

1914. 6306

# NEUES JAHRBUCH FÜR MINERALOGIE, GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE

XXXIX. Beilage-Band

FESTSCHRIFT  
MAX BAUER  
zum siebenzigsten Geburtstage  
gewidmet

Unter Redaktion von R. BRAUNS

Mit einem Porträt, XXXII Tafeln und 47 Textfiguren



STUTT GART 1914

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,  
Nägele & Dr. Sproesser



FESTSCHRIFT  
MAX BAUER







*Mr. Bauer*

# NEUES JAHRBUCH FÜR MINERALOGIE, GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE

XXXIX. Beilage-Band

FESTSCHRIFT  
M A X B A U E R  
zum siebzigsten Geburtstage  
gewidmet

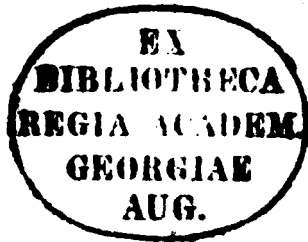
Unter Redaktion von R. BRAUNS

Mit einem Porträt, XXXII Tafeln und 47 Textfiguren



STUTT GART 1914

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung,  
Nägele & Dr. Sproesser



Alle Rechte, auch das der Übersetzung, vorbehalten

---



Dem langjährigen, unermüdlichen und  
unparteiischen Redakteur des Neuen Jahrbuchs  
und des Centralblatts für Mineralogie, Geologie  
und Paläontologie

Herrn Geheimen Regierungsrat  
**PROFESSOR DR. MAX BAUER**

zu seinem siebenzigsten Geburtstage  
am 13. September 1914

gewidmet

von

Mitarbeitern, Freunden  
und Schülern.



# Inhalt.

	Seite
Bergeat, Alfred: Untersuchungen über die Struktur des Schwefelkies-Schwerspatlagers zu Meggen a. d. Lenne, als Unterlage für dessen geologische Deutung. (Mit 5 Figuren) . . . . .	1—63
Boeke, H. E.: Die Methoden zur Untersuchung des Molekularzustandes von Silikatschmelzen . .	64—78
Brauns, R.: Skapolithführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet. (Mit Tafel I und II) [s. auch „Mitteilungen aus dem mineralogischen Institut der Universität Bonn. 22“] . . . . .	79—125
Busz, K.: Über den Monazit von Dattas, Diamantina, Provinz Minas Geraes in Brasilien. (Mit Tafel XXIII und 2 Textfiguren) . . . . .	482—499
Doelter, C.: Über die Entstehung der Talk-(Speckstein)lager . . . . .	521—530
Doss, Bruno: Der Aufschluß und Befund eines Kristallkellers im Granit von Wildenau im Sächsischen Vogtlande. (Mit Tafel III—VII und 4 Textfiguren) . . . . .	126—185
Goldschmidt, Victor (Heidelberg): Ein Schleifapparat für orientierte Schliche. (Mit 5 Textfig.)	186—192
Goldschmidt, V. M. (Kristiania): Über einen Fall von Natronzufuhr bei Kontaktmetamorphose. (Mit Tafel VIII) . . . . .	193—224
Johnsen, A.: Einfache Schiebung an Lithiumsulfat—Monohydrat. (Mit Tafel XXIV und 2 Textfiguren) . . . . .	500—520

Kaiser, Erich: Der Eläolithsyenitlakkolith der Serra de Monchique im südlichen Portugal. (Mit 4 photographischen Aufnahmen auf Tafel IX und X, 2 Profilen auf Tafel XI, einer geologischen Kartenskizze in 1:50000 auf Tafel XII und 6 Textfiguren) . . . . .	225—267
Liesegang, Raphael Ed.: Pseudoklase. (Mit 5 Textfiguren) . . . . .	268—276
Milch, L.: Zur Bezeichnungsweise der Kristallformen	277—289
Mitteilungen aus dem mineralogischen Institut der Universität Bonn.	
22. R. Brauns, Skapolithführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet. (Mit Taf. I und II)	79—125
23. J. Uhlig, Über einen manganhaltigen Diopsid aus dem Radautal bei Harzburg . . . . .	446—449
24. J. Uhlig, Der Nephrit von Harzburg. (Mit 1 Textfigur) . . . . .	450—481
Morozewicz, J.: Über die Tatragegranite. (Übersicht der bisher erworbenen Untersuchungsergebnisse.) (Mit Tafel XIII—XVIII) . . . . .	290—345
Noetling, Fritz: Beiträge zur Kenntnis der Zinnerz-lagerstätten in Tasmanien. (Mit Tafel XIX—XXI)	346—387
Rinne, F.: Beitrag zur optischen Kenntnis der kolloidalen Kieselsäure. (Mit 12 Textfiguren) . . . . .	388—414
Sapper, K.: Die Höhle von Masaya. (Mit Taf. XXII)	415—445
Schwantke, Arthur: Die Basalte der Gegend von Marburg. Mit Gesteinsanalysen von Karl Guyot. (Mit Tafel XXV—XXXII und 5 Textfiguren) . . . . .	531—567
Uhlig, J.: Über einen manganhaltigen Diopsid aus dem Radautal bei Harzburg (s. auch „Mitteilungen aus dem mineralogischen Institut der Universität Bonn. 23“) . . . . .	446—449
—, Der Nephrit von Harzburg. (Mit 1 Textfigur) [s. auch „Mitteilungen aus dem mineralogischen Institut der Universität Bonn. 24“] . . . . .	450—481

# Untersuchungen über die Struktur des Schwefelkies-Schwerspatlagers zu Meggen a. d. Lenne, als Unterlage für dessen geologische Deutung.

Von

**Alfred Bergeat** in Königsberg.

Mit 5 Figuren.

## Übersicht.

	Seite
Vorbemerkungen . . . . .	2
Die Lagerungsverhältnisse . . . . .	4
Die Struktur . . . . .	11
Der Lenneschiefer . . . . .	11
Die Schwefelkieskonkretionen . . . . .	17
Die eigentliche Kieslagermasse . . . . .	24
Makroskopische Erscheinungsweise . . . . .	26
Mikroskopische Struktur . . . . .	31
Das primäre Erz . . . . .	31
Die sekundären Infiltrationen . . . . .	33
Die Schwerspatzone . . . . .	39
Der massige Schwerspat . . . . .	41
Übergangszonen . . . . .	43
Kies-Schwerspat . . . . .	43
Schwerspat-Kalk . . . . .	45
Die Schwerspatkonkretionen . . . . .	47
Zusammenfassende Schlüsse auf die Entstehung des Meggener Lagers	51

Im Verlaufe der lehrreichen Sauerland-Exkursion, die Herr Prof. WEGNER im Anschluß an die Münsterer Versammlung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im Jahre 1912 geführt hat, wurde auch die Schwefelkies-Schwerspatgrube zu Meggen besucht. Ich sah dort neuerdings die prächtig gebänderten Erze und die ausgezeichneten, in Lenneschiefer eingebetteten Schwefelkiesknollen, die wohl deshalb nicht in jeder Mineraliensammlung als vorzügliche Beispiele von Konkretionen liegen, weil sie leider, gerade so wie auch die dortigen Kieserze, leicht der Verwitterung verfallen. Ich habe früher schon einmal Material von Meggen untersucht und glaube auch eine ziemlich ausreichende Beschreibung von dessen mikroskopischer und makroskopischer Beschaffenheit gegeben zu haben<sup>1</sup>; ich hielt es damals auch für wichtig, auf so manche Beziehungen zwischen Meggen und dem Rammelsberg bei Goslar hinzuweisen. Auf eine genauere Ausarbeitung dieser und mancher anderer Gegenstände, die mich damals lebhaft beschäftigten, mußte ich aber schon deshalb verzichten, weil mir die Zeit fehlte.

Wenn ich nun den Plan, mich neuerdings eingehend mit jener westfälischen Erzlagerstätte zu befassen, durchführen konnte, so verdanke ich das lediglich der sehr großen Liebenswürdigkeit, die mir seit der Zeit jenes Besuches der Repräsentant der Gewerkschaft Sicilia zu Meggen, Herr Direktor C. GRUNDHOFF, durch fortgesetzte Auskünfte und häufige Stufensendung erwiesen hat<sup>2</sup>. Herr Dr. WILH. HENKE und Herr Dr. E. HARBORT in Berlin haben mir gleichfalls wiederholt freundliche

<sup>1</sup> STELZNER-BERGEAT, Erzlagerstätten, 339—343. — Eine ausführliche Beschreibung des Rammelsberges gab einer meiner Schüler, WIECHELT, Berg- u. Hüttenm. Ztg. LXIII. 1904. Ihm ist die wichtige Auffindung von Versteinerungen im Rammelsberger Banderz zu verdanken.

<sup>2</sup> C. GRUNDHOFF verstarb am 30. März 1914.

Auskünfte gegeben und ersterer hat mir Vergleichsmaterial geliefert.

Die Fortschritte, welche die Kenntnis des Meggener Lagers gemacht hat, seitdem ich mich im Jahre 1903 damit befaßte, bestehen in einer genaueren geologischen und tektonischen Aufnahme des Gebietes<sup>1</sup>. Eine ausführliche mineralogische Untersuchung des Lagers ist meines Wissens nicht veröffentlicht worden. Auf Grund meiner eigenen mineralogischen Untersuchungen und Überlegungen war ich zu dem Ergebnis gekommen, daß das Meggener Schwerspat-Schwefelkiesvorkommen ein Lager sei, das sich vor Absatz der hangenden Schichten im Devonmeere gebildet haben müsse. Seitdem ist wohl gelegentlich, manchmal mit einer Bestimmtheit, die einen Beweis hätte erwarten lassen, eine spätere, metasomatische Entstehung des Lagers behauptet worden; oder man versucht jetzt wenigstens den Schwerspat als eine jüngere Bildung zu erklären, wie dies BÄRTLING ausspricht, dem der Gedanke an eine spätere, abwärts gerichtete Zuwanderung des Baryts und eine gleichzeitige Verdrängung des Eisens im Schwefelkies durch Baryumoxyd annehmbar erscheint. B. Doss<sup>2</sup> hat sich im Verfolg seiner Untersuchungen über den Melnikowit auch mit der Literatur über Meggen befaßt und sich

<sup>1</sup> WILH. HENKE, Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Diss. Gött. 1907. — Ders., Exkursionsführer durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde für die Frühjahrsversammlung des Niederrh. geol. Vereins, April 1912. Sitz.-Ber. naturh. Ver. d. pr. Rheinl. u. Westf., Bonn 1912. — SCHMID, Tektonik der Schwefelkies- und Schwerspatlagerstätte bei Meggen a. d. Lenne. Ztschr. „Glückauf“ XLV, 1909, 1437—1442. — R. BÄRTLING, Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. Stuttgart 1911, 26—36.

<sup>2</sup> Melnikowit, ein neues Eisenbisulfid und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten. Ztschr. f. pr. Geol. 1912. XX, 453—483. — Über die Natur und Zusammensetzung des in miocänen Tonen des Gouvernements Samara auftretenden Schwefeleisens. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIII, 1912. 662—713.

im ganzen sehr entschieden auf den von mir vertretenen Standpunkt gestellt. Ich will meinerseits vorausschicken, daß ich bei meinen neuerlichen Untersuchungen für eine Verdrängung des Pyrites durch Schwerspat gar keine Anzeichen gefunden habe, und daß deshalb dieser Vorgang für die Entstehung des Meggener Lagers nicht in Frage kommt.

### **Die Lagerungsverhältnisse.**

Ich will zunächst eine kurze geologische Charakteristik des Meggener Lagers geben und verweise dabei vor allem auch auf die beistehenden Figuren, die ich den Arbeiten von SCHMID und HENKE entnehme. Das Meggener Lager bildet eine Einlagerung im oberen Mitteldevon und ist offenbar mit seinen wesentlichen Zügen schon vorhanden gewesen, als die devonischen Schichten am Schlusse der Karbonzeit gefaltet wurden. Weitaus die Hauptmenge des gegenwärtig bekannten Kies- und Schwerspatvorkommens gehört der sogen. „Doppelmulde“ an; die größte streichende Ausdehnung der trotz der Abrasion noch vorhandenen Mineralführung ermittle ich auf dem Kärtchen zu 3900 m, die Breite der Doppelmulde beträgt östlich von Halberbracht von Lagerflügel zu Lagerflügel über 800 m. Denkt man sich die Mulde ebendort zu einer horizontalen Platte ausgeglättet, so erhält die Schwerspat-Schwefelkieseinlagerung längs des Profils Fig. 3 in voller Entwicklung und ohne Anzeichen eines Auskeilens eine Breite von 1400 m. Da der Ausstrich des Schwefelkieslagers im Südflügel der Doppelmulde 1200, im Nordflügel 1700 m in der Länge mißt, so ergibt sich nur für den Schwefelkiesanteil in jener Mulde allein, ungerechnet den neuerdings erschlossenen nördlichen Lagerteil, eine Flächenausdehnung von rund 2 qkm. Diejenige des Schwerspat-



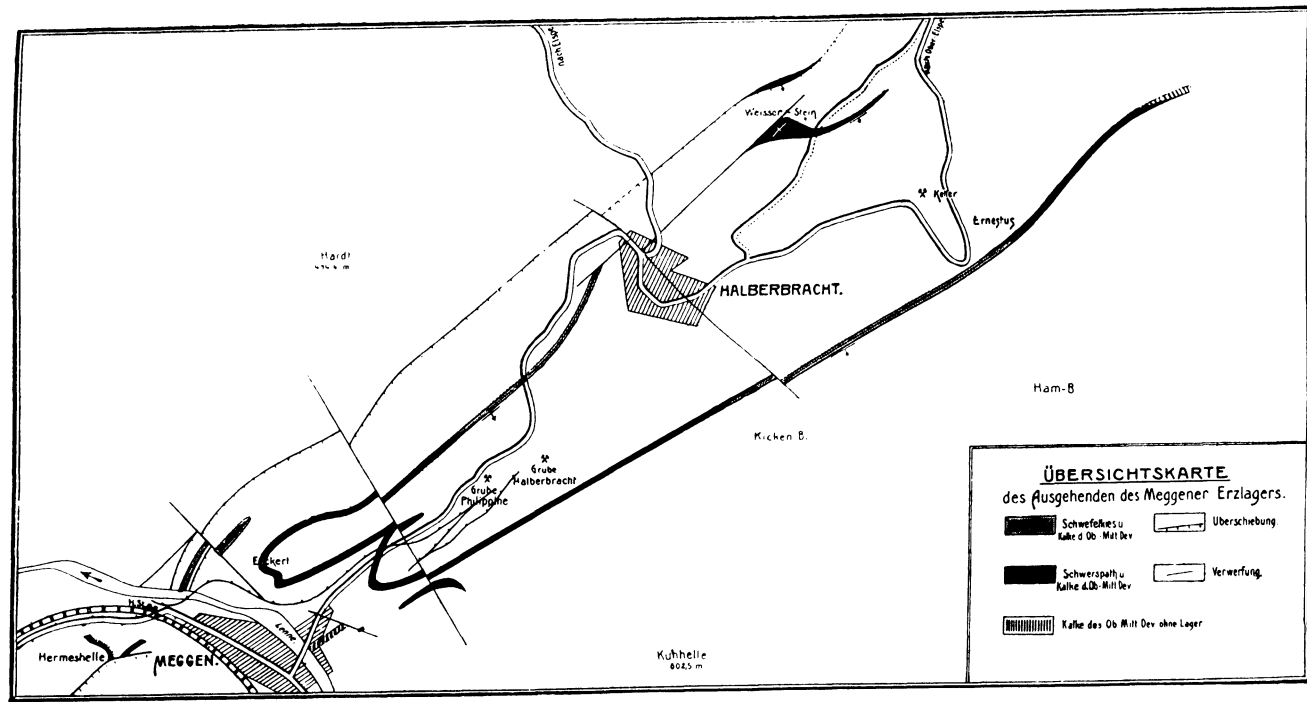


Fig. 1. Ausstrich des Meggener Schwefelkies-Schwerspatlagers nach W. HENKE. Maßstab 1 : 28 000.

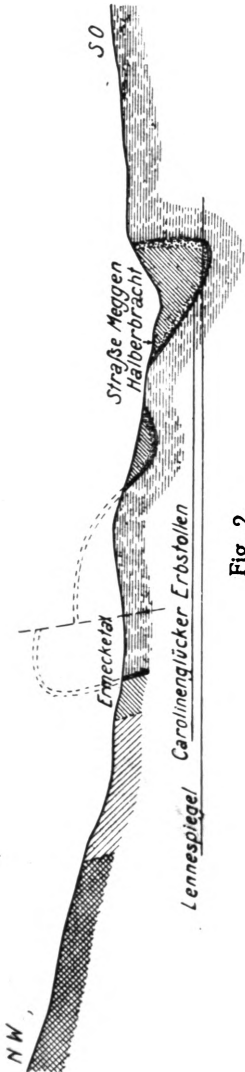


Fig. 2.

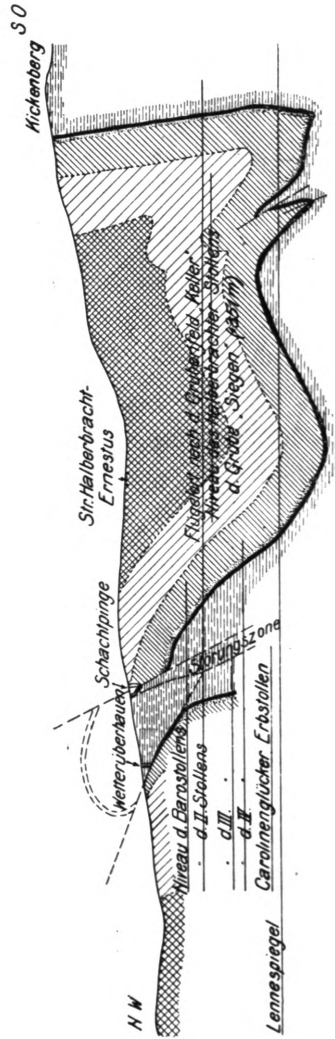


Fig. 3.

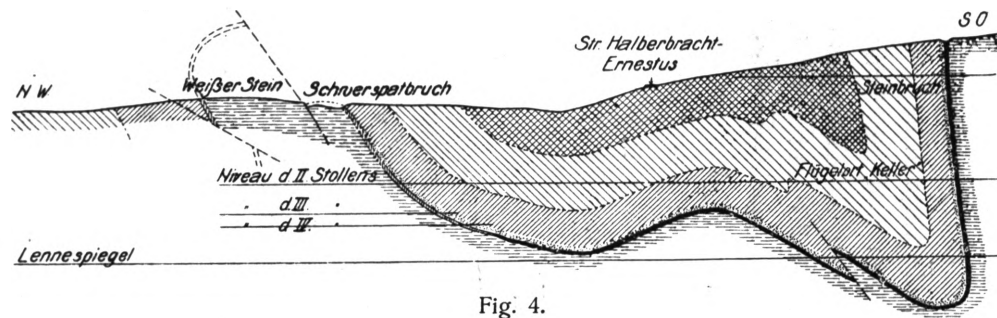


Fig. 4.



Fig. 2—4. Drei in der Richtung von SW nach NO folgende Profile durch das Meggener Lager. NW von der großen Halberbrachter Doppelmulde der neuerdings aufgeschlossene Lagerteil; die Profile deuten die ursprüngliche Verbindung dieses letzteren mit der Doppelmulde durch einen Luftsattel an. (Nach SCHMID.)

teiles ist entsprechend größer. Und doch sind dies nur die letzten Überreste einer vor der Faltung und Abrasion viel ausgedehnteren Masse!

