

SEPARAT-ABDRUCK

AUS

TSCHERMAK'S

MINERALOGISCHEN UND PETROGRAPHISCHEN

MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN

VON

F. BECKE.

F. BECKE. GESTEINE DER COLUMBRETES.

Tschermak's mineralogische und petrographische Mittheilungen.
Bd. XVI. Heft II.

WIEN,

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

ROTHENTHURMSTRASSE 15.

X. Gesteine der Columbretes.

Von F. Becke.

(Mit einer Taf. III und 1 Textfigur.)

Zu Anfang der Neunziger-Jahre besuchte Se. kaiserl. Hoheit der Herr Erzherzog Ludwig Salvator die kleine Inselgruppe der Columbretes an der Ostküste von Spanien und legte seine Beobachtungen über Bodengestalt, Klima, Fauna und Flora der selten besuchten Felseneilande in einem Prachtwerke¹⁾ nieder.

Schreiber dieser Zeilen war mit der petrographischen Untersuchung der von Sr. kaiserl. Hoheit gesammelten Gesteine betraut worden, deren Beschreibung dem erwähnten Prachtbände einverleibt ist.

Da die Untersuchung der Gesteine einige interessante Thatsachen ergab, und da die Gesteine der Inselgruppe bisher nur unvollkommen bekannt waren, glaube ich, die Veröffentlichung der Ergebnisse in diesen Mittheilungen rechtfertigen zu können.

Einleitung.

Die Columbretes sind eine kleine Gruppe vulcanischer Felseninseln in einer Entfernung von circa 55 Kilometern von der Ostküste von Spanien gelegen unter $0^{\circ} 42'$ östlicher Länge von Greenwich und $39^{\circ} 50'$ nördlicher Breite.

Die grösste und am weitesten gegen Nordosten vorgeschobene dieser Inseln Columbrete grande bildet mit den Klippen El Mascarat, Señoreta und Mancolibre einen wohl erhaltenen Krater von elliptischem Umriss und in der Richtung NO.—SW. gestrecktem längeren Durchmesser. Im Nordosten fehlt etwa ein Viertel des Kraterwalles, welcher in den erhaltenen Theilen aus quaquaversal geschichtetem palagonitischen Tuff mit eingelagerten Bruchstücken compacten Feldspathbasaltes besteht. Die erwähnten Klippen

¹⁾ Columbretes. Prag, Verlag und Druck von H. Mercy. Verfasser nicht genannt.

und der südliche Theil der Hauptinsel tragen die Ueberreste einer sehr blasig-schlackigen Lavadecke. Auf dem nördlichen und höchsten Theile des Kraterrandes steht ein Leuchtthurm und ein meteorologisches Observatorium. Das Wartepersonal dieser Anstalten sind die einzigen ständigen Bewohner der Insel.

Etwas westlich und südlich von diesem erloschenen basaltischen Vulcan liegen in einer fast genau N.—S. gerichteten Reihe die gänzlich unbewohnten Inseln Ferrera, Forodada und El Bergantin, jede von mehreren kleineren Klippen und Eilanden begleitet. Diese Felseninseln stellen offenbar die Ueberreste einstiger grösserer vulcanischer Berge oder Inseln dar. Sie bestehen aus trachytischem Material, und zwar nach den mir vorliegenden Stücken grösstentheils aus trachytischen Laven; Kraterformen sind nach den naturgetreuen Abbildungen des erwähnten Prachtwerkes nicht zu erkennen. Die südlichste dieser Klippen: El Bergantin, ist eine thurm-förmige 32 Meter hohe mit senkrechten Wänden sich erhebende Klippe. Forodada zeigt sanften Abfall nach West, steile Felswände nach Ost, wo noch mehrere kleinere Inseln und Klippen vorgelagert sind, und eine ähnliche Configuration besitzt die Insel Ferrera, der östlich die kleine Insel Bauzá vorlagert.

Die Gesteine der Hauptinsel wurden nach von dritter Hand gesammelten Handstücken beschrieben von P. Vicent.¹⁾ Er bestimmte die Basaltlava als Feldspathbasalt und beschäftigte sich eingehend mit den Tuffen, die er als Palagonittuff bezeichnete.

Die vorliegenden Handstücke gehören zum grössten Theil echt vulcanischen Gesteinsarten an, wie man sie an thätigen oder kürzlich erloschenen Vulcanen zu finden gewohnt ist. Die Mehrzahl hat den Charakter poröser, schaumiger, schlackiger Gebilde, wie sie am häufigsten als lose Auswürflinge oder auch als Oberflächenbildungen von Lavaströmen vorkommen. Nur wenige bestehen aus compactem Gestein; diese kommen grösstentheils in der Form von Bruchstücken im Tuff vor. Viele Stücke gehören als cementirte Anhäufungen loser Auswürflinge in die Abtheilung der Tuffe, nur wenige lassen eine Beimengung normaler Kalksedimente erkennen. Abgesehen von diesen Unterschieden, gliedern sich die vorliegenden Proben nach ihrem

¹⁾ Notice lithologique sur les Iles Columbretas par le R. P. Anton Vicent, S. J. Extrait de la Société scientifique de Bruxelles. IX, 1885—1886, pag. 105—118.

chemisch-mineralogischen Bestand in zwei Gruppen, die, soweit das vorliegende Material in Betracht kommt, streng geschieden und durch Uebergänge nicht verknüpft sind.

Die eine dieser Gruppen, welche eine grössere Mannigfaltigkeit erkennen lässt, ist durch den Reichthum an weissen Feldspath-(Sanidin-)Einsprenglingen charakterisirt; diese Gesteine stammen von den Inseln Ferrera, Bauzá, Forodada; das Gestein der Klippe El Bergantin, welches in der vorliegenden Sammlung nicht vertreten ist, dürfte nach den Beschreibungen des erwähnten Prachtwerkes ebenfalls dieser Gruppe angehören, so dass der ganze N—S. streichende Klippenzug im Südwesten der Hauptinsel aus diesen Sanidingesteinen besteht. Die Gesteine dieses Zuges haben trachytischen Habitus, stellen aber keinen reinen Typus dar, sondern bilden eine Serie nahe verwandter Gesteine, welche zwischen der SiO_2 -reicheren Trachyt-Andesit-Serie und der SiO_2 -ärmeren Phonolith-Tephrit-Serie eine Mittelstellung einnehmen, chemisch sich mehr der letzteren anschliessen, durch den makroskopisch auffallend hervortretenden Sanidingehalt aber die Verwandtschaft zur Trachytgruppe bekunden.

Die andere Gruppe umfasst schwarze Gesteine, in deren Gefüge Olivin- und Augitkrystalle hervortreten: Basalte, sowie zugehörige Tuffe. Sie stammen — mit einer einzigen Ausnahme — von der Hauptinsel und den benachbarten Klippen.

1. Die trachytischen Gesteine des westlichen Klippenzuges.

Diese Gesteine sind sämtlich durch das reichliche Auftreten von Einsprenglingen eines glasigen monoklinen Alkalifeldspathes (Sanidin) ausgezeichnet. Er findet sich in stark rissigen Körnern und Krystallen mit gerundeten Kanten, die von Absonderungsflächen durchzogen sind, welche beiläufig der Querfläche parallel gehen. Die Spaltbarkeit ist sehr undeutlich. Die einzelnen Körner erreichen bis 1 Centimeter Grösse; es kommen aber auch haselnuss-grosse Aggregate solcher Körner vor. Mit der Gesteinsmasse hängen sie meist nur lose zusammen.

Die optischen Eigenschaften sind die folgenden: In Platten nach *M* wird die Auslöschungsschiefe gegen die Kante *M/P* gleich

+ 7° gefunden, etwas kleiner für rothes Licht als für blaues. Die Ebene der optischen Axen liegt normal zur Symmetrieebene. Der Winkel der optischen Axen gemessen in Platten parallel der Absonderung nach der Querfläche ist ziemlich klein ($2E = 45^\circ \dots 58^\circ$, ähnliche Platten des Sanidin vom Drachenfels gaben $2E = 72^\circ$). Die Dispersion um die erste Mittellinie a ist $\rho > v$, gleichzeitig horizontal entsprechend der oben angegebenen Dispersion der Auslöschungsrichtungen.

Das specifische Gewicht schwankt innerhalb der Grenzen 2.58 bis 2.63. Die reinsten Proben gaben Werte, die der oberen Grenze nahe liegen, die niedrigeren fanden sich bei etwas trüben Splintern und sind somit durch die mikroskopisch erkennbaren Gasporen bedingt.

Die mikro-chemische Untersuchung ergab neben der Kaliumreaction einen beträchtlichen Gehalt an Natrium und einen deutlich nachweisbaren an Calcium. Trotz dieser an Anorthoklas erinnernden Eigenschaften zeigen auch die dünnsten Schlifflinien keine bemerkbare Zwillingsstreifung, sondern löschen einheitlich aus. Gegen die Zuweisung zu Förstner's Natronorthoklas spricht die nicht sehr hohe Auslöschungsschiefe auf M . Im Zusammenhalt mit dem hohen specifischen Gewicht könnte das optische Verhalten zu der Vermuthung führen, dass hier dem Kalifeldspath ein calciumreicherer Kalknatronfeldspath beigemischt sei. Im folgenden möge dieser Feldspath kurz als Sanidin bezeichnet werden, mit dem er optisch, unter anderem auch im niedrigen Lichtbrechungsvermögen übereinstimmt.

Die Sanidine der verschiedenen untersuchten Gesteinsvarietäten zeigen keine merklichen Unterschiede und stimmen auch in der grossen Reinheit der Substanz überein, derzufolge fremde Einschlüsse mit Ausnahme kleiner reihenweise angeordneter Gasporen völlig fehlen.

Von den übrigen Gemengtheilen gibt der Plagioklas zu besonderen Bemerkungen keinen Anlass.

Eine dunkle basaltische Hornblende und ein entweder grünlichgrauer, häufiger aber gelber Augit sind sehr verbreitet.

Die erstere ist meist stark magmatisch corrodirt; am besten ist sie erhalten in homöogenen Einschlüssen in einem Gestein von Ferrera und Bauzá. Hier tritt sie in Individuen auf, die von mikro-

skopischer Kleinheit bis zu $\frac{1}{2}$ —1 Millimeter langen Nadeln heranzuwachsen.

Die Auslöschungsschiefe cc ist sehr klein, und c weicht auf 010 im Uhrzeigersinn von der Verticalaxe ¹⁾ ab. In den häufigen Fällen, wo mit der Hornblende Augit parallel verwachsen ist, liegt die Elasticitätsaxe c des Augit nach der entgegengesetzten Seite, wie die hier gegebene Figur erkennen lässt.



Diese Hornblende hat ziemlich grossen Axenwinkel bei negativem Charakter der Doppelbrechung. Die Bilder zeigen $\varrho < v$ um a und deutliche geneigte Dispersion an. Bei einiger Aufmerksamkeit kann man die hieraus folgende Dispersion der Mittellinien in Schnitten (010) an den Farbengegensätzen erkennen, die sich beim Herausdrehen aus der Dunkelstellung ergeben. Aus diesen Farbenercheinungen muss man folgern, dass $cc_v > cc_\varrho$.

Meines Wissens ist eine Hornblende mit dieser Orientirung noch nicht beschrieben worden. Die basaltische Hornblende aus Basalttuff von Böhmen zeigt gleichfalls starke Dispersion der Mittellinien, aber in Schnitten 010 weicht c um einige Grade nach vorne (entgegen dem Uhrzeigersinn) ab, und nach den Farbenercheinungen zu beiden Seiten der Dunkelstellung ist $cc_v < cc_\varrho$.

Dieselbe Orientirung gibt auch Hornblende aus dem porphyrtigen Phonolith von Rongstock und aus dem trachytischen Phonolith vom hohen Hain, welche letztere Blumrich in der Arbeit über die Phonolithe des Friedländer Bezirkes ²⁾ beschrieben hat.

In diesen Fällen neigt c der Hornblende nach derselben Seite wie c des damit parallel verwachsenen Augites. Wenn wir die Hornblende nach dem Vorschlage von Tschermak so aufstellen, wie die parallele Verwachsung mit Augit verlangt, ergibt sich daher, dass bei basaltischen Hornblenden entweder:

$$\begin{array}{l} cc \text{ negativ} . . . cc_\varrho > cc_v \text{ oder} \\ cc \text{ positiv} . . . cc_\varrho < cc_v. \end{array}$$

¹⁾ Aufstellung nach Tschermak, $p = 101$.

²⁾ Diese Mitth. XIII, pag. 491, 1892.

Ersteres scheint häufig vorzukommen, für letztere Orientirung ist die Hornblende der Columbretes-Gesteine bis jetzt das einzige mir bekannte Beispiel.

Diese Hornblende ist stark pleochroitisch:

c rothbraun, b braunroth, a honiggelb

$$c \geq b > a.$$

Bisweilen nehmen die Farbentöne eine mehr graubraune Nuance an. Dann ist auch der mitvorkommende Augit grün oder grau gefärbt. In den Handstücken mit schön rothbrauner Hornblende ist dagegen der Augit gelb.

Die Intensität der Färbung nimmt gegen aussen zu. Doch scheint dies mehr mit der corrodirenden Einwirkung des Magmas als mit isomorpher Schichtung zusammenzuhängen, da mit der Zunahme der Färbung eine sich rasch steigernde Trübung und Abnahme der Doppelbrechung einhergeht.

Letztere ist sehr hoch. In einem tauglichen Schnitt nahezu \perp b wurde mit dem Babinet'schen Compensator bestimmt

$$\gamma - \alpha = 0.046.$$

Der Winkel der optischen Axen $2V$ wurde mit der Klein'schen Lupe beiläufig zu 80° bestimmt.

Diese Hornblende fehlt in keinem der trachytischen Gesteine unter den älteren Ausscheidungen; in den dunkel gefärbten ist sie reichlich vorhanden, aber zumeist corrodirt und in ein Aggregat von Augit und Magnetit verwandelt. In demselben treten bisweilen auch stark doppelbrechende intensiv rothbraune Körner auf, deren Deutung unsicher ist (ob Cossyrit?).

Augit fehlt keinem der untersuchten Gesteine; er ist durch sehr hohe, 70° bisweilen überschreitende Auslöschungsschiefe, sehr starke Dispersion der Mittellinien nach dem Schema $cc_2 < cc_1$, ausgezeichnet.

Von dem in phonolithischen Trachyten und Phonolithen verbreiteten Aegirinaugiten unterscheiden ihn die mehr gelbe als grüne Farbe, ferner ein ganz anderer Charakter der Zonenstructur.

Man kann als Regel aufstellen, dass in den Phonolith-Augiten die Tiefe der Färbung, die Auslöschungsschiefe cc und die Stärke der Doppelbrechung nach aussen zunehmen. An den gelben Columbretes-Augiten verhält sich dies alles umgekehrt: auf einen dunkleren Kern folgt eine lichtere Hülle mit abnehmender Aus-

löschungsschiefe und schwacher Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$ im Kern 0·026, in der Hülle 0·018).

Dieser gelbe Augit dürfte mit dem vieler Trachyte vom Ponzatypus identisch sein. Ueber seine chemische Natur sind nur Vermuthungen erlaubt. Er dürfte ziemlich reich an Thonerde und Natron und nicht sehr kieselsäurereich sein, ähnlich wie der von Doelter¹⁾ aus dem Phonolith von Praya isolirte Augit.

An eine Isolirung der meist nur in winzigen Individuen in der Grundmasse eingewachsenen Augite war leider nicht zu denken.

Als ein hervorstechender Zug in der mineralogischen Zusammensetzung der trachytischen Columbretes-Gesteine ist der vollständige Mangel an Biotit hervorzuheben.

Die vorliegenden Handstücke lassen sich in drei Gruppen bringen:

a) Sehr lichte ziemlich compacte Gesteine mit grossem Reichthum an Sanidin-Einsprenglingen, echt trachytischem Habitus. Dieser Typus ist nur in wenigen Handstücken von der Insel Forodada vertreten; die chemische Untersuchung lehrte, dass diese Gesteine trotz des trachytischen Habitus in der Grundmasse in ziemlicher Menge ein durch Salzsäure zersetzbares Thonerde-Natron-Silicat enthalten; dementsprechend werden sie hier als trachytischer Phonolith aufgeführt.

b) Aschgraue compacte, bisweilen etwas zerreibliche, fast holokrystalline Gesteine, in deren Gefüge Sanidin-Einsprenglinge etwas spärlicher auftreten; sie sind hier aus Gründen, die weiterhin entwickelt werden, als tephritische Trachyte aufgeführt. Sie stammen von den Inseln Ferrera und Bauzá und enthalten häufig schlackig poröse dunkle Einschlüsse.

c) Von der Insel Forodada stammen Stücke einer glasreichen, im compacten Zustande schwarzgrauen, im schlackigen Zustande ziegelrothen trachytischen Lava, welche sich chemisch nur wenig von den tephritischen Trachyten unterscheidet, und als deren vitrophyrische Ausbildung angesehen werden kann.

