen Verwandtschaft zu den Graniten erscheint es zweckmässig, die Gesamtheit der Quarzdiorite als „Granodiorite“ in einer einzigen Art zusammenzufassen. Nur die Tonalite, die eine ganz besondere Eigenart der Quarzdiorite darstellen, wären als eine zweite Art zu bezeichnen. Die Granodiorite nehmen in der Projektion eine verhältnismässig grosse Fläche ein, in der sie ziemlich verstreut erscheinen. Deutlich lässt sich jedoch eine starke Anhäufung der Gesteinsorte feststellen, deren Mittelwert etwa 72 % SiO_2 und 6 % Alkali entspricht. Die Projektion zeigt uns, dass das Kali gegenüber den kieselsäureärmeren Dioriten hier eine plötzliche Steigerung auf 2—2,5 % erfährt gegenüber einem vorherigen Durchschnittswert von 1 %. Offenbar stellen diese Diorite in der Projektion nichts anderes dar, als das Auftreffen der Kristallisationsbahn auf die Raumkurve ternärer Ausscheidung von Pyroxen, Plagioklas und Quarz. Ausserdem scheint in diesem Stadium die Kristallisation von Orthoklas zu beginnen. Diese Ansammlung stellt demnach den eigentlichen Sammelpunkt der Granodiorite dar, und nur in diesen Gesteinen wäre die Kieselsäure als normaler Bestandteil zu betrachten. In allen anderen Granodioriten dagegen ist der Kieselsäuregehalt auf irgendwelche

Änderungen der physikalischen Entstehungsbedingungen zurückzuführen, sei es, dass infolge zu rascher Abkühlung die saure Schmelze bei den ausgeschiedenen Kristallen verblieb, sei es, dass infolge Druckentlastung die vorzeitige Mitwirkung der fluiden Phase zu einem gesteigerten Kieselsäuregehalt führte.

Wir wollen diesen Punkt, der für die Konstruktion unseres Konzentrationstetraeders von grösster Wichtigkeit ist, den *Granodioritpunkt* nennen. Von hier aus führt die weitere Differentiation der mesorthogenen Reihe unter normaler Quarzausscheidung und Hinzutreten des Orthoklasmoleküls zu den Graniten.

Tonalite. Der Tonalit nimmt schon äusserlich eine Ausnahmestellung gegenüber den andern Quarzdioriten ein. Die dunkelgrünlich-schwarze Hornblende und der dunkelbraune Biotit, die beide hochgradig idiomorph auftreten, heben sich scharf von der hellen Grundmasse, die aus blendend weissem Andesin besteht, ab. Dazu kommt noch die häufige und stark ausgeprägte zonare Struktur der Feldspäte. Diese Tatsachen sprechen dafür, dass die Entstehungsbedingungen für Hornblende und Glimmer während der Erstarrung des Magmas dadurch besonders günstige waren, dass die fluide Phase sich in hohem Grade an der Reaktion beteiligte. Die zonalen Feldspäte weisen darauf hin, dass verschiedentlich ein Wechsel in den Entstehungsbedingungen eingetreten ist.

III. Unterordnung: Eporthodiorite

Wie bereits betont wurde, treten Hornblende und Glimmer bei den Orthodioriten als normale Bestandteile auf, weil die fluide Phase von hier ab sich ständig an der Reaktion mitbeteiligt. Wir können daher diese Mineralien nicht mehr als Hinweise auf eporthogene Bedingungen während der Erstarrung deuten. Dagegen zeigt das Auftreten von Orthoklas bzw. einer grösseren Menge von Kali bei den basischeren Dioriten, dass die Abseigerung der Plagioklase verhindert und die Kristallisation in die Orthoklaszone verschleppt wurde. Solche Gesteine müssen also unter eporthogenen Bedingungen entstanden sein. Zu ihnen gehören die *Syenitdiorite* und *Augitsyenite*, die Übergangsglieder zu den eigentlichen Syeniten bilden. Ferner gehören zur eporthogenen Reihe natürlich alle dioritischen Schizolithe. Die Unterordnung der Eporthodiorite umfasst demnach die Syenitdiorite, Augitsyenite und Orthodioritschizolithe. Sie ist besonders bemerkenswert dadurch, dass ihre Gesteine sowohl zu den eigentlichen Syeniten als auch zu den Monzoniten der para-

genen Klasse die grösste Verwandtschaft besitzen und ganz allmählich in die einen oder anderen übergehen.

1. Familie: *Syenitdiorite*. Aus der Projektion sehen wir, dass der Durchschnittsplagioklas der Syenitdiorite verhältnismässig sauer ist. Er entspricht etwa einem Andesin. Der Kaligehalt beträgt etwa 2½%, und der Gesteinsort liegt infolgedessen erheblich tiefer als bei den normalen Dioriten. Es scheint, dass sich die Hauptmenge dieser Gesteine um den Punkt 64% SiO₂ und 7% Alkali scharf, der auf der Quarznormalen liegt. Diese Gesteine scheinen also auf eine Differentiation entlang der Quarznormalen hinzudeuten.

2. Familie: *Augitsyenite*. Die bei den Syenitdioriten festgestellte Abweichung vom Differentiationsverlauf der normalen Diorite macht sich bei den Augitsyeniten noch in stärkerem Masse bemerkbar. Der Kaligehalt dieser Gesteine beträgt schon bei den basischen Abarten 3% und steigt bei den saureren Typen auf 4 und 5%. Dadurch werden die Gesteinsorte derart nach unten gedrückt, dass sie bei den basischsten Typen schon in das Gebiet der nephelinhaltigen Gesteine fallen. Derartige Gesteine, wie z. B. der „Syenitdiorit“ von Ullernäs, Norwegen, dürften auch bereits zur paragenen Gesteinsklasse gehören.

3. Familie: *Orthodioritschizolithe*. Alle charakteristischen Eigenheiten der Dioritzone machen sich naturgemäss bei den Schizolithen in erhöhtem Masse bemerkbar. Ständiger Wechsel von Augit, Hornblende und Glimmer im verschiedensten Mengenverhältnis, starke Quarzanreicherungen in Gesteinen, denen eigentlich ein lamprophyrischer Charakter zukommt, ferner starker Wechsel in der Korngrösse führen zu einer derartigen Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen, wie sie wohl bei keiner anderen Gruppe mehr angetroffen wird. Nirgends finden wir auch die Tatsache besser veranschaulicht, dass es in erster Linie die physikalischen Entstehungsbedingungen sind, die den Charakter der Gesteinsform und den Mineralbestand bestimmen.

Die porphyrischen und pegmatitischen Ausbildungen der Diorite unterscheiden sich von der normaler Gesteine nur durch die Form. Bei den Dioritapliten hat offenbar eine starke Kieselsäureanreicherung infolge Mitwirkung der fluiden Phase stattgefunden, oder es erfolgte eine weitgehende Absonderung von Plagioklas (Plagiaplite). Andere Gesteine wieder wie die Malchite und Luciite können recht gut als Mikrodiorite bezeichnet werden. Ihnen verwandt sind die Spessartite und Vogesite. Dagegen zeigen die lamprophyrischen Formen, die Kersantite und Minetten, derartige Abweichungen von den normalen Dioriten, dass sie oft nur durch die Analyse als zu dieser Gruppe

gehörig erkannt werden können. Naturgemäss erstrecken sich in der Projektion die Schizolithe aller Arten über das ganze Dioritfeld, so dass es meistens nicht möglich ist, sie mit der einen oder anderen Dioritfamilie in Zusammenhang zu bringen. Bei der Charakterisierung dieser Gesteinsarten spielt eben der Mineralbestand bezw. die physikalische Entstehungsart weitaus die erste Rolle.

Wir unterscheiden unter den Dioritschizolithen folgende Arten:

1. Dioritporphyrite und -Pegmatite.
2. Dioritaplite.
3. Mikrodiorite (Malchite und Luciite).
4. Vogesite und Spessartite.
5. Kersantite.
6. Minetten.

1. Art: *Dioritporphyrite und -pegmatite*. Die Dioritporphyrite zeigen uns als Einsprenglinge diejenigen Minerale, die im Verlauf der Dioritbildung ausgeschieden werden. Es sind dies Plagioklas und Pyroxen, Hornblende oder Glimmer. Dazu tritt noch Quarz bei granodioritischer Zusammensetzung. Durch Unterbrechung der langsamen Abkühlung blieb uns so das Stadium des binären und ternären Eutektikums erhalten, in dem die saure Restschmelze zur feinkörnigen Grundmasse erstarrte.