Das Liegende des Lagers bildet Lenneschiefer (unteres Mitteldevon). Nach dem von HENKE gegebenen Normalprofil und nach den früheren Untersuchungen DENCKMANN's vertritt das Lager die anderwärts in der Umgebung entwickelten, teilweise sehr tonigen und mit Schwefelkies verunreinigten Kalksteine der tieferen Abteilung des oberen Mitteldevons (den sogen. Massenkalk) und wird im allgemeinen durch eine bis zu 3 m mächtige Folge dickbankiger mittel- und oberdevonischer Kalke von den oberdevonischen Budesheimer Schiefen geschieden. Am Eickert und an der Hermeshelle liegt zwischen dem Schwerspat und dem Kalkstein eine 0,2—0,3 m mächtige Bank von schwefelkiesführendem Tonschiefer. In dem Lager hat eine höchst merkwürdige Scheidung zwischen den beiden Hauptmineralien, Schwefelkies und Schwerspat statt, durch welche diese ihre besonderen Verbreitungsgebiete in der Lagerfläche erhalten. In einer mittleren, schräg zur Muldenachse liegenden Zone herrscht Schwefelkies, der im zentralen Teil seines Verbreitungsgebietes mehr oder weniger reichlich mit Zinkblende verwachsen ist, aber nur ganz geringe Mengen Baryt enthält (vergl. unten). Nach O. und W. tritt an die Stelle des Schwefelkieses der fast reine Schwerspat in der Art, daß er sich zunächst im Hangenden des Eisensulfides einstellt, dieses im Weiterstreichen in immer tieferen Lagen vertritt und endlich die ganze Lagermächtigkeit einnimmt. Die Art und Weise, wie beide in dieser *Übergangszone* gegeneinander abgegrenzt sind, wird späterhin zu besprechen sein. Beistehende Zeichnung, die mir Herr C. GRUNDHOFF zur Verfügung gestellt hat, schien mir eine Wiedergabe zu verdienen, weil sie zeigt, daß die

Verhältnisse in der Übergangszone sehr viel verwickelter sein können, als das aus den Beschreibungen hervorgeht. Da ich selbst den Aufschluß nicht gesehen habe und mir kein systematisch gesammeltes Material davon zur Untersuchung vorliegt, so muß ich auf alle Deutungsversuche verzichten. Ausnahmsweise bildet übrigens der Schwerspat auch sonst auf kurze Erstreckung das Liegende des Schwefelkieses, wie das schon BÄRTLING erwähnt und mir die Grubenverwaltung mitteilt. Eine Tonschiefer-einlagerung zwischen dem Schwefelkies- und Schwerspatteil des Lagers, wie sie die Fig. 5 zeigt, ist durchaus nicht überall vorhanden. Der Übergang von dem einen Lagerteil zum anderen vollzieht sich nicht überall gleichmäßig schnell; stellenweise durchsetzt die Kies-Schwerspatgrenze das Lager auf 100 m Länge in schräger Richtung.

Es wird betont, daß die Mächtigkeit des Lagers keine schroffen Änderungen zeige; wenn sie auch in dessen weiter Ausdehnung zwischen 1,5 und 6 m schwankt, so vollziehen sich die Änderungen doch nur allmählich. Das Schwefelkieslager wird bis zu 4 m, das Schwerspatlager bis zu 6 m dick.

Stets wird hervorgehoben, daß sich in beiden Zonen des Lagers eine ausgesprochene Sonderung in einen liegenden und hangenden Teil („liegender und hangender P a c k e n“)

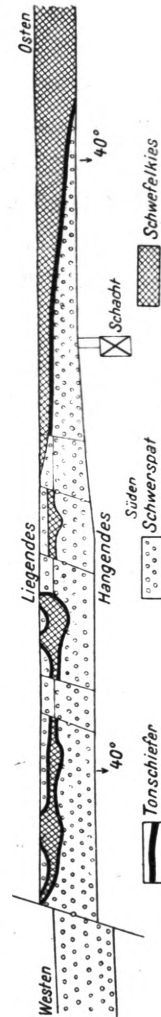


Fig. 5. Ein Horizontalschnitt durch die Übergangszone 15 m über der Erbstollensohle. Maßstab 1 : 600.

erkennen lasse. Beide Packen zeigen verschiedene Struktur. In der Schwefelkieszone ist der hangende Paken ausgezeichnet geschichtet und gebändert, während der liegende mehr massig erscheint. Zwischen beiden pflegt hier eine etwa 20—30 cm dicke Tonschieferlage vorhanden zu sein, die allerdings in dem neuen Lagerteil im Norden der Doppelmulde nicht beobachtet worden ist. Sie ist auch niemals im vollständig entwickelten Schwerspatlagerteil vorhanden, an ihre Stelle soll dort eine Schichtfuge treten. Hingegen wird angegeben, daß sich auch im Schwerspatteil mehr oder weniger gut eine massige Struktur im liegenden, eine parallel der Schichtung verlaufende Streifung im hangenden Paken beobachten lasse. Diese letztere ist aber wohl niemals so gut ausgeprägt wie im hangenden Kiespacken.

Seit jeher sind jüngere Klüfte beobachtet worden, die das Lager durchsetzen. Im Kiesteil führen sie hauptsächlich Quarz, Braunspat (Dolomit), Kalkspat, mitunter Schwerspat und Zinkblende samt Pyrit, seltener auch Bleiglanz und noch spärlicher Kupferkies. Im Schwerspatlager hingegen scheinen, soviel mir bekannt geworden ist, die Sulfide des Zinks, Bleies und Kupfers zu fehlen; dort sind Schwerspat, Pyrit, Quarz und Karbonate häufigere Kluftmineralien. Demgegenüber scheint mir bemerkenswert zu sein, daß in der Umgebung des Lagers keine Erzgänge auftreten.

Zum Schlusse mag noch erwähnt werden, daß im unmittelbaren Liegenden des Kieslagers im Tonschiefer massenhafte, durchaus an Konkretionen erinnernde Pyritknollen und ebenso unter dem Schwerspatteil auch Schwerspatkonkretionen vorkommen<sup>1</sup>. Beide sollen weiter unten ausführlich beschrieben werden.

<sup>1</sup> Ich beziehe mich hierbei auf die unzweideutigen Angaben der Grubenverwaltung. Herr Dr. HENKE, dem ich gleichfalls solche Konkretionen verdanke, bezeichnet als Nebengestein für seinen Fund die Budesheimer Schiefer.

### Die Struktur.

Ich gehe nun zur makroskopischen und mikroskopischen Untersuchung zunächst der in und unter dem Lager auftretenden Tonschiefer, der Kieskonkretionen und des Schwefelkieserzes über und werde darauf in gleicher Weise auch die viel einfacheren Strukturverhältnisse des Schwerspatlagerteiles und die Schwerspatkonkretionen behandeln.

Das hier bearbeitete Material habe ich im Laufe etwa eines Jahres von der Grubenverwaltung erhalten und es stammt, was betont werden soll, aus recht verschiedenen Teilen des Grubenfeldes. Im ganzen habe ich ungefähr 60 Dünnschliffe untersucht.

Die mir vorliegenden Proben von **Lenneschiefer** aus dem Liegenden des Lagers sind sehr feinkörnige, quarzreiche Sedimente von der stofflichen Zusammensetzung von Grauwacken, dabei schwefelkies-, teilweise auch zinkblendeführend<sup>1</sup>. Wie alle untersuchten Tonschiefer und alle durch das Kies- und Schwerspatlager verteilten Tonschiefereinschlüsse sind sie gefärbt durch ein braunes Pigment, das zweifellos organischen Ursprungs ist; es imprägniert die Gesteine wie eine dilute Färbung oder erscheint aufgelöst in winzige, unmeßbare Stäubchen. Die nicht seltenen Reste mikroskopisch kleiner Organismen werden von ihm erfüllt. Mehr oder weniger abgerundete Splitter von Quarz, der hie und da Einschlüsse von Zirkon und Apatit zeigt, von Zirkon, Turmalin und viel Glimmerblättchen sind die deutlich erkennbaren klastischen Bestandteile dieses Sedi-

---

<sup>1</sup> Es wird sich im Folgenden zeigen, daß das Eisenbisulfid des Meggener Kieslagers höchstwahrscheinlich nur teilweise Pyrit, zum großen Teil vielmehr Markasit ist. Wo eine Unterscheidung dieser beiden nicht möglich oder nicht beabsichtigt ist, werde ich das  $\text{FeS}_2$  ganz allgemein als „Schwefelkies“ bezeichnen, ohne damit im besonderen die reguläre Modifikation zu meinen.

mentes. Hie und da lassen sich noch Plagioklassplitter erkennen, im ganzen erscheint aber der Feldspat in ein äußerst feinschuppiges, glimmerartiges Mineral umgewandelt. Die Größe der Quarzkörner erreicht in einem Gestein ausnahmsweise 0,5 mm, im übrigen dürfte ihr Durchmesser im Mittel 0,04 mm betragen. Das Gestein ist also im wesentlichen ein durch Diagenese etwas veränderter Quarz-Feldspatschlamm. Aller Turmalin ist allothigen, z. T. sind es nur sehr wenig abgerollte Splitter prismatischer Kristalle von denselben winzigen Dimensionen wie die Quarzkörner. Die 0,2 mm Länge erreichenden, durch das Gestein massenhaft zerstreuten Glimmerquerschnitte sind farblos, ganz ausnahmsweise aber auch an ihrer braunen Färbung noch als Biotit erkennbar. Körnchen, Stäbchen, knieförmige Zwillinge und sagenitartige Verwachsungen von sekundärem Rutil sind sehr häufig, das Auftreten von Anatas nicht mit Sicherheit zu erweisen. Kalkspat oder sonstige Karbonate sind höchstens in sehr untergeordneter Menge vorhanden.

Der Schwefelkies tritt in dem Lenneschiefer aus dem Liegenden des Lagers bald nur in der gewöhnlichen, in Tonschiefern zu beobachtenden Art, nämlich in zerstreuten Kriställchen auf; bald sind es auch zweifellose Infiltrationen in gepreßtes und zerrüttetes Gestein; drittens aber endlich findet er sich, dann wohl auch von Zinkblendekörnchen begleitet, in der für das Schwefelkieslager bezeichnenden Art und Weise in der Gestalt von winzigen, oft zu Gruppen vereinigten Kügelchen.

In einem Präparat der ersten Art sind die Pyritkriställchen etwa 0,02 mm groß und bilden Aggregate mit Durchmessern bis zu 0,2 mm. In einem andern Tonschiefer, dessen Quarzkörner 0,5 mm groß werden, zeigen sich schon in der undulösen Auslöschung oder in der Zer-



splitterung dieser letzteren die Spuren starker Pressung. In die Risse des Quarzes ist gelegentlich etwas Pyrit eingewandert, größere, wohl gleichfalls später angesiedelte kristalline Pyritaggregate sind durch die Pressung verschoben worden und um sie herum haben sich in den durch die Ablösung entstandenen Räumen bis zu 0,1 mm dicke Häutchen eines schwach grünlichen, ziemlich stark licht- und stark doppelbrechenden faserig-schuppigen Minerals angesiedelt, die als Muskovit anzusprechen sind. Diese von Muskovitneubildung begleitete Art der Pyritansiedelung wird als ein jüngerer Vorgang, der mit der ursprünglichen Entstehung der Lagerstätten nicht zusammenhängt, auch im Kieslager zu beobachten sein.

Ein besonderes Interesse bietet die dritte Art der Schwefelkiesführung des liegenden Lenne-schiefers. Hier bildet der Kies teilweise noch Kriställchen oder Kristallgruppen, daneben aber erscheint er schon dem bloßen Auge erkennbar in millimetergroßen dunklen Flecken, von denen etwa 20 über eine 1 qcm große Schlißfläche verteilt sind. Diese Flecken bestehen u. d. M. aus Hunderten von winzigen, runden, rundlichen oder seltener eckigen Körnchen, letztere manchmal in der Form des Würfels. Sehr kleine haben einen Durchmesser von 0,002 mm, die durchschnittliche Größe dürfte 0,01 mm sein. Neben diesen Kieskörnern finden sich in großer Menge auch eckige Körnchen von Zinkblende, häufig mit ersteren verwachsen. Was diese Sulfidbildung veranlaßt hat, ist nicht zu erkennen; die Körnchen sind in derselben Weise in dem Gestein eingebettet wie etwa diejenigen von Zirkon. In diesem erzführenden Gestein bemerkte ich einen 0,26 mm langen Längsschnitt, den Herr Dr. HARBORT für einen solchen der Foraminifere *Dentalina* halten möchte. Sie ist anscheinend ausgezeichnet erhalten.

Es mag hier gleich erwähnt werden, daß mikroskopische Organismen in den Tonschiefern gar nicht selten sind. Meistens haben sie das Aussehen von zylindrischen oder gebogen stachelförmigen hohlen Röhrrchen oder sie erscheinen in getreidekornförmigen Querschnitten und lassen meistens um einen inneren, mit braunem Bitumen erfüllten Kanal eine farblose, schwach doppelbrechende Schale erkennen<sup>1</sup>. Ihre Länge beträgt immer nur Bruchteile, ihre Dicke nur Hundertstel eines Millimeters. Obwohl sie gelegentlich unmittelbar neben massenhafter Schwefelkiesbildung angetroffen werden, sind sie aufs beste erhalten. Ich folgere daraus, daß die erzführende Tonschiefersubstanz durch die Ansiedelung des Sulfids keine merkliche chemische Veränderung erfahren haben kann.

Zwischen der hangenden und liegenden Partie des Schwefelkieslagers (dem hangenden und liegenden „Packen“) befindet sich eine etwa 20—30 cm dicke Einlagerung von Tonschiefer derselben Art wie der liegende Lenneschiefer. Wie zu erwarten, ist auch er erzführend, abgesehen von den massenhaften Schwefelkieskonkretionen, die darin auftreten können. Ein Präparat zeigt eine ganz ähnliche Fleckung durch Kieshäufchen, wie sie vorhin beschrieben wurde. Ein stachelförmiger, durch Bitumen intensiv gefärbter organischer Rest von 0,65 mm Länge und 0,08 mm Dicke liegt inmitten eines solchen Häufchens.

Ein anderer Schliff verdient eine besondere Erwähnung, weil er feine band- und linsenförmige Einlagerungen von Schwefelkies und Zinkblende mit denselben Strukturverhält-

<sup>1</sup> Möglicherweise handelt es sich um eine ähnliche nachträgliche Umwandlung der Kalkschale in Kieselsäure, wie sie K. ANDRÉE (Zeitschr. f. pr. Geol. 1908. XVI. p. 166—167) an einem Goniatiten aus dem Rammelsberger Kieslager beschrieben hat.

nissen zeigt, wie sie gewissermaßen im größeren die mikroskopische, ja auch schon die makroskopische Erscheinungsweise der Erze aus der Kieszone charakterisieren. Schon die Tonschiefersubstanz ist, wie dies auch dem Lenneschiefer eigen ist, infolge eines wechselnden Bitumengehaltes etwas gebändert; dazu kommt die durch die Erzführung bedingte Streifung. Schon mit der Lupe erkennt man, daß es sich nicht um durchaus kompakte Erzschnitzten, sondern vielmehr um eine Anhäufung von dichter oder dünner gesäten Erzpartikelchen handelt, zwischen denen die Nebengesteinsmasse durchscheint. Die Lagerung der Partikelchen ist keine gleichmäßig dichte, sondern innerhalb der mit Erzkörnchen durchsäten Gesteinslage wird sie stellenweise so eng, daß man zunächst den unzutreffenden Eindruck erhält, als ob dort geschlossene, linsenförmige Erzknötchen von 2—3 mm Länge in den Schwarm dunkler Körnchen eingelagert wären. U. d. M. erweist sich dieses Gestein als ein zweifelloser Tonschiefer; das Vorkommen eines 0,04 mm langen und 0,01 mm dicken, mit Bitumen erfüllten organischen Querschnittes und die Struktur des Gesteins beweisen, daß es sich nicht etwa um den Auslaugungsrückstand eines tonigen Kalksteines handeln kann. In gewissen Lagen ist die Erzführung eine so spärliche, daß diese ganz dem erzärmeren Lenneschiefer des Liegenden gleichen. Gelegentlich finden sich Pyritkriställchen oder etwa 0,05 mm große Aggregate von solchen. In den eigentlichen erzführenden Bändern aber bildet der Schwefelkies in der für das Meggener Kieslager durchaus charakteristischen Weise kugelige Ausscheidungen. Sie sind hier von winziger Größe; solche von 0,1 mm sind schon selten, solche von 0,007 mm sind aber immerhin als verhältnismäßig klein zu bezeichnen. Daneben kommen auch unregelmäßige Kiespartien mit gerundeten Konturen vor, oder die Kügelchen berühren sich

und bilden Schnüre oder rosenkranzartige Reihen. Die Annahme, daß es sich um sehr flächenreiche Pyritkriställchen handeln könnte, trifft nicht zu; dagegen erlaubt der feingezackte Umriß die Vermutung, daß die Oberfläche von aus- und einspringenden Flächen bekleidet sein könnte. Zählt man in den erzärmeren Teilen der Schlieffläche auf den Quadratmillimeter etwa 120 solcher durchschnittlich 0,02 mm großer Kügelchen, so erscheint in den erzreicheren Partien die Verteilung als eine so dichte, daß schon bei einer randlichen Schliffdicke von etwa 0,01 mm unter starker Vergrößerung ein Bild entsteht, das sich ziemlich gut mit dem Aussehen von ausgebreiteter *Froschlaiche* vergleichen läßt.

Schon die an Schwefelkies ärmeren Partien des Schliffes enthalten gelegentlich *Zinkblendekörnchen*. In den erzreicheren Lagen tritt dieses Sulfid aber stellenweise so reichlich auf, daß es zwischen den Kieskügelchen als gelbliches, trübes, nur schwach durchscheinendes Zement erscheint, das nur durch die leistenförmigen Querschnitte des Glimmers oder durch Quarzkörner unterbrochen wird.

Die Zinkblendekörnchen und Kieskügelchen können in den Tonschiefer eingelagert sein, ohne daß dieser irgendwie seine Struktur ändert; nur beobachtet man um die Kügelchen mehr oder weniger deutlich äußerst feine Säume jenes faserigen Minerals von mittlerer Licht- und bedeutender Doppelbrechung, das bereits als Serizit angesprochen worden ist. Wo die Kieskörnchen sehr zahlreich gehäuft sind und besonders auch an Stellen mit reichlicherer Zinkblende verliert sich stellenweise die normale Struktur des Tonschiefers und an seine Stelle tritt ein Gemenge von Serizit-schuppen, die mit Vorliebe die Pyritkügelchen kranzförmig umlagern, und von feinkristallinem Quarz; das Bitumen bildet schlierige Wolken in dieser Zwischenmasse, die mit

kleinsten opaken Partikelchen durchstäubt ist; wenigstens teilweise lassen sich in ihnen Kriställchen von Pyrit erkennen. Im winzigen Maßstabe entspricht die ganze Erscheinung der späteren Quarzansiedelung und Serizitneubildung im Kieslager. Wie dort, so scheint sie auch hier mit einer nachträglichen Auflockerung des Kiesaggregates verbunden gewesen zu sein; doch braucht im vorliegenden Falle nicht an eine reichlichere Quarzzufuhr gedacht zu werden, sondern es handelt sich eher um eine teilweise Auflösung und Wiederkristallisation des klastischen Tonschieferquarzes und des serizitisierten Feldspates. Die großen Glimmerquerschnitte sind noch in unveränderter Menge vorhanden. Karbonate fehlen in dem ganzen Präparat scheinbar vollständig.

Die **Schwefelkieskonkretionen**. Vor etwa 12 Jahren erhielt ich sehr merkwürdige Kiesknollen aus dem Liegenden des Schwefelkieslagers der Meggener Mulde. Ich beschrieb sie folgendermaßen: „Es sind nach Millimetern oder Zentimetern messende, fast glatte Kugeln oder nierig-traubige, auch pilzförmige Massen von Schwefelkies, manchmal auch plattenförmig in die Länge und Breite entwickelte echte Konkretionen von buckeliger Oberfläche und wechselnder Dicke, die sich teilweise sehr leicht aus dem Tonschiefer herauslösen lassen und radialfaseriges Gefüge zeigen<sup>1</sup>.“

Neuerdings erhielt ich dieselben knolligen Kiese nicht nur aus dem Liegenden des Schwefelkieslagers im neuen Lagerteil, sondern auch aus der Tonschieferschicht zwischen den beiden Packen. Es sind mehr oder weniger zusammenhängende, kugelige, ellipsoidische oder nierenförmige Gebilde, oder Platten mit grobhöckeriger Oberfläche, oder oolithähnliche Kugeln, die alle, soweit sie nicht schon isoliert waren, in einen stark gepreßten, dunklen, wie graphitisch

<sup>1</sup> STELZNER-BERGEAT, S. 340.

aussehenden Tonschiefer eingebettet liegen und selbst die Spuren dieser Pressung an sich tragen. Sie lassen sämtlich schon mit dem bloßen Auge einen radialfaserigen und schaligen Bau erkennen und sind mit den winzigen Flächen von Pyritkriställchen bedeckt. Am merkwürdigsten sind drei isolierte Knollen, deren größter, etwas angeschlagener, ungefähr 200 g gewogen haben mag. Auf ihre Form trifft sehr gut die Bezeichnung nierenförmig zu, stellenweise haben sie auch eine brombeerähnliche Oberfläche. Wo sie verletzt sind, zeigen sie strahliges Gefüge mit verschiedenen, wohl den kugeligen Vorwölbungen entsprechenden Strahlencentren. Ihre Oberfläche ist mit einer Serizitkruste überkleidet, darunter liegt eine bis über millimeterdicke Kruste von chaledonartigem Quarz, dessen Faserung senkrecht zur Oberfläche steht. Serizit und faseriger Quarz sind wiederum jugendliche Neubildungen, die wohl auch hier nur die durch eine Verschiebung der Knollen gebildeten Ablösungslücken ausfüllen. Auf der eigentlichen Oberfläche der letzteren erkennt man mit der 20fach vergrößerten Lupe winzige gestreifte Würfelflächen. Durch Rutschflächen ist stellenweise der Kiesknollen unter Entfernung seiner Serizit- und Quarzrinde herausgescheuert.