¹⁾ C. Doelter, Zur Kenntniss der vulcanischen Gesteine und Mineralien der Capverd'schen Inseln. Graz 1882, pag. 26.

a) Hellgrauer trachytischer Phonolith von Forodada.¹⁾

Von diesem Gestein, welches den typischen Trachyten im Habitus nahe steht, lagen nur zwei Handstücke vor. In der hell gelblichgrau gefärbten rauhen porösen Grundmasse erkennt man zahlreiche wasserhelle Sanidine, spärlich schwarze Prismen von kleinen Dimensionen (im Mittel 1 Millimeter lang, 0·2 Millimeter breit), die erst durch das Mikroskop als Hornblende erkannt werden können.

Im Dünnschliff gewahrt man zahlreiche Durchschnitte von Sanidin in gerundeten, wie abgeschmolzen aussehenden Formen. Krystallgestalt ist kaum angedeutet. Daneben finden sich zahlreiche, aber meist kleinere Plagioklaskrystalle mit scharf entwickelter Krystallform, die nach der Methode conjugirter Auslöschungsschiefen optisch als Andesin bestimmt wurden. Kleine Einsprenglinge gaben auch die niederen Auslöschungszahlen des Oligoklases. Sehr selten finden sich Plagioklaskrystalle, welche in der Grösse den Sanidinen nahe kommen, und bei diesen zeigte der Kern das Verhalten eines sauren Labradors. So gaben in einem derartigen Krystall die vier Individuen eines Doppelzwillings die Auslöschungsschiefen

1	18°
1 ¹	16°
2	23°
2 ¹	27°

Bei den kleineren Krystallen ist die Zonenstructur schwach ausgeprägt.

¹⁾ In dem öfter citirten Werke habe ich das Gestein auf Grund der mikroskopischen Untersuchung als Trachyt bezeichnet. Die chemische Analyse, welche einen auffallend niedrigen Kieselsäuregehalt ergab, lag nicht vor, als ich meine Beschreibung verfasste; sie wurde erst während des Druckes eingeschaltet. Durch die Ergebnisse der Analyse aufmerksam gemacht, welche bei jeder Art von Berechnung auf das Vorhandensein eines kieselsäurearmen Alkali-Thonerde-Silicates hinwies, wiederholte ich mit grosser Sorgfalt meine mikroskopischen Beobachtungen. Ich konnte aber auch jetzt weder Nephelin, noch Leucit, noch ein Mineral der Sodalithgruppe erkennen. Dass sich aber muthmasslich ein nephelinähnliches Silicat in den allotriomorphen strahligen Partien der Grundmasse verbirgt, wurde durch Aetzversuche und durch eine Partialanalyse des in Säure löslichen Antheils des Gesteins wahrscheinlich gemacht. Der vorliegende Fall zeigt die Grenze der mikroskopischen Methode.

Sowohl Sanidin als Plagioklas haben einen schmalen, einschliessreichen, scharf abgesetzten Saum, der aus Feldspathsubstanz besteht, die nur wenig stärker lichtbrechend ist als der Sanidin, dagegen merklich schwächer lichtbrechend als die äussersten Schichten der Plagioklaskrystalle. Um die Sanidine ist diese ausgezackte mit der Grundmasse verzahnte Hülle merklich breiter als um die Plagioklase. In der Orientirung weicht dieser Saum stets um mehrere Grade von dem umhüllten Feldspath ab, mag derselbe Sanidin oder Plagioklas sein. Diese Säume stimmen in Bezug auf Aussehen und Lichtbrechung überein mit dem zuletzt erstarrten Feldspathbestandtheil der Grundmasse.

Einsprenglinge von dunkelbrauner basaltischer Hornblende, welche die bekannten aus Augitkryställchen und dunklen Körnchen bestehenden Corrosionsrinden erkennen lässt, sind in ziemlicher Menge vorhanden.

Seltener als die Hornblende findet sich Augit in grösseren Krystallen; sie sind von beiden Pinakoiden (vorwaltend), dem Prisma und der gewöhnlichen Pyramide begrenzt; bisweilen waltet die Querfläche etwas vor. Spaltbarkeit deutlich nach dem Prisma, undeutlich nach der Längsfläche. Die Farbe ist grünlich- bis honiggelb mit merklichem Pleochroismus in dem intensiver gefärbten Kern:

a hellhoniggelb, b gelblichgrün, c dunkelhoniggelb

$$b > c > a$$

In der schmalen heller gefärbten Hülle sind die Absorptionsunterschiede unmerklich. Die Auslöschungsschiefe α erreicht Werte bis 70° und darüber; sie ist für rothes Licht merklich kleiner als für blaues; für den dunklen Kern ist sie grösser als für die blassere Hülle. Die der Verticalaxe c näher liegende Axe B zeigt sehr starke Dispersion $\rho > \nu$ um die positive Mittellinie.

Als accessorische Gemengtheile finden sich blassgelbe Titanitkrystalle, die von einer dunklen Erzkruste umgeben sind, ferner bräunlich oder schwärzlich bestaubte Apatitsäulen.

Die Grundmasse des Gesteins besteht aus Mikrolithen von Oligoklas, aus kleinen unvollkommen idiomorphen blassgelben Augitkryställchen, aus zahlreichen Magnetitkörnchen, welche letztere Bestandtheile Pseudomorphosen nach Hornblende bilden. Diese Gebilde liegen in einer farblosen Masse eingebettet, welche in ihrer Lichtbrechung mit dem Saum der Feldspathe übereinstimmt, und im

polarisirten Licht sich aus einem sehr feinkörnig strahligen Aggregat zusammengesetzt erweist, dessen Bestandtheile schwächer doppelbrechend sind als die Oligoklasmikrolithen. Die einzelnen Leistchen haben gerade oder schwach schiefe Auslöschung. Bei der ersten Untersuchung hielt ich sie für Sanidin. Es muss sich aber in diesen ungemein fein struirten Aggregaten ziemlich viel Nephelin verstecken, wengleich die sorgsamste Untersuchung keine Nephelin-, ebensowenig Leucit- oder Noseanformen erkennen liess. Dass hier ein vermuthlich dem Nephelin zuzuweisendes Mineral verborgen ist, beweist die chemische Bauschanalyse, ebenso auch mikrochemische Versuche.

Nach Behandlung des Schliffes mit Salzsäure bildeten sich in dem eintrocknenden Tropfen reichlich Chlornatriumwürfel; die Lösung gab nur schwache Kalium-, sehr schwache Ca-Reaction; dagegen lieferte Behandlung mit Cäsiumsalz eine reichliche Reaction auf Thonerde. Versuche, mit Fuchsin zu tingiren, ergaben zwar das Vorhandensein von gelatinöser Kieselsäure auf der geätzten Schlifffläche, allein die Präparate machten mehr den Eindruck, als ob eine formlose Zwischensubstanz zwischen den nun allenthalben deutlich hervortretenden Feldspathstrahlen sich gefärbt habe; deutliche, auf Nephelinformen beziehbare gefärbte Durchschnitte waren nicht zu beobachten.

Danach muss man wohl diese feinkörnigen Partien der Grundmasse, welche einen sehr beträchtlichen Antheil derselben ausmachen, für ein allotriomorphes Gemenge von Sanidin und Nephelin halten.

Bemerkenswert ist noch, dass Unterschiede der Lichtbrechung auch bei sorgfältigster Untersuchung zwischen den Componenten der Grundmasse nicht zu bemerken sind, ebensowenig zwischen dieser und dem zackigen Saum der Feldspatheinsprenglinge.

Um so auffallender treten stellenweise sehr schwach lichtbrechende isotrope Stellen hervor, welche Zwickel zwischen den Feldspathleisten oder ganz unregelmässige Räume einnehmen. Ich glaube darin Reste von Glasbasis sehen zu dürfen. Sie werden von Salzsäure leicht zersetzt.

Aehnlich schwach lichtbrechende isotrope Partien ragten krystallähnlich in Hohlräume des Gesteins vor. Sie kamen in verschwindend geringer Menge vor und entzogen sich dadurch genauerer Bestimmung (Analcim?).

Eine Analyse dieses Gesteins wurde von Herrn R. Pfohl, Assistent am chemischen Laboratorium der höheren landwirthschaftlichen Lehranstalt in Lieberd bei Tetschen a. d. Elbe, ausgeführt. Das Analysenmaterial wurde bei 110° C. getrocknet. Der kleine Gehalt an Chlor und Schwefelsäure wurde im wässerigen Auszug des Gesteines bestimmt; er ist an *Na*, *Ca*, *Mg* gebunden, in Spuren konnte *K* und eine sehr schwache Spur Salpetersäure nachgewiesen werden.

Dieser Salzgehalt ist auf die Imprägnation mit Meersalz zurückzuführen; er fand sich in gleicher Weise auch bei den anderen Gesteinen.

Das spezifische Gewicht wurde in Xylol bestimmt.

Hellgrauer trachytischer Phonolith von Forodada:

<i>SiO</i> ₂	55·93%
<i>TiO</i> ₂	0·42 „
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	21·83 „
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	3·62 „
<i>FeO</i>	0·34 „
<i>MgO</i>	0·61 „
<i>CaO</i>	2·54 „
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	7·84 „
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	6·01 „
<i>H</i> ₂ <i>O</i>	0·72 „
<i>P</i> ₂ <i>O</i> ₅	0·22 „
<i>CO</i> ₂	0·03 „
<i>Cl</i>	0·51 „
<i>SO</i> ₃	0·08 „
		100·70%
Specificches Gewicht	2·62

Der niedere Kieselsäuregehalt, der Reichthum an Thonerde und Alkalien nähert dieses Gestein unverkennbar den φ -Magmen Rosenbusch's. Der Kieselsäuregehalt reicht bei weitem nicht aus, um die Alkalien und die Thonerde in Feldspathmolecülen zu binden; es muss also ein Theil der Alkalien in *SiO*₂-ärmeren Verbindungen stecken. Nach den optischen Eigenschaften wird man zunächst auf einen *Na*-haltigen Pyroxen schliessen dürfen; auch der Amphibol dürfte *Na*-haltig sein.

Indessen bleibt auch bei einem Versuch der Berechnung nach diesem Gesichtspunkt noch ein bedeutender Ueberschuss an Thonerde und Alkalien. Die Aetzversuche lehren auch, dass ein durch Salzsäure zersetzbares an Thonerde und Natrium reiches Mineral vorhanden ist.

Es schien von Interesse, die Menge dieses zersetzbaren Antheiles und dessen Zusammensetzung zu ermitteln.

Das feine Pulver des Gesteins wurde zwei Stunden mit mässig concentrirter Salzsäure auf dem Wasserbade digerirt. Dabei schied sich Kieselsäure in feinen Flocken ab und es zeigte sich ein schwaches Gelatiniren an dem Pulver.

In dem zersetzten Antheil, welcher 38·2 Procent der angewandten Menge betrug, wurde bestimmt:

Kieselsäure	45·03%
Eisen (als Oxyd bestimmt) . . .	5·47 „
Thonerde	26·31 „
Kalkerde	4·70 „

Der Rest bestand aus Alkalien und sehr wenig Magnesia.

Diese Zahlen sind ganz ähnlich, wie sie bei der partiellen Zersetzung der Phonolithe durch Salzsäure gefunden werden.

b) Aschgrauer Trachyt von Ferrera und Bauzá (tephritischer Trachyt).

Diese Gesteine unterscheiden sich von dem Phonolith von Forodada durch die aschgraue Farbe, die compactere Beschaffenheit der Grundmasse. Die bis 1 Centimeter grossen rissigen Sanidine sind etwas seltener als in dem Gestein von Forodada. Ausserdem gewahrt man noch kleine, matte, dunkle Säulchen. Der Beschreibung des mikroskopischen Verhaltens wird ein Handstück von Bauzá zugrunde gelegt, von dem auch eine chemische Analyse ausgeführt wurde.

Im Dünnschliff beobachtet man Sanidine, welche sich wie die im trachytischen Phonolith verhalten, ferner eine ziemlich grosse Zahl kleiner, scharf krystallisirter tafelförmiger Einsprenglinge, welche optisch als Andesin bestimmt wurden: Maximale Auslöschungsschiefe in symmetrischen Schnitten circa 18°; conjugirte Auslöschungsschiefen in Doppelzwillingen:

1	+ 1	— 7	— 16	— 2·5	
1'	—	+ 9	+ 17	—	
2	+ 12	— 6	+ 1·5	— 17·5	
2'	— 13	—	—	— 19·5	u. s. f.

Schnitte nach *M* gaben negative Auslöschungsschiefen bis -5° im Kern umgeben von Zonen, in denen die Auslöschungsschiefe bis 0° abnimmt.

Die matten schwarzen Säulchen erwiesen sich als Pseudomorphosen von Augit und Magnetit in Hornblendeformen; bisweilen umschliessen sie noch einen Rest von Hornblende. Sehr selten sind blaugrüne kleine Augite, die bei einer 50° nicht übersteigenden Auslöschungsschiefe nur unmerkliche Dispersion der Elasticitätsachsen in Schnitten parallel der Längsfläche erkennen lassen. Auch hier zeigt sich ein äusserer, lichter gefärbter Saum mit kleinerer Auslöschungsschiefe.

Accessorisch findet sich Apatit in grau bestaubten Säulchen.

In der Grundmasse des Gesteins erkennt man:

1. scharf begrenzte Mikrolithen von Oligoklas, die ebenso wie die grösseren Einsprenglinge von Andesin öfter eigenthümlich zackige und zerfressene Conturen haben. Die Buchten sind mit einer isotropen schwach lichtbrechenden farblosen Substanz ausgefüllt, die vielleicht als Analcim gedeutet werden darf;

2. winzige fast farblose Augitsäulchen;

3. kleine Magnetitkörnerchen.

Die Oligoklasleisten sind durch sehr kleine Auslöschungsschiefe und ihr den Canadabalsam übertreffendes Lichtbrechungsvermögen charakterisirt und durch Grössenübergänge mit den Andesineinsprenglingen verknüpft. Zwischen ihnen finden sich noch viel kleinere, schwächer lichtbrechende, ziemlich gerade auslöschende Leisten, die ein förmliches Netzwerk bilden und dem Sanidin zuzurechnen sind. Sie umschliessen kleine rundliche bisweilen recht gut als Ikositetraëderdurchschnitte deutbare Leucite, die durch die sehr schwache Lichtbrechung, isotropes Verhalten und durch die charakteristische Anordnung kleinster Einschlüsse erkannt wurden.

Endlich treten ab und zu xenomorphe Flitter von brauner Hornblende und Biotit auf, welche als ganz junge Bildungen der Grundmasse angehören und keine kaustische oder magmatische Corrosion erfahren haben.

Das eigenthümliche Verhalten des Gesteins, wonach die Einsprenglingshornblende magmatischer Corrosion zum Opfer fällt, während in der Schlusserstarrung abermals Hornblende gebildet wird, soll im Anhang näher besprochen werden.

In dem sonst sehr ähnlichen Gestein von Ferrera zeigt der Augit die gelbe Färbung und die optischen Eigenschaften wie in dem früher beschriebenen Gestein von Forodada, accessorisch stellt sich Titanit ein, und der Leucitgehalt der Grundmasse ist ein beträchtlich geringerer.

Eine chemische Analyse des Gesteins von Bauzá wurde von Herrn Pfohl mit folgendem Ergebnis durchgeführt:

SiO_2	53·12%
TiO_2	0·25 „
Al_2O_3	20·48 „
Fe_2O_3	5·13 „
FeO	1·50 „
MgO	1·88 „
CaO	4·29 „
Na_2O	6·20 „
K_2O	4·88 „
P_2O_5	0·43 „
Cl	0·28 „
SO_3	0·14 „
H_2O	2·25 „
CO_2	—
		100·59%
Specif. Gewicht		2·674.

Der kleine Gehalt an Cl und SO_3 rührt auch bei diesem wie bei den folgenden Gesteinen von der Imprägnation mit Meersalzen her. Er lässt sich durch Wasser extrahiren und ist an Ca , Mg und Na gebunden. Kein Mineral der Sodalithgruppe ist mikroskopisch nachweisbar, auf welches man diesen Gehalt beziehen könnte.

Homöogene Einschlüsse im Trachyt.

Die Handstücke des aschgrauen Trachytes von Bauzá enthalten kleine, etwa bohngrosse, jene von Ferrera grössere, in den vorliegenden Stücken etwa faustgrosse, graubraun gefärbte Partien als

accessorische Bestandmassen, die meist rundporig oder schlackig aussehen und unregelmässig knollige Gestalt darbieten. Oefter sehen sie wie Bruchstücke oder wie fremde Einschlüsse aus. Von Ferrera liegen mir solche knollige Stücke auch lose vor.

Die Zusammensetzung dieser Massen ist eine höchst eigenthümliche. Sie enthalten dieselben Minerale wie die Trachyte mit Ausnahme des Leucit, aber in einem ganz anderen Mengenverhältnis, und zwar derart, dass die braune basaltische Hornblende und ein dem Labradorit genäherter Andesin an Menge bedeutend über den Alkalifeldspath überwiegen, der vornehmlich nur in der Form grösserer, nicht sehr zahlreicher Einsprenglinge auftritt. Demzufolge weicht die chemische Zusammensetzung sehr stark von der des Hauptgesteins ab und würde etwa einem kieselsäurearmen Andesit entsprechen.