2. Art: *Dioritaplite*. Ganz allgemein stellen Aplite nichts anderes dar als Nachschübe der unter dem verfestigten Gestein angesammelten sauren Schmelze. Demgemäss haben wir bei den Dioriten zweierlei solcher Nachschübe zu erwarten. Entweder müssen sie im Projektionsfeld über die Granodiorite hinaus erstreckt erscheinen, oder die durch die Syenitdiorite und Augitsyenite angedeutete Differentiationsrichtung entlang der Quarznormalen muss zu extremen Ausbildungen führen. Aplite der einen Art sind sehr kieselsäurereiche Gesteine. Sie erstrecken sich bis in das Gebiet der Granite, von denen sie sich jedoch durch das fast völlige Fehlen von Orthoklas unterscheiden. Der hohe Kieselsäuregehalt dürfte auf hochgradig eporthogene Entstehungsbedingungen und das damit verbundene, äusserst starke Mitwirken der fluiden Phase zurückzuführen sein.

Aplite der zweiten Art stellen fast vollkommen reine Plagioklasabsonderungen dar, die bis zur Ausscheidung von reinem Albit führen können. Es sind dies die Plagiaplite. Offenbar sind sie mit den Syenitdioriten ebenso nahe verwandt wie die eigentlichen Dioritaplite mit den Granodioriten.

3. Art: *Mikrodiorite*. Die Zusammensetzung der Mikrodiorite, Plagioklas und Hornblende, entspricht sowohl in chemischer wie in

mineralogischer Hinsicht vollständig derjenigen der Diorite. Wie ferner die Diorite in Gabbros übergehen, so gehen durch das Hinzutreten von Diallag die Mikrodiorite (Malchite) in Mikrogabbros (Beerbachite) über. Als Einsprenglinge treten gelegentlich die normalen Ausscheidungsprodukte der Dioritzone, nämlich Plagioklas und Hornblende, auf.

4. Art: *Spessartite und Vogesite*. Von den nachfolgenden Kersantiten und Minetten unterscheiden sich diese Gesteine in erster Linie durch das schon makroskopisch erkennbare Auftreten von Hornblende- und Diopsid-Säulchen. Der in den Spessartiten auftretende Plagioklas wird in den Vogesiten durch Orthoklas verdrängt. Die Projektionsörter dieser Gesteine beschränken sich auf den basischen Teil der Dioritzone. Sie stellen daher schizolithische Ausbildungsformen der quarzfreien Diorite dar, und ihre nächsten Verwandten sind die Mikrodiorite und Mikrogabbros. Der hohe Kaligehalt setzt manche Typen auch in Beziehung zu den Syenitdioriten.

5. Art: *Kersantite*. Die Kersantite sind in der Hauptsache durch die Mineralkombination Plagioklas und Biotit mit wechselnden Mengen von Augit gekennzeichnet. Hornblende wird seltener angetroffen. Diese Gesteine verteilen sich auf das gesamte Gebiet der normalen Diorite. Die gesteigerten eporthogenen Entstehungsbedingungen lassen sich jedoch leicht aus der erheblichen Zunahme von Kali erkennen, welches meistens vom Biotit aufgenommen wird, öfter jedoch auch zur Bildung von Orthoklas führt. In der Projektion lassen sich deutlich zwei Gruppen von Kersantiten unterscheiden. Die eine entspricht dem Übergang von Dioriten zu Granodioriten, die andere zieht sich der Quarznormalen entlang und wäre demnach mit den Syenitdioriten als verwandt zu bezeichnen.

6. Art: *Minetten*. Bei den Minetten hat die Kalizunahme noch eine weitere Steigerung erfahren. Ausser Biotit tritt daher auch Orthoklas in grösserer Menge auf. Das deutet darauf hin, dass bei diesen Gesteinen ein sehr starker Wechsel der Erstarrungsbedingungen stattgefunden haben muss. Auch die leichte Verwitterbarkeit ist jedenfalls hierauf zurückzuführen, indem durch die starke Gasentweichung während der Erstarrung ein lockeres Gefüge erzeugt wurde. Jedenfalls erfolgte die Intrusion bei hoher Temperatur. Der Anorthitgehalt tritt stark zurück. Der hohe Kaligehalt stellt die Minetten in nahe Verwandtschaft zu den Augitsyeniten. Auch neigen sie sehr stark zu den paragenen Gesteinen hinüber. In gewissem Sinne können sie daher den Glimmerperidotiten verglichen werden, namentlich was die Olivin-führenden Abarten anbelangt.

Überblicken wir noch einmal die Gesamtheit der Orthodiorite, so erkennen wir, dass ihre Gruppierung in der Hauptsache auf Grund der Mineralzusammensetzung erfolgen muss. Die Veränderungen, welche das Mitwirken der fluiden Phase zur Folge hat, sind derart gross, dass aus ein und demselben Magma die verschiedensten Gesteinsformen entstehen können. In chemischer Hinsicht ist es, abgesehen von der Kieselsäure, nur der Kaligehalt, der einigermaßen eine Unterscheidung der einzelnen Gruppen ermöglicht. Er beträgt bei den Gabbrodioriten durchschnittlich weniger als 1 % und bei den normalen Dioriten etwa $1\frac{1}{2}$ %, um dann bei den Granodioriten im Granodioritpunkt ziemlich unvermittelt auf mehr als 2 % zu steigen. Daraus ergibt sich mit Sicherheit, dass im tellurischen Magma die Orthoklasbildung bereits am Ende der Dioritzzone beginnt. Wird nun die normale Erstarrung durch eporthogene Entstehungsbedingungen unterbrochen, so ergibt sich als erstes Anzeichen dafür notwendigerweise ein gesteigerter Kaligehalt. Wir finden daher bei den Syenitdioriten $2\frac{1}{2}$ %, bei den Augitsyeniten 3—4 % und bei den Minetten sogar 4—5 % K_2O als Durchschnittswert.

Eine Ausnahmestellung nehmen die katorthogenen Diorite, die Mangerite, ein. Ihre Eigenart besteht in dem gleichzeitigen Auftreten von Alkalifeldspäten neben Plagioklasen. Ihr Entwicklungsgang führt sie der Quarznormalen entlang, ganz in Analogie zu den eporthogenen Syenitdioriten und Augitsyeniten. Während jedoch bei den letzteren der gesteigerte Alkaligehalt als Folge einer Unterbrechung der normalen Erstarrung zu deuten ist, weist die Gesteinsfolge der Mangerite gerade umgekehrt auf eine ruhige Entstehungsweise, verbunden mit weitgehender Abseigerung der basischen Bestandteile, hin. Von besonderem Interesse, aber aus unserem Konzentrationstetraeder leicht erklärlich ist es, dass diese beiden extremen Entstehungsarten zu Gesteinen von syenitischem Charakter führen.

6. Ordnung: Orthosyenite (Oligoklaszone)

Das Stadium der Dioritzzone führte uns bereits in das Gebiet beginnender Orthoklasausscheidung. Bei weiterem Abfallen der Temperatur kommt nun der Orthoklas zur vollen Entwicklung, d. h. das K_2O -Molekül spielt eine sehr wichtige Rolle in dem nun folgenden Erstarrungsverlauf. Die Schmelze ist sehr sauer geworden, nachdem sowohl die meisten basischen Mineralien femischer Natur als auch die basischen Kalknatronfeldspäte abgeschieden wurden. Von dem Plagioklas ist jetzt die Bildungsstufe des Oligoklas erreicht und die natürlichen Vorkommen deuten darauf hin, dass sich zunächst ein

Mischkristall Oligoklas-Orthoklas bildet, der bei sehr langsamer Abkühlung zu Mikroperthit zerfällt. Der Anorthoklas dürfte durch zu rasche Abkühlung und dadurch bedingte Verhinderung dieses eutektoiden Zerfalles entstanden sein, während BRÖGGERS Kryptoperthit wahrscheinlich an der Grenze zwischen den beiden steht, indem hier der perthitische Zerfall gerade noch angedeutet ist.