Künstliche Schnittflächen zeigen eine Zeichnung, die etwa an den Querschnitt durch einen im Innersten hohlen Baumast mit Jahresringen und radial verlaufenden Austrocknungsrisen erinnert; man kann sie auch als *S e p t a r i e n s t r u k t u r* bezeichnen, wozu man noch ergänzend zu sagen hätte, daß die Knollen einen ganz ausgezeichneten konzentrischen und radialstrahligen Bau besitzen. Der Kern des Knollens ist dunkler gefärbt, nicht metallisch glänzend, und besteht, wie das Mikroskop zeigt, aus einer dem größten Hauptschnitt des Ellipsoides etwa parallelen Lage von Tonschiefer; im Dünnschliff projiziert sie sich

als Achse, längs der etwa die Zentren für die divergentstrahlige Struktur angeordnet sind. Die konzentrische, an Jahresringe erinnernde Schichtung geht der Oberfläche parallel und zeigt sich auf der polierten Schlißfläche im Wechsel matterer und glänzenderer Lagen. Eine genaue Untersuchung der Struktur des strahligen Schwefelkieses wird selbstverständlich durch dessen Undurchsichtigkeit sehr erschwert. Es sei aber ganz besonders auf die merkwürdige Ähnlichkeit dieser Kiesknollen mit den gleichfalls radialstrahligen Schwerspatknollen hingewiesen, die weiter unten beschrieben werden sollen.

Wie das Mikroskop zeigt, besteht der Kern aus verquarzter Tonschiefersubstanz, die noch an dem Bitumengehalt und den häufigen Serizitschuppen erkannt wird, während offenbar der Quarz des Tonschiefers wohl unter Zufuhr von weiterer Kieselsäure umkristallisiert ist. Demgemäß sieht man in der Hauptsache kristallinen Quarz, der ganz durchwachsen ist mit kristallisiertem, ihm offenbar gleichalterigen Pyrit und andererseits die Bruchstückchen des schon im Innersten aufgelockerten Schwefelkiesknollens wieder verkittet. Es scheint, als ob der Schwefelkies dieser letzteren gleichfalls unter dem Eindringen des Quarzes etwas umkristallisiert wäre. Denn es sind auch die zahlreichen, den Knollen durchsetzenden und mit jüngerem Quarz erfüllten Spältchen an den Wänden mit Pyritflächen bekleidet. Gleichalterig mit der Quarzansiedelung ist die Entstehung radial verlaufender Berstrisse. Stellenweise erscheint der Knollen geradezu zerfasert. Man sieht nämlich in dem kristallinen Quarze Büschel von Schwefelkiesfasern, deren Richtung annähernd der strahligen Struktur des Knollens entspricht, oder die wie Häcksel durch die farblose Quarzmasse verteilt liegen.

Mit dem Quarz tritt in ganz geringer Menge ein farb-

loses Mineral von höherer Lichtbrechung, meistens in ganz unregelmäßig umgrenzten Körnern, mitunter auch in tafelförmigen Kriställchen auf. Ihre Interferenzfarben sind niedrig, häufig aber sind sie doch merklich höher als diejenigen, welche gleichzeitig der Quarz zwischen gekreuzten Nikols zeigt. Sie besitzen eine deutliche Spaltbarkeit nach einer Richtung und löschen parallel zu dieser aus. Im Zusammenhang mit anderen Beobachtungen über die Erscheinungsweise des Schwerspats in den Meggener Gesteinen sind sie für **Schwerspat** zu halten.

Ein Teil des Quarzes ist zweifellos sehr jugendlichen Alters und jünger als dieser Schwerspat. Seine Ansiedelung fand unter fortdauernder Auflockerung des Kiesknollens, in quer verlaufenden Rissen oder längs einer schaligen Absonderung statt. Er ist gleichalterig mit der oben erwähnten Rinde von faserigem Quarz. Zwischen gekreuzten Nikols erscheinen solche Quarzpartien bald wie ein buntes Moiré, bald zeigen sie eine faserige Struktur, die etwas an Chalcedon erinnert; beide Erscheinungsweisen dürften dieselbe Struktur, aber in verschiedenen Schnittrichtungen darstellen. Die Fasern standen ursprünglich wohl senkrecht auf den Spaltenwänden, sind aber wie durch einen Druck gegen die Oberfläche der Knollen mehr oder weniger stark geneigt, knieförmig oder spahnförmig (schraubenförmig) gebogen oder fast gefältelt. Demnach löschen sie undulös aus; auch wenn sie nicht oder nur schwach verbogen sind, ist ihre Auslöschung kaum jemals ganz parallel ihrer Längsrichtung; der optische Charakter der Fasern ist bald positiv, bald negativ. Mit den Quarzfasern kommen auch solche von Kalkspat vor, welche wie die ersteren ebenfalls hakenförmig verbogen sein können. Bemerkenswert ist, daß die Faserung über verhältnismäßig große Schlißflächen völlig parallel geht. Die Verbiegung



der Fasern ist jedenfalls die Folge einer Pressung. Über die Ursachen der Faserung selbst, ob es sich dabei vielleicht um Pseudomorphosen oder um eine primäre Struktur oder um Translationen innerhalb größerer Individuen handelt, vermag ich noch nichts zu sagen.

An eine der Schwefelkiesnieren, die offenbar aus dem liegenden Packen des Kieslagers stammt, legt sich eine aus Zinkblende, etwas Bleiglanz und viel Schwefelkies bestehende Hülle, gegen welche die erstere mit ihrer höckerigen Oberfläche scharf abgrenzt; sie zeigt in großem Maßstab Erscheinungen, wie sie für das mikroskopische Bild der Schwefelkieserze charakteristisch sind und noch weiter unten beschrieben werden sollen. Zinkblende und der ganz untergeordnete Bleiglanz bilden hier das Zement zwischen zahllosen eng nebeneinander liegenden Schwefelkieskügelchen von ungefähr 0,02 mm Durchmesser. Kristalliner Quarz erfüllt stellenweise Lücken in diesem Gemenge; er ist so mit Zinkblende durchwachsen, daß man an einen Schliff durch eine schwammig-löcherige Schlacke erinnert wird. Jüngerer, faseriger Quarz durchsetzt das Ganze.

Eine sehr weitgehende Berstung der Schwefelkieskonkretionen ist an einem aus dem Liegenden des neuen Lagerteiles stammenden Stück sichtbar, das im wesentlichen aus Schwefelkies und dazwischen aus schwarzer Tonschiefersubstanz besteht. Es ist außerordentlich stark gepreßt, der Tonschiefer voll von Rutschflächen und das Ganze durchädert von Klüften von Quarz und einem fleischfarbigen, im Grundrhomboeder kristallisierenden Karbonat, das nach seinem Verhalten zu HCl als Dolomit erkannt wurde; auch etwas gelbe Zinkblende findet sich auf diesen Klüften vor. Der Schwefelkies bildet zum großen Teil etwa zentimeterdicke knollige Platten, die sehr stark gebogen und fast ineinander geknetet sind; außerdem ist

der Tonschiefer ganz erfüllt von oolithähnlichen Schwefelkieskugeln von 1—3 mm Durchmesser sowie von ganz zerdrückten, jetzt grobkörnig erscheinenden größeren Kiesknollen. Betrachtet man die Kügelchen mit der Lupe, so scheinen sie öfters aus einer Pyritschale und einem Kern von grauer, nicht metallisch glänzender Substanz zu bestehen, durch welche mehr oder weniger zahlreiche Pyritfünkchen zerstreut sind. Man könnte dann ohne nähere Untersuchung annehmen, daß es sich um eine Umhüllung eines älteren Einschlusses durch eine Kruste von Schwefelkies handle.

Das Mikroskop zeigt, wenn auch nicht sehr deutlich, so doch stellenweise noch die strahlige Struktur der Kügelchen, von denen viele im Kern unregelmäßige Partien von verquarzter Tonschiefermaterie enthalten. Wenn die Oolithe sich berührten, sind sie oft längs schaliger Ablösungsflächen auseinandergezerrt und die Spältchen sind dann durch den faserigen Quarz oder Serizit und durch Karbonat, mitunter in der Art wiederholt aufgerissener Gänge erfüllt. Ebenso sind die aus dem Tonschiefer herausgelockerten Kügelchen von den öfter erwähnten Hüllen von Serizit und Faserquarz umkleidet. Viele haben dagegen eine weitgehende Berstung in der Weise erfahren, daß sie im Querschnitt als offene oder locker gefügte geschlossene Ringe von wechselnder Dicke erscheinen. In der Hauptsache handelt es sich jedenfalls um einen ringförmigen Zerfall infolge derselben Auflockerung des Gesteines, die auch zur Bildung der erwähnten Dolomit-Quarzklüfte geführt hat. Teilweise dürfte die Erscheinung vielleicht auch durch eine Schrumpfung vorbereitet worden sein. Soweit nicht junger, faseriger Quarz und Serizit die Risse erfüllt, findet sich im Innern der Kügelchen die Mineralgesellschaft, die auch sonst zu Meggen auf die

Schwefelkies- und Zinkblendebildung zu folgen pflegt: kristalliner Quarz, Pyritkristalle, Karbonat, Zinkblende, Serizit und ziemlich spärlich auch das farblose, stärker lichtbrechende Mineral, das jedenfalls für Schwerspat zu halten ist. Von dem opaken, aus derbem Kies bestehenden Ring her setzt kristallisierter Pyrit in dieses Gemenge in der Art hinein, daß im durchfallenden Licht mitunter ein Bild entsteht, das sehr entfernt an ein schwarzes Rad mit dicken Speichen erinnert. Mitunter ist der kristallisierte Pyrit reichlich im Kern der Kugel vorhanden, manchmal fehlt er fast ganz und hie und da könnten die Gebilde fast für Perimorphosen von Schwefelkies gehalten werden. Lichtbraune Zinkblende in gleichzeitiger Kristallisation mit Rhomboedern des Karbonates, das wohl als Dolomit zu bezeichnen ist, findet sich gelegentlich in den Zwischenräumen zwischen dem stellenweise verquarzten Tonschiefer und den geborstenen Oolithen. Hinsichtlich des letzteren sei noch erwähnt, daß die im Lenneschiefer bemerkten mikroskopischen Kieskügelchen und die organischen Reste auch in ihm vorkommen. Ich beobachtete zwei 0,13 und 0,1 mm lange, sehr deutliche Querschnitte zwischen zwei Kiesoolithen und nur 0,5 mm von beiden entfernt.

In einem Präparat mit unregelmäßig knolligem Schwefelkies ist eine Kieskugel in der Art geborsten, daß ein durch zahlreiche radial verlaufende Risse unterbrochener Ring Bruchstücke umschließt, die sich nach ihrer Form sehr leicht ineinander und mit ihm zusammenpassen lassen würden. Mit Ausnahme einer nahe der Mitte gelegenen Stelle, wo Serizit und die bräunliche Trübung auf einen Einschluß von Tonschiefersubstanz hinweisen, die aber jetzt verquarzt ist, sind alle übrigen Lücken durch wasserhellen, nicht faserigen Quarz erfüllt, der massenhafte rechteckige, auch wohl sechsseitige farblose Kriställchen von stärkerer

Lichtbrechung und nicht sehr bedeutender Doppelbrechung umhüllt. Diese Täfelchen und Säulchen sind zumeist kleiner als 0,03 mm, d. h. dünner als der Dünnschliff, eine eingehendere optische Untersuchung konnte deshalb kein Ergebnis fördern. Ich kann diese Kristalle, die stellenweise auch von winzigen Zinkblendekörnchen begleitet werden, nur für Schwerspat halten. Der Quarz zeigt Flüssigkeitseinschlüsse mit sich bewegender Libelle.

Es ergibt sich folgendes: Die Kieskugeln sind ebenso wie die früher beschriebenen nierenförmigen Schwefelkiesnieren als Konkretionen aufzufassen, die sich in einem tonigen Gestein um Tonschiefersubstanz als Kern gebildet haben. Soweit sich erkennen läßt, ist auch ihre Struktur eine strahlige; sie können daher wohl als *Oolithe* bezeichnet werden. In ihrem jetzigen Zustand erinnern sie vielfach an Perimorphosen. Ihr aus Quarz, Karbonat, Zinkblende und Schwerspat bestehender Kern ist aber sekundären Ursprungs, die genannten Mineralien sind erst in die Kugeln eingewandert, während diese durch Zerrung, möglicherweise nach vorausgegangener Schrumpfung aufgelockert wurden. Die Einwanderung jener Mineralien scheint in nahem Zusammenhang mit der Zufuhr der Kluffabsätze zu stehen, welche das Gestein durchhädern, sie ist aber etwas älter als die Ansiedelung des faserigen Quarzes. Ich kann nichts finden, was die Annahme stützen könnte, daß die Bildung des Eisensulfides um Kalkpartikel oder unter Verdrängung von solchen oder gar von Tonschiefer stattgehabt habe.

**Die Struktur der eigentlichen Kieslagermasse.** Alle Präparate aus dem hangenden und liegenden Schwefelkiespacken zeigen als vorwaltenden Bestandteil das knollig oder feinkugelig ausgeschiedene Eisenbisulfid, dazu untergeordnet

jüngeren kristallisierten Pyrit, immer kristallinen Quarz, häufig auch mit diesem rhomboedrisches Karbonat (Dolomit?); wohl stets ist Zinkblende vorhanden, manchmal in großer Menge, gelegentlich auch Bleiglanz und sehr selten Kupferkies. Schwerspat ist manchmal zu beobachten gewesen, aber niemals, außer in der Übergangszone zwischen dem Schwefelkies- und dem Schwerspatteil des Lagers, in größerer Menge.

Tonschiefersubstanz läßt sich in jedem Schliff erkennen, dagegen habe ich im Schwefelkies niemals makroskopisch oder mikroskopisch geschlossene Kalkspataggregate auffinden können, die als Reste von Kalkstein aufzufassen wären. Alles mit dem knolligen oder oolithisch-kugeligen Schwefelkies vorkommende Karbonat ist erst nach dessen Niederschlag eingewandert.

Daß der Schwefelkies des Lagers wohl allgemein mit etwas Schwerspat verwachsen ist, zeigte eine an einer beliebigen Kiesstufe aus dem neuen Lager durch Frl. E. LUX im Laboratorium des Mineralogischen Instituts vorgenommene Analyse; diese ergab bei 20,836 g Einwage und 1,991 g = 9,46 % in  $\text{HNO}_3$  unlöslichem Rückstand einen  $\text{BaSO}_4$ -Gehalt von 0,1 %<sup>1</sup>.

Über den Zinkgehalt des Kieslagers teilte mir Herr Direktor GRUNDHOFF folgendes mit. Soweit Analysen vor-

---

<sup>1</sup> Der unlösliche Rückstand wurde mit Flußsäure behandelt und verlor dabei 78,62% (= 7,44% der ursprünglichen Substanz) an  $\text{SiO}_2$ . Der weiter verbleibende Rückstand wurde mit  $\text{K}_2\text{CO}_3$  aufgeschlossen und aus der salzsauren Lösung  $\text{BaSO}_4$  gefällt, dieses nochmals mit konzentrierter  $\text{H}_2\text{SO}_4$  gelöst und endlich der durch Verdünnung mit Wasser erhaltene Niederschlag als  $\text{BaSO}_4$  gewogen und durch die Flammenfärbung kontrolliert. Der größte Teil der mit HF entfernten  $\text{SiO}_2$  dürfte Quarz sein. Zieht man dies in Betracht, so erscheint die gewonnene  $\text{BaSO}_4$ -Menge (= 1,05% des in  $\text{HNO}_3$  unlöslichen Rückstandes, = 0,66%  $\text{BaO}$ ) wohl zu hoch, um als Bestandteil des Feldspatdetritus im Tonschiefer gelten zu können.

liegen, findet sich Zinkblende im Meggener Schwefelkies überall, jedoch wechseln die Mengen erheblich. In der großen Doppelmulde war der Zinkgehalt mit 8—10 % am höchsten im Nordflügel, und zwar im Zentrum der Schwefelkieszone, dermaßen, daß er sowohl in östlicher wie in westlicher Richtung gegen die Schwerspatzone hin abnahm. Auf der Südseite des Spezialsattels in der Doppelmulde ist der Zinkgehalt des Kieses durchweg nicht mehr so reich wie im Nordflügel und noch ärmer ist er im überkippten Südflügel der Doppelmulde, am ärmsten in den oberen Teufen desselben. Man würde also, wenn man sich die Doppelmulde plattenförmig ausgebreitet denkt, innerhalb des zentralen Schwefelkiesteiles eine zinkführende, nach Osten Süden und Westen sich verlierende, nach Norden hin in ihrer reicheren Entwicklung abgeschnittene Zone vor sich haben. Damit steht im Einklang, daß in dem neuerdings erschlossenen Lagerteil nördlich der Doppelmulde, der mit dieser durch einen Luftsattel zu verbinden ist, bisher überall eine starke Zinkführung zu beobachten war, und zwar erheblich weiter westlich als diejenige Stelle des Nordflügels der Doppelmulde, wo sich deren Zinkgehalt verliert. Mit den Zerreißungen (Lagerklüften), die das bereits gefaltete Lager betroffen haben, hat der Zinkreichtum des Lagers nichts zu tun, er bestand offenbar bereits in der ungefalteten Lagermasse und dürfte, wie Herr GRUNDHOFF sagt, von Norden her in das Lager zugeführt worden sein.

Das Vorkommen von Bleiglanz ist ein unregelmäßiges. Im Jahre 1887 wurden bleierzreichere Stücke ausgeklaut, die fast nur aus Bleiglanz und Zinkblende bestanden haben müssen, denn sie enthielten 39,6 % Blei und 21,10 % Zink, dazu 0,0066 % Silber. Die Gewinnung von Blei aus Meggener Erz scheint sich niemals gelohnt zu haben.

Es liegt mir eine große Anzahl von Stufen aus dem

Kieslager des Südflügels und des Nordflügels der Doppelmulde und des neuen Lagerteiles nördlich von der letzteren vor. Die Grundzüge in der Struktur sind nach diesen zu schließen über die ganze weite Verbreitung innerhalb des Grubenfeldes der Sicilia dieselben. Wie der Zinkgehalt auf eine bestimmte Zone im Kieslager konzentriert ist, wurde schon oben erwähnt, und deshalb ist auch die Blende nicht in allen Stücken gleichmäßig vorhanden; häufig bildet sie einen sehr wesentlichen Bestandteil der Proben. Im liegenden und im hangenden Packen bestand der erste Erzabsatz aus knolligen oder bald mehr oder weniger dickplattigem, bald feingebändertem Schwefeleisen von kugelig-schaliger und strahliger Struktur. Die grobkugelige Ausbildung ist charakteristisch für viele Stücke des liegenden Packens und, wie die Handstücke zeigen, besteht dieser nicht selten hauptsächlich aus einer dichten Lagerung, sozusagen aus einer Ineinanderwucherung von solchen knolligen Gebilden, wie sie den Tonschiefer des Liegenden erfüllen; neben ihnen tritt die Tonschiefersubstanz mehr oder weniger weit zurück. In der That scheint es ganz so, als ob das Auftreten der Konkretionen im liegendsten Teil des Lagers nur den Beginn der im liegenden Packen sich in sehr viel intensiverer Weise fortsetzenden Schwefeleisenbildung bezeichnete. Im Wesen besteht zwischen beiden Arten des Eisensulfidabsatzes kein Unterschied. Im hangenden Packen muß der letztere sehr viel gleichmäßiger und ruhiger vor sich gegangen sein. Denn hier zeigt der im ursprünglichen Zustande immer noch in fein- oder kleinknolligen Lagen ausgeschiedene Schwefelkies eine oft außerordentlich zierliche Bänderung; dünne Häute von Tonschiefer folgen ihr und auch durch die Kiesstreifen selbst kann man mit

einer scharfen Lupe absätzig alleerdünnste Lagen von solchem sich hinziehen sehen. Diese Bänderung geht parallel zum Liegenden und Hangenden und macht durchaus den Eindruck einer Schichtung. Statt des Kieses sieht man zuweilen etwas weniger feine Tonschieferstreifen mit Lagen von Kiesfünkchen.