Ich glaube nicht zu fehlen, wenn ich diese Gebilde als homöogene Einschlüsse im Sinne von Lacroix auffasse, als Ausscheidungen der älteren zuerst krystallisirenden Gemengtheile des umschliessenden Trachytes, somit als etwas den basischen Concretionen der Granitite, Tonalite, Diorite u. s. w. Analoges.

Die Schiffe, die aus diesen dunklen Massen hergestellt wurden, lassen nur selten grössere Sanidin-Einsprenglinge erkennen, da dieselben beim Schleifen ungemein leicht ausbröckeln. Sie unterscheiden sich nicht von denen des normalen Gesteins. An einem Spaltblättchen nach *M* wurde + 7° Auslöschungsschiefe und centraler Austritt der Mittellinie *c* beobachtet. Das spezifische Gewicht wurde an einem ausgesucht reinen Korn zu 2.626 bestimmt. Die Grundmasse, in der diese Sanidine liegen, ist fast holokrystallin entwickelt und besteht hauptsächlich aus brauner Hornblende und Plagioklas.

Die Hornblende bildet lange schlanke Prismen von den verschiedensten Dimensionen, von Säulchen, die mit freiem Auge ganz gut wahrgenommen werden, bis zu winzigen Mikrolithen, die nicht einmal 0.1 Millimeter Länge erreichen. In der Prismenzone gut krystallisirt mit etwas vorwaltenden (110)-Flächen sind Endflächen niemals wahrzunehmen. Zwillinge sind selten. Die optischen Eigenschaften sind die einer basaltischen Hornblende; sie liessen sich in den Schliffen dieser Gesteinsvarietät gut studiren.

Die + Auslöschungsschiefe ¹⁾ *cc* ist kleiner als 1°; für blaues Licht etwas grösser als für rothes. Der Winkel der optischen Axen um

¹⁾ Vergl. oben pag. 159.

die negative I. Mittellinie ist $2V = 80^\circ$ circa. Die Dispersion der Axen ist merklich $\rho < \nu$; es ist deutliche geneigte Dispersion vorhanden. Der Pleochroismus sehr kräftig mit den Farben:

a orangegelb, b dunkelbraunroth, c dunkelrothbraun
 $c \geq b > a$.

Die Grösse der Doppelbrechung wurde mittelst Babinet'schen Compensators gefunden:

$$\gamma - \alpha = 0.046.$$

Die Hornblenden sind ausnahmslos vom Rande her magmatisch corrodirt. Soweit die Hornblendesäulchen in den inneren Feldspathschichten stecken, ist der Corrosionsrand schmal, dicht und für das Mikroskop unauflöslich; soweit die Hornblenden in den äusseren Feldspathschichten eingebettet sind oder in die Zwischenräume zwischen den Plagioklasindividuen hineinragen, ist der Corrosionsaum breit und als Gemenge parallel orientirter hellgefärbter Augitkryställchen und dunkler (Erz-) Körnchen auflösbar. Spärlich finden sich darin rothbraun durchscheinende stark doppelbrechende Flitter.

Augit findet sich in kurzsäulenförmigen selbständigen Krystallen spärlich. Im Querschnitt überwiegen die Pinakoide das Prisma. Am Ende zeigt sich die gewöhnliche Pyramide *s*. Diese Krystalle zeigen einen dunkleren Kern und eine helle Aussenzone. Die Farbe wechselt in den verschiedenen Handstücken zwischen lichtgrün und gelb. Die Auslöschungsschiefe cc ist immer gross; in den gelben Augiten grösser als in den grünen. Bisweilen ist ein der äusseren Hülle ähnlich gefärbter heller einschlusreicher Kern vorhanden. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass dieser lichte Kern pseudomorph nach Hornblende ist; die homoaxe Pseudomorphose wächst dann als Augit selbstständig weiter. Die Augite zeigen durchwegs starke Dispersion der Mittellinien und es ist $cc_\rho < cc_\nu$. Auffallend schwach ist die Doppelbrechung; an einem gut normal zu b getroffenen Schnitt wurde bestimmt:

$$\left. \begin{array}{l} \text{für den inneren Kern. . .} \\ \text{für die äussere Hülle. . .} \\ \text{für die mittlere dunkle Zone} \end{array} \right\} \gamma - \alpha = 0.018$$

$$\gamma - \alpha = 0.027$$

Die Augite zeigen keine Sanduhrstructur.

Sehr kleine Augitsulchen sind zwischen den Feldspathleisten angehäuft und spriessen allenthalben in paralleler Stellung aus den Pseudomorphosen nach Hornblende hervor, so dass oft eine continuirliche Rinde von Augit entsteht.

Der Feldspath der Grundmasse erweist sich in den inneren am stärksten lichtbrechenden Theilen als Andesin, der bereits dem Labrador nahe steht, in einigen Fällen dürfte sogar Labrador anzunehmen sein.

Durchschnitte durch Doppelzwillinge gaben folgende Auslöschungsschiefen:

(1)	— 16·5	— 10	+ 4·5	+ 14	— 11·5	— 19·3
(1 ¹)	+ 15	+ 10	— 4	— 13	+ 11·5	+ 20·8
(2)	— 1·5	— 26	+ 22	+ 0·5	+ 0·5	+ 3·0
(2 ¹)			— 21			

Diese Zahlen sind zumeist sowohl mit Andesin als mit Labrador vereinbar. Dass ein Feldspath dieser Abtheilung vorliegt, geht auch daraus hervor, dass c erste Mittellinie ist, und dass keine Schnitte vorkommen, in denen eine optische Axe in beiden Lamellensystemen eines Albitzwillings sichtbar würde.

Ein einziger Schnitt wurde gefunden, in dem allerdings nur im Gesichtsfeld des Immersionssystems 10 Fuess in zwei Lamellen, die zwei Individuen (1) und (2¹) nach der Bezeichnung von Michel Lévy entsprachen, je eine Axe sichtbar wurde. Die Entfernung der beiden Axen von einander wurde mit 21° ermittelt; die Stellung der Axenbilder entspricht der Fig. 9 auf pag. 435 meiner Abhandlung über Bestimmung kalkreicher Plagioklase durch die Interferenzbilder von Zwillingen¹⁾; somit ist $\lambda = + 10^{1/2} \circ$, was beiläufig dem Labrador Ab_3An_4 entsprechen würde.

Dieser Kern ist von breiten Hüllen mit abnehmender Auslöschungsschiefe umgeben. Zwischen diesen Plagioklasstrahlen finden sich xenomorph begrenzte Felder, die die Doppelbrechung der Feldspathe, aber ein merklich schwächeres Lichtbrechungsvermögen besitzen als Canadabalsam. Diese als Sanidin anzusprechende Feldspathsubstanz schliesst sich häufig aussen an die Plagioklasdurchschnitte

¹⁾ Diese Mittheil. Bd. XIV, pag. 435.

an und ist oft darmzottenförmig in der Wachstumsrichtung von Glasfäden durchzogen. Sie repräsentirt das letzte Erstarrungsproduct, welches somit aus Sanidin besteht.

Hie und da sind auch unregelmässig begrenzte kleine Glaslacunen zu beobachten.

Erzpartikel sind in die Grundmasse reichlich eingestreut und insbesondere mit den Augitprismen verwachsen.

Titanit findet sich als accessorischer Gemengtheil.

Sehr eigenthümlich ist die Structur dieser Gebilde. Die spärlichen, vollkommen einschlussfreien grossen Sanidine erscheinen als älteste Bildung. Ihnen gegenüber spielen die übrigen Componenten die Rolle einer Grundmasse. Unter diesen ist wieder Hornblende der zuerst krystallisirende Gemengtheil; vielleicht bildeten sich gleichzeitig die spärlichen grösseren Augite. Dann begann Plagioklas sich auszuschcheiden, und zwar zu einer Zeit, als starke Bewegungen des Magmas nicht mehr stattfanden. Dieser Plagioklas zeigt Neigung, zu roh radialen Büscheln zusammenzutreten: sie zeigen ihre Anordnung erst im polarisirten Licht (vergl. Taf. III, Fig. 4—5). Die Mittelrippen dieser Strahlen bestehen aus Labrador, an den sich gegen aussen saurere Hüllen anlegen. In den Zwickeln zwischen den Feldspathleisten ist nun das Gemenge von Augitsäulchen, Erzpartikeln und schwach lichtbrechender Feldspathsubstanz zusammengedrängt; hier finden sich die glasigen Reste, und soweit die Hornblendesäulen diese Zwickel durchsetzen, sind sie stark pseudomorphosirt, während sie innerhalb der Feldspathstrahlen nur einen schmalen Corrosionsraum zeigen.

Bemerkenswert erscheint es, dass die den Schluss der Gesteinsverfestigung bildenden Alkalifeldspathe hier stark zurücktreten und dass die derselben Periode angehörigen Leucite des aschgrauen Trachytes hier vergeblich gesucht werden.

Die rundlichen Blasenräume dieser accessorischen Bestandmassen sind oft von lebhaft glitzernden winzigen Krystallen besetzt. Die kleinen Dimensionen erschweren die Bestimmung, doch wurde braungrüne Hornblende mit Sicherheit erkannt, Tridymit mit Wahrscheinlichkeit nachgewiesen.

Die chemische Analyse eines solchen dunklen Brockens von Ferrera ergab Herrn Pfohl folgende Zahlen:

SiO_2	46·39%
TiO_2	0·72 „
Al_2O_3	19·03 „
Fe_2O_3	9·79 „
FeO	0·96 „
MgO	5·33 „
CaO	7·02 „
Na_2O	5·47 „
K_2O	2·47 „
P_2O_5	0·88 „
Cl	0·38 „
SO_3	0·47 „
CO_2	0·26 „
H_2O	2·04 „
		101·21%
Specif. Gewicht		2·779.

Die Auffassung dieser Gebilde als basische Ausscheidungen des Magmas der aschgrauen Trachyte gibt noch zu folgender Erörterung Anlass: Es ist wohl klar, dass aus einem Magma dieser Zusammensetzung kein Sanidin als erste Krystallisation ausfallen kann. Der Sanidin muss also schon in Krystallen dagewesen sein, ehe die basischen Ausscheidungen sich bildeten, mag man sich nun die Entstehung derselben so vorstellen, dass sich nach der Reihenfolge des Krystallisirens die älteren Gemengtheile des Trachytes concretionsartig vereinigten, oder dass sich Tropfen einer basischeren Schmelze aus dem Gesamtmagma aussonderten, die dann nach der ihnen entsprechenden Krystallisationsfolge auskrystallisirten.

Jedenfalls scheint die Differenzirung im Magma erst eingetreten zu sein, als bereits Krystallisationen eingetreten waren; und diese ältesten Krystallisationen waren Sanidin.

Uebrigens mag hier bemerkt werden, dass mir von Forodada Handstücke vorliegen, die sich im Habitus an den aschgrauen Trachyt anschliessen, aber durch zunehmenden Gehalt an braunen Hornblendenadeln oder Pseudomorphosen nach solchen sich diesen dunklen Aggregaten annähern. Sollten derartige Massen als selbstständige Gesteinsbildungen auftreten, so würden sie wohl einen besonderen Namen verdienen. Ich trage aber Bedenken, einen solchen

vorzuschlagen, bevor die Selbständigkeit des geologischen Auftretens nachgewiesen ist.

c) Vitrophyrischer Trachyt von Forodada (tephritische Trachylava).

Dieses Gestein gleicht im wesentlichen nach der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung dem aschgrauen Trachyt von Ferrera, erweist sich aber allerdings in Bezug auf den äusseren Habitus stark verschieden. Dies ist wohl durch die abweichenden Erstarrungsbedingungen verursacht. Die vorliegenden Handstücke haben durchwegs das schlackige poröse Aussehen, wie es der Oberfläche der Lavaströme eigen zu sein pflegt. Vielfach erkennt man die in Fäden ausgezogenen Erstarrungsformen, wie sie für die natürliche Erstarrungsoberfläche geflossener Laven charakteristisch sind. Dabei lassen die Formen unschwer erkennen, dass es sich um ziemlich zähflüssige Massen gehandelt haben muss; die Schmelzfäden sind kurz und reissen nach kurzer Erstreckung ab.

Eigenthümlich ist ferner allen diesen Gesteinen die schwarzbraune oder dunkelziegelrothe Farbe. Die compacten Stücke sind schwarz, die schaumigen, schlackigen, porösen ziegelroth. Dieselben Beziehungen kehren bei den roth- und schwarzgeflamten Stücken wieder. Die rothe Farbe ist mit der schaumigen Aufblähung des Gesteines ursächlich verknüpft.¹⁾

In Bezug auf die als Einsprenglinge hervortretenden Gemengtheile herrscht Uebereinstimmung mit dem Gesteine von Ferrera:

Sanidin. Dieser gleicht in Bezug auf Mangel einer deutlichen Form-Entwicklung, gerundete Contouren, Reinheit von fremden Einschlüssen völlig dem Sanidin des trachytischen Phonolithes von Forodada. Spaltbarkeit macht sich auch an den dünnsten Schliften nicht bemerkbar, es treten nur unregelmässige Sprünge auf. Auch hier ist ein etwas anders beschaffener Saum vorhanden, welcher sich in einzelne ruinenartig gezackte Endigungen ausfranst und aus Plagioklas besteht, wie sich durch stärkere Licht- und Doppelbrechung und gelegentliches Auftreten von Zwillingstreifung erkennen lässt.

¹⁾ Durch einfaches Glühen an der Luft lässt sich die ziegelrothe Farbe an den schwarzen Stücken nicht hervorrufen.

Das spezifische Gewicht wurde an zwei ausgesuchten Splintern reinen Sanidins zu 2·60 und 2·62 bestimmt. In Plättchen nach der beiläufig der Querfläche entsprechenden Absonderung konnte der scheinbare Axenwinkel

$$2E = 50^{\circ}$$

ermittelt werden.

Plagioklas findet sich in allen möglichen Grössenabstufungen von seltenen Exemplaren, die dem Sanidin an Grösse wenig nachgeben (einige Millimeter gross) bis zur Mikrolithenform. Die grösseren Einsprenglinge lassen optisch einen Kern von Labrador erkennen, mit 30° erreichenden Auslöschungsschiefen in der Zone senkrecht zur Zwillingsebene. Die Hülle dieser grösseren Plagioklase, sowie die kleineren meist dick tafelförmigen Einsprenglinge verhalten sich wie Andesin. Viele erwiesen sich als Karlsbader Zwillinge. Die ebenfalls vorkommenden einfachen Individuen sind kleine, nach der α -Axe gestreckte Säulen von fast quadratischem Querschnitt. An solchen wurden in Längsschnitten Auslöschungsschiefen bis 10° beobachtet, während in den fast quadratischen Querschnitten die Auslöschungsrichtungen sehr kleine Winkel mit den Umrissskanten bildeten; hieraus ist auf Oligoklas zu schliessen.

Die grossen Plagioklase lassen die Spaltbarkeit stets viel besser erkennen als die Sanidine und sind viel reicher an fremden Einschlüssen; namentlich enthalten sie häufig Hornblendesäulen, sowie auch unregelmässig gestaltete Einschlüsse der Grundmasse.

Die Hornblende kommt in kleinen Einsprenglingen häufig vor. In der Prismenzone ist neben Prisma und Längsfläche auch die Querfläche entwickelt, die Endigung meist unbestimmt, Zwillinge sind selten. Nur ein schmaler Saum von winzigen Magnetit- und Augitkryställchen umgibt die Contour der Durchschnitte. Die optischen Eigenschaften sind folgende: $cc < 2^{\circ}$; $2V = 62^{\circ}$, geneigte Dispersion $\rho < \nu$ um die Mittellinie α . Die geneigte Dispersion der Mittellinie verräth sich auch durch den von Rosenbusch hervorgehobenen Farbenwechsel zwischen blaugrau und gelblich in der Nähe der Dunkelstellung; es ist $cc_{\rho} < cc_{\nu}$ Pleochroismus:

c braun mit Stich in's Grüne, b lederbraun, a hellgelblich
 $c > b > a$.

Augit von blassmeergrüner Farbe ist sehr selten.

Apatit mit dunklen Körnchen, nicht sehr reichlich, und Titanit von blasser Farbe mit einem opaken Erzsäum umgeben spielen die Rolle accessorischer Minerale.

Die Grundmasse erweist sich als sehr glasreich. Von grösseren krystallinischen Gebilden enthält sie farblose, gegabelte Feldspathmikrolithen, die bisweilen trichitisch gekrümmt sind und meist gerade auslöschten; auch sie sind noch stärker lichtbrechend als der Canadabalsam und müssen somit zum Oligoklas gerechnet werden; ferner feine schlanke Säulchen von Hornblende und reichliche Magnetitkrystalle. Diese krystallinischen Ausscheidungen liegen in einer isotropen Glasmasse, welche wolkig verfließende hellere und dunklere Stellen erkennen lässt.