Natürlich wäre hier eine experimentelle Untersuchung der Kristallisationsvorgänge äusserst wünschenswert, aber es stehen einer solchen leider sehr grosse Schwierigkeiten im Wege. Bis heute ist es noch nicht gelungen, die Alkalifeldspäte, analog der natürlichen Entstehung, in guten Kristallen zu erhalten.

Ferner ist die Diffusion der Moleküle schon in einer flüssigen Silikatschmelze derart langsam, dass sie bei Umwandlungen im festen Zustand, wie der eutektoide oder perthitische Zerfall eine darstellt, voraussichtlich derartige Zeiträume beanspruchen wird, wie sie für experimentelle Untersuchungen kaum zur Verfügung stehen. Es bleibt uns also vorläufig nichts anderes übrig, als die natürlichen Erscheinungen so zu deuten, dass sie im Einklang stehen mit den Gesetzen der Kristallisation, die an rascher diffundierenden Stoffen, nämlich den Metallen, festgestellt wurden.

Zwei extreme Wege sind es nun, die, wie wiederholt betont wurde, zu syenitischen Gesteinsformen führen können. Die katorthogene Entwicklung zeigt als hervorstechendstes Merkmal eine sehr weitgehende Abseigerung der jeweils ausgeschiedenen Kristalle. Infolgedessen werden auch die gebildeten Plagioklase einem weiteren Ausgleich mit der sauren Schmelze entzogen, und die Bildung von sauren Kalknatronfeldspäten wird dadurch verhindert. Es tritt dann die Bildung eines Mischkristalls Oligoklas-Orthoklas ein, und die weiterhin sehr langsame Abkühlung führt zu einem ausgeprägten perthitischen Zerfall desselben.

Anders in der eporthogenen Reihe. Hier müssen wir entsprechend den unruhigeren Entstehungsbedingungen schon in einem frühen Stadium annehmen, dass bereits ein erheblicher Teil des zuerst ausgeschiedenen Olivins in Enstatit umgewandelt wurde. Infolgedessen kann also das Magma schon von vornherein nicht mehr so sauer sein. Herrschen auch in der Dioritzzone eporthogene Bedingungen vor, so ist die Folge davon die Bildung von sauren Plagioklasen, da ja die Kristalle nicht abgeseigert werden, und die raschere Abkühlung muss zu einer glatten Überspringung des Entstehungsgebietes der Oligoklas-Orthoklas-Mischkristalle führen. Die Folge davon ist, dass nunmehr Orthoklas sich ungehindert allein ausscheiden

kann. Tritt jetzt gleichzeitig ein Zustand grösserer Ruhe ein, so müssen sich notwendigerweise orthoklasreiche Gesteine, Syenite, bilden.

Diese Entwicklungsfolge schliesst natürlich das Auftreten von syenitischen Gesteinen in der mesorthogenen Reihe aus. Ihr Vorkommen beschränkt sich daher auf die katorthogenen Mangeritsyenite und die eporthogenen normalen Syenite, nebst den zugehörigen Schizolithen.

I. Unterordnung: Katorthosyenite

1. Familie: *Mangeritsyenite*. Wir haben die hierher gehörigen Gesteine bereits in der Dioritzone besprochen. Von den normalen Syeniten unterscheiden sie sich einmal durch den Gehalt an Pyroxen, der zum Teil rhombisch ist, und ferner durch den Mikroperthit.

Auch der Pyroxengehalt muss als ein Kennzeichen katorthogener Entstehungsbedingungen aufgefasst werden, da seine Bildung in diesem Stadium nur dann möglich ist, wenn die fluide Phase vollkommen ausscheidet. Im andern Falle müsste sich notwendig Hornblende oder Glimmer bilden.

II. Unterordnung: Mesorthosyenite

Die mesorthogene Reihe schliesst naturgemäss das Auftreten syenitischer Formen vollkommen aus. Die Gesteinsfolge verläuft hier über Diorite und Granodiorite direkt zu den Graniten hinüber. Im Stadium der Granodiorite setzt die Bildung von Orthoklas ein, und ganz allmählich erfolgt durch dessen Zunahme der Übergang zu den Graniten. Streng genommen müssten wir also die Granodiorite bzw. die orthoklasreicheren Grenzglieder gegen Granit in die Unterordnung der Mesorthosyenite setzen. In Analogie zu unseren Ausführungen über die Mitwirkung der fluiden Phase bei der Entstehung der Granodiorite wäre ein solches Vorgehen auch nur logisch. Diese Zwischenglieder würden dann nichts anderes darstellen, als sehr quarzreiche Syenite, entstanden durch starke Verkieselung saurer Kalknatron- und Alkalifeldspäte infolge starker Betätigung der fluiden Phase. Die Zweckmässigkeit gebietet uns jedoch, solche Gesteine mit den Granodioriten zu vereinigen und in die Oligoklaszone ausschliesslich Gesteine von typisch syenitischem Charakter zu stellen. Wir erhalten so eine einheitliche syenitische Zone, die sich sowohl durch die orthogene als auch die paragene und hypogene Klasse hindurchzieht. Die Unterordnung der Mesorthosyenite bleibt infolgedessen unbesetzt.

III. Unterordnung: Eporthosyenite

1. Familie: *Normale Syenite*. Die eporthogene Gesteinsreihe bildet die Grenze gegen die paragene Klasse. Übergänge zu der letzteren sind infolgedessen sehr häufig und treten bei den mittleren und den sauren Gliedern der Differentiationsreihe besonders ausgeprägt auf. Schon in der Dioritzzone macht sich eine solche Annäherung bei den Syenitdioriten und Augitsyeniten deutlich bemerkbar, und sie wird noch ausgeprägter bei manchen Dioritschizolithen, wie den Kersantiten und Minetten. Dieses Verhalten wird durch verschiedene Ursachen begründet. Einmal ist schon, wie bereits hervorgehoben wurde, die nach Abscheidung der basischen Bestandteile zurückbleibende Schmelze bei weitem nicht so sauer wie bei den anderen beiden Reihen der orthogenen Klasse. Das ist eine notwendige Folge der schon im Stadium der Olivinausscheidung verursachten ziemlich weitgehenden Umwandlung des Olivins zu Enstatit. Es ist daher zu erwarten, dass in der Oligoklaszone so starke Verkieselungsvorgänge, wie wir sie für die Granodiorite angenommen haben, aus Mangel an freier Kieselsäure überhaupt nicht mehr stattfinden können, oder jedenfalls sehr zurücktreten müssen.

Der zweite Grund ist der, dass syenitische Gesteine auf zweierlei Arten entstehen können. Wir sehen in den Syeniten nichts anderes als eine durch Abseigerung entstandene Ansammlung von Alkalifeldspäten. Eine solche Abseigerung kann jedoch, wie uns die natürlichen Vorkommen lehren, sowohl aus einer quarzführenden als auch aus einer nephelinführenden Schmelze erfolgen. Mit anderen Worten, Syenite können sowohl als Grenzfacies von Graniten als auch von Nephelinsyeniten auftreten. Ist das Feldspataggregat sehr rein, so wird es natürlich oft sehr schwer, ja ganz unmöglich sein, zu entscheiden, ob der Syenit zu paragenen oder orthogenen Gesteinen gehört. Auch die beigemengten dunklen Gemengteile werden nur dann für die Entscheidung massgebend sein, wenn sie typische Alkaligesteinsminerale sind. Dazu gehören insbesondere alle Alkalipyroxene und Alkalihornblenden. Aegirin möchte ich allerdings nur unter Vorbehalt dazu setzen. Er scheint sich in natronreichen Schmelzen überhaupt sehr leicht zu bilden, und solche Produkte treten uns auch bei Dioritschizolithen öfter entgegen. Ich erinnere nur an die Plagiaplite und die Albitite.