Der dergestalt ausgebildete ursprüngliche Schwefelkiesbestand des Kieslagers neigt leicht zur Verwitterung; er wird graugrün, wo er dichter ist, die dem freien Auge knollig-faserig erscheinenden Partien werden wohl auch matt und bronzefarbig. Ich halte ihn für *Markasit*.

Soweit ich dies aus den Handstücken erkennen kann, scheinen einerseits im liegenden Packen auch deutlicher gebänderte Kiese, im hangenden auch mehr knollige vorzukommen.

Wenn, wie dies fast immer der Fall ist, *Zinkblende* einbricht, so bedarf die vorige Schilderung noch einer Ergänzung. Die Zinkblende scheint nur im Kieslagerteil, nicht aber im Schwerspat vorzukommen. Sie ist von zweierlei Art und Alter. Die ältere Blende ist schokoladenbraun und so außerordentlich feinkörnig, daß sie niemals Spaltflächen, sondern nur einen eigentümlich wachsartigen Schimmer zeigt, der manchmal durch einen gleichmäßig verteilten Bleiglanzgehalt erhöht werden dürfte. Der Bruch ist mitunter deutlich muschelig. Die jüngere Blende ist im ganzen hellbraun bis fast farblos, bildet häufig neben der älteren kristalline Aggregate und tritt in den weiterhin zu besprechenden Klüften auf; in letzterem Falle ist sie hie und da sogar lebhaft braunrot.

Ich werde zunächst nur von der älteren, dichten Blende sprechen. Im liegenden Packen bildet sie mitunter geradezu die Ausgußmasse zwischen den knollig-höckerigen Kiesaggregaten, so daß diese wie in einen



dunklen Teig eingebettet erscheinen. Im hangenden Packen folgt ihre Einlagerung mitunter in sehr zierlichen Bändern im allgemeinen der Schichtung und sie bewirkt dann ihrerseits neben dem Schwefelkies eine so feine Streifung, daß sie wohl von manchen für Tonschiefermaterial gehalten worden ist; denn sie erzeugt in den Stücken viel auffälliger den Eindruck einer geschichteten Masse, als es die immerhin feinen Tonschieferlagen tun. Bei genauem Zusehen bemerkt man aber, daß die Zinkblendestreifen nicht ganz niveaubeständig sind. Sie machen mehr den Eindruck einer etwas jüngeren Ansiedelung, indem sie unmerklich die Schwefelkieslagen überschneiden oder sich um solche gabeln. Daß dieser Eindruck richtig ist, wird durch den mikroskopischen Befund bestätigt. Immerhin sind an den mir vorliegenden Stücken die Niveauunbeständigkeiten der älteren Zinkblende nur so geringfügige, daß sie erst bei genauerer Betrachtung in Erscheinung treten.

In den bisherigen Beschreibungen des Meggener Kieses wird betont, daß dem liegenden Packen im Gegensatz zum hangenden eine deutliche Schichtung fehle, ja man sagt sogar, jener bestehe aus derbem Kies und sei ganz anderer Art als die Knollenbildung im liegenden Tonschiefer. Daß letzteres nicht zutrifft, ergibt sich aus dem obigen. Was den gewöhnlichen Mangel einer Schichtung im liegenden Packen angeht, so scheint mir dieser seinen Grund in sekundären Vorgängen zu haben. Die Erze des liegenden Packens erscheinen nämlich häufig außerordentlich stark zerrüttet und durch Pressung des derbknohligen Kieses scheint eine ursprünglich vorhandene, allerdings nur grobe Schichtung verwischt worden zu sein. Wenigstens zeigen einige Stücke deutlich neben etwas gröberen, in die Sulfidmasse hineingekneteten Tonschieferpartien auch gebogene feinere Säume von Tonschiefer, die wohl den

Tonschieferhäutchen im hangenden Packen entsprechen dürften.

Jede Stufe, sowohl aus dem hangenden wie aus dem liegenden Packen zeigt in mitunter massenhaften Rissen die Anzeichen einer Auflockerung. Sie ist besonders deutlich an den Stücken des liegenden Packens und tritt hier vielfach in der Form von teilweise drusigen Mineralgängen in Erscheinung. Die Kristallisationen bestehen vorzugsweise aus farblosem oder rötlichem Dolomit oder Braunspat in der Form des Grundrhomboeders, neben welchem auch, wie die Reaktion auf kalte, verdünnte Salzsäure erweist, etwas Kalkspat vorhanden sein muß. Ferner ist ziemlich häufig Quarz und fast farblose bis rotbraune Zinkblende; die nur mit der Lupe erkennbaren wachsgelben Kriställchen zeigen das Tetraeder  $\{111\}$ , oder  $\{111\}$   $\{100\}$ , häufig in tafelförmigen Zwillingen nach  $\{111\}$ . Dazu kommt Bleiglanz in  $\{100\}$   $\{111\}$ , Kupferkies, Pyrit  $\{100\}$   $\{hk0\}$  und Schwerspat. An den Stücken aus dem hangenden Packen beobachtet man eine feine Durchdringung mit Quarz, die oft erst unter der Lupe als eine sehr zarte Netzäderung erscheint.

Mit dem Eindringen von Lösungen auf den Klüften ist offensichtlich eine Umwandlung und Umkristallisation des Markasits in Pyrit verbunden gewesen. Vielfach bestehen deshalb gerade die Stücke aus dem liegenden Packen vorwiegend aus kristallinem Pyrit und im hangenden Packen findet sich der lebhafter glänzende Pyrit häufig in unregelmäßigen Streifen und kleinen Nestern, unbekümmert um die primäre Bänderung des Erzes. Die Imprägnation des liegenden Packens mit Kupferkies, Bleiglanz, Blende, Quarz und Dolomit kann so reichlich sein, daß die Stücke den Eindruck derber Gangstufen machen können; bei genauerem Zusehen mit der

Lupe gewahrt man allerdings die mehr oder weniger in Pyrit umkristallisierten, aber deutlich schaligen Kiesknollen.

Wie ich schon wiederholt sagte, läßt bereits die makroskopische Untersuchung vermuten, daß die Struktur des Kieslagers dieselben Züge wiedergibt, welche die vorher beschriebenen großen und kleinen Schwefelkieskonkretionen zeigen; die mikroskopische Untersuchung zahlreicher Dünnschliffe läßt keinen Zweifel über diese Wesensgleichheit. — Am klarsten sind die Verhältnisse an Präparaten aus dem hangenden Packen zu erkennen. Die Bänderung kommt in den Dünnschliffen weniger durch die feinen Säume von Tonschiefersubstanz zum Ausdruck als durch die Übereinanderfolge von langgestreckten Schwefelkiespartien, die zunächst oft fast dicht und homogen erscheinen, jedoch unter dem Mikroskop besonders im auffallenden Licht Aggregate von kleinen Kügelchen darstellen, die in verschiedenen Lagen verschieden groß sein können, in derselben Lage aber annähernd die gleichen Dimensionen zu besitzen pflegen. Teilweise sind es auch langgestreckte, aber nicht gleichmäßig dicke und uneben höckerig oder warzig begrenzte krustenförmige Lagen von divergentstrahliger Struktur und oft sehr deutlich schaliger Absonderung. Im einfachsten Falle bildet dann die im Dünnschliff honiggelbe Zinkblende eine homogene Ausgußmasse zwischen den Kieslagen und parallel dazu liegen dunkle gebogene Streifen von bituminöser oder kohligter Tonschiefersubstanz. Jenes ist die ursprünglichste Erscheinungsform des Eisenbisulfides; zwischen ihm und der Zinkblende in der bezeichneten Art ihres Auftretens besteht, wie sich gleich zeigen wird, kein großer Altersunterschied. Kleine Tonschieferpartien läßt das Mikroskop an vielen durchsichtigen Stellen des Präparates erkennen; ich halte es aber auch

für wahrscheinlich, daß Tonschiefersubstanz innig durch die undurchsichtigen Schwefelkiesaggregate verteilt ist.

Die kugelig-strahlige Ausbildung des zuerst abge-schiedenen Schwefelkieses und seine Neigung zur Bildung von nierenförmig-schalig absondernden Konkretionen ist in gleicher Weise auch dem liegenden Packen eigentümlich.

Die Durchmesser der Kügelchen sinken im hangenden Packen bis unter 0,01 mm. Häufig beobachtet man, daß die Krusten und Kügelchen im Inneren matt, außen glänzend sind, was z. T. vielleicht damit zusammenhängt, daß sie im Inneren weniger homogen und mit mehr Bitumen imprägniert sind als außen. Teilweise handelt es sich aber sicher um die Anlagerung von kristallisiertem Pyrit auf die Oberfläche oder um eine Umkristallisation des Markasits, wovon weiter unten noch die Rede sein soll. Da die winzigen Konkretionen vielfach kleiner sind als die Schlifffdicke, so erscheinen sie oft als matte runde, undurchsichtige Gebilde zwischen den glänzenderen, angeschliffenen Kiespartien.

Wo die Zinkblende in reineren Partien und ohne Durchwachsung mit Quarz zwischen den Schwefelkiesaus-scheidungen die Füllmasse bildet, da ist das anscheinend dichte, in Wirklichkeit aber schalige oder aus lauter Kügelchen bestehende Bisulfid am Rande sehr häufig in ein loseres Aggregat von diesen letzteren aufgelöst. Sie erscheinen im durchfallenden Licht in ziemlich gleichen Abständen wie zahllose Schrotkörner in der gelbbraunen Grundmasse eingebettet oder sie bilden auch, sich berührend oder näher miteinander verwachsen Schnüre, die mitunter in ausgesprochener Weise parallel verlaufen. Die mittlere Größe dieser Kügelchen wurde in einem Präparate zu 0,03 mm bestimmt.

Die Zinkblende erscheint dann im ganzen in einheitlichen Flächen und zeigt niemals die Neigung zu strahlig-

kugelige Ausbildung. Da sie keine Doppelbrechung besitzt, so ist es schwer, sich einen Begriff von der Größe der die Aggregate zusammensetzenden Individuen zu bilden. Nach dem makroskopischen, wachsartig dichten Aussehen der Blendelagen muß man annehmen, daß sie außerordentlich feinkörnig ist; dazu stimmt auch der völlige Mangel an Spaltrissen. Die Zinkblende bildet nicht nur Zwischenlagerungen zwischen den Kiesknollen und -lagen, sondern ihre Ansiedelung begleitete auch die erste Auflockerung des Schwefeleisens, wie sie in dem Auseinanderfall der Kugelschalen zu beobachten ist, zwischen denen sie sich ansiedelte. Mitunter durchzieht sie auch das Kiesaggregat in der Art eines flachmaschigen Netzes. Diese älteren Zinkblendeansiedelungen bewirkten niemals die Bildung von Pyritkristallen.

Nach der Durchsicht vieler Schliffe glaube ich mit Sicherheit sagen zu können, daß die erste Ausscheidung der Zinkblende nicht von einer solchen von Quarz, Karbonaten und Schwerspat begleitet war. Das Auftreten von kristallinem Gangquarz fällt in die Zeit der späteren Zerrüttung des schon einigermaßen kompakt gewordenen Schwefelkieses und der zwischen ihm gelagerten Blende. Ich glaube erkannt zu haben, daß die quarzabsetzenden Lösungen die Blende aufzulösen vermochten. So beobachtet man, daß manchmal die Berührung zwischen den Kiesknollen und der Blende, die mit Kieskügelchen durchsät ist, keine unmittelbare ist, sondern daß sich zwischen beide ein schmaler Saum von Quarz eindringt, der seinerseits mit Zinkblende innig durchwachsen ist. Quarzprismen, in manchen Querschnitten mit deutlich erkennbarer pyramidaler Endigung, treten mitunter in gröber kristalliner Blende auf und enthalten im Kern Anhäufungen von winzigen Körnchen solcher, wie andererseits die Prismenflächen wie

durch die Blende etwas korrodiert erscheinen. Solche Quarzprismen werden im Dünnschliff bis zu 0,6 mm lang, sie sind sicher derselben Art wie die Quarzkriställchen auf den makroskopisch sichtbaren Klüften. Unter einer scharfen Lupe erscheinen diese quarzreichen Zwischenzonen im Handstücke gegenüber der schimmernden Zinkblende wie ein äußerst feiner, rauher Saum; in einem Falle sah ich, daß sich in nächster Nähe Klüfte an der Zinkblende zertrümmerten. Durch das Eindringen des Quarzes in die Blende entstehen sehr häufig Verwachsungen zwischen beiden Mineralien, die im Dünnschliffe an Durchschnitte durch einen Schwamm oder eine blasige Schlacke erinnern. Die Kieskugelchen liegen dann sehr oft noch im Quarz oder im Quarzzinkblendeaggregat, sie haben sich jedoch kaum im Quarz gebildet, sondern sind aus der Zinkblende herausgelöst worden.

Wo die Zinkblende in größeren einheitlichen Individuen auftritt, scheint sie immer an Quarzinfiltrationen gebunden zu sein. Die Durchdringung älterer Blende durch jüngere ließ sich mehrfach beobachten, wobei die erstere mitunter deutlich dunkler gefärbt ist als die letztere. Ich sah mehrmals, daß ältere Blende, die mit Kieskugelchen erfüllt war, durch ein Band von jüngerer, in der jene Kugelchen fehlten, deutlich in zwei Teile getrennt war. Ich bin der Meinung, daß wenigstens ein Teil der zumal im liegenden Packen auftretenden gröber kristallinen Zinkblende durch Auflösung und Wiederausscheidung des älteren Zinkblendeabsatzes entstanden ist.

Daß alle jüngere Zinkblende, wie sie auch in kleiner Menge gelegentlich in den mikroskopischen Quarzklüften auftritt, wie sie ferner in kleinen, sehr schwach gefärbten Kriställchen auf den makroskopischen Braunspatklüften beobachtet wird oder wie sie sich in der Ausfüllung der

früher beschriebenen geborstenen Pyritkügelchen findet, als Auslaugungsprodukt auf die ältere Blende des Kieslagers zurückzuführen ist, kann ich nicht beweisen. Ich möchte aber bemerken, daß mir von Zinkblende führenden Klüften in dem Schwerspatteil des Lagers nichts bekannt geworden ist.

Der **Bleiglanz** ist offenbar in dem Kieslager recht verbreitet. Jedenfalls ist er in der Zinkblende vielfach in äußerst feiner Verteilung enthalten, möglicherweise sind auch die dunklen Säume, welche manchmal die Aggregate der letzteren umgeben, nur sehr fein verteilter Bleiglanz. Soweit er im Mikroskop zur Beobachtung kam, gilt für ihn dasselbe wie für die Blende.

Der **Quarz** ist in der Hauptsache ein kristalliner Gangquarz, manchmal mit deutlicher Wachstumsschichtung, oft voll von Flüssigkeitseinschlüssen, diese mitunter mit sich bewegender Libelle. Als noch jüngere Bildung sind die schon weiter oben (vergl. S. 20) besprochenen Klüfte von Faserquarz zu betrachten, die auch im Kieslager allenthalben zu bemerken sind.

Wie soeben gezeigt, hat die Einwanderung des kristallinen Gangquarzes offenbar eine stellenweise Auflösung der Zinkblende mit sich gebracht. Auch das sehr häufige Auftreten von **kristallisiertem Pyrit** inmitten der ursprünglich strahligen und krustenförmigen Schwefeleisenabscheidungen ist jedenfalls ein jüngerer Vorgang, der guten Teils oder ganz mit der Zirkulation der quarzabsetzenden Lösungen zusammenhängt. Schon im Handstücke erscheint das Eisensulfid gewöhnlich von zweierlei ganz verschiedenem Aussehen; der Unterschied wird deutlicher bei beginnender Vitrioleszierung. Man unterscheidet deutlich fahle oder bronzefarbig angelaufene, knollig faserige Partien neben körnig kristallinen, die die Farbe des Pyrits besitzen. Bei

der mikroskopischen Untersuchung im reflektierten Licht zeigt sich an den Kieslagen ein ähnlicher Unterschied: die inneren Schalen sind oft viel fahler als die äußeren, mitunter scheint es, als ob matte, mehr graugrün erscheinende Kügelchen inmitten einer mehr kristallinen, lebhaft glänzenden pyritischen Grundmasse lägen. Der kristalline Quarz bildet im übrigen nur in untergeordnetem Maße die Ausfüllung von eigentlichen Klüften; zum größten Teil imprägniert er die Pyritaggregate und im gebänderten Kies bildet er manchmal eine Ausfüllung der Lücken zwischen den lagenweise dichter oder weniger dicht gelagerten Kieskügelchen, in welche die dünnen Schwefeleisenplatten zerfallen sind. Es zeigt sich dann oft wiederum deutlich, daß die winzigen Kügelchen innen einen dunkleren, nicht glänzenden Kern besitzen, während sie außen aus kristallinem Pyrit bestehen. Wo Quarz den Schwefelkies in irgend einer Form durchädert oder durchtränkt, finden sich immer Pyritkriställchen, soweit erkennbar ist in der Kombination  $\{100\}$   $\{hk0\}$ .

Mit dem Quarz zusammen findet sich öfters, manchmal an bestimmten Stellen des Schliffes in größerer Menge ein rhomboedrisches Karbonat. Dieses Karbonat tritt niemals in größeren geschlossenen Partien oder in bestimmten Bändern auf. Bei der Behandlung von Schliffen mit verdünnter HCl zeigt sich, daß dieses wenigstens zum guten Teil Kalkspat sein dürfte. Niemals aber wurde in den zahlreichen untersuchten Präparaten aus den Schwefelkieserzen eine Andeutung von Kalkstein, wie etwa ein korrodierter Rest von solchem, aufgefunden. Die mikroskopische Untersuchung ergibt also keinen Anhalt dafür, daß das Megger Schwefelkieslager durch eine nach-



träglische Verdrängung von devonischem Kalkstein entstanden sein könnte.

Das im Meggener Schwefelkieserz nachweisbare Sedimentmaterial ist lediglich ein bituminöser Tonschiefer. Im hangenden Packen ist er durch den Kies verteilt oder bildet feinste Lagen. Im liegenden Packen sind es Lagen oder gelegentlich der Zerrüttung des Erzes in dieses hineingepreßte Putzen von solchem. Er ist sehr häufig mit Quarz infiltriert und dabei hat sein Quarzgehalt oft eine Umkristallisation erfahren. Infolge einer Auflockerung haben sich nicht selten zwischen den Tonschieferpartien und dem Kies Lücken gebildet, die die Einwanderung von Quarz, Zinkblende, Karbonaten und ein wenig Schwerspat ermöglichten. Im verquarzten Tonschiefer konnte ich bei stärkerer Vergrößerung indessen neben dem sekundären Quarz und Schwerspatkriställchen noch Zirkonkörnchen, Rutil und einen Turmalinsplitter erkennen. Serizit ist allenthalben zu beobachten, im Schwefelkies, in der Zinkblende und im Quarz. Aber auch die Annahme, daß durch die Ansiedelung der Sulfide zu Meggen der Tonschiefer verdrängt worden wäre, daß also eine „Metasomatose“ nach solchem stattgefunden habe, ist ganz abzulehnen. Was zu beobachten ist, ist lediglich eine Infiltration des ursprünglich neben Tonschiefer gebildeten Schwefeleisens mit Zinkblende (samt Bleiglanz), dann im Gefolge der Klufftfillungen eine Verquarzung und eine geringe Umlagerung der Feldspatsubstanz (bezw. des sekundären Glimmers) als Serizit.

Für die Entstehungsgeschichte des Kieslagers scheint mir noch ein Hinweis nicht unwesentlich zu sein: die Erscheinungsweise des Eisenbisulfids, soweit es nicht infolge von Infiltrationen in kristallisierten

oder körnig-kristallinen Pyrit umgewandelt ist, könnte als *G l a s k o p f s t r u k t u r* bezeichnet werden. Sie kommt in ausgezeichnetem Maße den großen isolierten Schwefelkiesknollen zu und findet sich in allen Dimensionen bis zur Struktur winzigster Kügelchen in dem Kieslager wieder. Diese Glaskopfstruktur mit ihrem vollendeten strahlischaligen Gefüge ist mit hoher Wahrscheinlichkeit besonders solchen kristallinen Aggregaten eigentümlich, die durch allmählichen Wasserverlust aus dem *k o l l o i d a l e n Z u s t a n d e* hervorgegangen sind. Auf das Vorkommen solchen kolloidalen Eisenbisulfids in marinen tonigen Sedimenten hat neuerdings B. Doss<sup>1</sup> die Aufmerksamkeit gelenkt; er zeigte, daß das von ihm Melnikowit genannte kristalline Eisenbisulfid aus einem Gel hervorgegangen ist und später zu kristallinem Pyrit werden kann. Diese Umwandlung kann sehr lange Zeit in Anspruch nehmen, denn der von ihm beobachtete Melnikowit stammt aus miozänen Ablagerungen. Die Farbe, die strahlig-faserige Struktur und die leichte Oxydierbarkeit eines Teiles des Meggener Kieses spricht mir dafür, daß er jetzt noch aus *M a r k a s i t* besteht. Träfe die Annahme zu, daß auch hier der kristallisierten Form die kolloidale vorausgegangen ist, so hätte man mit einer mehr oder weniger bedeutenden Volumverringeringung zu rechnen, die zu einer Auflockerung des Gefüges der kugelschaligen Substanz führen mußte. Es erklärt sich dann der Zerfall des Bisulfides in Kügelchen, längs schaliger und plattenförmiger Absonderungsflächen oder sonstiger Schwundrisse, die gleichzeitig durch Zinksulfid und etwas Bleiglanz ausgefüllt wurden. Ob etwa die äußerst feinkörnige Zinkblende der frühesten Ansiedelung mit dem Eisenbisulfid im kolloidalen Zustande vorhanden war, und ob das letztere

---

<sup>1</sup> Vergl. die Zitate S. 3.

ursprünglich schon von Kieselsäuregel begleitet war, würde sich nicht entscheiden lassen.