Mit Immersions-Objectiven erkennt man in den rundlichen helleren Flecken winzige schwarze Erzkörnchen und sehr kleine stark lichtbrechende Körnchen, die manchmal in deutlich fluidaler Anordnung zu margaritenähnlichen Strähnen angeordnet sind. Diese winzigen Gebilde sind merklich doppelbrechend, und ich bin geneigt, sie für Augitmikrolithen kleinster Ausdehnung zu halten. Gegen die dunkleren Flecken werden diese Gebilde immer kleiner und kleiner, bis man den Eindruck globulitisch gekörnelter Basis erhält, der die dunklen Flecken entsprechen.

Bemerkenswert sind die deutlichen Hofbildungen in der Grundmasse. Die grösseren Magnetite sind von einem hellen, körnchenfreien Hof umgeben, um die farblosen Feldspathe ist die globulitische Körnelung der Basis angereichert.

Die vorstehende Beschreibung bezieht sich auf die schwarzen Partien des Gesteines. In den rothgefärbten sind die kleinen Magnetitkörnchen verschwunden; an ihre Stelle treten ungemein feine Körnchen, deren ziegelrothe Farbe nur im auffallenden Licht hervortritt, und die ganze Glasmasse erscheint im durchfallenden Licht dilut röthlichgelb gefärbt.

In einem der mikroskopisch untersuchten Stücke (nicht in dem analysirten) wurden stellenweise in der Glasgrundmasse winzige Leucit-Ikositetraeder angetroffen, die an ihrer Form, dem isotropen Verhalten und der sehr schwachen Lichtbrechung mit Sicherheit erkannt werden konnten. Auch in diesem gelegentlich und in kleiner Menge auftretenden Gemengtheil spricht sich die Uebereinstimmung mit

dem Trachyt von Ferrera aus. Dasselbe lehrt die chemische Analyse, welche Herr Pfohl mit folgendem Resultat ausführte:

SiO_2	. 56·19%
TiO_2	. 0·57 „
Al_2O_3 20·25 „
Fe_2O_3 2·76 „
FeO 2·32 „
MgO 1·12 „
CaO 4·30 „
Na_2O 6·33 „
K_2O 4·19 „
P_2O_5	. 0·54 „
Cl 0·09 „
SO_3 0·16 „
H_2O 0·65 „
CO_2 0 „
	99·47%

Specificsches Gewicht 2·674.

Die zuletzt beschriebenen trachytischen Gesteine entfernen sich gleichfalls von dem Typus des Trachytes, wenngleich nach einer etwas anderen Richtung als der trachytische Phonolith von Forodada. Es ist unverkennbar eine Hinneigung zu tephritischen Gesteinen bemerkbar, wenn auch der Habitus der Gesteine noch deutlich dem des Trachytes entspricht. Diese Annäherung an Rosenbusch's δ -Magmen erkenne ich in dem niedrigen Kieselsäuregehalt verbunden mit relativ hohem Gehalt an Alkalien und an Calcium. Mineralogisch spricht sich die Verwandtschaft zur Tephritfamilie in dem gelegentlichen Auftreten des Leucit in der Grundmasse dieser Gesteine aus. Nach der in Frankreich üblichen Nomenclatur würden diese Leucit führenden Gesteine als Leucotephrite bezeichnet werden.

Die Ausdehnung des Namens „Tephrit“ auf solche Gesteine, die im Reichthum an Sanidin-Einsprenglingen sowohl als in der Structur entschieden trachytischen Habitus haben, scheint mir aber wenig angemessen.

Die Trachyte des in Deutschland üblichen Gesteinsystems sind eine Gruppe, die durch verwandtschaftliche Beziehungen mit mehreren

anderen Gruppen verknüpft ist. Mehrere solche Verwandtschaftsreihen sind von Rosenbusch zum Theil auf Grund von Vorschlägen Mügge's durch besondere Benennungen hervorgehoben worden. So unterscheidet Rosenbusch phonolithische, andesitische Trachyte, um die Neigung zu den ϕ -, resp. δ -Magmen anzudeuten. Ich glaube, in den vorliegenden Gesteinen eine Verwandtschaftsreihe zum Tephrit constatiren zu können, und möchte hienach für derartige Gesteine den Namen tephritische Trachyte vorschlagen. Manche Trachyte des „Ponza-Typus“ dürften hier einzureihen sein, so namentlich mehrere Gesteine vom Monte Ferru in Sardinien, welche Doelter beschrieben hat, und die Gesteine von Monte Guardia auf der Insel Ponza und von Santo Stefano, welche Doelter gleichfalls als Trachyte bestimmte, und welche von Sabatini in neuerer Zeit in Anlehnung an Michel Lévy als Andesite und Tephrite bezeichnet wurden.

Chemisch sehr ähnlich sind auch manche Gesteine aus Böhmen, welche zum Theil als Sanidinphonolithe, zum Theil als Hauynteprite bezeichnet wurden. Diese stimmen aber mineralogisch mit den vorliegenden Gesteinen nicht überein. Hier tritt vielfach namentlich ein Mineral der Hauyngruppe hervor und nähert hiedurch die Gesteine den Tephriten und Phonolithen.

Bezeichnend für die tephritischen Trachyte scheint mir zu sein, dass die ältesten Ausscheidungen feldspathiger Natur, die Sanidine kieselsäurereicher sind als die Durchschnittszusammensetzung des Magmas, so dass der immer kieselsäureärmer werdende Rest mit Nothwendigkeit zu einer Schlusserstarrung von kieselsäurearmen Feldspathvertretern (Nephelin, Leucit) hinführt. Den entgegengesetzten Vorgang beobachtet man bei den Andesiten, zum Theil wohl auch bei Phonolithen und Tephriten. Bei den ersteren sind es die kieselsäurearmen Kalkfeldspathe, bei den letzteren die Minerale der Hauyngruppe, welche die Krystallisation der Feldspathminerale einleiten und fortschreitende Anreicherung von SiO_2 in der Grundmasse herbeiführen.

(Fortsetzung folgt.)

Erklärung der Tafel III.

Fig. 1. Trachytischer Phonolith von Forodada. Sanidinkorn mit gerundetem Umriss, umgeben von einer etwas stärker lichtbrechenden Hülle von Sanidin zweiter Generation. Man sieht keine geradlinigen Spaltrisse, sondern unregelmässig verlaufende Sprünge. In der Grundmasse treten Feldspathleisten hervor; die dunklen Flecken sind umgewandelte Amphibol- und Erzkörnchen. Der Gehalt an Augit kommt nicht zum Ausdruck.

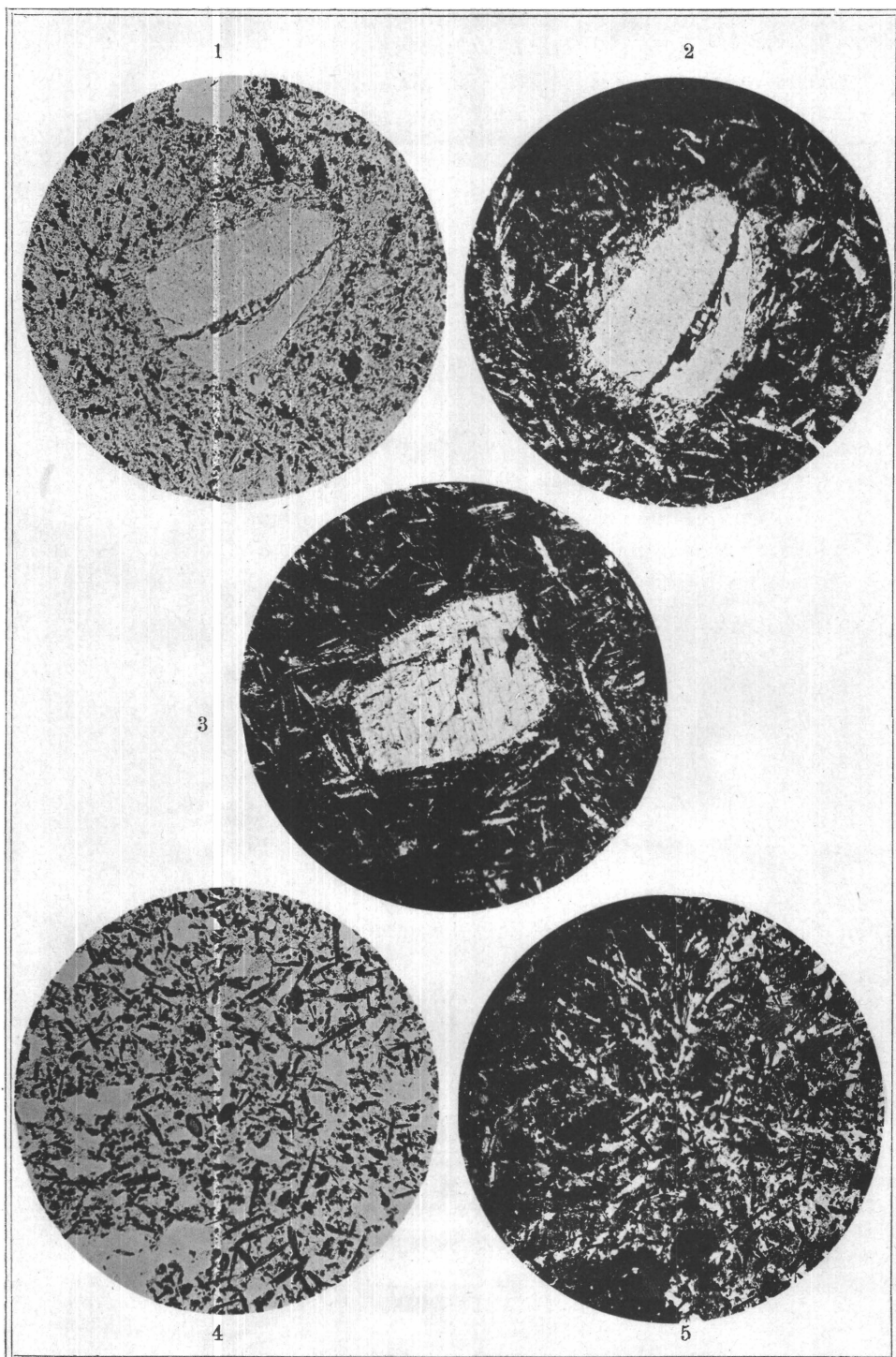
Fig. 2. Dieselbe Stelle in polarisirtem Licht. Die grösseren hellen Leisten in der Grundmasse sind Oligoklas. Die Zwischenmasse besteht aus Sanidin und Nephelin.

Fig. 3. Andesin-Einsprengling im selben Gestein im polarisirten Licht. Der Andesin ist geradlinig begrenzt, und es treten zahlreiche Spaltrisse auf, welche *P* parallel gehen. Der Saum von Sanidin zweiter Generation ist auch hier vorhanden, aber viel schmaler entwickelt. In der Grundmasse zeigt sich deutlich der Gegensatz zwischen grösseren Leisten von Oligoklas und einem grauen wirrstrahligen Antheil, der die Lücken ausfüllt.

In diesem Antheil der Grundmasse verbirgt sich der Nephelingealt des Gesteins, der sich nur chemisch nachweisen lässt. Vergr. 1—3 = 54.

Fig. 4. Homöogener Einschluss in tephritischem Trachyt von Ferrera. Man erkennt die nach allen Richtungen zerstreuten Amphibolprismen, welche meist völlig in schwarzes Erz umgewandelt sind. In der Mitte zwei Querschnitte, welche den helleren unversehrten Kern im Innern erkennen lassen. Die trübgraue Masse, in der die Amphibolkrystalle inneliegen, und welche viele rundliche Poren erkennen lässt, besteht aus Feldspath, welcher, wie

Fig. 5 erkennen lässt, in strahlig angeordneten Büscheln auftritt. Aufnahme zwischen gekreuzten Nicols. Vergr. 24.



Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Mineralogische und petrographische Mittheilungen. Bd. XVI, Heft 2.

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler,
Wien.

SEPARAT-ABDRUCK

AUS

TSCHERMAK'S

MINERALOGISCHEN UND PETROGRAPHISCHEN

MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN

VON

F. BECKE.

F. BECKE. GESTEINE DER COLUMBRETES.

Tschermak's mineralogische und petrographische Mittheilungen.
Bd. XVI. Heft 3/4.

W I E N,

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

ROTHENTHURMSTRASSE 15.

XV. Gesteine der Columbretes.

Von F. Becke.

(Fortsetzung.)

(Mit 3 Figuren im Texte.)

2. Die Basaltischen Gesteine von Columbrete grande

Die basaltischen Gesteine der Columbretes-Insel wurden schon von P. Antonio Vicent S. J. als Feldspathbasalte richtig erkannt und beschrieben.

Die mir vorliegenden Proben bestehen theils aus Stücken von schlackiger oder blasiger Textur, wie sie als lose Auswürflinge oder an der Oberfläche von Lavaströmen vorzukommen pflegen, theils haben sie den Charakter von Bruchstücken compacten Gesteins, wie sie in den Brockentuffen gewöhnlich vorkommen.

Nach der von Sr. kais. Hoheit gegebenen Beschreibung und den beigegebenen Abbildungen stammen die schlackigen Stücke mit der Fundortsbezeichnung Señoreta und Columbrete grande von dem Rest einer nun in einzelne Felsklippen aufgelösten Lavadecke, welche die seltsamen Felsen von Mancolibre, Señoreta und El Mascarat sowie das Südende der Hauptinsel zusammensetzt, und auf kratereinwärts fallenden Schichten eines gelblichbraunen palogonitischen Tuffes aufruhet. Es stellt dieses Gestein also jedenfalls eines der jüngsten Eruptionsproducte der Inselgruppe dar.

Das Gestein entspricht ziemlich gut der von P. Vicent gegebenen Beschreibung. Es ist sehr dunkel, blauschwarz gefärbt, grob- bis feinblasig; mit freiem Auge erkennt man nur ab und zu kleine Olivinkörnehen oder Augitkryställchen.

Im Dünnschliff hat man in einer reichlichen durch zahllose Magnetitkörnchen fast undurchsichtigen Grundmasse Einsprenglinge von Olivin, Augit und Plagioklas.

Die oft sehr scharf ausgebildeten Olivinkrystalle sind — wie gewöhnlich in Basalten — tafelförmig nach (010) und zeigen die Formen (110), (210) und (021). Die farblosen Durchschnitte enthalten spärlich Picotit-Oktaëderchen und sind in den meisten Stücken absolut frei von Umwandlungerserscheinungen.

Der Augit erscheint sehr licht grau gefärbt, fast farblos. Die Form ist die kurzer gedrungener Säulen mit den gewöhnlichen Flächen. Im polarisirten Lichte erkennt man in den meisten Schnitten deutliche Sanduhrstructur, mit welcher bei den grösseren Krystallen noch Zonenstructur verknüpft ist. Die optischen Eigenschaften sind die des gewöhnlichen basaltischen Augites. Die Auslöschungsschiefe cc ist in Schnitten nach (010) stets grösser als 45° , für rothe Strahlen merklich kleiner als für blaue und im Anwachskegel der Pyramide um $4-5^\circ$ kleiner als im Anwachskegel der verticalen Flächen. Der Winkel der optischen Axen ist nicht sehr gross (es wurde bestimmt $2V \leq 52^\circ$). In den zonal gebauten Schnitten nimmt die Färbung und die Auslöschungsschiefe cc nach aussen zu. Die der Verticalaxe näherliegende Axe B ist stärker dispergirt als die durch die Querfläche sichtbare Axe A , die Dispersion ist $q < v$ um c .

Der Plagioklas erscheint in schmal tafelförmigen Krystallen, welche oft die durch Vorwalten von P und x bedingte spitzrhomische Form oder rechteckige nach a gestreckte Säulen mit nahe quadratischem Querschnitt erkennen lassen. Nach der Methode der conjugirten Auslöschungsschiefen in Doppelzwillingen sowie in Schnitten nach der Fläche M lassen sich die Einsprenglinge als Bytownit bestimmen. (P. Vicent gibt Anorthit an.) Eine sehr schmale Aussenzone hat die Orientirung von Labrador. Die quadratischen Querschnitte der nach a gestreckten Säulen haben stark schiefe Auslöschungen.

Es wurden folgende Auslöschungen bestimmt:

An Doppelzwillingen (1)	-12°	-14°	-17°
(1')	$+16^\circ$		$+15^\circ$
(2)	-37°	-41°	-41°
(2')	$+44^\circ$	$+41^\circ$	$+40^\circ$

Schnitt nach M ($Px = 52.5^\circ$) Auslöschungsschiefe gegen P

im Kern	-22°
sehr schmale Hülle	-14°
Ein zweites Exemplar Auslöschungsschiefe gegen P	-29°
Karlsbader Zwilling nach M getroffen ($P_1 : P_2$ gemessen 54°)	
Winkel der a entsprechenden Auslöschungsrichtung im Kern	79°
in der schmalen äusseren Hülle	87°
An nahezu quadratischen Ausschnitten wurde bestimmt a'	
entsprechende Auslöschungsschiefe gegen M	-34°

Die reichlich vorhandene Grundmasse zeigt hyalopilitische Structur. In farbloser Basis liegen zahllose Körnchen von Magnetit, Feldspathleisten und Augitsäulchen, stellenweise von ausserordentlicher Kleinheit und so dicht gehäuft, dass die Grundmasse nur in den dünnen Schichten, welche keilförmig angeschnittene Feldspathe unter- oder überlagern, völlig aufgelöst werden kann.