Einfach wird die Entscheidung natürlich, wenn Nephelin oder Sodalithminerale nachweisbar sind. Dass aber auch Syenite, die mit Nephelinsten in Verbindung stehen, vollkommen frei von solchem sein können, wissen wir von den Vorkommen des Christiania-

gebietes. Hier sind alle Übergänge von nephelinreichen bis zu vollkommen nephelinfreien Syeniten vorhanden. Ja es treten sogar quarzhaltige Abarten, die Nordmarkite, auf, in denen ein Nephelinge halt von vorneherein ausgeschlossen ist. Diese Tatsache jedoch, dass quarzhaltige Gesteine in geologischem Verbände mit Nephelinge steinen auftreten können, bestätigt uns die wichtige Erkenntnis, dass die magmatische Differentiation selbst in einem beschränkten Gebiet niemals einheitlich von statten geht. Wenn auch die Entstehungsbedingungen in einem bestimmten Gebiet im Grossen und Ganzen einheitliche sind, so werden doch lokale Abweichungen von dem allgemeinen Charakter stattfinden. Ebenso wie das Überspringen von einer Reihe zur anderen bei allen natürlichen Vorkommen die Regel ist, so ist auch stets ein Übergang von der einen zu der anderen Gesteinsklasse zu verzeichnen. Nirgends sind scharfe Grenzen vorhanden, sondern durch allmähliche Übergänge werden die willkürlich getroffenen, scharfen Abgrenzungen verwischt. Typische Beispiele hierfür sind die schon früher erwähnten komplexen Differentiations-systeme, insbesondere das Gebiet des Monzoni und des Mulatto bei Predazzo. Auch die Vorkommen des Ilmengebirges im mittleren Ural sind typische Beispiele dafür, ebenso die Gebiete in Canada, die ROSENBUSCH irrtümlich als die einzigen bezeichnet, in denen Alkali-gesteine neben Kalkalkaligesteinen vorkommen.

Aus der Projektion sehen wir, dass sich die Syenite um den mittleren und unteren Teil der Quarznormalen gruppieren. Es hat den Anschein, als ob diese Gruppierung um zwei Punkte der Quarznormalen, nämlich bei etwa 66 und 70 % SiO_2 und 8 bzw. 10 % Alk. erfolgen würde. Das wird besonders auffällig, wenn man noch die Projektion der Syenitdiorite zum Vergleich heranzieht. Dort liegt ein Ansammlungspunkt der Gesteinsörter ebenfalls auf der Quarznormalen und zwar bei 64% SiO_2 . Endlich finden wir bei den Anorthositen abermals zwei solche Punkte bei 54 und 61 % SiO_2 . Eine nähere Untersuchung müsste zeigen, ob hier wirklich eine bestimmte Regel vorliegt, die darauf hindeuten würde, dass in der Hauptsache Plagioklasse von bestimmten Zusammensetzungen und nicht etwa regellose Mischungen von Albit und Anorthit zur Ausscheidung gelangten.

2. Familie: *Orthosyenitschizolithe*. Die reinen Gesteine sind unter eporthogenen Entstehungsbedingungen nicht so mannigfaltiger Ausbildung fähig wie die Diorite. Da es sich bei diesen Gesteinen in der Hauptsache lediglich um ein Agglomerat von Feldspäten handelt, so sind die einzigen schizolithischen Ausbildungsmöglichkeiten struktureller Natur, d. h. wir können porphyrische oder aplitische Feld-

spatgesteine erhalten. Bezüglich der Entscheidung, ob Gesteine der orthogenen oder paragenen Syenitzone vorliegen, gilt genau das gleiche, was über die normalen Syenite gesagt worden ist. Im allgemeinen wird eine Quarzanreicherung nach der orthogenen, Gegenwart von Nephelin nach der paragenen Seite weisen. Ist ausser Quarz aber ein typisches Alkalimineral, Hornblende oder Pyroxen vorhanden, so ist natürlich die Zugehörigkeit zur paragenen Klasse erwiesen.

Wir unterscheiden daher bei den Orthosyenitschizolithen nur die zwei Arten der Syenitporphyre und -pegmatite und der Syenitaplite.

1. Art: *Syenitporphyre und -pegmatite*. Diese Gesteine führen Einsprenglinge von Alkali- und Kalknatronfeldspäten sowie gelegentlich auch von Hornblende, Augit oder Glimmer in einer meist dichten Grundmasse. Ihre chemische Zusammensetzung ist die gleiche wie diejenige der normalen Syenite, von denen sie sich nur durch die porphyrische Struktur unterscheiden.

2. Art: *Syenitaplite*. Als aplitische Ausbildungen von Syenitgesteinen sind die *Bostonite* aufzufassen. Bei diesen ist die Entscheidung darüber, ob das Gestein der orthogenen oder paragenen Klasse zuzuweisen ist, in der Regel noch schwieriger als bei den normalen Syeniten. Um daher für die Klassifikation wenigstens einigermaßen festen Fuss fassen zu können, halte ich es für zweckmässig, als *Bostonite* nur derartige Gesteine zu bezeichnen, die weder Nephelin noch irgend ein typisches Alkalimineral führen. Als Abkömmlinge der normalen Syenite würden demnach die *Bostonite* ein feinkörniges Gemenge von Alkalifeldspat, Kalknatronfeldspat, Quarz und wenig gewöhnlicher Hornblende oder Glimmer darstellen. Alle Gesteine dagegen, die Alkalipyroxen oder Alkalihornblende führen, wären den *Gaiteiten* zuzurechnen.

7. Ordnung: Ortho granite

Die Eigenart der orthogenen Gesteinsbildung, dadurch verursacht, dass zu Anfang der Erstarrung die Umwandlung von Olivin zu Enstatit so gut wie vollständig unterbunden wurde, bringt es mit sich, dass nach der Abseigerung der ausgeschiedenen Kristalle eine an Kieselsäure sehr reiche Schmelze übrig bleibt. Diese Schmelze erstarrt letzten Endes zu einem eutektischen Gemenge von Feldspat, Quarz, Pyroxen. Die Menge des letzteren oder eines statt dessen vorhandenen Amphibols oder Glimmers ist allerdings nicht bedeutend. Die Bedeutung der fluiden Phase erreicht hier in der Schlussperiode der magmatischen Erstarrung ein Maximum. Der normale farbige

Gemengteil des Graniteutektikums ist daher der Glimmer. Hornblende und Augit, meistens Diopsid, sind zweifellos verschleppte Produkte. Ganz bestimmt ist dies der Fall bei den in den Charnockiten auftretenden rhombischen Pyroxenen und ferner bei den Alkali-pyroxenen und Hornblenden. Nur der Aegirin dürfte als normale Komponente des Eutektikums an Stelle des Glimmers entstanden sein. Daraus ergibt sich ohne weiteres, dass eine Klassifizierung der Granite nach der Art des farbigen Gemengteils nur insofern von Bedeutung ist, als sie einen Rückschluss auf die im Verband mit dem Granit stehenden basischeren Gesteine gestattet. Als normales Endglied müsste ja eigentlich in jeder Reihe ein Glimmergranit auftreten.

Wir stellen nun die Glimmergranite und Augitgranite als nächste Verwandte der Glimmerdiorite und Augitdiorite in die Mesoreihe. Die Hypersthengranite, die sich den Quarzsyeniten nähern, in die Katareihe.

Besondere Erwähnung verdient noch die sich häufig zeigende Erscheinung, dass typische Biotitgranite, die in keiner Weise als Alkaligranite aufgefasst werden können, im engsten Verbands und als letzte Ausscheidung in Alkaligesteinsgebieten, so bei Christiania, bei Predazzo und am Mt. Ascutney, auftreten. So zeigt uns das Auftreten des Biotitgranites von Drammen, der ein typisches Alkalikalkgestein ist, dass auf die Eruption der paragenen Alkaligesteine zunächst eine Periode der Ruhe folgte, wobei das Magma unterirdisch nunmehr anderen Bedingungen unterworfen war als während des Einsinkens der grossen silurischen Scholle. Die Folge davon muss eine langsame und ruhige unterirdische Abkühlung gewesen sein, die zu einer intratellurischen Ablagerung der basischen Bestandteile des Magmas und zu einem Aufquellen des sauren Restes in Form von orthogenem Biotitgranit führte.

I. Unterordnung: Katorthogranite

1. Familie: *Hypersthengranite*. Der rhombische Pyroxen dieser Granite ist kein Bestandteil des granitischen Eutektikums. Er stellt ein verschlepptes Produkt dar und weist darauf hin, dass der Granit in Verbindung steht mit Gesteinen der katorthogenen Reihe oder der noritischen Abteilung der mesorthogenen Reihe.