Es folgte dann weiterhin eine intensive Zerrüttung der Kiesmasse — im liegenden Packen scheinbar intensiver als im hangenden — und infolge davon die Infiltration von Quarz, Karbonaten und ein wenig Schwerspat; ich habe die Frage offen gelassen, ob die in diesen Klüften angesiedelte Blende nicht lediglich einer Auslaugung dieses im Lager bereits vorhandenen Sulfides ihr Dasein verdanken. Bis zu einem gewissen Grade hat eine Auflösung und ein Wiederabsatz der Zinkblende durch die kieselsäurebringenden Lösungen zweifellos stattgefunden; außerdem ist die Umwandlung des Markasites in Pyrit auf diese zurückzuführen. Dem hiebei eintretenden Volumverlust<sup>1</sup> kann eine große Bedeutung nicht zugeschrieben werden.

**Die Struktur der Schwerspatzone.** Eine geringfügige Einwanderung von Schwerspat in den Schwefelkies fällt, wie die von mir untersuchten Präparate zeigen, in die Zeit der Infiltrationen im Gefolge der Zerrüttung des Lagers. Mehrfach beherbergt der kristalline Quarz winzige, ziemlich stark lichtbrechende Körnchen und teilweise ausgezeichnete Kriställchen eines farblosen Minerales, das sich wegen der Kleinheit der Individuen und weil dem Schwerspat kein typischer Kristallhabitus zukommt, nur vermutungsweise als solcher hätte bestimmen lassen, wenn sie sich nicht auch in einem Präparat von Schwefelkies zusammen mit zweifellosen Infiltrationen von Schwerspat gefunden hätten; hier kann über die Identität kein Zweifel mehr bestehen. In diesem Präparat ist der Lagerkies (offen-

<sup>1</sup> Nach den Untersuchungen von E. T. ALLEN, J. L. CRENSHAW und J. JOHNSON (The mineral sulphides of Iron; with crystallographic study by E. S. LARSEN, Am. Journ. of Science 1912. XXXIII. S. 170) ist das spezif. Gew. des Pyrits 5,027, des Markasits 4,887 bei 25°.

bar im Gefolge der Einwanderung von Quarz) gutenteils oder ganz in kristallinen und drusig kristallisierten Pyrit umgewandelt. Zusammen mit etwas lichter Zinkblende ist der Schwerspat ein Bestandteil dieser Infiltrationen und bildet in einheitlichen Individuen für sich mitunter fast allein die Ausfüllung bis zu 0,5 mm großer Zwischenräume im Schwefelkies. Ein anderes Präparat stammt von einem Kiesknollen im Liegenden des Schwerspates im neuen Lagerteil. Der Kies ist stark zerrüttet, teilweise kristallisierter Pyrit, mit Tonschiefer durchwunden. Der Schwerspat ist zweifellos eine jüngere Kluffüllung. Jünger als er ist wiederum faseriger Quarz samt Kalkspat; ersterer erfüllt die durch Wiederaufreißen der Schwerspatklüfte entstandenen Klüfte und bildet, wie sich im Dünnschliff erkennen läßt, auch kugelig strahlige Hüllen um Schwefelkiessplitter.

Da der massige Schwerspat des Lagers selbst durch jüngere Schwerspatgänge durchsetzt ist, so steht nicht fest, ob jener mit den im Kies auftretenden Schwerspatklüften als ganz gleichalterig gelten kann. Es besteht vielmehr ein hoher Grad von Wahrscheinlichkeit für die Annahme, daß die geringfügigen im Schwefelkieslager vorhandenen Schwerspatmengen viel später als die Bildung des Schwerspatlagers von diesem her durch Auslaugung in jenes übertragen worden sind. Jedenfalls aber lassen schon die Handstücke aus der Grenzzone zwischen dem Schwefelkies- und dem Schwerspatlagerteil mit Sicherheit erkennen, daß hier das Sulfat nach dem Sulfid entstanden ist.

Im nachstehenden soll nacheinander erörtert werden: die Struktur des massigen Schwerspates, das Verhältnis zwischen Schwerspat und Schwefelkies in der Übergangszone und endlich das Verhalten des Schwerspates zu Kalkeinschlüssen im Hangenden des

Lagers. Schließlich sollen noch sehr merkwürdige *Schwerspatknohlen* beschrieben werden, die sich im Tonschiefer vorfinden.

Die makroskopische Erscheinungsweise des normalen massigen Schwerspates aus der Schwerspatzone ist die eines mehr oder weniger feinkörnigen, an grauen Marmor erinnernden Gesteins. Die mir vorliegenden Stücke zeigen keine ausgesprochene Bänderung und es fehlen darin vor allem die feinen Tonschieferinlagerungen, die man fast immer im Schwefelkies beobachten kann. Manche Stücke sind sehr derbspätig und umschließen grobe Konkretionen mit teilweise zentimetergroßen Pyritkristallen von der Form  $\{100\}$  und  $\{hk0\}$ . Daß es sich bei letzteren um sekundäre Bildungen handelt, dürfte daraus hervorgehen, daß solche Pyrite in Schwerspatgängen und nahe solchen auftreten; die Schwerspatkristalle sind tafelig entwickelt nach  $P = \{001\}$  oder zeigen die sargförmige Kombination  $P = \{001\}$ ,  $o = \{011\}$  und  $d = \{102\}$ . Schwerspatklüfte im Schwerspat sind außerordentlich häufig. Manchmal erscheinen auch feinkristalline Streifen von Schwefelkies, die selbst wieder durchwachsen sind mit Schwerspat und nach ihrer Form gleichfalls Kluftausfüllungen sind. Kristallisierter Quarz begleitet den Schwerspat in den Drusen. Zu erwähnen ist das häufige Vorkommen von rotem Eisenoxyd (Turgit?) auf feinen Spältchen und längs der den Schwerspat oft in großer Menge durchsetzenden Drucksuturen.

Die Struktur des Schwerspats ist recht häufig die strahlige und sie wird mitunter schon makroskopisch in Gestalt größerer sphärolithartiger Ausscheidungen sichtbar<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Solche grobsphärolithische Ausscheidungen, wie ich sie auf Grund des mir damals vorliegenden Materials früher (STELZNER-BERGEAT, S. 341) erwähnte, sind mir neuerdings nicht mehr zu Händen gekommen. Bezüglich des gleichfalls früher erwähnten „oolithischen Schwerspates“ vergl. unten S. 46.

Die Individuen solcher oft auch sehr kleiner strahliger Aggregate sind manchmal durch Bitumen zonar gefärbt, dem auch im übrigen die oft recht intensive Färbung des Schwerspates zuzuschreiben ist.

Bei der mikroskopischen Betrachtung des Lagerschwerspates fällt auf, daß Tonschiefersubstanz in ihm außerordentlich untergeordnet ist. Mit Ausnahme einiger im besonderen noch weiter unten zu besprechender Stücke konnte auch ein wesentlicher Gehalt an Kalkspat nicht beobachtet werden. Daß Andeutungen von umgewandelten Versteinerungen im Schwerspatlager vorkämen, habe ich nie gelesen und auch dergleichen weder früher noch neuerdings bemerkt.

Es wurde je eine Probe aus dem hangenden und liegenden Packen untersucht. Es sind graue, marmorartige Gesteine; dasjenige aus dem liegenden Packen erscheint etwas weniger fein kristallin als das andere, was übrigens in diesem besonderen Falle wohl nur in der, mikroskopisch erkennbaren, Pressung des letzteren seinen Grund hat.

Der Schwerspat des liegenden Packens hat ein radialstrahliges Gefüge; zwischen gekreuzten Nikols erscheint das Gesichtsfeld in blumenartiger Zeichnung mit den schwarzen Kreuzen der Sphärolithe. Diese haben Durchmesser bis zu etwa 2 mm und sind nicht oolithisch. Andersartige Kerne, um die sich die Kristallisation der Barytblumen vollzogen haben könnte, sind nicht zu bemerken. Bituminöse Substanz bewirkt eine zonare Färbung der Individuen. Stellenweise sind die unregelmäßig umgrenzten Aggregate lagenweise mit einer feinen, mitunter nur wenige Hundertstel eines Millimeters dicken Haut von Tonschiefersubstanz umkleidet und voneinander gesondert. Innerhalb des Schwerspataggregates sieht man gelegentlich ein Serizitblättchen, ein Schwefelkieskügelchen und etwas Quarz,

und einmal fand ich auch ein goldgelbes, 0,02 mm großes, stark licht- und doppelbrechendes Korn, das wohl für Rutil zu halten ist.

Ein Dünnschliff vom Schwerspat des hangenden Packens läßt gleichfalls in der durch Bitumen bewirkten Färbung noch das ehemalige radialstrahlige Gefüge wieder erkennen. Zwischen gekreuzten Nikols dagegen zeigt sich eine Mörtelstruktur und der Schliff ist durchzogen von aufs feinste gefälten Lagen einer Substanz, die man zunächst für feine Tonschieferhäutchen halten möchte; in Wirklichkeit aber handelt es sich im wesentlichen um Drucksuturen, die mit rotem Eisenoxyd bedeckt sind.

Stücke aus der Übergangzone, d. h. von Stellen, wo der Schwefelkies dem Schwerspat Platz macht, zeigen sehr stark aufgelockerten Schwefelkies mit noch deutlicher knolliger Struktur und mit knollig höckeriger Grenzfläche an den Schwerspat anstoßend. Die teilweise schaligen Absonderungen und alle sonstigen Spältchen sind mit Schwerspat erfüllt, der Schwefelkies mit diesem imprägniert. Auch scheint ein Ineinandergreifen von Kies und Schwerspat in der Weise stattzuhaben, daß sich Schwerspatbänder in ähnlicher Art zwischen Kiesbänder lagern, wie dies hinsichtlich des Schwefelkieses und der Blende im Kieslager zu sehen war. Eines der mir vorliegenden Stücke zeigt ein solches Verhalten.

Die mechanische Beanspruchung des Lagers nicht nur durch Pressung sondern auch durch Zerrung muß gerade an der Grenze zwischen zwei so verschiedenartigen Gesteinen wie derber Schwerspat und knolliger Schwefelkies ihre Spuren hinterlassen haben. Tatsächlich wird auch von BÄRTLING und SCHMID das Vorkommen von Pyrit-Schwerspatgängen in der Übergangzone ganz besonders bemerkt. Stücke aus dieser Übergangzone zeigen deshalb teilweise eine gröber kristalline Ausbildung, Neubildungen von kristallisiertem

Pyrit inmitten des zweifellos älteren Lagerkieses und vor allem die massenhafte Ansiedelung von jüngstem faserigen Quarz samt Kalkspat in der schon früher beschriebenen Art.

Es läßt sich nicht verkennen, daß hier, wie zur Zeit der Zinkblendeansiedelung im Eisenbisulfid, dieses letztere auch bei der Schwerspatansiedelung noch eine Konsistenz gehabt haben muß, die es ihm erlaubte, in die oft erwähnten mikroskopischen Kügelchen zu zerfallen. Diese letzteren sind auch hier häufig weniger als 0,05 mm, ja nur 0,003 mm groß und liegen schwebend in dem kristallinen, teilweise radialstrahligen Schwerspat zumeist so, als ob sie sich ursprünglich in einer nur wenig nachgiebigen Substanz gebildet hätten. Demgemäß bilden die Kieskügelchen auch hier gern Gruppen von dichter oder loser Lagerung, wobei sie nicht selten, unbekümmert um die Kristallisation des Schwerspats, zu mehr oder weniger parallelen Schnüren gereiht sind. In einem Dünnschliff aus der Übergangszone im neuen Lagerteil sah ich im Schwerspat rechteckige Haufen von Kieskörnchen, 1,5 mm lang und etwa halb so breit. Die Körnchen sind teilweise zweifellos Kriställchen  $\{100\}$   $\{hk0\}$ , großenteils aber haben sie gerundete oder geradezu kreisrunde Konturen. Übrigens bilden hier Schwefelkiespartien mitunter den Mittelpunkt der strahligen Barytgruppen, oder Reihen von Kügelchen liegen zwischen den strahlig geordneten Individuen des Sulfates. Inmitten der Partikel des aufgelockerten oder zersprengten Kieses beobachtet man noch oft die Tonschiefersubstanz. Der faserige Quarz hat sich samt Kalkspat mit Vorliebe dort angesiedelt, wo neugebildete Pyritkristalle durch Druck aus dem Schwerspat herausgelockert wurden. Eine Verbiegung sowohl der Kalkspat- wie der Quarzfasern ist auch hier häufig; in geringem Maße scheint eine Verdrängung des Schwerspats durch die quarzabsetzenden Lösungen stattgefunden zu haben.



Von zwei Aufschlüssen, nämlich vom Abbau No. 23 im Erbstolln, d. h. aus dem Südflügel, und aus dem Barostolln, d. h. aus dem Nordflügel der Doppelmulde, liegen mir Stücke vor, die das Verhältnis vom Schwerspat zum Kalkstein zeigen. Beide Stücke stammen aus der Übergangszone zwischen dem Schwerspat- und dem Kieslagerteil, das eine ist aus der Nähe des hangenden Kalksteines entnommen, das andere führt die Bezeichnung aus „dem hangenden Packen“ und mag wohl auch nicht weit vom Hangenden gebrochen worden sein. Die Stücke wurden poliert und die bis zu  $\frac{1}{2}$  qdm großen Flächen mit Salzsäure geätzt; es zeigte sich folgendes.

Das ersterwähnte Stück läßt zunächst sehr gut die Auflockerung des deutlich knollig und krustenförmig-schalig entwickelten Schwefelkieses erkennen, der mit dunklem Schwerspat durchtränkt und von solchem, entsprechend seiner zerrütteten Oberfläche, ohne scharfe Grenze bedeckt wird. Etwa  $1\frac{1}{2}$  cm von der letzteren entfernt bemerkt man parallel zu ihr eine Einlagerung von Kalk. Dieses Kalkband mag früher gleichfalls 1—2 cm dick gewesen sein, ist aber jetzt so tiefbuchtig zerfressen, daß es aus der Schlißfläche nur noch in unregelmäßig gestalteten, durch dünne Brücken miteinander zusammenhängenden Partien hervortritt. Um diese Einlagerung ist der Schwerspat lichter gefärbt und dringt in blumigstrahligen Kristallisationen in die Ausbuchtungen ein. Weiter sieht man, daß zahlreiche fetzen- oder flockenförmige Kalkpartien insbesondere in dem Zwischenraum zwischen Kalkband und Kies durch den Schwerspat verteilt sind und daß in den Ablösungslücken des letzteren selbst neben dem Schwerspat massenhafter Kalk eingedrungen ist. Die Dünnschliffe bestätigen, daß hier feinkörniger Kalk durch die Schwerspatbildung weggeätzt worden ist. Zwischen dem Kalk und dem Baryt beobachtet

man beiderseits eine Zone von kristalliner Kalkspatmasse, die sich aus Rhomboedern von ungefähr 0,3 mm Durchmesser zusammensetzt und auf der einen Seite etwa so dick ist wie der unveränderte Kalkrest. Auf der anderen Seite ist sie nur schwach entwickelt; hier hat sich scheinbar später ein schwacher Saum von winzigen Eisenkieskriställchen zwischen Baryt und Kalk abgeschieden. Beide Säume, der zuletzt genannte und die Zone der Umkristallisation bewirken eine sekundäre Bänderung der Kalkeinlagerung, die schon makroskopisch erkennbar ist. Man wird die ganze Erscheinung vielleicht nicht mit vollem Recht als eine Metasomatose, sondern eher als eine Resorption des Kalkes in der baryumhaltigen Lösung bezeichnen. Denn in dem Baryt finden sich größere Aggregate und einzelne vorzüglich ausgebildete Rhomboeder von Kalkspat auskristallisiert, und Schiffe durch den benachbarten Schwefelkies zeigen ihn massenhaft neben dem Baryt als eine zweifellos mit diesem letzteren gleichzeitige Bildung.

Die Stücke aus dem Barostolln bestehen nur aus Schwerspat und Kalk mit gelegentlichen Kieskriställchen und unregelmäßig verlaufenden und gebogenen feinen Lagen von jüngerem Eisenoxyd. Die geätzten Flächen bieten dem freien Auge ein Bild ähnlich einer Fluidalstruktur. Z. T. sehr dünne lichte Bänder und wolkige Streifen von weißem Kalk liegen gewissermaßen in einer dunklen Grundmasse von grauem Schwerspat. Das ganze sieht nicht aus wie ein regelmäßig geschichtetes Gestein, sondern wie wenn ein geschichteter Schlamm unter Zerreißung und Auflockerung längs der Schichtflächen mit einer kristallisierenden Lösung durchtränkt worden wäre. Gelegentlich sieht man auch eine dünne mit Schwerspat und Kalkspat erfüllte Kluft. An den nicht polierten Stücken besitzen einzelne Stellen eine Struktur, die man ohne mikroskopische Untersuchung sehr wohl für eine o o l i-

t h i s c h e halten kann. Auf den polierten und geätzten Flächen erscheinen dann besonders in den etwas dickeren Kalkpartien zahlreiche kleine Schwerspatkörner von rundem oder seltsam ringförmigem Querschnitt, so daß die lichte Kalkfläche an manchen Stellen wie feinpunktiert aussieht. Die Dünnschliffe zeigen wiederum eine Resorption des Kalkes und eine Wiederausscheidung in der Schwerspatmasse, welche die gleiche blumige oder körnige Struktur besitzt wie in derben Stücken des Schwerspatlagers. Es bietet sich folgendes Bild: nebeneinander befanden sich ein nicht verfestigter Kalkschlamm und eine in Kristallisation begriffene Baryumlösung. Der Schlamm zerteilte sich teilweise in letzterer und wurde darin gelöst, doch so, daß keine weitgehende Diffusion beider Lösungen statthatte, sondern das Aufgelöste in situ zu gröber kristallinen Flocken umkristallisierte, die von Schwerspatsubstanz imprägniert wurden. Innerhalb der geschlosseneren Kalkpartien war eine Kristallisation des Schwerspates wie in einer locker durchdringlichen Materie möglich und es entwickelten sich außer Kristallen von leistenförmigen Querschnitten auch jene Barytsphärolithchen, die schon dem freien Auge wie Oolithe erscheinen. Recht häufig umschließen sie als Kern eine Gruppe von Kalkspatrhomboedern oder sind fast von solchen erfüllt. Oft sind sie so eng gelagert, daß sie nur durch eine geringe Zwischenmasse von körnigem Kalkspat voneinander getrennt werden.

In seiner Art kann dieses Schwerspat-Kalkgestein als ein Mischgestein in ähnlichem Sinne bezeichnet werden, wie dieser Ausdruck in der Petrographie der Eruptivgesteine angewendet wird. Drusen sind nicht sichtbar. Auf jüngeren Haarklüften ist etwas Roteisenerz eingewandert; längs derselben hat sich auch etwas kristallisierter Schwefelkies gebildet.