Bemerkenswerth ist, dass hie und da in der Grundmasse kleinste Olivine auftreten. In einem der Schläffe, wo die Feldspathleisten etwas grösser waren, erreichte die Auslöschungsschiefe der nach α gestreckten Durchschnitte 15—20°, wonach man auf Labrador schliessen muss.

Eine Analyse des schlackigen Basaltes von Señoreta ergab Herrn Pfohl:

SiO_2	47·54%
TiO_2	Spur
Al_2O_3	17·70 „
Fe_2O_3	5·19 „
FeO	6·20 „
MgO	5·94 „
CaO	9·12 „
Na_2O	4·01 „
K_2O	1·43 „
H_2O	0·72 „
P_2O_5	0·62 „
CO_2	0·10 „
Cl	0·07 „
SO_3	Spur
		98·64%

Specificisches Gewicht 2·79

Den compacten Basalten, welche in Blöcken im Tuff von Columbrete grande vorkommen, mangeln die deutlichen Plagioklas-Einsprenglinge. Nur Augit und Olivin treten in grösseren Krystallen auf.

In dem einen der untersuchten Handstücke (Nr. 24) ist der Olivin in Krystallen vorhanden, welche nach der α -Axe gestreckt sind. Vom Rande und von Sprüngen her ist der Olivin in ein stark doppelbrechendes Mineral von gelbgrüner Farbe umgewandelt. Es

bildet häufig homoaxe Pseudomorphosen, besitzt vollkommene Spaltbarkeit, welche der Querfläche des Olivin parallel geht, löscht gleichzeitig mit den Olivinresten aus, wenn solche vorhanden sind, und die Axe grösster Elasticität ist senkrecht zur Spaltbarkeit orientirt (Aehnlichkeit mit Glimmer!). Da diese Richtung beim Olivin c entspricht, erscheint das Neubildungsproduct in allen Schnitten entgegengesetzt orientirt wie der Olivin. Dieses Mineral scheint mit dem Iddingsit amerikanischer Forscher identisch oder nahe verwandt zu sein.

Der Augit zeigt hier die zart violettrosa Farbentöne, die man so häufig bei basaltischen Augiten antrifft. Grössere Krystalle sind ziemlich selten und zeigen dann nach aussen zunehmende Färbung und Auslöschungsschiefe. Erst in dieser intensiver gefärbten Hülle differenziren sich deutlich die Anwachskegel der verticalen und der Pyramidenflächen. Mit der Zunahme der Färbung ist eine Verkleinerung des Axenwinkels verbunden. ($2V = 37^\circ$ im Kern, 35° in der Hülle.) Dispersion der Axen und Mittellinien folgt den früher angegebenen Regeln.

Die Grundmasse ist reich an ziemlich gut entwickelten Feldspathmikrolithen; die 30° stark überschreitenden Auslöschungsschiefen symmetrisch auslöschender Zwillingslamellen weisen auf basischen Labrador. Die grösseren zeigen merkliche Zonenstructur mit nach aussen abnehmender Auslöschungsschiefe. Augit zeigt sich reichlich in scharfen Kryställchen mit schöner Sanduhrstructur, optisch mit der dunklen Hülle der Einsprenglinge übereinstimmend (Nr. 24); in einem anderen Handstück (Nr. 18), das feldspathreicher, augitärmer ist, tritt der Augit in unregelmässigen Körnerhäufchen zwischen den gut krystallisirten Feldspathstrahlen auf.

Magnetit ist in Form kleiner Kryställchen reichlich eingestreut.

In Nr. 24 ist noch in ziemlicher Menge eine farblose Basis vorhanden; in Nr. 18 ist dieselbe grossentheils in ein wirrfaseriges Mineral verwandelt, das sich in Bezug auf optische Orientirung ähnlich verhält wie das Neubildungsproduct der Olivinpseudomorphosen. In diesem Gestein finden sich nicht selten in der Grundmasse verstreut kleine xenomorphe Biotitblättchen.

Im ganzen entsprechen diese Basalte ziemlich gut dem normalen „siebengebirgischen Typus“ der Feldspathbasalte.

Palagonitischer Tuff.

Sehr viele Stücke von *Columbrete grande*, *Señoreta* (ein einziges nach der Etikette von *Bauzá* stammend) bestehen aus losen Auswürflingen (*Lapilli*, Sand, vulcanischer Asche), die durch ein Cement, hervorgegangen aus der Veränderung der Glasmasse der Auswürflinge, verkittet sind. Die Auswürflinge sind von verschiedenen Dimensionen, wallnuss- bis hanfkorngross; sie bestehen in den untersuchten Stücken aus einem braunen, durch Salzsäure nicht merklich zersetzbaaren Glas mit reichlichen Krystallen von Olivin, Augit und kleinen Feldspathleisten, die optisch als *Bytownit* bestimmt wurden.

Nach der von *Zirkel* vorgeschlagenen Nomenclatur würden die vorliegenden Tuffe als palagonitische Hyalomelantuffe zu bezeichnen sein.

Die kleinen Einsprenglinge stimmen nach ihrem optischen Verhalten und ihren Formen ganz mit den entsprechenden des schlackigen Basaltes überein.

Das allgemeine Bild palagonitischer Tuffe wurde schon so häufig beschrieben, dass nur einige Bemerkungen über das Bindemittel Platz finden mögen, welches die einzelnen *Lapilli* verkittet. Dasselbe hat eine intensiv gelbe, etwas in's Grünliche spielende Farbe und lässt deutlich die Zusammensetzung aus zwei verschiedenen Substanzen erkennen.

1. Die eine ist deutlich faserig. Sie bildet den Aussenrand der *Lapilli* und kleidet die runden Poren derselben mit einer dünnen Lage aus. Sie ist schwächer lichtbrechend als *Canadabalsam*, zeigt aber eine starke Doppelbrechung, die Längsrichtung der Fasern entspricht *c*.

2. Das zweite ist ein *porodines*, structurloses Silicat, gelb gefärbt, stärker lichtbrechend als das Fasermineral, aber merklich schwächer als die Glasbasis der *Lapilli*. Es bildet unregelmässige Flecken innerhalb der von der Faserzone ungeschlossenen *Lapilli* und stellt ein Umwandlungsproduct der Glasbasis dar.

Ferner findet man in den Lücken zwischen den einzelnen *Lapilli*: *Calcit* in grösseren Individuen; *Zeolithe*, die mindestens zwei verschiedenen Typen angehören, von denen einer durch radialfasrige Textur, gerade Auslöschung und positiven Charakter der Faser-

richtung sehr ausgezeichnet ist; endlich Opal, der in farblosen trau-
bigen Krusten am Rande der Calcitdurchschnitte auftritt und durch
seine schwache Lichtbrechung sich bemerkbar macht.

3. Discussion der chemischen Zusammensetzung.

Die Gesteine der Columbretes geben ein gutes Beispiel für die Gauverwandtschaft (Lang), Consanguinity (Iddings) oder die Zugehörigkeit zu einer „petrographischen Provinz“ (Judd).

Mineralogisch gibt sie sich insbesondere in den trachytischen Gesteinen (im weiteren Sinne) auffällig kund, indem die Einsprenglinge von natronreichem Sanidin, Plagioklas und basaltischer Hornblende in allen diesen Gesteinen wiederkehren und nur in den Mengenverhältnissen variiren. Qualitative Unterschiede treten erst in der Grundmasse hervor (Oligoklas + Sanidin + Nephelin beim trachytischen Phonolith, Oligoklas + Sanidin + Leucit beim tephritischen Trachyt, Oligoklas + Glas [+ Leucit] bei der tephritischen Trachyt-Lava). Erst in dem basischesten Glied der Reihe greift dann mit dem Eintreten des Olivin eine einschneidende Aenderung der mineralogischen Zusammensetzung Platz.

Diese Zusammengehörigkeit der Gesteine macht sich auch bei einem genaueren Studium der chemischen Zusammensetzung geltend.

In der folgenden Tabelle I sind die 5 Analysen von Columbretesgesteinen nochmals zusammengestellt; alle sind vom selben Analytiker, Herrn R. Pfohl nach gleicher Methode ausgeführt und somit im strengsten Sinne vergleichbar,

- I. trachytischer Phonolith, Forodada,
- II. tephritischer Trachyt, Bauzá,
- III. tephritische Trachyt-Lava, Forodada,
- IV. homoeogener Einschluss im tephritischen Trachyt, Ferrera,
- V. Feldspathbasaltlava, Señoreta.

In der Tabelle II sind für dieselben Gesteine die nach Rosenbusch's Vorschlag¹⁾ auf 100 umgerechneten Metallatomverhältnisse zusammengestellt.

¹⁾ Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. Diese Mittheil. XI, pag. 144.

Tabelle I.

	I	II	III	IV	V
SiO_2	55·93	53·12	56·19	46·39	47·54
TiO_2	0·42	0·25	0·57	0·72	Spur
Al_2O_3	21·83	20·48	20·25	19·03	17·70
Fe_2O_3	3·62	5·13	2·76	9·79	5·19
FeO	0·34	1·50	2·32	0·96	6·20
MgO	0·61	1·88	1·12	5·33	5·94
CaO	2·54	4·29	4·30	7·02	9·12
Na_2O	7·84	6·20	6·33	5·47	4·01
K_2O	6·01	4·88	4·19	2·47	1·43
H_2O	0·72	2·25	0·65	2·04	0·72
P_2O_5	0·22	0·43	0·54	0·88	0·62
SO_3	0·08	0·14	0·16	0·47	Spur
CO_2	0·03	—	—	0·26	0·10
Cl	0·51	0·28	0·09	0·38	0·07
Summe	101·17	100·59	99·47	101·21	98·64
Specificisches Gewicht	2·62	2·67	2·67	2·78	2·79

Tabelle II.

	I	II	III	IV	V
Si	50·2	49·1	51·9	43·5	45·0
Ti	0·3	0·2	0·4	0·5	—
Al	23·1	22·3	22·1	21·0	19·7
Fe	2·7	4·7	3·7	7·6	8·6
Mg	0·8	2·6	1·5	7·5	8·4
Ca	2·4	4·2	4·3	7·0	9·3
Na	13·6	11·1	11·4	9·9	7·3
K	6·9	5·8	4·7	3·0	1·7

Betrachtet man die Zahlen der Tabelle II von den Gesichtspunkten, die Rosenbusch l. c. geltend gemacht hat, so ergibt sich Folgendes:

I entspricht ziemlich gut den φ -Magmen, doch ist der Gehalt an Ca etwas hoch; eine Erscheinung, die bei trachytischen Phonolithen gewöhnlich gefunden wird.

II und III nehmen unter mehreren Rosenbusch'schen Magmen eine vermittelnde Stellung ein; für γ und δ ist Si zu niedrig, für ψ die Alkalimetalle zu hoch; am nächsten kommen sie den

ϑ -Magmen, doch ist für diese Al noch zu niedrig, da bei diesen nach Rosenbusch Si nicht genügen soll, um Al nach Art der Kerne $R'AlSi_2$ und $CaAl_2Si_4$ zu binden; mit anderen Worten, Si sinkt unter $2 Al$ herab. Dies ist nun bei II und III noch nicht der Fall, aber man sieht, dass die Zahlen sich diesem Verhältnis nähern. Die ϑ -Magmen Rosenbusch's entsprechen einem nicht häufig vorkommenden Grenzfall.

IV ist ein ganz eigenartiges Gebilde, das zwischen basischen δ -Magmen und ϑ -Magmen die Mitte hält. Wie erwähnt, ist es fraglich, ob diesen Gebilden, die als Einschlüsse in einem mit II verwandten Gestein auftreten, die Natur eines selbständigen Gesteines zukommt.

V entspricht ziemlich gut einem etwas alkalireichen ψ -Magma.

Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung.

Ansaulicher als durch die Zahlenvergleiche lassen sich die Beziehungen der Columbretesgesteine untereinander und ihre Beziehungen zu anderen Gesteinen durch eine graphische Darstellung klar machen. Seit ich, angeregt durch die classischen Abhandlungen H. Rosenbusch's¹⁾ und J. P. Iddings's²⁾, sowie durch die in diesen Mittheilungen publicirten Studien H. O. Lang's³⁾, dem chemischen Bestand der Eruptivgesteine meine Aufmerksamkeit zuwandte, war es mein Bestreben, die unzweifelhaft vorhandenen Gesetzmässigkeiten durch ein graphisches Verfahren mir selbst klar zu machen. Iddings hat bereits eine solche graphische Darstellung gewählt, um die Gauverwandtschaft der zusammengehörigen Gesteine eines Eruptionsherdes zu veranschaulichen. Von ihm entlehne ich den Gedanken, den Gehalt an verschiedenen Elementen als Function eines anderen Stoffes darzustellen. Nur möchte ich glauben, dass Si nicht das geeignetste Glied ist, um als unabhängige Variable zu dienen. Der Gehalt an Si variirt im ganzen in relativ engeren Grenzen als manche anderen Elemente. Auch möchte ich der Meinung Lang's⁴⁾ beistimmen, dass für die mineralogische Zu-

¹⁾ l. c.

²⁾ J. P. Iddings, The origin of igneous rocks. Bull. Phil. Soc., Wash Vol. 12.

³⁾ H. O. Lang, Ordnung der Eruptivgesteine nach ihrem chem. Bestande. Diese Mittheil. XII, 199. Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. Diese Mittheil. XIII, 115.

⁴⁾ l. c. diese Mittheil. XII, 206.

sammensetzung eines Gesteines das Verhältnis der „Feldspathbasen“ $Ca:Na:K$ noch wichtiger ist als die Höhe des Kieselsäuregehaltes. Auch Rosenbusch hat in seiner Abhandlung dieses Verhältnis als ersten Eintheilungsgrund gewählt.

Abweichend von Lang verende ich aber nicht die Procent-, sondern die Atomzahlen; dass dies der einzige richtige Weg ist, um zu einer tieferen Einsicht zu kommen, haben schon die älteren Forscher anerkannt, indem sie die „Sauerstoffverhältnisse“ zur Grundlage des Vergleiches machten, die ja im Grunde nichts sind als Äquivalentzahlen. Dass ich den Atomzahlen vor den von Iddings gewählten Molecularverhältniszahlen den Vorzug gebe, hat einen doppelten Grund: einen äusseren, indem ich in meinen ersten Versuchen von Rosenbusch's Abhandlung ausging, und einen inneren, weil die Verhältnisse der Alkalien zum Kalk einen grösseren Spielraum durchlaufen, wenn man die Atomzahlen wählt.

Die Benützung des Verhältnisses $Ca:Na:K$ als unabhängige Variable bei einer graphischen Darstellung der Gesteins-Analysen wurde mir aber insbesondere durch das Schema nahegelegt, welches H. O. Lang zur Darstellung der Verwandtschaftsbeziehungen seiner „Typen“ benützt hat¹⁾ und welches seither Brögger²⁾ in ähnlicher Weise verwendete.

In einem gleichseitigen Dreieck werden die Gesteinsgruppen so angeordnet, dass in die drei Ecken die an K , an Na , an Ca reichsten Gesteine kommen, in die Mitte Gesteine, bei welchen der Gehalt an diesen drei Stoffen ungefähr gleich ist. Die übrigen ordnen sich je nach ihrem Gehalt zwischen die so fixirten.

Dieser gewiss treffliche Gedanke ist einer mathematischen Behandlung fähig. Wenn wir festsetzen, dass in die drei Eckpunkte — in Wirklichkeit nie vorhandene — Magmen gelegt werden, welche von Feldspathbasen bloß Ca , bloß Na , bloß K enthalten, ferner in die Mitte solche Magmen, in denen $Ca = Na = K$, so kann jedem durch irgend drei Zahlen $Ca:Na:K$ ausgedrückten Verhältnis ein bestimmter Punkt des Dreieckes zugeordnet werden. Wir wollen

¹⁾ l. c. diese Mittheil. XIII, 160.

²⁾ Vergleiche W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Christianiagesbietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Videnskabsels Kabels Skrifter, I. Mathematisk-naturv. Klasse. 1895, Nr. 7, 55.

diese dem Verhältnis $Ca:Na:K$ zugeordneten Punkte als Analysenorte bezeichnen.