II. Unterordnung: Mesorthogranite

1. Familie: *Glimmergranite*. Diese Familie umfasst die Hauptmasse aller bekannt gewordenen Granite und stellt den normalen Granittypus dar. Es mögen hier vorläufig nur die beiden Hauptarten der Biotitgranite (Granitite) und der Biotitmuskovitgranite unter-

schieden werden. Eine weitere Trennung lässt sich nach der Art des Kalifeldspates durchführen. Auf Vorschlag von V. HACKMANN halte ich es daher für angebracht, neben dem Symbol O für Orthoklas auch noch das Symbol Mi für Mikroklin in der Konstitutionsformel einzuführen.

2. Familie: *Pyroxengranite*. Pyroxengranite treten viel seltener auf als Glimmergranite. Chemisch unterscheiden sie sich von den letzteren hauptsächlich durch einen bedeutend geringeren Gehalt an Kieselsäure, wodurch ihr Projektionsfeld in dasjenige der Granodiorite übergreift.

III. Unterordnung: Eporthogranite

1. Familie: *Hornblendegranite*. Die Hornblendegranite treten meistens in Gangform auf. Neben ihrer Verwandtschaft mit den Orthosyeniten ist dies ein Hauptgrund für ihre Einreihung in die eporthogene Reihe. Chemisch haben sie mit den Pyroxengraniten den meist geringeren Kieselsäuregehalt, höheren Prozentsatz an Femoxyden und das häufige Hervortreten von MgO unter diesen gemeinsam.

2. Familie: *Orthogranitschizolithe*. Die einfache Zusammensetzung der unter orthogenen Bedingungen entstandenen magmatischen Restschmelze lässt keine Möglichkeit übrig zu weitgehenden Verschiedenheiten in der Erstarrungsform. Wir haben daher lediglich zwischen Granitporphyren (einschl. Pegmatiten) und Granitapliten zu unterscheiden.

1. Art: *Granitporphyre und -Pegmatite*. Die Granitporphyre bedecken das Projektionsfeld der normalen Granite. Von besonderem Interesse ist der gemischte Gang von Brevven in Nerike, der gewissermassen einen kurzen Abriss der gabbrogranitischen Differentiation darstellt. Jedenfalls liegt hier eine Intrusion von unzersetztem Magma in heisses Nebengestein vor.

2. Art: *Granitaplite*. Die aplitische Erstarrung setzt rasche Abkühlung der magmatischen Restschmelze voraus. Neben dem feinen Korn macht sich infolgedessen die Mitwirkung der fluiden Phasen durch Quarzanreicherung und das Auftreten von Turmalin stark bemerkbar.

ÜBERSICHT DER II. KLASSE: PARAGENE GESTEINE.

1. ORDNUNG: ERZE (Chromitzone).

I. und II. Unterordnung:
Kata- und Mesoparagene Erze.

1. Familie: Erze in paragenen Nebengesteinen.

III. Unterordnung:

1. Familie: Paraerzschizolithe.

1. Art: Jacupirangite

2. ORDNUNG: PARAPERIDOTITE. (Olivinzone).

- | | | |
|--|---|--|
| I. Unterordnung:
<i>Kataparaperidotite.</i> | II. Unterordnung:
<i>Mesoparaperidotite.</i> | III. Unterordnung:
<i>Epiparaperidotite.</i> |
| 1. Familie der Pikrite. | | 1. Familie: Paraperidotit-
schizolithe.
z. B. Magnetitpikrit von
Monzoni. |

3. ORDNUNG: PARAPYROXENITE. (Enstatit- u. Diopsidzone).

- | | | |
|--|---|--|
| I. Unterordnung:
<i>Katapyroxenite.</i> | II. Unterordnung:
<i>Mesopyroxenite.</i> | III. Unterordnung:
<i>Epipyroxenite.</i> |
| 1. Familie: Alkalipyroxenite. | 1. Familie: Alkalihornblendite. | 1. Familie: Parapyroxenschizolithe.
1. Art: Camptonite.
2. Art: Rizonit. |

4. ORDNUNG: PARAGABBROS. (Labradorit- u. Nephelinzone).

- | | | |
|---|--|---|
| I. Unterordnung:
<i>Kataparagabbros.</i> | II. Unterordnung:
<i>Mesoparagabbros.</i> | III. Unterordnung:
<i>Epiparagabbros.</i> |
| 1. Familie: Essexite. | 1. Familie: Ijolithe. | 1. Familie: Urtite.
2. Familie: Paragabbroschizolithe.
1. Art: Nephelinreiche
Tinguaite. |

5. ORDNUNG: PARADIORITE. (Labradorandesin-, Andesin- und Andesinoligoklaszone.)

- | | | |
|---|---|--|
| I. Unterordnung:
<i>Kataparadiorite.</i> | II. Unterordnung:
<i>Mesoparadiorite.</i> | III. Unterordnung:
<i>Epiparadiorite.</i> |
| 1. Familie: Monzonite. | 1. Familie: Nephelindiorite.
1. Art: Ne-Monzonite.
2. Art: Theralithe.
3. Art: Shonkinite.
4. Art: Aegirin-Shonk. | 1. Familie: Nephelinmonzonite.
2. Familie: Paradioritschizolithe.
1. Art: Natronminetten.
2. Art: Monzonitaplite. |

6. ORDNUNG: PARASYENITE. (Oligoklaszone).

- | | | |
|---|---|---|
| I. Unterordnung:
<i>Kataparysenite.</i> | II. Unterordnung:
<i>Mesoparysenite.</i> | III. Unterordnung:
<i>Epiparysenite.</i> |
| 2. Familie: Laurvikite.
1. Familie: Akerite. | 1. Familie: Pulaskite.
2. Familie: Laurdalite. | 1. Familie: Eläolithsyenite.
2. Familie: Paragranitschizolithe.
1. Art: Nephelinarme
Tinguaite.
2. Art: Sölvbergite.
3. Art: Gauteite. |

7. ORDNUNG: PARAGRANITE. (Orthoklaszone).

I. Unterordnung: <i>Kataparagranite.</i>	II. Unterordnung: <i>Mesoparagranite.</i>	III. Unterordnung: <i>Epiparagranite.</i>
1. Familie: Alkaligranite.	1. Familie: Nordmarkite.	1. Familie: Paragranit- schizolithe.
		1. Art: Grorudite.
		2. Art: Paisanite.

(Weiteres Manuskript, abgesehen von Formelzusammenstellungen, fehlt.
Der Herausgeber.)

Einleitung zur Klassifikation der hypogenen Gesteine

Die Ergussgesteine sind deshalb von besonderem Interesse für uns, weil sie uns durch die Verschiedenheit der Einsprenglinge und der Grundmasse die Art der Differentiation, bezw. den Verlauf der Kristallisationsbahn im Konzentrationstetraeder deutlich vor Augen führen. Damit ist uns nämlich die Möglichkeit gegeben, den Gesteinen in der genetischen Klassifikation die richtige Stellung anzuweisen.

Für den natürlichen Differentiationsverlauf, der zur Bildung von Tiefengesteinen führt, haben wir zwei Extreme kennen gelernt, die dadurch bedingt sind, dass nach Ausscheidung der Pyroxenite entweder Anorthit oder Nephelin die weitere Kristallisationsfolge beherrscht. Es ist nun selbstverständlich, dass wir bei der primären Differentiation des tellurischen Magmas weder das eine noch das andere Extrem in Ergussgesteinsform erhalten können. Treten also anorthositische oder urtitische Grenzformen als Ergussgesteine auf, so können diese nur durch Wiederaufschmelzung von Anorthositen und Urtiten entstanden sein. Eine andere Auffassungsweise müsste notgedrungen eine Spaltung des Magmas in getrennte Schmelzen voraussetzen, was, wie wir wissen, schlechterdings unmöglich ist. Primäre Ergussgesteinsformen können daher nur solche Gesteine darstellen, die neben basischen Einsprenglingen eine saurere oder alkalreichere Grundmasse enthalten. Die Grundmasse stellt dann den Rest der Schmelze dar, in der die Kristallisation der basischen Bestandteile begonnen hatte.

Daraus ergibt sich ferner mit Notwendigkeit, dass ausser den monomineralischen Gesteinen Anorthosit und Urtit auch die typisch eutektischen Gabbros und Norite nur in der Weise in primärer Ergussgesteinsform auftreten können, dass die eutektischen Labradorit- und Pyroxen-Kristalle in einer erheblich saureren Grundmasse ein-

gebettet sind. Hat dagegen die Grundmasse chemisch und mineralogisch die gleiche Zusammensetzung wie die Einsprenglinge, so liegt ganz zweifellos Wiederaufschmelzung vor. Es ist daher ohne weiteres klar, dass weitaus die meisten Basalte, Melaphyre und Diabase Produkte einer Wiedereinschmelzung von Gabbros und Dioriten sind.