Eine nähere Beschreibung verdienen schließlich noch die im Nebengestein des Meggener Lagers auftretenden **Schwer-**

**spatknollen.** Sie scheinen recht häufig zu sein, wenn sie vielleicht auch früher übersehen worden sind. Ich erhielt solche Knollen vom Markhagen, wo sie im geologischen Liegenden (Lenneschiefer) 10 m vom Schwerspatlager entfernt vorkommen, ferner von einem Schurfe östlich Halberbracht im Nordflügel der Doppelmulde an der Übergangsstelle zwischen Schwerspat und Schwefelkies, aus einem nicht näher ermittelten Horizont; sodann noch aus dem südlichen überkippten Flügel der Doppelmulde in der Nähe von Meggen, wo sie im Lenneschiefer liegen. Endlich verdanke ich noch Herrn Dr. HENKE einige Knollen vom Schwerspatschurf östlich Halberbracht (wohl identisch mit der vorhin genannten Fundstelle); er bezeichnet das Nebengestein als Büdesheimer Schiefer, also als das Hangende des Lagers. Angesichts dieser nicht ganz übereinstimmenden Angaben über die Lagerstätte dieser Knollen mag betont werden, daß es sich offenbar in allen den zahlreichen mir vorliegenden Stücken um gleichartige Gebilde handelt. Das größte, etwa faustgroße, von Meggen aus dem Südflügel stammende Stück, ist ungefähr  $1\frac{1}{3}$  kg schwer, kleinere von Halberbracht wiegen 32—35 g. Letztere besitzen die Gestalt von Mandeln, andere ähneln etwas den Imatrasteinen und die größten sind etwa ellipsoidisch oder ganz unregelmäßig geformt, und hervorgehoben sei ihre außerordentliche Ähnlichkeit mit den Sphärosideriten, die massenhaft im Unterdevon (Remscheider Schichten) von Würdinghausen im Sauerland, nicht weit von Meggen, auftreten. Mein Assistent, Herr Dr. RASCH, bestimmte für 7 Knollen von Halberbracht das spezifische Gewicht zu 3,636—3,871, im Mittel zu 3,720. Indem ich einen der Knollen zerschlug, überzeugte ich mich, daß er keine wesentlichen Hohlräume und Schwefelkies nur in kaum wahrnehmbarer Menge enthielt. Da der Knollen aus Schwerspat und aus quarzreicher Tonschiefersubstanz besteht, deren spez.

Gewicht zu etwa 2,7 angesetzt werden darf, so läßt sich ein Schwerspatgehalt von ungefähr zwei Drittel seines Gewichtes berechnen.

Die Knollen bestehen aus dunkelgefärbtem radialstrahligen Baryt und besitzen eine deutliche schalige Struktur. Alle scheinen in der Art von Septarien gesprungen und durch gröber kristallinen Schwerspat wieder verheilt zu sein, wobei im Inneren drusige, mit tafelförmigem Schwerspat teilweise erfüllte Hohlräume verbleiben können. Manche enthalten auch größere Pyritwürfel oder Gruppen von solchen, deren Auslaugung zur Bildung kubischer Hohlräume geführt haben kann. Die Ansiedelung der Schwefelkieskristalle geschah im Zusammenhang mit der Ansiedelung des jüngeren Schwerspats; sie erinnern in ihrer Ausbildung ganz an die jüngeren Pyritkristalle in den Klüften des Schwerspatlagers.

Die von mir näher untersuchten Präparate stammen vom Nord- und vom Südflügel der Mulde und zeigen keine wesentlichen Unterschiede. Im Mikroskop sieht man, wie der ältere Schwerspat in büschelförmigen Querschnitten oder auch in breiteren Flächen die Tonschiefersubstanz so durchwächst, als ob diese letztere zur Zeit seiner Kristallisation noch leicht durchlässig und weich gewesen wäre; der strahlige Schwerspat kristallisierte, ohne daß im Tonschiefer irgendwie Spältchen vorhanden gewesen wären, beide, das Sulfat und das Gestein sind einander gewissermaßen supraioniert. Die Schwerspatindividuen divergieren im allgemeinen von innen nach der Oberfläche von verschiedenen Strahlungsmittelpunkten aus. Im Innern des Knollens sind sie fast ganz unter der tiefbraunen Färbung der Tonschiefersubstanz versteckt; auch hier aber hat wie im Schwerspat des Lagers eine Anhäufung des Pigmentes in der Achse der langgestreckten Barytindividuen stattgehabt, so daß das Bild etwas an gewisse Chiastolithschiefer

erinnert. Die braunschwarzen, den Tonschiefer durchsetzenden Farbstreifen treten dann aus dem Schliffe stärker hervor als die farblose Barytsubstanz. Die konzentrische Struktur des Knollens zeigt sich in der zonenweise stärkeren Anhäufung von Pigment quer zur Richtung der Schwerspatbüschel, und auch wohl darin, daß die äußeren Partien eine mehr verworren strahlige Struktur zeigen können, die etwas an die Anordnung des Plagioklases in einem ophitischen Diabas erinnert. In einem der Präparate waren die Schwerspatleisten nur 0,02—0,04 mm dick und um das Mehrfache dieses Betrages breiter. Aus der optischen Orientierung läßt sich auf das Vorhandensein von tafelförmig nach {001} entwickelten Individuen schließen. Die Glimmerblättchen der zwischen den Schwerspaten verteilten und von ihnen umschlossenen Tonschiefermasse sind etwa 0,006—0,015 mm dick und bis 0,15 mm lang, die Quarzkörner 0,02—0,04 mm groß. Ein Dünnschliff durch einen Knollen vom Südflügel zeigt auffallend viel frische Plagioklase, z. T. mit scharfer Umgrenzung. Sie sind bis 0,035 mm groß und dürften nach der Auslöschungsschiefe wohl Albite sein; es läßt sich nicht mit Sicherheit sagen, ob es sich um einen klastischen Bestandteil des Tonschiefers oder um eine Neubildung handelt. Auch Splitter von Turmalin und Zirkon sind in der Tonschiefersubstanz nachzuweisen, die offenbar ganz der Zusammensetzung des Lenneschiefers entspricht.

Außer den jungen Kristallisationen von Schwerspat und Pyrit in den Berstungsrissen der Knollen beobachtet man wiederum die Ansiedelung von faserigem Quarz ganz entsprechend dessen Auftreten in dem Kies- und Schwerspatlager. Er findet sich hier noch in Rissen zwischen dem kristallinen Schwerspat.

Die Bildung der Schwerspatknollen kann wohl nur in einem weichen Schlamm vor sich gegangen sein. Sie sind

später geborsten und wiederum mit Schwerspat infiltriert worden. Es liegen mir Tonschieferplatten vor, in denen diese Schwerspatknollen zu mehreren in nur dezimetergroßen Abständen enthalten sind. Man wird sie zweifellos für e c h t e K o n k r e t i o n e n halten und glauben, daß sich in ihnen ein im weichen Schlammabsatz verteilter Stoff ebenso konzentriert habe, wie man dies etwa für die Sphärosideritknollen wohl mit vollem Recht annimmt. Trotzdem habe ich die Möglichkeit erwogen, daß diese Knollen vielleicht Verdrängungspseudomorphosen nach Kalk- oder Spateisensteinkonkretionen sein könnten und habe gesucht, in ihrer Struktur und Zusammensetzung Beweise für eine solche Erklärung zu finden, die ein sehr willkommenes Licht auch auf die Bildungsweise des Schwerspatlagers geworfen hätte. Es ist mir nicht gelungen. Die Knollen zeigen in der Struktur nichts, was auf einen solchen Verdrängungsvorgang hinwiese und sie enthalten so gut wie gar keine Karbonate. Auch eine Anfrage bei der Direktion in Meggen, ob im dortigen Lenneschiefer Sphärosiderite bekannt seien, ergab eine Verneinung.

### **Zusammenfassende Schlüsse auf die Entstehung des Meggener Lagers.**

Wenn ich an der Hand meiner Untersuchungen an Stufen und Dünnschliffen erneut Schlüsse auf die geologische Geschichte der merkwürdigen Meggener Lagerstätte zu ziehen versuche, so scheint mir zunächst eines ganz sicher festzustehen, nämlich daß die Schwerspat- und die Schwefelkieszone nicht zu verschiedenen Zeiten durch ganz verschiedene Vorgänge entstanden sein können, sondern daß sie genetisch eng zusammengehören. Der Gedanke, daß sich zuerst innerhalb des devonischen Schichtenverbandes irgendwie eine ungeheure Kieslagerstätte und dann irgendwann gerade um

diese herum in demselben Horizonte die gewaltigste bekannte Schwerspatlagerstätte gebildet haben soll, ist in so hohem Maße unwahrscheinlich, daß er nach meiner Meinung überhaupt nicht diskutiert werden darf. Ich habe überdies nicht die geringsten Anzeichen auffinden können, daß, wie neuerdings mehrfach für möglich gehalten wird, der Pyrit vom Schwerspat verdrängt worden sei. Ich glaube auch schon aus diesem Grunde nicht weiter auf die Annahme eingehen zu müssen, wonach etwa gar der Baryumgehalt des Barytlagers von oben her, also offenbar nach Auslaugung der hangenden Schichten, zum Pyrit vorgedrungen sein soll.

Ich halte es ferner nicht für möglich, die Zinkblendeführung des Schwefelkieslagers auf eine zufällige, von der Entstehung des letzteren unabhängige spätere Imprägnation zurückzuführen. In etwas ähnlicher Weise wie das Schwefelkieslager inmitten der Schwerspatzone, so nimmt die zinkblendeführende Zone einen bestimmten Bereich im ersteren ein, unabhängig von späteren Störungen und Klüften.

Es steht fest, daß das Meggener Kies-Schwerspatlager als solches schon vorhanden war, als die devonischen Schichten gefaltet wurden, also spätestens zur Zeit des Oberkarbons. Ferner mag hervorgehoben werden, daß das Hangende des Schwerspates wie des Schwefelkieses in der Doppelmulde von Kalkstein, stellenweise auch von Dolomit gebildet wird.

Man hat nun besonders neuerdings, allerdings ohne Beweise zu versuchen, angenommen, daß zu Meggen in der ganzen Ausdehnung des Lagers eine präexistierende Einlagerung von mitteldevonischem Massenkalk durch Minerallösungen verdrängt und durch Schwefelkies und Schwerspat ersetzt worden sei. Ich halte eine solche Erklärung an sich schon nach wie vor für unmöglich. Man bedenke, daß es sich um eine Verdrängung eines ehemals horizontalen, nach Quadratkilometern messenden Kalksteinlagers durch Sul-



fid und Sulfat gehandelt haben müßte, ohne daß irgendwo, wie das sonst bei metasomatischen Lagerstätten der Fall zu sein pflegt, die spaltenförmigen Zufuhrwege für die mineralabsetzenden Lösungen zu bemerken sind; ohne irgendwelche Anzeichen einer Volumveränderung, ohne Drusenbildung und ohne Einstürze des Hangenden; eine Verdrängung von Kalkstein, restlos in den unteren Teilen der Einlagerung, trotzdem aber unter Erhaltung einer anscheinend ziemlich gleichmäßig dicken, nicht sehr mächtigen Kalksteindecke im Hangenden des Lagers. Im Horizont des hangenden Packens müßte man am ehesten Nachsackungen und Brüche erwarten, aber gerade dieser zeigt die gleichmäßigste, an eine ganz allmähliche Übereinanderschichtung erinnernde Struktur. Statt der für metasomatische Lagerstätten so sehr charakteristischen, mit den Zufuhrwegen der Lösungen und der unregelmäßig fortschreitenden Weglösung des Gesteins wechselnden Drusen- und Krustenbildung zeigt sich hier über die weite Erstreckung der Lagerstätte eine sehr gleichförmige Entwicklung des ursprünglichen Erzabsatzes. Dabei bemerkt man im hangenden Kalkstein, soweit mir bekanntgeworden ist, nirgends die Spuren der lösenden Einwirkung seitens der ungeheuren Menge von Kohlensäure, die bei der Verdrängung des Kalksteines durch das Eisensulfid und das Baryumsulfat freigeworden sein müßte; ein Dünnschliff durch einen solchen Kalkstein ist vielmehr erfüllt von durchaus wohl erhaltenen Kalkschalen kleiner Fossilien.

In keinem Falle, weder in den Erzstufen noch in den Dünnschliffen, habe ich Kalksteinreste im Schwefelkieserz nachweisen können. Dagegen fand sich in den Dünnschliffen immer bituminöse Tonschiefersubstanz, der ganze Pyrit ist durchsetzt und verunreinigt von solcher. Diese könnte man als einen Lösungsrückstand des vorgeblich weg gelösten Kalksteins betrachten; aber das wird sehr fraglich, wenn man sich

daran erinnert, daß diese Tonschiefer gar nicht selten mikroskopisch kleine, mit Bitumen erfüllte und noch sehr gut erhaltene zarte Schalen von Organismen (Foraminiferen?) enthalten. Irgendwelche andere Fossilienreste habe ich nie auffinden können. Wenn ich ferner noch auf die im Liegenden auftretenden Kiesknollen verweise, die alle Anzeichen echter, in Sedimenten gebildeter Konkretionen aufweisen, so kann es meines Erachtens für den Schwefelkiesbestand des Lagers nur eine annehmbare Deutung geben, nämlich die, daß er sich vom Liegenden nach dem Hangenden durch allmähliche Übereinanderlagerung auf dem Boden des devonischen Meeres gebildet hat und daß es an seiner Stelle niemals einen Kalkstein gab.

Die dichte, dunkle Zinkblende, die ich weiter oben als die „ältere Blende“ bezeichnet habe, ist auf eine bestimmte Zone des Kieslagers konzentriert. Wie dieses letztere in der Doppelmulde im Norden breiter entwickelt ist als im Süden, so ist auch der Zinkblendegehalt im Nordflügel der Doppelmulde am höchsten und nimmt von dort im ganzen gegen das Ausgehende des Südflügels ab. Ein Zusammenhang zwischen ihr und jüngeren Spalten, die etwa als Zufuhrwege angesehen werden könnten, besteht nicht. Die Struktur des Erzes beweist, daß sie zunächst nach dem Eisenbisulfid verfestigt wurde und daß sich das letztere noch in einem Zustande befunden haben muß, der ihm erlaubte, in der Weise in Kügelchen zu zerfallen wie ich es ausführlich beschrieben habe. Die zahlreichen jüngeren Klüfte, welche das Erz durchziehen, haben mit der teilweise massenhaften Zinkblendeansiedelung der ersten Zeit nichts zu tun; diese ist nicht von einer tiefgehenden Zerrüttung des Schwefelkieses begleitet. Da sich ferner keine Anzeichen dafür entdecken lassen, daß die Zinkblende irgendeine andere Substanz verdrängt habe, die vorher

den Platz zwischen den Kiesknollen und -krusten eingenommen hätte, so muß dieses Zinksulfid in irgendeiner Form zur Zeit der Schwefeleisenabscheidung schon vorhanden gewesen sein, doch ist die Verfestigung zur dichten Zinkblende nach dieser erfolgt. Auch das Zusammenvorkommen der Zinkblende mit dem (oolithisch?) kugeligen Schwefelkies im Lenneschiefer spricht für sehr nahe Beziehungen zwischen beiden. Ich halte die Annahme für berechtigt, daß auch das Zinksulfid ein primärer Niederschlag aus der Zeit der Eisensulfidbildung ist. Zur selben Zeit muß sich auch etwas Bleisulfid gebildet haben.

Sehr große Schwierigkeiten bietet die Vorstellung von der Bildungsweise des Schwerspates. Ich habe schon gesagt, daß ich es für ganz unmöglich halte, für ihn eine ganz andere Entstehungszeit als für den Schwefelkies anzunehmen; zwischen beiden Mineralabsätzen muß ein natürlicher Zusammenhang bestehen.

In der Regel verläuft die Grenze zwischen den beiden Lagerteilen so, daß jeweils der Schwerspat den Schwefelkies überlagert. Es wird aber berichtet, daß stellenweise auch das Umgekehrte eintritt und die S. 9 mitgeteilte Fig. 5 scheint mir ganz besondere Beachtung zu verdienen. Die Struktur von Stufen aus der Übergangszone beweist so viel, daß dann, als das Baryumsulfat in der strahlig kristallinen Ausbildung des Schwerspats kristallisierte, das unmittelbar benachbarte Eisenbisulfid schon seine charakteristische kugelige und krustenförmige Ausbildungsweise angenommen hatte. Dies beweist aber nicht, daß die Schwerspatbildung überhaupt erst nach der Schwefelkiesbildung eingesetzt habe; denn die Ausscheidung des Sulfates könnte so langsam vor sich gegangen sein, daß gewissermaßen die Schwefeleisenablagerung über die Schwerspatablagerung empor-

wuchs<sup>1</sup>. Genaue Detailbeobachtungen über das Verhalten der beiden Kiespacken nahe der Grenze gegen den Schwerspat liegen kaum vor und für die weitere Erörterung der hier berührten Möglichkeit fehlt es also an den Grundlagen.

Sehr bemerkenswert ist, daß die Tonschieferschicht, welche die beiden Kiespacken zu trennen pflegt, im Schwerspat fehlt.

Dies wird aber verständlich, wenn man sich vorstellt, daß zur selben Zeit, wo sie den liegenden Kiespacken bedeckte, für einen Tonabsatz im gleichen Niveau auf der Schwerspatseite keine feste Unterlage vorhanden war, der Schlamm mußte dort weiter zur Tiefe sinken. Wie mir von Herrn Direktor GRUNDHOFF mitgeteilt wird, entwickelt sich stellenweise aus derselben Tonschieferlage im Kies eine Tonschieferbedeckung über dem Kies an der Grenze gegen den Schwerspat, wie es in ähnlicher Weise die Fig. 5 zeigt, wo übrigens offenbar jene Tonschieferzwischenlagerung im Kieslager fehlt (vergl. S. 9). Ich deute diese Erscheinungen dahin, daß zur Zeit der Schwefelkiesbildung im jeweils gleichen Niveau mit letzterer keine Sedimente oder Präzipitate von so dichter Lagerung bestanden haben können, daß sie das Niedersinken von Schlamm bis auf den Boden, über welchen sich die Schwefelkiesablagerung erhob, verhinderten. Mit anderen Worten, dieselben Niveaus im Schwefelkiesteil und im Schwerspatteil haben nicht notwendigerweise ganz dasselbe Alter.

Ich bin mir bewußt, daß diese Auffassung im Wider-

<sup>1</sup> Dort, wo die Schwerspat-Kiesgrenze auf 100 m Länge das Lager schräg durchschneidet, würde der Böschungswinkel der Kiesmasse auf dem Meeresboden nur 2—3° betragen haben.

spruch zu der Gliederung des Schwerspatlagers in einen liegenden und hangenden „Packen“ steht, die hier übrigens niemals durch eine Tonschieferzwischenlage markiert wird, und möchte fragen, ob diese Gliederung wirklich derjenigen des Kieslagers ganz analog ist.

Die mir vorliegenden Stücke aus dem Schwerspatlager zeigen auffallend wenig Tonschieferzwischenlagerungen und keine deutliche Schichtung, dagegen wohl eine intensive Färbung durch Bitumen. Mit ihrer kristallinstrahligen Struktur machen sie weit mehr den Eindruck eines ziemlich schnell aus einer übersättigten Lösung auskristallisierten Salzes als den eines kristallinen Schlammes. Wie ich mich erinnere an Stücken gesehen zu haben, die mir früher in die Hände gelangten, kristallisiert der Schwerspat sogar in so großen sphärolithischen Aggregaten, daß man, ein ursprünglich kristallines Präzipitat vorausgesetzt, an eine *D i a g e n e s e* oder *U m k r i s t a l l i s a t i o n* denken müßte. Die ganze Strukturform des Schwerspatgesteines, die unter vollständiger Raumausnutzung in und aneinander gewachsenen strahligen Kristallisationen beweisen, daß der Schwerspat an Ort und Stelle kristallisiert ist. Da aber in diesem Fall wohl kaum an eine Eindampfung gedacht werden kann und da in einem Wasserbecken von einiger Tiefe einer Konzentration baryumhaltiger Lösungen auf dem Boden des Beckens die Diffusion entgegenwirken mußte, so bleibt nur die Annahme übrig, daß auf dem Grunde des Meeres ein Agens vorhanden gewesen sein muß, das die Ausfällung eines Baryumsalzes bewirkte, das allenfalls das Ausgangsprodukt für die Kristallisation des strahlig kristallinen Schwerspats wurde. Ich werde hierauf noch eingehen.

Als Beweis für eine *s p ä t e r e* metasomatische Verdrängung von Kalkstein durch schwerspatbildende Lösungen — wenn ein solcher Vorgang nach und unabhängig von der

oben wahrscheinlich gemachten Bildungsweise des Schwefelkieses überhaupt annehmbar wäre — könnte man die weiter oben beschriebenen Funde von Kalkstein im Schwerspat anführen. Zweifellos handelt es sich in diesen um eine Auflösung des Karbonates durch die Sulfatlösung. Diese kann aber ebensowohl in einem Kalkschlamm wie in einem Kalkstein stattgefunden haben und ich hatte Gründe, das erstere für wahrscheinlicher zu halten.