Es ist nun zunächst die Aufgabe zu lösen, den Analysenort für eine gegebene Analyse zu finden. In den Mittelpunkt des gleichseitigen Dreieckes legen wir den o -Punkt eines Coordinatensystems, ferner legen wir eine Axe durch die Mitte und das K -Eck, eine zweite durch die Mitte und das Na -Eck. Bezeichnen wir die Coordinaten eines Analysenortes vom Mittelpunkt gegen das K -Eck mit k , gegen das Na -Eck mit n , so gelten, wofern das Verhältnis der Feldspathbasen durch $Ca:Na:K$ ausgedrückt wird, folgende Gleichungen:

$$n = \frac{Na - Ca}{Ca + Na + K} \qquad k = \frac{K - Ca}{Ca + Na + K}$$

Den Beweis für die Richtigkeit dieser Beziehung zu geben, ist hier nicht nöthig. Die Beziehung zwischen n und k einerseits, dem Verhältnis $Ca:Na:K$ andererseits ist dieselbe wie zwischen den Miller'schen Indices hkl einer Krystallfläche im Octanten 100:010:001 und den Goldschmidt'schen Symbolen pq in gnomonischer Projection auf (111).¹⁾

Die wirkliche Eintragung der so gefundenen Coordinaten würde ein Coordinatenpapier erfordern, dessen Linien sich unter 60° schneiden. Trägt man aber die gefundenen Coordinaten in gewöhnliches Millimeterpapier mit rechtwinkligen Axen, so bleiben alle Beziehungen die gleichen, nur erfüllen die Analysenorte anstatt eines gleichseitigen Dreieckes ein gleichschenkeliges mit dem Ca -Eck am Scheitel. Die Verzerrung, welche durch diese homogene Deformation herbeigeführt wird, fällt nicht in's Gewicht gegenüber dem Vortheil, das leicht zu beschaffende Millimeterpapier verwenden zu können.

Durch die K - und die Na -Axe, sowie durch die Höhenlinie des gleichschenkligen Dreieckes zerfällt dasselbe in 6 kleinere Dreiecksfelder, für welche folgende Verhältnisse der Feldspathbasen charakteristisch sind:

1. $K > Na > Ca$; $+k > +n$; Kalinatronfeld.
2. $Na > K > Ca$; $+k < +n$; Natronkalifeld.
3. $Na > Ca > K$; $-k + n$; Natronkalkfeld.
4. $Ca > Na > K$; $-k > -n$; Kalknatronfeld.
5. $Ca > K > Na$; $-k < -n$; Kalkkalifeld.
6. $K > Ca > Na$; $+k - n$; Kalikalkfeld.

¹⁾ Siehe V. Goldschmidt, Index der Krystallformen. I, pag. 45.

Durch die Ermittlung des Analysenortes im Dreieckfelde ist aber erst drei Bestandtheilen des Gesteines Rechnung getragen. Dieses Dreiecksfeld kann nun aber zur Basis für die Eintragung der übrigen 4 wichtigen Elemente genommen werden. Denken wir uns in den Analysenorten Senkrechte errichtet und auf diesen die Atomzahlen für $SiAlMgFe$ aufgetragen, so erhalten wir eine graphische Darstellung der Gesteinszusammensetzung im Raume. In dieser Darstellung erscheinen die Gehalte von Si etc. in ihrer Abhängigkeit von dem zu Grunde gelegten Verhältnis $Ca : Na : K$. Man erhält aber auf diese Art überdies noch einen Anhaltspunkt für die Mengen von $Ca + Na + K$, indem die Summe der für $SiAlMgFe$ eingetragenen Ordinaten die Summe $Ca + Na + K$ zu 100 ergänzt. Bei dem Umstand, dass Si unter den 4 übrigen Elementen überwiegt, braucht man indessen meist bloß die Höhe von Si zu berücksichtigen: je höher Si , desto kleiner die Summe $Ca + Na + K$.

Diese räumliche Darstellung lässt nun Beziehungen im chemischen Bestande der Gesteine in weitaus vielseitigerer Weise überschauen als jede andere der bisher versuchten graphischen Darstellungen.

Um diese Beziehungen sich nicht nur vorstellen zu können, sondern auch dem Auge anschaulich vorzuführen, ist es aber weiter erforderlich, auch noch die Gehalte an $SiAlFeMg$ auf einer Ebene abzubilden. Zu diesem Zwecke denke man sich die in den Analysenorten des Dreieckfeldes errichteten Ordinaten alle auf eine Ebene projicirt, welche längs der Höhenlinie des gleichschenkligen Dreiecks senkrecht auf demselben errichtet wurde. Diese Ebene nennen wir das Verticalfeld.

Im Verticalfeld erscheinen dann die Gehalte an $SiAlFeMg$ als Ordinaten in ihrer Abhängigkeit von einer Abscisse, die der Zahl $\frac{Ca}{Ca + Na + K}$ proportional ist. Nimmt man als Einheit für diese Abscisse $\sqrt{2}$, so lässt sich diese Ca -Abscisse aus n und k folgendermassen ermitteln:

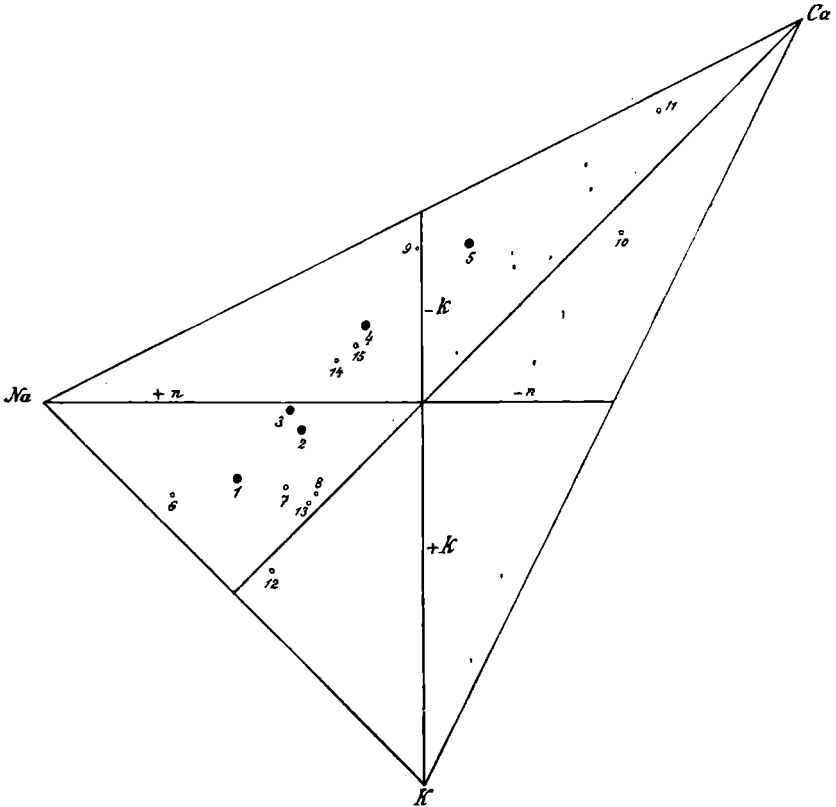
$$a = \frac{1}{2} \left[1 - (n + k) \right]$$

Die Grösse a ist dann an den Diagonalen des Millimeterpapiers direct abzulesen.

In den beistehenden Figuren ist diese Construction für die die 5 analysirten Columbretesgesteine durchgeführt. Und zwar gibt

Fig. 1 in den starken schwarzen Punkten die Analysenorte. Man sieht, dass 1, 2 und 3 in das Natronkalifeld fallen, die letzten beiden aber hart an die Grenze des Natronkalifeldes, in dem 4 gelegen ist. 5 liegt im Kalknatronfeld. Die mit kleineren Punkten bezeichneten Analysenorte werden später erläutert werden. Fig. 2 gibt im Verti-

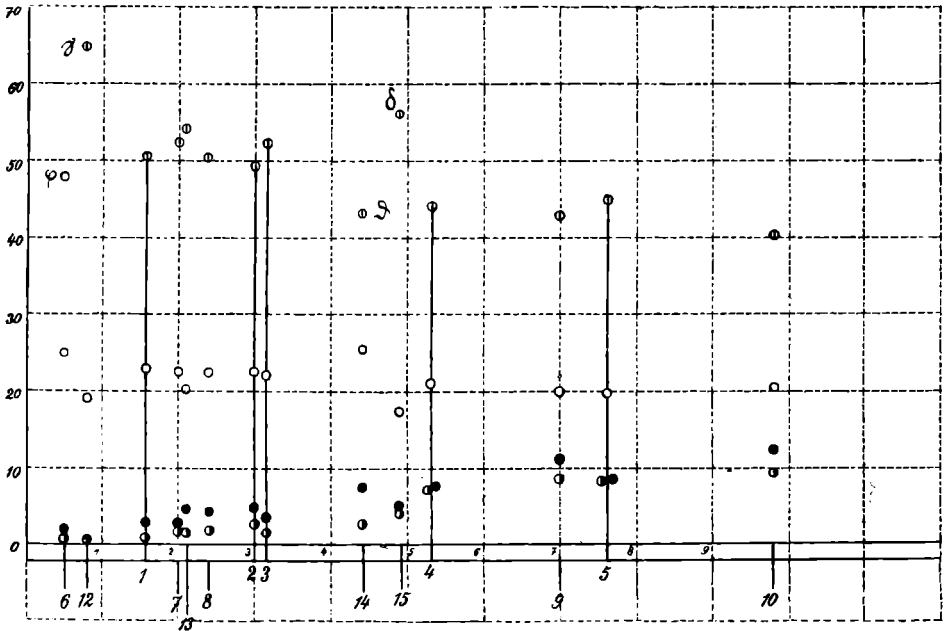
Fig. 1.



calfeld die Analysen derselben 5 Gesteine in den ausgezogenen Linien. Es wurde nicht das ganze Verticalfeld abgebildet, sondern nur der Theil, in welchem die verglichenen Analysen sich projiciren. Die Ziffern an der Abscisse geben die Grösse von a gemäss der oben angeschriebenen Formel. Der Endpunkt der Abscisse im Ca -Eck würde bei 1.5 liegen. Die Höhen der Ordinaten sind, und zwar Si

durch einen Kreis mit einem Verticalstrich, *Al* durch einen leeren, *Fe* durch einen vollen, *Mg* durch einen schwarz-weißen Kreis bezeichnet. Zu *Si* ist *Ti* hinzugezählt.

Fig. 2.



Vergleich mit Rosenbusch's typischen Magmen.

Die graphische Darstellung kann nun dazu verwendet werden, die Beziehungen der Columbresgesteine zu typischen Vertretern der Rosenbusch'schen Magmen zu prüfen.

Die Analysenorte der φ - und γ -Magmen fallen im Dreiecksfeld ziemlich übereinander, ebenso die δ - und ϑ -, die ψ - und π -Magmen. Und zwar nehmen φ und γ die der *K-Na*-Linie zunächst liegenden Partien der Felder 1 und 2 ein. Im allgemeinen fallen die φ -Magmen zumeist in das Feld 2, γ erstreckt sich über 1 und 2. Sie unterscheiden sich vornehmlich durch den *Si*-Gehalt, was im Verticalbild zum Ausdruck kommt. Als typische Repräsentanten sind abgebildet ¹⁾:

¹⁾ Die Analysenzahlen der hier angeführten Gesteine folgen weiter unten in Tabellenform.

6. Phonolith von Monte Ferru, Doelter, Denkschriften der Wiener Akademie **39**, 22. 1878, für φ .

12. Liparit. Obsidian, Parmarola, Capo Vardella, Doelter, Denkschriften der Wiener Akademie, **36**, 28. 1875, für γ .

Zum Zwecke des weiteren Vergleiches ist ausser dem extrem sauren γ -Magma auch noch ein typischer Trachyt aus der Reihe der von Rosenbusch ausgewählten Analysen dargestellt:

13. Trachyt, Bolsena, Steinbruch Massini, G. vom Rath, Z. D. G. G., 1868, XX, 291. Rosenbusch, l. c. Nr. XXXIX.

Die δ - und ϑ -Magmen schliessen sich im Dreiecksfelde an die Analysenorte für γ und φ an; sie liegen meist im Dreiecksfelde 3 und in den an das Centrum grenzenden Antheilen der Felder 2 und 4, seltener 1, 5 und 6.

Als Beispiel für δ - und ϑ -Magmen sind in den Figuren 1 und 2 eingetragen:

14. Nephelintephrit, Pico da Cruz, S. Antao, Doelter, Die Capverden, 1882, pag. 35 (Kertscher), vergl. Rosenbusch, l. c. Nr. LVI.

15. Pyroxen-Andesit, Vulcan von Pasto, Lava von 1869, unterster Theil, K ü c h, Columbia, Nr. XIII, pag. 141.

Die ϑ -Magmen verhalten sich zu δ genau so wie φ zu γ ; denkt man sich in der räumlichen Darstellung die Enden der *Si*-Ordinaten durch eine Fläche verbunden, so würde die *Si*-Fläche der γ - und δ -Magmen ein oberes, die *Si*-Fläche der φ - und ϑ -Magmen ein unteres Niveau einnehmen. Berücksichtigt man die *Si*-reichsten γ - und δ -Magmen, die *Si*-ärmsten φ - und ϑ -Magmen, so ergibt sich, dass in beiden Gruppen das *Si*-Niveau gegen das *Ca*-Eck zu sinkt, aber das obere der γ - und δ -Magmen stärker als das untere. Zwischen den beiden Grenzflächen liegt eine breite Schichte, welche die Variabilität des *Si*-Gehaltes bei demselben Verhältnis von *Ca* : *Na* : *K* darstellt.

H. O. Lang hat offenbar dieses Verhältnis im Auge gehabt, als er zwischen gesättigten und ungesättigten Magmen unterschied. Er hat wohl im allgemeinen ganz Recht, wenn er annimmt, dass „Feldspathvertreter“ (Leucit, Nephelin und Verwandte) nur in den ungesättigten, d. h. *Si*-armen Magmen sich bilden können.¹⁾

¹⁾ l. c. diese Mitth., Bd. XII, pag. 122.

Nach dieser Abschweifung kehren wir zu der letzten Gruppe der Rosenbusch'schen Magmen zurück, den ψ - und π -Magen. Diese liegen alle in den Dreiecksfeldern 4 und 5, und zwar die grosse Mehrzahl in 4. Die π -Magen näher am *Ca*-Eck, doch vielfach sich auch mit den ψ -Magen überdeckend. Zwischen diesen beiden ist es nun nicht mehr möglich, nach dem *Si*-Niveau zu unterscheiden. Der Unterschied der ψ - und π -Magen liegt nicht im *Si*-Gehalt, sondern in dem von Rosenbusch betonten Antagonismus von *Al* und *Mg*. Die π -Magen haben ein höheres *Mg*-, ein niederes *Al*-Niveau, die ψ -Magen umgekehrt.

Zwar ist das *Si*-Niveau auch hier beträchtlich variabel und bei denjenigen Magmen, die sich geologisch an die φ - und ϑ -Magen anschliessen, im allgemeinen niedriger als bei den mit γ - und δ -Magen verknüpften. Die Analyse 5 der Feldspathbasaltlava von Señoreta kann als ein guter Repräsentant dieser *Si*-ärmeren ψ -Magen gelten.

Uebrigens soll nicht verschwiegen werden, dass für diese Gruppe von Gesteinen die graphische Darstellung im *Ca* : *Na* : *K*-Feld von minderer Bedeutung erscheint, und dass man für diese alkaliarmen Gesteine vielleicht zweckmässiger als Grundlage das Verhältnis *Al* : *Fe* : *Mg* oder ein ähnliches nehmen könnte.

Bezüglich der Gesteine 2 und 3 lehrt nun der Vergleich mit den typischen Vertretern der Rosenbusch'schen Magmen die Richtigkeit der Behauptung, dass dieselben zwischen den Trachyten und den typischen ϑ -Magen stehen, und rechtfertigt somit die Bezeichnung „tephritischer Trachyt“. ¹⁾ Es dürfte auch gerechtfertigt erscheinen, dass diese Gesteine trotz des stark hervortretenden Gehaltes an Plagioklas und Hornblende nicht zu den andesitischen Trachyten gerechnet wurden. Die Vertreter dieser Gruppe haben ein höheres *Si*- und ein niederes *Al*-Niveau bei ähnlich hoher Abscisse. Dagegen kommt den phonolithischen Trachyten Rosenbusch's

¹⁾ Gleichberechtigt wäre nach dem chemischen Bilde die Bezeichnung „trachytischer Tephrit“. In der französischen Nomenclatur würden diese Gesteine als Leucotephrite à Sanidine bezeichnet werden. Der Grund, weshalb ich mich nicht entschliessen konnte, die Gesteine der Tephritgruppe einzuverleiben, liegt in dem Vorwalten des Sanidins unter den Einsprenglingen und dem trachytischen Habitus. Die phonolithoiden Tephrite, die ähnliche Zusammensetzung haben (im böhmischen Mittelgebirge sind solche nicht selten), haben einen anderen Habitus und entbehren nie der charakteristischen Einsprenglinge aus der Hauyngruppe.

wohl eine niedrigere Abscisse und im Dreiecksfeld ein näher an die Na - K -Linie gerückter Analysenort zu. Sie würden mit ihrer Si -Ordinate zwischen die mit φ und γ bezeichneten Analysen 6 und 13 sich einschieben.