Sehen wir von den extremen anorthitischen und nephelinitischen Grenzformen ab, die wir in der Natur höchstens als Schlierenbildungen kennen, so bleiben für die Hauptmasse der möglichen Ergussgesteinsformen nur die hypogenen Äquivalente der mesorthogenen, eporthogenen, kataparagenen und mesoparagenen Gesteinsreihen übrig.

Unter diesen können wenigstens diejenigen Typen als primäre Erstarrungsformen gelten, deren Grundmasse saurer und alkalireicher ist als die Einsprenglinge. Das stimmt übrigens auch mit der altbekannten Tatsache überein, dass ein Ergussgestein stets reicher an Kieselsäure und Alkali ist als das zugehörige Tiefengestein und enthält gleichzeitig die Erklärung für diese Beobachtung.

Die Gesteinsfolge derjenigen Ergussformen, die wirklich als primäre Bildungen möglich sind, d. h. also nicht unbedingt durch Wiederaufschmelzungen entstanden sein müssen, erstreckt sich nach drei Richtungen. Die eine führt von Dioriten zu Quarzdioriten und endet im granitischen Eutektikum. Die andere beginnt mit Theralithen und Shonkiniten und findet im nephelin-syenitischen Eutektikum ihren Abschluss. Dazwischen endlich verläuft die dritte, deren Charakter durch essexitische, monzonitische und alkalisyenitische Typen bestimmt wird.

Entsprechend unserer Anordnung in der hypogenen Klasse, in der wir je zwei Reihen der orthogenen und paragenen Klasse zu einer einzigen Reihe vereinigen, erhalten wir demnach folgende Übersicht der hypogenen Gesteinsfolge:

Kat hypogen.	Mesohypogen.	Epihypogen.
Basalte.	Tephrite.	Nephelinite.
Andesite.	Trachydolerite z. T.	Trachydolerite z. T.
	Trachyandesite z. T.	Trachyandesite z. T.
Liparite.	Alkalitrachyte.	Phonolithe.

Hier wird bereits die Unsicherheit in der Benennung der Trachydolerite bemerkbar. Ausser den Trachydoleriten im engeren Sinne unterscheidet ROSENBUSCH shonkinitische, monzonitische, trachytische und

phonolithische Abarten. So entsteht ein Chaos, ein Sammelsurium, in dem die verschiedensten Gesteinsformen zusammengestellt werden. Die Sache wird noch schlimmer durch das Hinzutreten der Trachyandesite. Und doch war ROSENBUSCH'S Ausgangspunkt für die Aufstellung dieser Gesteinsarten vollauf berechtigt und verhältnismässig klar. Als Trachydolerite bezeichnete er in der Hauptsache alkalireiche Basalte und als Trachyandesite Zwischenformen vom Typus der siebengebirgischen Andesite. Aber einmal angeschlagen, erwies sich diese neue Erkenntnisquelle als so fruchtbar, dass sie die ungeahntesten Produkte zu Tage förderte und mit diesen die ohnehin schon schwachen Grenzen der üblichen Klassifikation völlig überschwemmte. Heute steht man nun auf dem Standpunkt, dass eine Trennung der Trachydolerite und Trachyandesite überhaupt nicht mehr möglich ist und versenkt daher in diesem chaotischen Meer alle Gesteinsformen, die sich näher nicht definieren lassen. Und um sie nicht gänzlich verschwinden zu lassen, hängt man ihnen irgend einen nichtssagenden Spezialnamen an. Die Einzelnamen werden so immer zahlreicher und das Dickicht immer undurchdringlicher.

Der Schlüssel zum Verständnis dieser Gesteinsformen liegt nun ganz einfach darin, dass man sich hütet, von falschen Voraussetzungen auszugehen. Eine solche ist aber der viel zu allgemeine Satz, dass jedem Ergussgestein ein Tiefengestein entsprechen müsse. Die Analogie darf nämlich nur auf die chemische Zusammensetzung, nicht aber auf den Mineralbestand gestützt werden. Bezüglich des Letzteren trifft sie nur teilweise zu, denn tatsächlich haben wir eine ganze Reihe von Mineralien, die nur in Ergussgesteinen vorkommen können und deren Auftreten in Tiefengesteinen aus physikalisch-chemischen Gründen vollkommen ausgeschlossen ist wie Melilith, Leucit, Sodalith, Hauyn und Nosean. Wo diese doch in scheinbarer Tiefengesteinsform auftreten (Alnöt, Missouriit), kann es sich nur um durch Wiederaufschmelzung entstandene gasarme Schmelzmassen handeln, oder es wurden nur bei höherer Temperatur beständige Mineralien (Sodalith, Hauyn, Nosean) durch Umschliessung mit einem Feldspat vor nachträglicher Zersetzung bewahrt (Sodalithsyenite). So können wir also das Äquivalent für ein orthoklas- und nephelinführendes Tiefengestein in einem leucitischen Ergussgestein vorfinden; es wäre aber verkehrt und fruchtlos, für letzteres eine leucitführende Tiefengesteinsform aufsuchen zu wollen. Das Gleiche gilt für Melilithgesteine, denen in Tiefengesteinsform nur Peridotite und Pyroxenite entsprechen können.

Volle Klarheit über die Zugehörigkeit eines Ergussgesteins erhalten wir nun, wenn wir dessen Einsprenglinge mit der Grundmasse vergleichen. Die Grundmasse ist nichts anderes als die vorzeitig erstarrte Schmelze, während die Einsprenglinge das Stadium der Kristallisation und somit den in der Entstehung begriffenen Gesteinstypus darstellen. Unter Gesteinstypus verstehe ich hierbei die entsprechende Tiefengesteinsform. In den beiden extremen Reihen wird die Grundmasse durch Gehalt an Feldspat und Quarz graniteutektisch oder durch Gehalt an Feldspat und Nephelin nephelinsyeniteutektisch sein. Die dazwischen liegende, über die Monzonite verlaufende Reihe weist dagegen als letztes Erstarrungsprodukt Alkalifeldspäte in allotriomorpher Ausbildung, also Orthoklas oder Mikroperthit als Mesostasis auf.

Die natürliche Folge der Mineralkombination, die zur Entstehung der einzelnen Gesteine führt, lässt sich an folgender Zusammenstellung für die beiden extremsten Reihen übersehen:

Kata- und Mesorthogen.

1. Labradorit (Anorthosit).
2. Labrador-Diallag (Gabbro).
3. Augit-Labrador-Quarz (Diorit).
4. Augit-Andesin-Orthoklas-Quarz (Granodiorit).
5. Oligoklas-Orthoklas-Quarz (Granit)

Meso- und Epiparagen.

1. Nephelin (Urtit).
2. Nephelin-Diopsid (Ijolith).
3. Augit-Labrador-Nephelin (Theralith).
4. Aegirinaugit-Oligoklas-Orthoklas-Nephelin (Nephelinmonzonit, Malignit).
5. Albit-Orthoklas-Nephelin (Nephelinsyenit).

Diese Zusammensetzung lässt uns auf Grund der magmatischen Kristallisationsfolge erkennen, welche Mineralien als Einsprenglinge und welche Kombinationen als Grundmasse auftreten können. Sie zeigt uns ferner die vollkommene Analogie, nach welcher die Erstarrung letzten Endes zu einem granitischen oder nephelinsyenitischen Eutektikum führt. Auf die Analogie von Nephelinsteingesteinen, insbesondere Nepheliniten, mit den Gabbros macht schon ROSENBUSCH (Mikr. Phys. II, 371) aufmerksam und bezeichnet die Übereinstimmung als eine überraschende. Andererseits vermisst aber ROSENBUSCH in der Alkalireihe ein den Dioriten entsprechendes Zwischenglied. Dieser scheinbare Mangel wird aber sofort aufgehoben, wenn man bedenkt, dass in der Alkalireihe Nephelin im weiteren Verlauf stets den Quarz der granodioritischen Reihe vertritt. Führt man also die Analogie streng logisch durch, so sieht man aus obiger Zusammenstellung, dass die Theralithe, Nephelinmonzonite und Malignite an Stelle der Diorite und Granodiorite treten, wobei die Shonkinite analogerweise lamprophyrisch ausgebildeten Granodioriten entsprechen würden. In derselben Weise, wie wir von Nephelinsyeniten

sprechen, werden wir daher folgerichtig diese Gesteine als Nephelindiorite zusammenfassen. Nun ist allerdings zu beachten, dass die vollkommene Analogie gelegentlich etwas gestört erscheint, die Alkalien im Gegensatz zur granodioritischen Reihe in der Alkaligesteinsreihe sich auch an der Bildung von farbigen Gemengteilen beteiligen. Sie treten in die alkalischen Pyroxene ein und führen zur Entstehung von Aegirin. Nimmt die Bildung des letzteren überhand, so können fast reine Aegiringesteine wie der Aegirinschiefer BRÖGGERS entstehen. Solche Gesteine müssen dann, schon infolge der Lage ihres Projektionsortes, ebenfalls zu den Nephelindioriten gestellt werden.