Als einen sehr wichtigen Beweis dafür, daß unter dem Lager liegende Schichten noch im weichen Zustande von Baryumlösungen durchtränkt waren, betrachte ich das Auftreten der merkwürdigen Schwerspatknollen im Lenneschiefer. Ihre ganze Struktur scheint mir keine andere Erklärung zuzulassen.

Auch hinsichtlich der Schwerspatbildung kann ich nur zu dem Schlusse kommen, daß sie sich auf dem Grunde des Devonmeeres abgespielt haben muß.

Stellt man sich vor, daß sich der Schwerspat nicht als ein von oben niedersinkendes Präzipitat ablagerte, sondern daß durch irgendeinen chemischen Vorgang lediglich der dem Meeresboden zugeführte und dort in Lösung befindliche Baryumvorrat die Form von Schwerspat annahm, so ist das Auftreten von jüngeren Schwerspatklüften und von etwas späteren Kristallisationen, wie sie scheinbar sogar bis in den hangenden Kalkstein, d. h. den späterhin abgelagerten Kalkschlamm, eindringen, erklärbar. Hingegen möchte ich meinen, daß es sich in den Mineralklüften, welche das Kieslager durchziehen, um eine weit jüngere Erscheinung handelt. Möglicherweise ist ihre Mineralführung lediglich auf eine Auslaugung des Erzlagers selbst zurückzuführen, wobei die ausgelaugten Stoffe, wie Zinkblende, eine Abwärtswanderung durchgemacht haben könnten. Die Beantwortung

dieser Frage bedarf noch des Studiums. Auch die geringen, in jenen Mineralklüften auftretenden Schwerspatmengen könnten in gleicher Weise aus dem Schwerspatlager herrühren.

Meine Untersuchungen bestärken mich darin, hinsichtlich der Entstehungsweise des Meggener Lagers auf demselben Standpunkte zu verharren, den ich schon vor mehr als zehn Jahren eingenommen habe. Das Lager muß sich auf dem devonischen Meeresgrund gebildet haben und ich möchte seinen Inhalt an Eisen, Zink, Blei, Baryum, Strontium<sup>1</sup> und Schwefel auf Lösungen zurückführen, die sich zu jener Zeit in jener Gegend auf den Meeresboden ergossen haben; die Stoffe mögen sich in letzter Linie herleiten von demselben Magma, dem die eruptiven Oberflächenergüsse der Devonzeit auch in jener Gegend entstammen. Die Bildung von bedeutenden Spaltenausfüllungen ähnlicher stofflicher Natur wie das Meggener Kiesschwerspatlager hat ganz sicher mancherorts nicht weit unter der damaligen Erdoberfläche stattgefunden; man hat dies beispielsweise für die bedeutenden Erzgänge des Oberharzes anzunehmen. Es scheint mir kein Hindernis zu bestehen, die Förderung solcher Stoffe auch bis an die Erdoberfläche oder den Boden des Meeres für möglich zu halten.

Was die besondere Art der Mineralausscheidung auf dem Meeresgrund anlangt, so glaube ich meine früheren Anschauungen hierüber um eine Vorstellung ergänzen zu können. Die in engen Spalten sich bildenden Mineralabsätze sind Ausscheidungen aus konzentrierten Lösungen, im Meerwasser ist hingegen eine unbegrenzte Verdünnung zu erwarten. Damit trotzdem auf dem Meeresboden Ausscheidungen von Metallsulfiden oder von Baryumsulfat entstehen können, die allem Anschein nach so wenig wie die

<sup>1</sup> Der Meggener Schwerspat enthält 2% SrSO<sub>4</sub>.

Bestandteile des Meggener Lagers zur Tiefe gesunkene Präzipitate sind, muß auf dem Meeresboden selbst ein ausfällendes Agens vorhanden sein; ich glaube, es ist der dorthin niedersinkende Kalkschlamm. Daß es an der Stelle, welche jetzt das Meggener Lager einnimmt, niemals zur Bildung von Kalkstein, sondern nur zur Anhäufung von Tonschlamm gekommen ist, muß aus verschiedenen schon geltend gemachten Gründen angenommen werden. Es ist aber immerhin zu bedenken, daß das Lager dem Horizont des in der Meggener Gegend anderwärts entwickelten Massenkalks angehört. Ich nehme an, daß der Kalkschlamm gewissermaßen schon in statu nascendi bei der Lagerstättenbildung aufgezehrt, d. h. in lösliche Verbindungen übergeführt wurde und nähere mich dabei in etwas den von B. Doss<sup>1</sup> ausgesprochenen Anschauungen. Ich hatte früher<sup>2</sup> schon auf die Möglichkeit einer genetischen Beziehung zwischen den Meggener Kiesabsätzen und dem Schwefel-eisenabsatz auf dem Grunde heutiger Meere, besonders des Schwarzen Meeres, d. h. auf einen möglichen Zusammenhang der ersteren mit der Tätigkeit von Bakterien hingewiesen. Doss erläutert neuerdings die von mir zwar betonte aber nicht erklärte Tatsache, daß die Kieslager niemals an Kalkstein gebunden sind, damit, daß die reichliche Schwefel-eisenbildung im Zusammenhang mit den Lebensäußerungen jener Bakterien die Anwesenheit von Kalkkarbonat ausschließt, weil dieses zu Kalziumsulfat werden muß. Auf die Entstehung des letzteren führt Doss dann die Barytausfällung zurück.

Doss' Erklärungsversuch hat, so einfach er die Frage zu lösen scheint, doch ein Bedenken gegen sich: denn er setzt das Zusammentreffen von zwei ursächlich unabhängigen

<sup>1</sup> Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 20. p. 466—470.

<sup>2</sup> STELZNER-BERGEAT, p. 358—360.



Umständen voraus, nämlich den Erguß von Metall- und Baryumlösungen ins Meer und die Anwesenheit von massenhaften Schwefelbakterien in ihm. Den Vorzug hätte wohl eine Erklärung, welche die Bildung des Sulfid- und Sulfatabsatzes lediglich auf den vorhandenen Stoffvorrat zurückzuführen gestattete, so wie das hinsichtlich der Entstehung der schwerspatführenden Erzgänge geschehen muß, mit dem Unterschiede, daß im vorliegenden Falle durch die Anwesenheit von Kalkschlamm eine Ausfällung von Stoffen bewirkt wurde. Was die Schwerspatbildung angeht, so liegt der Erguß baryumhaltiger Quellen ins Meer durchaus im Bereich der Möglichkeit<sup>1</sup> und das Baryum könnte im Meerwasser trotz dessen Gehalt an Sulfaten gelöst bleiben. Durch die Reaktion mit dem zum Meeresgrund niedersinkenden Kalk könnte das Baryum aus Chlorid ausgeschieden und zunächst als Karbonat angereichert worden sein. So wie die Bildung der Sulfidgänge wahrscheinlich unter Anwesenheit von Schwefelalkalien stattgefunden haben dürfte, so könnte man deren zeitweise Existenz auch hier annehmen, zumal wenn man in der Ausscheidung des ursprünglich wahrscheinlich kolloidalen Eisenbisulfides einen Beweis für einen nur geringen Gehalt des Meerwassers an freiem Sauerstoff, d. h. seine unvollkommene Durchlüftung, und zudem für eine alkalische Beschaffenheit der Lösungen erblickt<sup>2</sup>. Erst eine allmähliche Durchlüftung des Meerwassers könnte dann zu einer Oxydation des Schwefels und damit schließlich zur Entstehung von Schwerspat geführt haben<sup>3</sup>, der dem-

<sup>1</sup> DELKESKAMP hat 227 baryumhaltige Quellen, z. T. mit Angabe ihres Baryumgehaltes namhaft gemacht. Vergl. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. großh. geol. Landesanst. zu Darmstadt. 1900. (4.) 21. — Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902. 10. 125.

<sup>2</sup> Vergl. ALLEN, CRENSHAW and JOHNSON, l. c. S. 183.

<sup>3</sup> Auf diese Möglichkeit habe ich schon früher hingewiesen. STELZNER-BERGEAT, S. 343.

nach, wie das die Art seiner kristallinen Struktur anzuzeigen scheint, kein ursprünglicher Absatz, sondern das Produkt einer allmählichen Umwandlung und Neukristallisation wäre. Möglicherweise aber, und das will mir annehmbarer erscheinen, führte die andauernde Umsetzung zuströmender Baryumlösungen mit dem niedersinkenden und nahe dem Meeresgrund reichlicher suspendierten Kalkkarbonat in Gegenwart von Sulfaten allmählich zur Bildung einer an Baryumsulfat übersättigten Lösungsschicht. Aus dieser könnte der sphärolithische oder strahlige Schwerspat als Bodenkörper in ähnlicher Weise auskristallisiert sein, wie dies A. DE SCHULTEN<sup>1</sup> gelegentlich der künstlichen Darstellung von Schwerspat beobachtete, indem er langsam und tropfenweise sehr verdünnte Schwefelsäure in eine erwärmte, mit Salzsäure angesäuerte, gleichfalls sehr verdünnte Lösung von Chlorbaryum einführte. Nach 24 Stunden erschienen die ersten Barytkristalle am Boden des Becherglases, nach einem Monat betrug ihre Menge 8—9 g. Dabei zeigte sich niemals an der Stelle, wo die Säuretropfen in die Lösung fielen, der geringste Niederschlag.

In seinen Einzelheiten dürfte der chemische Prozeß bei der Bildung des Meggener Lagers unerfaßbar sein, weil über die Art und Konzentration der in Frage kommenden Lösungen nichts bekannt ist.

Die Abscheidung von Schwerspat und Sulfiden auf dem Boden des mitteldevonischen Meeres bei Meggen gehört zweifellos mit dem mitteldevonischen Schwerspat-Sulfidlager des Rammelsbergs bei Goslar und mit den weit verbreiteten

<sup>1</sup> Sur un procédé de cristallisation de corps peu solubles. Comptes Rend. d. séances de l'Acad. d. sciences. 1903. CXXXVI. 1444—1446. — Über die Neigung des Baryumsulfates zur Bildung übersättigter Lösungen vergl. auch F. W. KÜSTER, Zeitschr. f. anorg. Chemie. 1896. XII. 261—271; und R. ZSIGMONDY, E. WILKE-DÖRFURT und A. v. GALECKI, Ber. d. deutsch. chem. Ges. 1912. XLV. 1. 582.

Roteisensteinlagern<sup>1</sup> im oberen Mittel- und unteren Oberdevon rechts des Rheines in eine Gruppe von Erscheinungen, deren Verwandtschaft in einem Zusammenhang mit der vulkanischen Tätigkeit jener Epoche zu suchen ist.

K ö n i g s b e r g , 3. März 1914.

<sup>1</sup> HARBORT, Zur Frage nach der Entstehung gewisser devonischer Roteisenerzlagerstätten. N. Jahrb. f. Min. etc. 1903, I. 179—191. — STELZNER-BERGEAT, S. 173—174, 181. HARBORT hat im besonderen die Möglichkeit einer Ausfällung des Eisens durch Kalkkarbonat hervorgehoben.

# Die Methoden zur Untersuchung des Molekularzustandes von Silikatschmelzen.

Von

**H. E. Boeke** in Halle a. S.

Für Lösungen bei gewöhnlicher Temperatur, insbesondere für verdünnte wässrige Lösungen hat man allmählich ein Molekularbild entwerfen können, welches das Verhalten solcher Systeme bis in Einzelheiten vorherzusagen gestattet und somit unsere Bedürfnisse befriedigt. Demgegenüber sind die Kenntnisse über den Molekularzustand des Magmas, wie der Schmelzflüsse überhaupt, noch äußerst spärlich. Im nachfolgenden sollen einige Methoden kurz besprochen werden, die zur Beantwortung dieser so wichtigen Frage herangezogen werden können und auch z. T. schon Anwendung gefunden haben. Als Einteilung wurde gewählt:

1. Oberflächenspannung,
2. Elektrische Leitfähigkeit,
3. Diffusion,
4. Schmelzpunktserniedrigung,
5. Weitere Methoden.

## **1. Oberflächenspannung.**

Die Änderungen der Oberflächenspannung von Flüssigkeiten mit der Temperatur

steht in einer einfachen Beziehung zu ihrem Molekularzustand. Nennt man das Molekularvolum der Flüssigkeit  $V$  (gleich Molekulargewicht mal spezifischem Volum) und den Koeffizient der Oberflächenspannung  $\gamma$ , so ist  $V^{\frac{2}{3}}$  der Oberfläche eines in Kugelform gedachten Molvolums und  $V^{\frac{2}{3}} \gamma$  der Oberflächenenergie dieser Masse proportional. Man bezeichnet  $V^{\frac{2}{3}} \gamma$  als m o l e k u l a r e O b e r f l ä c h e n e n e r g i e, läßt also den Zahlenfaktor für das Verhältnis der Kugeloberfläche zum Kugelvolum ( $\sqrt[3]{36\pi}$ ) fort.

Es wurde nun von EÖRVÖS (1886) die wichtige Beziehung entdeckt, daß die molekulare Oberflächenenergie bei vielen Flüssigkeiten pro Grad Temperatursteigerung um denselben Betrag abnimmt, daß also der Temperaturkoeffizient der molekularen Oberflächenenergie von der Natur der Flüssigkeit und ebenfalls von der Höhe der Temperatur unabhängig ist.

$$\frac{d V^{\frac{2}{3}} \gamma}{dt} = -k.$$

Diese Gleichung gilt nur in einiger Entfernung (wenigstens ca. 35°) von der kritischen Temperatur, was jedoch für Salz- oder Silikatschmelzen mit sehr hoher kritischer Temperatur nicht weiter in Betracht kommt. Das Beobachtungsmaterial wurde namentlich von RAMSAY und SHIELDS<sup>1</sup> wesentlich ausgedehnt. Es stellte sich dabei heraus, daß  $k$  nur für normale, nicht assoziierte (also monomolekulare) Flüssigkeiten eine Konstante (im Mittel 2,12) ist, während für Flüssigkeiten, die auch nach ihren sonstigen Eigenschaften für assoziiert gelten müssen,  $k$  kleiner und von der Temperatur abhängig gefunden wurde. Normale Flüssigkeiten sind z. B. Benzol, Äther, Schwefelkohlenstoff, anomale (assoziierte) Wasser, Alkohol, Phenol usw. Die Größe von  $k$  liefert also umgekehrt ein Mittel um über den

<sup>1</sup> W. RAMSAY und J. SHIELDS, Zeitschr. f. phys. Chem. 1893, 12, 433.  
Festband Bauer (N. Jahrbuch f. Mineralogie etc. Beil.-Bd. XXXIX).

Molekularzustand der Flüssigkeit einen — allerdings nur qualitativen — Schluß zu ziehen.

Bei geschmolzenen Salzen hat man auffallend kleine Werte für  $k$  gefunden<sup>1</sup>, was also auf eine erhebliche Assoziation der Moleküle schließen ließe, vorausgesetzt, daß die Regel von EÖTVÖS auch bei Flüssigkeiten dieser Art angewandt werden darf. Bei Silikaten stehen Untersuchungen über diesen Gegenstand noch aus.

Bei geschmolzenen Salzen bestimmten LORENZ und KAUFLE<sup>1</sup> den Koeffizient  $\gamma$  mit Erfolg nach der Methode der kapillaren Steighöhe. JAEGER<sup>2</sup> verwirft dieses Verfahren und erhielt befriedigende vorläufige Resultate mit einer von CANTOR herrührenden und von FEUSTEL näher ausgearbeiteten Methode, nach welcher langsam Luftblasen aus der feinen Öffnung einer Platinkapillare in die Schmelze eingepreßt werden. Der Druck, bei dem die Blasen platzen, steht zu  $\gamma$  in einer einfachen Beziehung, in welche nur noch die Dichte der Schmelze und der Radius der Kapillaröffnung eintreten<sup>3</sup>.

## 2. Elektrische Leitfähigkeit.

Geschmolzene Salze und Silikate sind gute Leiter der Elektrizität und zwar findet die Leitung als Ionenleitung mit Stofftransport statt, im Gegensatz zu der Elektronenleitung ohne Stofftransport bei den Metallen, metallischen Oxyden und Sulfiden. Bei den wässerigen Lösungen hat das Studium der elektrischen Leitfähigkeit die Kenntnis des Molekularzustandes in hohem Maße gefördert und es lag nahe eine ähnliche Aufklärung auch in bezug auf geschmolzene Salze zu erwarten; um so mehr als man hier mit einem

<sup>1</sup> R. LORENZ und F. KAUFLE, Ber. d. d. chem. Ges. 1908. 41. 3727

<sup>2</sup> F. M. JAEGER, Anleitung zur Ausf. exakter phys.-chem. Mess. bei höheren Temperaturen. Groningen 1913. 128.

<sup>3</sup> Vergl. F. KOHLRAUSCH, Lehrb. d. prakt. Phys. 1910. 255.

einzigsten Stoff arbeiten kann, während bei wässrigen (oder sonstigen) Lösungen mehrere Komponenten im Spiele sind. Aber gerade der Umstand, daß der leitende Bestandteil in großer Verdünnung in einem nahezu nichtleitendem Medium untersucht wird, hat sich als sehr wesentlich erwiesen, ein Umstand, der bei den Salz(Silikat)-Schmelzen fehlt. Wenn auch deshalb der Versuch, aus dem galvanischen Verhalten solcher Schmelzen ihren Molekularzustand zu erschließen, bislang noch nicht zu einem befriedigenden Ergebnis geführt hat, so beansprucht diese Methode für den genannten Zweck trotzdem das größte Interesse.

Durch sehr sorgfältige Untersuchungen von RICHARDS und STULL<sup>1</sup> ist nachgewiesen, daß auch für Salzschnmelzen das FARADAY'sche Gesetz quantitativ gilt, daß also lediglich eine Ionenleitung vorliegt. Wahrscheinlich gilt dasselbe für feste Salze. Das FARADAY'sche Gesetz besagt, daß beim Durchfließen einer bestimmten Elektrizitätsmenge äquivalente Mengen beliebiger Körper oder Elemente elektrolytisch abgeschieden werden. Für die Abscheidung von einem Grammäquivalent (= Atom- bzw. Molekulargewicht dividiert durch Wertigkeit) sind 96 540 Coulombs erforderlich. Nach E. COHEN<sup>2</sup> ist diese Zahl, sowie das FARADAY'sche Gesetz überhaupt, vom Druck unabhängig (Genauigkeit 1 zu 17 000, Messungen bis 1500 Atm.).

Die elektrische Leitfähigkeit eines Elektrolyten ist dem Produkt aus der Ionenkonzentration und der Wanderungsgeschwindigkeit der Ionen proportional. Diese Beziehung gilt unverändert für jeden elektrolytisch leitenden Stoff, sei er fest oder flüssig, einheitlich oder in

<sup>1</sup> Th. W. RICHARDS und W. N. STULL, Zeitschr. f. phys. Chem. 1903, 42. 621.

<sup>2</sup> E. COHEN, Zeitschr. f. phys. Chem. 1913. 84. 83.

Lösung vorhanden. Während man nun aber bei (wässrigen) Lösungen die Beweglichkeit der Ionen durch die Konzentrationsänderung an den Elektroden direkt messen konnte (HITTORF'sche Überführungsversuche), kann in einem einheitlichen Stoff wie einem geschmolzenen Salze eine solche Konzentrationsänderung natürlich nicht vorkommen. Die durch Elektrolyse entfernten Ionen werden durch Dissoziation der mitvorhandenen Moleküle gleich nachgeliefert. Das Resultat der Stromdurchleitung besteht somit lediglich in der Abscheidung einer gewissen Menge des positiven und negativen Bestandteils entsprechend dem FARADAY'schen Gesetz. Deshalb ist es auch noch nicht gelungen, die beiden Faktoren der Leitfähigkeit geschmolzener Salze zu trennen und so ihren Dissoziationsgrad zu ermitteln. Es können ebensogut wenige sich schnell bewegende wie viele langsam wandernde Ionen zu dem wahrgenommenen Erfolge führen.

Die Beweglichkeit der Ionen ist von der inneren Reibung des Lösungsmittels unmittelbar abhängig. Bei einer großen Reihe meist organischer Lösungsmittel hat P. WALDEN<sup>1</sup> sogar eine sehr einfache Beziehung gefunden. Nennt man  $u$  die Beweglichkeit (Wanderungsgeschwindigkeit) des positiven Ions (Kations) und  $v$  die des negativen (Anions), so ist bei sehr starker Verdünnung des gelösten Stoffes, also bei praktisch vollständiger Dissoziation, die elektrische Leitfähigkeit

$$\kappa_{\infty} = u + v,$$

wenn die Einheiten für diese Größen entsprechend gewählt werden.