Auch die Stellung von Analyse 1 (trachytischer Phonolith) lässt die Beziehung dieses Gesteins zu den typischen Phonolithen und Trachyten gut hervortreten. Eine ähnliche Stellung kommt auch vielen der böhmischen Phonolithe zu.

Analyse 4 erweist sich als ein ganz abnormer Typus. Nach dem Analysenort im Dreiecksfeld, sowie nach der Ordinate für Si und Al im Verticalbild würde sich dieses Gebilde annähernd zwischen basische Andesite und Tephrit einstellen. Doch bewirkt der hohe Mg -Gehalt eine bemerkenswerte Abweichung, welche wohl damit zusammenhängt, dass wir es hier mit einem Differenziationsproduct zu thun haben, in welchem Mg -reiche Bestandtheile auffallend angehäuft sind.

Analyse 5 lässt erkennen, wie ein analoger Process schliesslich zu einem basaltischen Gestein führen kann. Analyse 5 zeigt die in 4 begonnene Veränderung weiter fortgeführt: Anreicherung an Mg und Fe bei gleichzeitiger Steigerung von Ca , und Hand in Hand damit Abnahme von Al . Für diese Auffassung erscheint nur Si in 4 ein wenig zu niedrig. Doch ist zu bemerken, dass in diesem Gestein die Imprägnation mit Meersalzen den grössten Betrag erreichte, wodurch natürlich Ca und Na gehoben, Si relativ vermindert wird.

Graphischer Ausdruck der Gauverwandtschaft.

Wenn man für eine grössere Anzahl von Analysen verschiedener Herkunft die Analysenorte in das Dreiecksfeld einträgt, so ergibt sich, dass dieselben nicht gleichmässig über die 6 Dreiecksfelder vertheilt sind. Die grosse Mehrzahl fällt in die Felder 2, 3, 4. Weniger Analysenorte fallen in das Feld 1, noch seltener sind sie in Feld 5, am seltensten in Feld 6.

Trägt man Analysenorte aus einem zusammengehörigen Eruptivgebiet ein, so zeigt sich in der Regel, dass die Verstreueung eine geringere wird und in vielen Fällen beobachtet man, dass die Analysenorte sich längs eines Streifens zusammendrängen, der irgendwo in den Feldern 1 oder 2 beginnt und gegen das Ca -Eck hinzieht.

Diese streifenweise Anordnung scheint nach meinen bisherigen Erfahrungen, die noch nicht als abgeschlossen angesehen werden können, bei Analysen, die vom selben Analytiker herkommen, deutlicher zu sein. Einzelne aberrante Analysen kommen aber überall vor.

Entspricht diese Anordnung in einem Streifen der Wirklichkeit, so würde sie besagen, dass bei der Differenzirung innerhalb eines Magmabassins das Verhältnis von *Ca* zu den Alkalimetallen stärker verändert wird als das Verhältnis von *K* und *Na* zu einander. In manchen Fällen beobachtet man aber deutlich, dass der Streifen sich mit der Annäherung an die *K-Na*-Linie gegen das *K*-Eck umbiegt, was besagen würde, dass bei einer Differenzirung, durch welche die Alkalien im Magma angereichert werden, gleichzeitig *K* gegen *Na* mehr hervortritt. Damit ist dann häufig eine merkliche Zunahme des *Si* verbunden. In Fig. 1 tritt diese reihenweise Anordnung bei den Analysen 1—5 deutlich hervor; das Umschwenken gegen das *K*-Eck ist nur schwach angedeutet, ebenso ist die Zunahme der *Si*-Ordinate nur schwach.

Man kann diese reihenweise Anordnung zahlenmässig darstellen, indem man die Punkte ermittelt, in denen eine durch den Streifen der Analysenorte gezogene Linie die *K*- und *Na*-Axe schneidet. Die folgenden Zahlen wurden so für eine Anzahl von Eruptivgebieten ermittelt, in denen die Reihung deutlich hervortrat.

	Es wird geschnitten	
	die <i>Na</i> -Axe	die <i>K</i> -Axe
Columbretesgesteine	$n = + 0.3$	$h = - 0.3$
Columbianische Andesite und Dacite nach Küch	+ 0.33	- 0.33
Gesteine von Electric Peak nach Iddings	+ 0.35	- 0.25
Abnormale Gesteine von Absaroka range nach Iddings	+ 0.1	- 0.1
Gesteine des böhmischen Mittel- gebirges	+ 0.25	- 0.25
Vesuvlaven	- 0.15	+ 0.2

Die Verticalfelder solcher Eruptivgebiete unterscheiden sich meist sehr deutlich von einander. Im Verticalbild einer Reihe von Analysen gauverwandter Gesteine liegen die Ordinaten der verschiedenen Stoffe in einem stetigen

Niveau, welches viel geringere Schwankungen nach auf- und abwärts erkennen lässt, als wenn Gesteine von verschiedenen petrographischen Provinzen verglichen werden. Diese charakteristischen Niveaux sind für die einzelnen Eruptivgebiete verschieden.

Bei den Columbretesgesteinen tritt dies sowohl beim *Si* als beim *Al* recht auffällig zu Tage. In denselben Abscissen lägen beispielsweise die *Si*-Ordinaten der von Küch zusammengestellten Analysen columbianischer Gesteine (Dacite und Andesite) viel höher, die *Al*-Ordinaten niedriger; ebenso verhalten sich die Gesteine von Electric Peak nach Iddings, die ungarisch-siebenbürgischen Gesteine u. s. f. Dagegen geben die Gesteine von Absaroka range (Iddings), die Gesteine des böhmischen Mittelgebirges u. A. ähnliche Niveaux wie die Columbretesgruppe. Eine auffallende Ähnlichkeit fand ich aber bei dem Vergleich der Columbretesgesteine mit denen vom Mte. Ferru auf Sardinien. Doelter verdankt man eine ziemliche Reihe von Analysen dieses Gebietes. Es sind die folgenden:

6. Phonolith, Mte. Ferru, Doelter, Die Producte des Vulcans Mte. Ferru auf Sardinien, Drucksch. d. Wiener Akad., 39, 1878, pag. 22, bereits als Typus für das φ -Magma angeführt.
7. Sanidin-Plagioklas-Trachyt, ebendas., pag. 11.
8. Sanidin-Augit-Trachyt, ebendas., pag. 14.
9. Olivin-Plagioklas-Basalt (Feldspathbasalt) von S. Lenardo, ebendas., pag. 30.
10. Leucitbasalt von Scanu, ebendas., pag. 40.
11. Olivinfreier Plagioklas-Basalt, zwischen Macomer und Bosore, ebendas., pag. 26.

Diese, sowie die früher zum Vergleich herangezogenen Analysen 12 bis 15 sind in Tabelle III, ihre auf 100 umgerechneten Metallatomzahlen in Tabelle IV zusammengestellt (vergl. pag. 326).

Die Analysenorte dieser Gesteine sind in Fig. 1 durch kleinere Kreise und die hinzugesetzten Ziffern bezeichnet. In Fig. 2 sind nur die Verticalbilder der Analysen 6—10 eingetragen; 11 fällt stark aus der Reihe heraus und hat als extrem alkaliarmes Gestein für die Vergleichung mit Columbretes keine Bedeutung. Wie man sieht, fallen die *Si*- und *Al*-Ordinaten von Columbretes und Mt. Ferru ziemlich gut in dasselbe Niveau. In der basischen Reihe treten aber bemerkenswerte Unterschiede hervor: in Columbretes ist *Mg* nahe

Tabelle III.

	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
<i>SiO</i> ₂	53·95	57·01	55·11	45·51	42·30	52·27	70·01	59·2	47·4	61·26
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	23·82	20·81	20·91	18·01	18·22	21·01	17·63	18·6	23·7	16·15
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	2·68	4·13	6·11	15·75	17·30	9·10	0·56	—	6·8	4·39
<i>FeO</i>	—	—	—	—	—	—	—	6·1	3·5	2·66
<i>MnO</i>	Sp.	—	—	—	Sp.	Sp.	—	—	—	—
<i>MgO</i>	0·55	1·23	1·21	5·99	6·66	5·22	0·11	1·1	2·0	2·91
<i>CaO</i>	0·99	2·91	3·54	8·11	11·01	9·18	0·81	3·0	6·5	5·75
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	10·03	5·92	5·31	4·60	1·31	2·15	3·92	4·9	6·4	4·93
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	5·79	6·30	7·52	0·88	2·93	0·65	6·55	6·7	3·3	2·65
<i>H</i> ₂ <i>O</i>	1·89	1·41	1·04	0·92	0·55	0·91	0·54	1·1	1·7	0·15
<i>SO</i> ₃	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P</i> ₂ <i>O</i> ₅	—	—	—	—	Sp.	—	—	—	—	—
	99·70	99·72	100·75	99·77	100·28	100·49	100·13	100·7	101·3	100·85

Tabelle IV.

	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
<i>Si</i>	47·9	52·3	50·2	42·9	40·4	50·3	64·6	54·2	43·1	56·1
<i>Al</i>	24·9	22·4	22·4	20·0	20·5	23·8	19·2	20·1	25·4	17·4
<i>Fe</i>	1·8	2·8	4·1	11·1	12·4	6·6	0·4	4·7	7·3	5·0
<i>Mg</i>	0·7	1·7	1·7	8·4	9·5	7·5	0·2	1·5	2·7	4·0
<i>Ca</i>	0·9	2·9	3·5	8·2	11·2	9·4	0·8	2·9	6·3	5·7
<i>Na</i>	17·2	10·5	9·4	8·3	2·4	2·0	7·0	8·7	11·3	8·7
<i>K</i>	6·6	7·4	8·7	1·1	3·6	0·4	7·8	7·9	3·9	3·1

= Fe ; am Mt. Ferru stets $Mg < Fe$. Insbesondere die beiden Trachyte 7 und 8 lassen eine grosse Aehnlichkeit mit den trachytischen Gesteinen von Columbretes erkennen; doch liegen ihre Analysenorte näher an dem Kalinatronfeld, was auf einen höheren Sanidingehalt, resp. grösseren Kalireichthum des monoklinen Feldspathes bei den sardischen Gesteinen hindeutet.

Es ist in dieser Abhandlung nicht der Ort, alle Consequenzen zu verfolgen, die sich aus einer derartigen graphischen Darstellung der Gesteinzusammensetzung ergeben. Ich glaube aber, dass sie zur Darstellung der Gauverwandtschaft, zu Zwecken des Vergleiches und auch als Hilfsmittel bei der Systematik der Gesteine nützlich sein dürfte. Ich hoffe Gelegenheit zu haben, die Resultate, die sich aus einer vollständigeren Anwendung dieses Hilfsmittels auf die verfügbaren Gesteinsanalysen ergeben, einmal eingehender darzulegen. Hier wollte ich nur die Anwendung in einem speciellen Falle demonstrieren.

4. Anhang.

Einiges über die Beziehung von Pyroxen und Amphibol in den Gesteinen.¹⁾

Bei einer übersichtlichen Betrachtung der Erstarrungsgesteine zeigen sich zwischen diesen beiden Mineralgruppen sehr mannigfache und zum Theil scheinbar widersprechende Altersbeziehungen. Schon vor mehr als einem Decennium habe ich gelegentlich auf den Gegensatz hingewiesen, der diesbezüglich zwischen den körnigen Massengesteinen und den vulcanischen Gesteinen (damals wurde gesagt älteren und jüngeren Eruptivgesteinen) festzustellen ist.²⁾

In vielen Gesteinen von granitischer Textur (Syenite, Augit-Diorite, Monzonite, Teschenite, gewisse Gabbroarten) ist Pyroxen

¹⁾ Das Wesentliche dieser Auseinandersetzungen wurde in der Monatsversammlung des deutschen naturwissenschaftlich-medicinischen Vereines für Böhmen, „Lotos“ am 2. Mai 1896 vorgetragen. Während der Correctur erhielt ich durch die Freundlichkeit des Autors: Ernst Esch, Die Gesteine der Ecuatorianischen Ost-Cordillere. Die Berge des Ibarra-Beckens und der Cayambe. Inaugural-Dissertation, Berlin 1896, welcher das hier erörterte Problem pag. 26 ff. im selben Sinne behandelt und durch Experimente die auch von mir verfochtene Ansicht stützt.

²⁾ Vergleiche diese Mittheil., V, pag. 171.

das ältere Glied, und bildet Kerne innerhalb der Hornblendekrystalle, Bisweilen wird man zu der Annahme einer einfachen Fortwachsung der Augitkrystalle als Hornblende geführt¹⁾, bisweilen wird man zu der Annahme genöthigt, dass der Ausscheidung von Hornblende eine Resorption des Augits vorangegangen oder mit ihr verbunden gewesen sei.²⁾ Solche Umbildungen erfolgen allerdings häufig „secundär“ nach erfolgter Erstarrung des Gesteines (Uralit, schilfige Hornblende, Smaragdit), aber in vielen Fällen kann man diese metamorphe Hornblende deutlich unterscheiden von der im Laufe der Erstarrung des Gesteins auf Kosten des Pyroxens gebildeten magmatischen.

Umgekehrt findet man in vielen porphyrischen Gesteinen Augit auf Kosten der älteren Einsprenglinge von Hornblende gebildet, und der oft beschriebene Corrosionssaum der Hornblende in Trachyten, Phonolithen, Tephriten, Andesiten, Basalten besteht in der Regel neben Magnetit und anderen Nebenproducten zum grossen Theil aus homoax aus der Hornblende hervorspriessenden Augit-Kryställchen. Auch in den Columbretesgesteinen ist die Erscheinung schön zu sehen und ist pag. 170 dieses Bandes beschrieben worden.

Mit dieser Umwandlungserscheinung beschäftigt sich eingehend eine ausführliche Abhandlung von Henry S. Washington³⁾, die mir erst bekannt wurde, als der grösste Theil der vorliegenden Arbeit schon niedergeschrieben war. Mit den meisten Ausführungen des Verfassers bin ich völlig einverstanden, so namentlich auch mit seiner Ansicht, dass man die Umwandlung von Hornblende in Pyroxen und Magnetit nicht so sehr als eine Auflösung (= Verflüssigung) der Hornblende und darauf folgende WiederauskrySTALLISIRUNG von

¹⁾ Vergleiche zum Beispiel Rohrbach, Ueber die Eruptivgesteine der schles-mährischen Kreideformation. Diese Mittheil., VII, pag. 25.

²⁾ Die letztere Erscheinung ist so häufig, dass es kaum nöthig ist, besondere Beispiele anzuführen. Vergleiche die Angaben bei Rosenbusch, Physiographie der Massengesteine, Capitel Syenit, Diorit, Gabbro etc., vergleiche u. A. Martin, Gabbro von Ronsperg, diese Mittheil., XVI, pag. 105. Martin spricht zwar auch von einer gleichzeitigen Bildung von Diallag und Hornblende, aber die Art, wie insbesondere im Querschnitt (Tafel II, Figur 1) Hornblende in der Richtung der Spaltflächen des Diallag vordringt, und dort, wo sich zwei solche Richtungen treffen, anschwillt, lässt wohl den Schluss zu, dass auch hier die Hornblende auf Kosten des Diallag entstand.

³⁾ The magmatic alteration of Hornblende and Biotite. The Journal of Geology. April-May 1896.

Pyroxen und Magnetit auffassen dürfe, sondern als eine Umwandlung, welche sich am starren Krystall nach Art einer paramorphen Umlagerung vollzieht, einer Anschauung, welche auch schon von anderer Seite ¹⁾ angedeutet worden ist.

Hienach ergäbe sich als allgemeine Regel: in den Tiefengesteinen bildet sich Hornblende auf Kosten des Pyroxen, in den Ergussgesteinen Pyroxen auf Kosten der Hornblende.

Von dieser Regel gibt es eine bemerkenswerte Ausnahme. In den Eläolithsyeniten — also einem Tiefengestein — wird häufig beobachtet, dass Amphibolminerale randlich in ein ägrinreiches Gemenge umgewandelt werden. Es ist bemerkenswert, dass diese Umwandlung nur bei sehr alkalireichen Amphibolen platzgreift, und dass bei ihr jene alkalireichen und leicht schmelzbaren Pyroxene entstehen, welche in der Krystallisationsfolge eine von allen anderen Pyroxenen abweichende Stellung einnehmen, indem ihre Bildungsepoche der Schlusserstarrung des Gesteins angehört. Von dieser Ausnahme sehen wir im folgenden ab; sie vermag die oben ausgesprochene Regel nicht umzustossen, sondern nur von ihrem Geltungsbereich eine chemisch wohl charakterisirte Gesteinsgruppe auszuschliessen.

In denselben Gesteinen, in denen die älteren Hornblendeeinsprenglinge im Laufe der magmatischen Entwicklung einer Umbildung zu Pyroxen, gemengt mit anderen Mineralen, unterliegen, kommt aber bisweilen eine zweite Generation von Hornblende in winzigen, häufig xenomorphen Flittern oder Säulchen zur Entwicklung, die offenbar erst bei der Restkrystallisation der letzten Antheile der Grundmasse entsteht. Diese Flitter sind alsdann frei von Corrosionserscheinungen. Aehnliche Verhältnisse zeigen sich auch am Biotit. Die Erscheinung ist nicht gerade häufig, wie es scheint. Einige mir durch Autopsie bekannte Fälle will ich hier anführen.