Ein anderer Punkt, der besondere Aufmerksamkeit erheischt, ist das Auftreten von Leucit als intermediäres Kristallisationsprodukt in Ergussgesteinen. Das überaus rasch wechselnde Auftreten von Nephelintephriten und Leucittephriten im gleichen Strome ist ja bekannt. Studiert man diese Gesteine genauer, so kann man leicht alle Übergänge von reinem Leucit zu Pseudoleucit und einer regellosen Ansammlung von Orthoklas-Nephelin feststellen. Das zeigt mit überzeugender Klarheit, dass das Vorhandensein oder Fehlen des Leucits lediglich von ganz eng umgrenzten, lokalen Entstehungsbedingungen abhängig ist, die sich sogar innerhalb von Schlieren genügend stark verändern können. Leucit darf daher niemals als ein Charakteristikum für die klassifikatorische Bewertung betrachtet werden, sondern wir müssen in diesem Mineral stets die Mineralkombination Orthoklas-Nephelin, d. h. das nephelinsyenitische Eutektikum erkennen.

So ergeben sich denn für die Klassifikation der trachydoleritischen und trachyandesitischen Zwischenformen der alkalischen Ergussgesteine folgende Richtlinien. Wir müssen vor allen Dingen davon absehen, für die Klassifikation andere als rein physikalisch-chemische Prinzipien zur Anwendung zu bringen. So darf insbesondere der geologische Verband nicht als Kriterium dienen. Wir wissen beispielsweise, dass die Basalte meistens aufgeschmolzene Gesteine darstellen. Wir wissen ferner, dass orthogene und paragene Gesteine in der gleichen Gegend vorkommen. Es hat daher gar keinen Zweck, das irrtümliche Dogma von der gegenseitigen Ausschliessung der Alkali- und Kalkalkaligesteine dadurch stützen zu wollen, dass man typische Basalte zu Trachydoleriten stellt. In allen solchen Fällen darf nur die chemische Zusammensetzung und der Mineralbestand dafür massgebend sein, ob das Gestein als ein Abkömmling der orthogenen oder der paragenen Gesteinsklasse anzusehen ist.

Die chemische Zusammensetzung spielt also bei der Beurteilung die erste Rolle. Durch Projektion des Gesteins können wir dann mit Leichtigkeit seine Verwandtschaft mit einer Tiefengesteinsform feststellen. Endlich wird durch Beobachtung der Einsprenglinge und der Grundmasse die Richtung des Kristallisationsverlaufes festgestellt und danach dem Gestein sein Platz zugewiesen. Leucit muss dabei der Mineralkombination Orthoklas-Nephelin gleichgestellt werden.

Auf diese Weise projiziert, verteilen sich die Ergussgesteine der meso- und epihypogenen Reihe auf die Felder der Gabbrodiorite und Essexite, Monzonite, Syenite, Alkalisyenite und Quarzsyenite, Nephelindiorite und Nephelinsyenite. Die Bezeichnung Trachydolerit bleibe nun lediglich auf die erstgenannten beschränkt, d. h. auf diejenigen Gesteine, die wir als hypogene Abkömmlinge der Essexite auffassen können. Es bleibe dahingestellt, ob für diese nicht vielleicht doch besser die Bezeichnung Essexitdiabase gewählt würde.

Den paragenen Ijolithen und Urtiten entsprechen die Nephelinite und Leucitite. Von den Nephelindoleriten werden jedoch viele als Ijolith bzw. Ijolithporphyre aufgefasst werden müssen wie z. B. das Gestein vom Löbauer Berg.

Trachydolerite von monzonitischem Charakter werden als Monzonitbasalte bezeichnet. Sie kommen in mancher Beziehung den Kersantiten und Minetten nahe. In der epihypogenen Reihe entsprechen ihnen die Nephelindioritbasalte. Das wären Gesteine, die als Abkömmlinge der Nephelinmonzonite, Theralithe und Shonkinite aufzufassen sind. Sie zeichnen sich durch besonderen Reichtum an Leucit, Sodalithmineralien und Aegirin aus.

Der Name Trachyandesit bleibt auf seine ursprüngliche Bedeutung beschränkt, d. h. er wird auf Gesteine angewendet, die andesitischen Charakter haben, Einsprenglinge von Pyroxenen oder Hornblende und Kalknatronfeldspat in einer Grundmasse von Alkalifeldspat und Quarz oder Tridymit führen und in der Projektion den Quarzsyeniten nahekommen.

Alle Abarten, deren Grundmasse sich in erheblichem Masse dem Nephelinsyeniteutektikum nähert, die also phonolithischen Charakter haben, mögen als Phonophyre bezeichnet werden. Als besonders charakteristische Vertreter dieser Familie seien die Laurdalitporphyre oder Nephelinrhombenporphyre genannt. Ferner gehören alle diejenigen Gesteine hierher, bei denen die nephelinsyenitische Grundmasse gegenüber vorwiegenden Einsprenglingen von Feldspäten oder Sodalithmineralien stark zurücktritt.

ÜBERSICHT DER III. KLASSE: HYPOGENE GESTEINE.

1. ORDNUNG: ERZE (Chromitzone).

2. ORDNUNG: HYPOPERIDOTITE (Olivinzone).

- | | | |
|---|---|---|
| <p>I. Unterordnung:
<i>Katahypoperidotite.</i></p> <p>1. Familie: Pikritporphyrite.</p> | <p>II. Unterordnung:
<i>Mesohypoperidotite.</i></p> | <p>III. Unterordnung:
<i>Epihypoperidotite.</i></p> <p>1. Familie: Melilithbasalte.</p> <p>1. Art: Melilithbasalt
i. e. S.</p> <p>2. Art: Euktolithe.</p> <p>2. Familie: Hypoperidotit-schizolithe.</p> <p>1. Art: Verit.</p> |
|---|---|---|

3. ORDNUNG: HYPOPYROXENITE. (Enstatit- u. Diopsidzone).

- | | | |
|---|--|--|
| <p>I. Unterordnung:
<i>Katahypopyroxenite.</i></p> <p>1. Familie: Pyroxenporphyrite.
(olivinarne Pikrite)</p> | <p>II. Unterordnung:
<i>Mesohypopyroxenite.</i></p> <p>1. Familie: Limburgite.
2. Familie: Augite.</p> | <p>III. Unterordnung:
<i>Epihypopyroxenite.</i></p> <p>1. Familie: Missouriite.
2. Familie: Hypopyroxen-schizolithe.</p> <p>1. Art: Fortunit u. Verit.
2. Art: Monchiquit.
3. Art: Jumillit.</p> |
|---|--|--|

4. ORDNUNG: HYPOGABBROS. (Labradorit- u. Nephelinzone).

- | | | |
|---|---|--|
| <p>I. Unterordnung:
<i>Katahypogabbros.</i></p> <p>1. Familie: Diabase und Melaphyre.</p> | <p>II. Unterordnung:
<i>Mesohypogabbros.</i></p> <p>1. Familie: Tephrite.
2. Familie: Basanite.
3. Familie: Trachydolerite.</p> | <p>III. Unterordnung:
<i>Epihypogabbros.</i></p> <p>1. Familie: Nephelinite.
2. Familie: Leucitite.
3. Familie: Hypogabbroschizolithe</p> <p>1. Art: Orendit.
2. Art: Wyomingit.</p> |
|---|---|--|

5. ORDNUNG: HYPODIORITE. (Labradorandesin-, Andesin- und Andesinligoklaszone).

- | | | |
|--|---|--|
| <p>I. Unterordnung:
<i>Katahypodiorite.</i></p> <p>1. Familie: Basalte u. Diabasporphyrite.
2. Familie: Andesite u. Porphyrite.
3. Familie: Quarz-Andesite u. -Porphyrite.</p> | <p>II. Unterordnung:
<i>Mesohypodiorite.</i></p> <p>1. Familie: Trachytoide Trachydolerite.
2. Familie: Trachytoide Trachyandesite.</p> | <p>III. Unterordnung:
<i>Epihypodiorite.</i></p> <p>1. Familie: Hypodiorit-schizolithe.
1. Art: Leucitophyr.</p> |
|--|---|--|

6. ORDNUNG: HYPOSYENITE. (Oligoklaszone).

- | | | |
|---|--|--|
| <p>I. Unterordnung:
<i>Katahyposyenite.</i></p> | <p>II. Unterordnung:
<i>Mesohyposyenite.</i></p> <p>1. Familie: Trachyte.
2. Familie: Keratophyre.
3. Familie: Alkalitrachyte.</p> | <p>III. Unterordnung:
<i>Epihyposyenite.</i></p> <p>1. Familie: Phonolithe Leucitphonolithe.
2. Familie: Hyposyenit-schizolithe.
1. Art: Rhombenporphyr.</p> |
|---|--|--|

7. ORDNUNG: HYPOGRANITE. (Orthoklaszone).

<p>I. Unterordnung: <i>Katahypogranite.</i></p> <p>1. Familie: Liparite und Quarzporphyre.</p>	<p>II. Unterordnung: <i>Mesohypogranite.</i></p> <p>1. Familie: Quarzkeratophyre. 2. Familie: Comendite. 3. Familie: Pantellerite.</p>	<p>III. Unterordnung: <i>Epihypogranite.</i></p>
--	--	--

Schlussbemerkungen des Herausgebers. Zuerst gilt es, im Auge zu behalten, dass die Ideenkonzeption, die vorstehenden Ausführungen HOMMELS zu Grunde liegt, vor zehn Jahren gefasst wurde, und dass zwischen 1922 und 1924 nur wenig Neues hinzugefügt werden konnte. Mit Fug und Recht dürfen wir HOMMEL als einen der Ersten bezeichnen, der versucht hat, unter Berücksichtigung der Ergebnisse physikalisch-chemischer Forschung eine systematische Petrographie auf genetischer Grundlage zu schaffen. Dass in dem Buch N. L. BOWEN'S „The evolution of the igneous rocks“ (1928) nicht einmal im Register der Name HOMMEL auftritt, ist ungerechtfertigt. Hoffentlich hilft die Publikation der hinterlassenen, unvollendeten Schriften mit, dass in Zukunft dieser grosse Versuch einer Systematik gebührend berücksichtigt wird.

Im ersten Artikel hat der Herausgeber auf einige Fragen aufmerksam gemacht, die der gedruckte Band I der „Grundzüge der systematischen Petrographie auf genetischer Grundlage“ ungelöst liess. Der aufmerksame Leser wird selbst beurteilen können, inwieweit sie beantwortet wurden.

Versuchen wir nochmals die Grundprinzipien zusammenzufassen. HOMMEL geht davon aus, dass die magmatische Differentiation vollkommen mit der Kristallisation verbunden ist. Eine normale Kristallisationsfolge ist, da ein mehr oder weniger einheitliches Magma als Stammagma angenommen wird, gegeben. Jeder Kristallisationsänderung entspricht eine neue „Zone“. Die vereinigten Kristallisationsprodukte eines Erstarrungsstadiums liefern einen bestimmten Gesteinstypus. Man kann die Grundidee am besten vergleichen mit den Anschauungen, die wir über die Bildung der verschiedenen Zonen einer oceanischen Salzablagerung besitzen. HOMMEL glaubt jedoch, dass bei der magmatischen Erstarrung die gravitative Kristallseparation von ganz untergeordneter Bedeutung sei. Für ihn ist nicht eine basische Bodenschicht das Normale, sondern eine basische Randfacies entlang der Abkühlungsfläche.

Die Verschiedenartigkeit der Differentiationsverläufe wird auf Unterschiede in den physikalischen Bedingungen zurückgeführt. Ge-

schwindigkeit der Kristallisation, Überspringen oder Verschleppen eines Erstarrungsstadiums, Ruhe oder starke Bewegung, eventuell Gehalt an leichtflüchtigen Substanzen sind ausschlaggebend. Die Bedeutung der HOMMEL'schen Darstellung liegt besonders in dem Versuch, auf dieser Grundlage die Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteinswelt abzuleiten. Einzelne Gedanken dieser Verknüpfung treffen sicherlich im Kerne das Richtige, andere fordern den Widerspruch heraus, alle sind unzweifelhaft der Diskussion wert.

Natürlich weiss HOMMEL, dass die einfache Vorstellung, die in der Begriffs- und Ausdrucksweise ihren Niederschlag findet, der geologischen Kompliziertheit nicht gerecht wird. Man darf sich daher durch das scheinbar Starre, beispielsweise den Zonenbegriff und die Kata-Meso-Epi-Einteilung, nicht abschrecken lassen; es handelt sich lediglich um ordnende Prinzipien. Auch ist selbstverständlich, dass die Beobachtungstatsachen gegen eine Bildung aller, oder auch nur der Mehrzahl der Gesteine durch blosse Seigerung sprechen; Wiedereinschmelzung (sagen wir vielleicht besser Wiederverflüssigung und Resorption) spielen daher eine grosse Rolle. Hier hätte unzweifelhaft eine stärkere Betonung des Unterschiedes zwischen Differentiation und Erstarrungsort zur Abklärung wesentlich beigetragen. Von grossem Interesse, wenn auch nicht in allen Einzelheiten Zustimmung möglich ist, sind z. B. die Erörterungen über die Bildung der Ganggesteine. Sicherlich ist die Bezeichnung Schizolithe wenig zufriedenstellend, auch wenn man im Ganzen mit deren Zuordnung zu den Tiefengesteinen einverstanden ist. Im wesentlichen läuft dann die Systematik darauf hinaus, dass man für Tiefen- und Ganggesteine zwei Klassen und je sechs Unterordnungen, für die weniger scharf geschiedenen Ergussgesteine nur eine Klasse mit je drei Unterordnungen zu benutzen hat. Dadurch wird eine Schwierigkeit der Klassifikation umgangen, die jeder kennt, der Erguss- und Tiefengesteinstypen einander zuordnen will.

HOMMEL'S Grundeinteilung ist eigentlich eine chemische; charakterisiert wird sie durch Mineralnamen der Zonen. Darin ist vielleicht die Ursache mancher Missverständnisse zu suchen. Der Herausgeber glaubt, dass eine chemische Klassifikation nach Magmentypen, die in sehr vielen Fällen mit den Obergruppen HOMMEL'S parallel gehen muss, verbunden mit einer mineralogischen und strukturellen Klassifikation der Erstarrungsprodukte dieser Magmentypen, deutlicher chemische und physikalische Faktoren sondert, als das im vorliegenden Entwurf geschehen ist. Allein damit ist bereits das Gebiet der Auswertung des Klassifikationsversuches betreten, und das würde

eine vergleichende Betrachtung anderer „Systeme“ erfordern. Vielleicht gibt sich in Bälde Gelegenheit, bei Anlass der Besprechung eines konkreten Beispiels auf diese grundlegenden Fragen der Lehre von der magmatischen Differentiation und der Klassifikation der Eruptivgesteine zurückzukommen.

Zum Schlusse dieses Versuches, HOMMELS Gedankengänge der Fachwelt näher zu bringen, sei nur nochmals Frau Professor HOMMEL herzlich gedankt, dass sie die Manuskripte dem Herausgeber zur Verfügung stellte. Sie hat ihm eine grosse Freude bereitet, die umso nachhaltiger sein wird, je mehr die Veröffentlichung dazu beiträgt, dem jung verstorbenen Forscher das Ansehen zu verschaffen, das er durch seine schönen Bemühungen um die Gesteinssystematik verdient hat.

Manuskript eingegangen: 25. September 1930.