In ganz auffälliger Weise finden sich corrodirt Hornblendeeinsprenglinge und nicht corrodirt Hornblendeflitter in der Grundmasse in dem tephritischen Trachyt von Bauzá (vergleiche diesen Band, pag. 167).

In den camptonitischen Ganggesteinen, welche den Granit am Südabhange des Mulatto bei Predazzo durchsetzen,

¹⁾ Siehe Richard Küch in W. Reiss und A. Stübel, Geologische Studien in der Republik Columbia. I. Petrographie. 1. Die vulcanischen Gesteine. Berlin 1892. Besonders pag. 56.

finden sich abgerundete, corrodirte Einsprenglinge von basaltischer Hornblende, in der Grundmasse treten kleine Säulchen von Hornblende auf, die von Biotitschuppen begleitet sind.

In einem ausgezeichneten Nephelinit, welcher deckenförmig am Himmelstein bei Warta im Duppauer Gebirge auftritt, finden sich Pseudomorphosen, die aus einem feinkörnigen Gemenge von Magnetit und Pyroxen bestehen und nur entweder auf Amphibol oder Biotit bezogen werden können. In der Grundmasse finden sich feine Flitter von Biotit.

Einen sehr typischen Fall hat jüngst Hibsich bekannt gemacht. ¹⁾ Der Leucit-Basalt, welcher deckenförmig auf dem Doberberg östlich von Dobern bei Tetschen a. d. Elbe auftritt, enthält grosse Biotiteinsprenglinge, welche stark corrodirt sind; im Corrosions-saume ist nur Magnetit zu erkennen. Die Grundmasse enthält zahllose frische Schüppchen von Biotit.

Versuchen wir nun, uns die Vorgänge klar zu machen, welche zu diesem scheinbar widersprechenden Verhalten führen.

Die Factoren, welche die Krystallisation des Gesteinsmagmas beeinflussen, sind: Druck, Temperatur und Zeit (Geschwindigkeit der Abkühlung). Während das Gestein von den Zuständen im Erdinneren (hoher Druck, hohe Temperatur) zu den Zuständen an der Erdoberfläche übergeht (Atmosphärendruck, niedere Temperatur), unter denen wir das Gestein erst prüfen können, durchläuft es eine Folge von Zuständen, die in einem dreiaxigen Coordinatensystem mit den Parametern: Druck, Temperatur, Zeit, als eine stetige Folge von Punkten, als eine Linie im Raume sich darstellen lassen. Von dem Einfluss der Zeit wollen wir vorläufig absehen. Die wechselnden Zustände von Druck und Temperatur lassen sich dann in einem rechtwinkligen Coordinatensystem in einer Ebene zur Darstellung bringen.

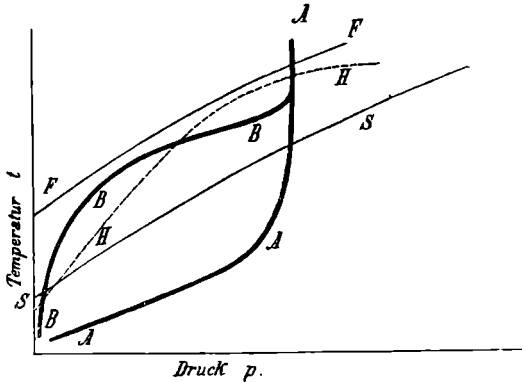
In Fig. 3 sei t die Temperaturaxe, p die Druckaxe. Das Gestein befindet sich zuerst, so lange es als Magma innerhalb der Erdrinde

¹⁾ Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt 1, Tetschen. Diese Mittheil. XV, pag. 256.

existirt, unter hohem Druck und unter hoher Temperatur (*A*). Während und nach der Eruption durchläuft es eine Reihenfolge von Zuständen, die es gegen den Anfangspunkt des Coordinatensystems (Atmosphärendruck, Temperatur der Oberfläche) hinführen. Die Reihenfolge dieser Zustände wird durch eine Linie dargestellt, die von dem Anfangszustand *A* gegen den Coordinatenursprung hinführt.

Unter allen Möglichkeiten wollen wir zwei typische Fälle in's Auge fassen.

Fig. 3.



A. Das Magma bleibt unter hohem Druck und kühlt allmählich ab. Die Erstarrung des Gesteins erfolgt unter hohem Druck in der Tiefe der Erdrinde. Erst nachträglich gelangt das starre Gestein durch Veränderungen in der Erdrinde (Gebirgsbildung, Denudation) an die Erdoberfläche. Die aufeinanderfolgenden Zustände werden durch die Linie *A A* dargestellt — wir erhalten ein Tiefengestein.

B. Das Magma kühlt zunächst in der Tiefe allmählich ab, kommt dann zur Eruption in höhere Rindentheile oder an die Erdoberfläche; in diesem Falle folgt also auf die anfängliche Abkühlung bei constantem und hohem Druck eine Periode rascher Druckabnahme; hierauf folgt erst die weitere Temperaturabnahme, und die Schlusserstarrung findet unter niederem Druck statt. Die aufeinanderfolgenden Zustände werden durch die Linie *B B* repräsentirt, und diese ist charakteristisch für die Ergussgesteine.¹⁾

¹⁾ Nebenbei sei bemerkt, dass die gewählte Darstellungsart auch jener Vorstellung gerecht zu werden vermag, wonach das Erdinnere, starr durch Belastung, erst infolge von Druckverminderung eruptionsfähig wird, eine Vorstellung, welche

Wenn eine chemisch einfache Schmelze bei constantem Druck Wärme abgibt, wird zunächst die Temperatur sinken, bis der Erstarrungspunkt der Substanz erreicht ist; weitere Wärmeabgabe bewirkt dann Erstarrung, und zwar wird die Erstarrung successive in dem Masse eintreten, dass die Wärmeabgabe durch die Erstarrungswärme gedeckt wird, bis die ganze Masse erstarrt ist. Die Temperatur bleibt dabei constant auf dem Erstarrungspunkt. Erst von dem Moment, wo alles starr geworden, bewirkt weitere Wärmeentziehung ein weiteres Sinken der Temperatur.

Die natürlichen Magmen sind aber keine einfachen chemischen Substanzen, sondern Gemenge; und bei diesen wird der Vorgang etwas modificirt. ¹⁾ Die Mischung bleibt flüssig auch bei Temperaturen, die unter dem Schmelzpunkt des strengstflüssigen Bestandtheils liegen. Und während endlich bei niederen Temperaturen Erstarrung beginnt, wird die Temperatur allmählich sinken; und erst bei einer Temperatur, welche unter Umständen beträchtlich tiefer liegen kann, als der Schmelzpunkt des leichtest schmelzbaren Bestandtheiles, wird die ganze Masse erstarrt sein. Zwischen dem ganz flüssigen und dem ganz starren Zustand liegt also bei einer gemischten Schmelze nicht ein constanter Schmelzpunkt, sondern ein grösseres oder kleineres Temperaturintervall, innerhalb dessen das Magma aus einem Gemenge flüssiger und starrer Theile besteht.

Für ein Magma von bestimmter chemischer Beschaffenheit wird es aber eine obere Temperaturgrenze F geben, oberhalb deren alles flüssig ist, und eine untere S , unterhalb deren alles starr ist. Für ein gegebenes Magma sind F und S abhängig vom Druck, und zwar müssen diese Punkte, wie man aus den Untersuchungen von Barus

insbesondere von Reyer eingehend behandelt wurde. Der Gang der Zustandsänderungen des Magmas würde dann an einem Punkte oben rechts von der Linie SS beginnen und horizontal gegen A hinziehen. Ich möchte nur bemerken, dass der Eintritt einer tangentialen Spannung, die bei sich faltenden Rindentheilen den Faltungs- und Ueberschiebungsbewegungen vorangeht, auf die unterhalb liegenden Theile der Erdrinde wie eine Druckentlastung wirken muss. Damit wäre aber dann die Möglichkeit einer Verflüssigung von Rindentheilen, einer Durchschmelzung im Sinne von Suess und M. Lévy im gefalteten Gebirge einzusehen.

¹⁾ Vergleiche Ostwald, Lehrbuch der allgemeinen Chemie. 1891, I, V. Abschnitt, 7. Capitel, 2. Auflage.

über die Schmelzpunkte von Silicaten entnehmen kann, mit dem Druck ansteigen.¹⁾

In der Figur deuten *FF* und *SS* diese Curven an. Oberhalb *FF* befinden sich also Temperaturen und Drucke, bei denen das Magma ganz flüssig ist, unterhalb *SS* ist es ganz starr, im Zwischenraum besteht das Magma aus einem Gemenge fester und flüssiger Theile.

Nun zur Frage der Hornblendebildung. Es ist bekannt, dass Hornblende bei Atmosphärendruck und hoher Temperatur nicht bestandfähig ist. Schmilzt man Hornblende und lässt erstarren, so bildet sich Pyroxen neben anderen Zersetzungsproducten. Chrustschoff²⁾ erhielt Hornblende in geschlossenen Gefäßen bei einer Temperatur von 550° C. und Gegenwart von Wasser, hiebei musste sich ein höherer Druck entwickeln; derselbe mag ungefähr zweihundert Atmosphären betragen. Zwischen den beiden Punkten des Coordinatensystems: Druck = 1 Atmosphäre, Temperatur einer basischen Silicatschmelze (ungefähr 900—1000° C.) und: Druck = 200 Atmosphären, Temperatur 550°, müsste also eine Bestandesgrenze für die Hornblende liegen. Unterhalb derselben ist die Hornblende bestandfähig, oberhalb derselben nicht. Dass die Hornblende durch höhere Temperaturen zersetzt wird, ist wohl auch schon deshalb wahrscheinlich, weil die meisten Hornblenden einen Gehalt an in der Hitze flüchtigen Stoffen besitzen (*F*, *HO*), so dass es wohl für jeden Druck eine Temperatur gibt, bei der diese flüchtigen Stoffe entweichen, die Hornblende also zersetzt wird. Es ist wohl nicht unwahrscheinlich, dass diese Zersetzungcurve mit dem Druck ansteigt. In der Figur ist eine solche Curve eingetragen und mit *HH* bezeichnet. Ich brauche wohl nicht zu erwähnen, dass diese Curve keinen Anspruch auf eine quantitative Bedeutung macht, sondern nur qualitativ zum Ausdruck bringen will, dass die Hornblende mit steigendem Druck bei immer höheren Temperaturen bestandunfähig wird.

Die gegenseitige Lage der drei Linien *FF*, *SS*, *HH* wird nun je nach der chemischen Zusammensetzung des Magmas und nach der Natur des Hornblendeminerales eine verschiedene sein können.

¹⁾ Auf die Lage von *F*, ganz besonders aber auf die von *S* wird auch die Menge der im Magma vorhandenen Gase und Dämpfe einwirken.

²⁾ Bull. de l'Acad. des Sciences. St. Pétersbourg 1890, XIII.

Wir dürfen aber mit Sicherheit schliessen, dass die Linie *HH* beim Atmosphärendruck unter der Linie *SS* für die gewöhnlichen Silicatmagmen bleibt, dass sie aber für höhere Drucke in den Raum zwischen *SS* und *FF* eintritt.

Nun verfolgen wir den Bildungsweg des Tiefengesteines. Sobald die Curve *FF* bei sinkender Temperatur passirt ist, beginnt die Erstarrung. Wenn vermöge des chemischen Bestandes *Ca-Mg-Silicate* zur Ausscheidung kommen, würde es in dem Falle, den die Zeichnung annimmt, nicht sofort zur Bildung von Hornblende kommen, es könnte aber Pyroxen aus dem Magma auskrystallisiren. Erst wenn bei weiterer Wärmeabgabe auch die Curve *HH* überschritten wurde, kann sich nun auch Hornblende bilden. Ob diese Hornblendebildung lediglich als Fortwachsung der Pyroxene oder aber unter Aufzehrung der zuerst ausgeschiedenen Pyroxenkrystalle sich einstellt, dürfte wohl zumeist vom Temperaturgefälle abhängen. Rasche Abkühlung würde wohl die einfache Fortwachsung, langsame Abkühlung die Umwandlung des Pyroxens begünstigen. Hornblende wird auch bei der Schluss-Erstarrung unter den *Ca-Mg-Silicaten* herrschen.

Anders das Ergussgestein *BB*. Die Zeichnung nimmt an, dass die Abkühlung bis zur Ueberschreitung der Hornblendecurve *HH* vorgeschritten sei. Es werden sich also neben den etwa vorhandenen Pyroxeneinsprenglingen auch schon Hornblendeeinsprenglinge gebildet haben. Wenn die Curve *FF* knapp an *HH* herantritt, kann sogar die anfängliche Ausscheidung von Pyroxen ganz unterbleiben und es können nur Hornblendeeinsprenglinge sich bilden. Nun kommt aber während des Ergusses eine rasche Druckabnahme; die Vorstellung, dass diese das Gestein dem magmatischen Zustand näher bringt, ohne dass die Temperatur eine effective Steigerung erfährt, ist wohl allen Petrographen geläufig. Sie äussert sich in der Annäherung an die Linie *FF*. Früher ausgeschiedene Krystalle werden nun eine Abschmelzung erfahren, die ja unter Umständen, wenn die Curve *FF* überschritten wird, zur völligen Auflösung der älteren Einsprenglinge führen könnte. Jedenfalls geht aber der Zustand des Magmas wieder über die Curve *HH* zurück, d. h. die Hornblende wird bestandunfähig.

Je nachdem nun der Gang von Druck und Temperatur das Magma näher oder minder nahe an die Linie *FF* führt, wird sich eine völlige Auflösung oder eine Umwandlung der Hornblende in

Augit und andere Minerale einstellen, die dem Zustand des Magmas besser angepasst sind. Erfolgt die Schlusserstarrung unter Druck- und Temperaturverhältnissen, bei denen die Hornblendecurve bereits unter *SS* herabgesunken ist, so wird die Schlusserstarrung bloß Augit liefern. Es ist aber leicht verständlich, dass unter Umständen die Linie *BB*, noch bevor *SS* erreicht ist, nochmals *HH* anschneiden kann. Eine Verschiebung von *SS* nach abwärts, wie sie z. B. durch starke Durchgasung wahrscheinlich hervorgebracht würde, oder der bis zum Schluss in einer grösseren Magmamasse auf höherem Niveau erhaltene Druck würde dazu hinreichen. Damit wäre die Wiederkehr der Hornblendebildung bei der Schlusserstarrung mancher Ergussgesteine ebenfalls verständlich gemacht.

Eine besondere Erörterung verlangt noch das Ausbleiben der Corrosion und Umwandlung in glasigen Gesteinen, eine Erscheinung, welche durch viele Beobachter sichergestellt ist. Auch in den Columbretes-Gesteinen ist zu beobachten, dass die magmatische Corrosion der Amphibole in der stark glasigen tephritischen Trachytlava auf ein Minimum reducirt ist (vergl. pag. 175).

Sehr lehrreich sind in dieser Hinsicht insbesondere die Beobachtungen von Küch an den columbianischen Daciten und Andesiten. Küch beobachtete¹⁾, dass in Daciten, in denen die Grundmasse schlierenweise glasig und mikrofelsitisch erstarrte, die Biotite und Hornblenden, soweit sie im Glas liegen, keine Corrosion zeigen, während der Corrosionssaum in den mikrofelsitischen Schlieren merklich entwickelt ist. Dieses Verhalten wird erklärlich, wenn man sich die Natur des Silicatglases als einer überkalteten Schmelze vor Augen hält. Wäre diese Neigung zur Unterkühlung bei den Silicatschmelzen nicht vorhanden, so könnten ja überhaupt glasige Silicatgesteine nicht existiren. Das ganze Gestein befindet sich im Zustand labilen Gleichgewichtes; auch die Hornblenden. Es fehlt aber der Anstoss, der den labilen Zustand in den stabilen überführt. Sobald durch Krystallisation in der Glasmasse — und eine solche ist wohl die primäre Mikrofelsitsubstanz — der Anstoss gegeben ist, beginnt die Umlagerung auch in der Hornblende. Ist in der unterkühlten Schmelze einmal die Temperatur unter die Linie *HH* gesunken, dann unterbleibt die Umwandlung der Hornblende völlig.

¹⁾ l. c. pag. 55, 157.

Am Schlusse der Untersuchungen an den Columbretesgesteinen angelangt, erübrigt mir, Sr. kais. Hoheit dem Herrn Erzherzog Ludwig Salvator, der das kostbare und schwer zu beschaffende Material dem mineralogischen Institut der deutschen Universität in Prag überlassen hat und die Durchführung der chemischen Untersuchung durch eine Subvention ermöglichte, meinen tiefgefühlten Dank auszusprechen.

Ferner danke ich aufrichtig Herrn R. Pfohl für die sorgfältige Durchführung der Analysen.

Mineralogisches Institut der deutschen Universität Prag, Juli 1896.