Die WALDEN'sche Beziehung besagt nun

$$\kappa_{\infty} \tau_i = \text{konst.} (= \text{ca. } 0,7),$$

also unabhängig vom Lösungsmittel ( $\tau_i$  innere Reibung des letzteren). Die Wanderungsgeschwindigkeit der Ionen ist

<sup>1</sup> P. WALDEN, Zeitschr. f. phys. Chem. 1906. 55. 246.



mithin bei den untersuchten Fällen der inneren Reibung umgekehrt proportional.

Bei geschmolzenen Salzen hat man gefunden, daß das Produkt aus innerer Reibung und Leitfähigkeit sich innerhalb gewisser Temperaturgrenzen nur wenig mit der Temperatur ändert, obgleich die innere Reibung abnimmt. Man kann nun dieses Produkt auffassen als

$$\text{innere Reibung} \times \text{Wanderungsgeschwindigkeit} \times \text{Ionenzahl.}$$

Sind auch bei geschmolzenen Salzen die ersten beiden Faktoren umgekehrt proportional, so ließe sich folgern, daß die Ionenzahl nur wenig von der Temperatur abhängig ist. Das Beobachtungsmaterial auf diesem Gebiete, das vor allem von R. LORENZ und K. ARNDT mit ihren Schülern gesammelt wurde, ist schon sehr reichhaltig, hat aber noch zu keinem befriedigenden allgemeinen Ergebnis geführt. Es mögen hier die Schlußfolgerungen, zu denen LORENZ<sup>1</sup> im Jahre 1909 kommen mußte, wörtlich wiedergegeben werden:

„Im gesamten Verhalten der geschmolzenen Salze finden sich jene Tatsachen wieder, die bei den wässerigen Lösungen zur Aufstellung der Ionentheorie geführt haben.

Man hat daher geglaubt, die an den wässerigen Lösungen entwickelten Anschauungen über die elektrolytische Dissoziation, ihre Beziehungen zum Massenwirkungsgesetz, ferner die Theorien über die Wanderungsgeschwindigkeit, Ionenreibung und elektrolytische Lösungstension unbedenklich in unveränderter Gestalt auf dieses erweiterte Gebiet übertragen zu können.

Auf den ersten Blick konnte es sogar scheinen, als ob bei den geschmolzenen Salzen die Verhältnisse besonders einfach liegen sollten, denn hier hat man es ja mit einheit-

<sup>1</sup> R. LORENZ und F. KAUFLEDER, Elektrochemie geschmolzener Salze. Leipzig 1909. 57, 60.

lichen Substanzen zu tun, bei welchen alle Komplikationen durch chemische Wechselwirkung zwischen Lösungsmittel und gelöstem Körper vermieden sind und daher Erörterungen über hydratisierte Ionen und ähnliche Vorstellungen unnötig erscheinen.

Betrachtet man aber die Schlüsse, die sich bisher aus der Übertragung der Gesetze der wässrigen Lösungen auf die Konstitution der geschmolzenen Salze ergeben haben, so finden sich so viele Widersprüche, daß man bekennen muß, daß die Theorie der Dissoziation der geschmolzenen Salze das qualitative Stadium noch nicht überwunden hat.“

„Für die Frage nach der elektrolytischen Dissoziation der geschmolzenen Salze genügt aber zunächst die qualitative Feststellung, daß eine weitgehende Komplexbildung stattfindet. Ein geschmolzenes Salz ist daher als ein im Gleichgewicht befindliches System aus Einzelmolekülen, Komplexmolekülen und deren Dissoziationsprodukten aufzufassen.“

Auch die Untersuchungen der letzten Jahre haben es noch nicht ermöglicht, aus dem elektrolytischen Verhalten der Salzschnmelzen über ihre Dissoziation und Assoziation Bestimmtes auszusagen. In der Zusammenfassung des gegenwärtigen Standes dieser Frage durch R. LORENZ<sup>1</sup>, wo die neuesten Ergebnisse der kinetischen Molekültheorie in bezug auf Ionenradius und innere Reibung herangezogen sind, waren noch gewichtige Widersprüche zwischen den beobachteten Tatsachen und der Theorie zu verzeichnen. Die Frage muß daher einstweilen als offen betrachtet werden. Nur bei v e r d ü n n t e n Lösungen eines Salzes in der Schmelze eines anderen Salzes ist man zu befriedigenden positiven Ergebnissen gekommen (vergl. Abschnitt 4).

Solange die besser zugänglichen geschmolzenen Salze

<sup>1</sup> R. LORENZ, NERNST-Festschrift, Halle a. S. 1912. 266.

(Chloride, Nitrate usw.) ungenügend bekannt sind, muß die quantitative Übertragung der Gesichtspunkte der elektrolitischen Dissoziation auf die Konstitution des Magmas als verfrüht erscheinen.

Einige Leitfähigkeitsmessungen bei geschmolzenen und festen Silikatmineralen hat C. DOELTER<sup>1</sup> ausgeführt. Er bezeichnet jedoch selbst seine Resultate als nur ganz approximativ. Allgemein zeigte sich eine starke Zunahme der Leitfähigkeit mit der Temperatur, insbesondere vor dem Schmelzen, also im kristallinen Zustande.

Beim Schmelzpunkt würde man eine sprunghafte Änderung der Leitfähigkeit erwarten. Anstatt deren wurde nur ein mehr oder wenig abgerundeter Knick in der Temperatur-Leitfähigkeitskurve beobachtet. Ein ähnliches Verhalten hat man bei vielen Salzen festgestellt<sup>2</sup>. Dieser Umstand ist recht auffällig, denn er besagt, daß das Leitvermögen durch den Übergang des geordneten Molekularbaus in den ungeordneten flüssigen Zustand nicht beeinflußt wird. Nur die Temperaturabhängigkeit des Leitvermögens ist verschieden in den beiden Aggregatzuständen, und zwar derart, daß die Leitfähigkeit der kristallinen Phase viel schneller mit der Temperatur zunimmt als diejenige der Schmelze. Die Abrundung des Knicks in der Leitfähigkeitskurve dürfte in vielen Fällen auf Verunreinigung des Materials (bei DOELTER's Versuchen meist natürliche Minerale) zurückzuführen sein, wodurch ein Schmelzintervall an Stelle eines Schmelzpunktes tritt. Auch muß die Gasentwicklung der Minerale beim Glühen<sup>3</sup> die Genauigkeit der Leitfähigkeitsmessungen stark beeinträchtigen.

<sup>1</sup> Vergl. C. DOELTER, Handbuch d. Mineralchemie 1. 1912. 712.

<sup>2</sup> Vergl. R. LORENZ und F. KAUFLEDER, Elektrochemie geschmolzener Salze, 1909. 20.

<sup>3</sup> Vergl. A. L. DAY, R. B. SOSMAN und J. C. HOSTETTER, Amer. Journ. of Sc. 1914. 37. 1

Die Bestimmungen von DOELTER wurden in der üblichen Weise mit der WHEATSTONE'schen Brücke und dem Telephon, unter Anwendung eines Wechselstroms, ausgeführt. Über die Fehlerquellen der Messungen vergl. F. M. JAEGER (Anleitung zur Ausführung usw. 1913, p. 132).

### 3. Diffusion.

W. NERNST<sup>1</sup> spricht die Ansicht aus, daß die Messung der Diffusionsgeschwindigkeit von Salzen, die in anderen geschmolzenen Salzen in geringer Menge aufgelöst sind, die absolute Ionenbeweglichkeit wird ermitteln lassen und so die Frage der elektrolytischen Dissoziation in Salzschnmelzen mit Sicherheit zu beantworten gestatten wird.

Die Diffusion in Flüssigkeiten steht in nahem Zusammenhang zu ihrer inneren Reibung (Viskosität) und zwar ist bei gleicher treibender Kraft (osmotischem Druck) die Diffusionsgeschwindigkeit der inneren Reibung umgekehrt proportional<sup>2</sup>. Entsprechend der großen Viskosität von Silikatschnmelzen hat man dann auch die Aufhebung von Konzentrationsunterschieden in denselben durch Diffusion als sehr langsam befunden.

Die Diffusion in Flüssigkeiten gehorcht dem 1855 von A. FICK gefundenen Gesetze

$$dm = -Dq \frac{\partial c}{\partial x} dt,$$

wo  $dm$  die in der Zeit  $dt$  durch einen Querschnitt von  $q$   $\text{cm}^2$  wandernde Menge bedeutet, wenn das Konzentrationsgefälle in der Richtung  $x$   $\frac{\partial c}{\partial x}$  beträgt.

$D$  ist der Diffusionskoeffizient und gibt die Substanzmenge wieder, die bei einem Konzentrationsgefälle gleich 1 in der Zeiteinheit durch 1  $\text{cm}^2$  wandert.

<sup>1</sup> W. NERNST, Theor. Chemie 1913. 405.

<sup>2</sup> Vergl. W. NERNST, ebenda. 15.

K. ENDELL<sup>1</sup> sammelte neuerdings viele in der Literatur vorhandene qualitative Beobachtungen über die Diffusion in Silikatschmelzen. Quantitative Messungen wurden von G. SCHULZE<sup>2</sup> ausgeführt, indem er die Diffusion von Silberionen aus geschmolzenem Silbernitrat in Thüringer Glas untersuchte und mit der von E. WARBURG<sup>3</sup> darüber aufgestellten Theorie verglich. Bei dieser Diffusion tritt für jedes hineinwandernde Silberion ein Natriumion aus und zwar ist die eintretende Silbermenge entsprechend der Theorie der Wurzel der Diffusionsdauer und, bei Änderung der Temperatur, der Wurzel aus der Leitfähigkeit des Glases  $\times$  absolute Temperatur proportional. In anderen Punkten war jedoch eine Abweichung von Theorie und Erfahrung zu verzeichnen. Nachdem jetzt der Anfang exakter Diffusionsmessungen in Silikatschmelzen (bezw. den als Glas bezeichneten unterkühlten Schmelzen) gemacht worden ist, darf man hoffen, daß die Daten zur Verwirklichung der anfangs erwähnten Anregung NERNST's folgen werden.

#### 4. Schmelzpunktserniedrigung.

Für die Erniedrigung des Schmelzpunktes reiner Stoffe durch Zufügung geringer Mengen eines Fremdstoffes hat VAN'T HOFF<sup>4</sup> eine einfache Gesetzmäßigkeit abgeleitet, die sich auch bei Salzschnmelzen bestätigt hat und daher wohl ebenfalls für Silikate gilt. Die große Bedeutung des Gesetzes liegt in der Möglichkeit, damit Molekulargewichtsbestimmungen in Lösungen auszuführen und die elektro-

<sup>1</sup> K. ENDELL, N. Jahrb. f. Min. 1913. II. 129.

<sup>2</sup> G. SCHULZE, Ann. d. Phys. 1913. 40. 335. Für Versuche mit AgCl und AgBr siehe G. SCHULZE, Zeitschr. f. Elektroch. 1913. 19. 122.

<sup>3</sup> E. WARBURG, Ann. d. Phys. 1913. 40. 327.

<sup>4</sup> Siehe J. H. VAN'T HOFF, Vorles. ü. theor. u. phys. Chemie. 2. 1903. 47.

lytische Dissoziation oder die Assoziation verdünnter Schmelzen zu ermitteln.

Die Gefrierpunktserniedrigung  $\Delta t$  pro Mol. eines beliebigen Stoffes auf 100 g Lösungsmittel ist

$$\Delta t = \frac{0,0198 T^2}{Q} \quad \text{oder abgerundet} \quad \frac{0,02 T^2}{Q},$$

T absolute Schmelztemperatur des Lösungsmittels,  
Q seine Schmelzwärme pro gr in kal.

Die Depression ist daher unabhängig von der Natur des gelösten Stoffes (F. M. RAOULT); beliebige undissoziierte Moleküle, Ionen oder komplexe Moleküle üben dieselbe Wirkung aus, wenn nur die gleiche Anzahl Teilchen in 100 g des Lösungsmittels vorhanden sind;  $\Delta t$  ist ein Charakteristikum des Lösenden und nicht des Gelösten. Bedingung ist nur, daß das Lösungsmittel rein auskristallisiert, ohne Mischkristallbildung mit dem gelösten Stoffe. Besonders die letztere Bedingung darf bei Silikaten nicht übersehen werden.

Die Größe  $\Delta t$  wird als molekulare Gefrierpunktserniedrigung bezeichnet und berechnet sich beim Wasser (mit  $T = 273$  und  $Q = 79,6$ ) zu 18,5. Für die Feldspate Orthoklas, Albit und Anorthit sind die erforderlichen Daten ziemlich genau bekannt<sup>1</sup> und läßt sich mithin die molekulare Gefrierpunktserniedrigung berechnen:

	Formel	T	Q	$\Delta t$
Orthoklas . .	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	ca. 1473	109,4	ca. 397
Albit . . . .	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	1373	48,5	777
Anorthit . .	$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	1823	104,2	638

Die einfache, in der VAN'T HOFF'schen Formel ausgedrückte Beziehung gilt allgemein nur für verdünnte

<sup>1</sup> Vergl. das demnächst erscheinende Buch des Verf. über die Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie.

Lösungen, und die molekulare Gefrierpunktserniedrigung ist daher so zu verstehen, daß durch die Auflösung eines kleinen Bruchteils  $x$  eines Mols in 100 g Lösungsmittel eine Gefrierpunktsdepression von  $x \cdot \Delta t$  entsteht.

Wir wollen jetzt die Formel anwenden zur Berechnung des Ionisierungs- oder Polymerisationszustandes des gelösten Stoffes.

Die Auflösung von 1 g eines Stoffes mit dem Molekulargewicht  $M$  in 100 g eines anderen Stoffes erniedrige den Schmelzpunkt des letzteren um  $G^\circ$ . Die aus  $Q$  und  $T$  berechnete molekulare Schmelzpunktserniedrigung sei  $\Delta t$ . Wir denken uns den aufgelösten Stoff zum Bruchteile  $(1-\alpha)$  undissoziiert und zum Bruchteile  $\alpha$  in  $z$  w e i Ionen gespalten. Die Zahl der Teilchen des gelösten Stoffes ist mithin durch die Ionisation  $(1-\alpha + 2\alpha) = (1 + \alpha)$  mal größer geworden und die Schmelzpunktsdepression um denselben Betrag vermehrt:

Ohne Dissoziation ist

$$G \cdot M = \Delta t, \quad (1)$$

mit Dissoziation

$$G \cdot M = \Delta t \cdot (1 + \alpha). \quad (2)$$

Spaltet das Molekül sich in mehr als zwei Ionen, so tritt in der letzten Formel  $(1 + 2\alpha)$ ,  $(1 + 3\alpha)$  usw. an Stelle von  $(1 + \alpha)$ .

Ist der Bruchteil  $\alpha$  des gelösten Stoffes zu  $\frac{1}{2} \alpha$  D o p p e l m o l e k ü l e n assoziiert, so verändert sich dadurch die Anzahl der Teilchen im Verhältnis  $1 : (1-\alpha + \frac{1}{2}\alpha) = 1 : (1 - \frac{1}{2}\alpha)$ . Wir erhalten mithin in diesem Falle die Formel

$$G \cdot M = \Delta t \cdot (1 - \frac{1}{2}\alpha). \quad (3)$$

Treten die Ionisation und die Polymerisation zugleich auf, so kompensieren sie sich z. T. gegenseitig und kann der Molekularzustand des gelösten Stoffes daher nicht aus der Gefrierpunktserniedrigung ermittelt werden.

An verdünnten Salzschnmelzen (schmelzbeständigen Alkali- und Erdalkalisalzen in geschmolzenem Chlorkalium, Chlorcalcium, Natriumkarbonat usw.) wurden neuerdings umfangreiche Untersuchungen von O. SACKUR<sup>1</sup> ausgeführt. Sie ergaben, daß Molekülkomplexe in diesen Systemen bei der in großer Verdünnung vorhandenen Komponente nicht merklich auftraten. Weiterhin zeigten die Forschungen von SACKUR, daß gelöste Salze, die mit dem Lösungsmittel kein Ion gemeinsam haben, sich wie nahezu vollständig elektrolytisch dissoziiert verhalten, daß aber bei einem gemeinsamen Ion entsprechend dem Massenwirkungsgesetz nur eine geringe Dissoziation (zu etwa 10 %) auftritt. Das VAN'T HOFF'sche Gesetz gilt bei verdünnten Salzschnmelzen mit großer Genauigkeit und in einem größeren Konzentrationsbereich als bei den wässrigen Lösungen.

Nachfolgend wollen wir das Verhalten verdünnter Silikatschnmelzen an einem petrographisch wichtigen Beispiel prüfen. Hierzu eignet sich das von N. L. BOWEN<sup>2</sup> in bezug auf die Kristallisationstemperaturen genau untersuchte System Nephelin—Anorthit. Die Mischkristallbildung an der Anorthitseite ist nur sehr gering und soll hier vernachlässigt werden. Nach BOWEN erniedrigt 10 g Nephelin auf 90 g Anorthit, oder 11,1 g Nephelin auf 100 g Anorthit den Schmelzpunkt des letzteren um 27,5°. Also:  $G = 2,48^\circ$ . Das Molekulargewicht  $M$  des Nephelins  $\text{Na Al Si O}_4$  ist 142,4; somit das Produkt  $G \cdot M = 353,2$ , d. h. nur wenig mehr als die Hälfte der molekularen Gefrierpunktserniedrigung des Anorthits 638. Nach Formel (3) wären 89 % des Nephelins in der Lösung zu Doppelmolekülen  $\text{Na}_2 \text{Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$  polymerisiert. Die große Überein-

<sup>1</sup> O. SACKUR, Ber. d. d. chem. Ges. 1910. **43**. 448. Zeitschr. f. phys. Chem. 1912. **78**. 550; 1913. **83**. 297.

<sup>2</sup> N. L. BOWEN, Amer. Journ. of Sc. 1912. **33**. 551.



stimmung dieser Formel mit der des Lösungsmittels  $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$  macht ein Zurücktreten der Ionisation verständlich.

Natürlich gelten diese Berechnungen nur innerhalb der Fehlergrenze der Messungen von BOWEN. Genaue Untersuchungen der Silikatschmelzen von diesem Gesichtspunkte aus wären sehr erwünscht.

### 5. Weitere Methoden.

Die oft mit Erfolg angewandte Methode der Molekulargewichtsbestimmung aus der Verteilung eines Stoffes zwischen zwei nicht mischbaren Flüssigkeiten wird bei Silikatschmelzen wohl kaum Anwendung finden können, weil hier im allgemeinen eine unbeschränkte Mischbarkeit im flüssigen Zustande besteht.

Schließlich gibt G. TAMMANN noch zwei neue Beziehungen an, die nach der Ansicht dieses Forschers einen qualitativen Schluß auf den Molekularzustand der Schmelze gestatten. Erstens<sup>1</sup> betont er die Regel, daß normale, nicht assoziierte Flüssigkeiten keine oder höchstens monotrope Umwandlungen in der festen Phase zeigen, mit assoziierten Schmelzen dagegen häufig Enantiotropie im festen Zustande verknüpft ist. Bei den Silikaten hat man Enantiotropie besonders bei den einfach zusammengesetzten gefunden (Wollastonit—Pseudowollastonit, Klinoenstatit— $\alpha$ - $\text{Mg Si O}_3$ ,  $\text{Ca}_2 \text{Si O}_4$  in drei stabilen Formen, Nephelin—Carnegieit usw.), während die mehr verwickelt gebauten nur in einer einzigen stabilen Form auftreten (Diopsid, Augit, Hornblende, Feldspat, Glimmer usw.). Die zukünftige Forschung wird zeigen müssen, ob für die ersteren Polymerisation in der Schmelze anzunehmen ist, für die

<sup>1</sup> G. TAMMANN, Ber. d. d. chem. Ges. 1911. **44.** 3624.

letzteren dagegen nicht, ob also die von TAMMANN hauptsächlich an organischen Stoffen beobachtete Beziehung eine generelle Gültigkeit besitzt. Im 4. Abschnitt haben wir gesehen, daß wenigstens für Nephelin in anorthitischer Lösung Polymerisation angenommen werden muß. Um so mehr wäre die Bildung mehrfacher Moleküle in einer reinen Nephelin-(Carnegieit-)Schmelze zu erwarten.

Die zweite von TAMMANN<sup>1</sup> angegebene Regel bezieht sich auf die Kristallisationsgeschwindigkeit (K.-G.), ihre Gültigkeit ist jedoch fraglich. Gewöhnlich steigt die K.-G. bei zunehmender Unterkühlung zuerst an, um dann über einen Bereich von ca. 20—70° nahezu konstant zu bleiben. Bei größerer Unterkühlung wird die K.-G. wiederum kleiner. Für eine abnorme, von diesem Verhalten abweichende K.-G.-Kurve stellt TAMMANN nun die Hypothese auf, daß die Flüssigkeit assoziiert ist und daß die Einstellung des durch die Kristallisation gestörten Gleichgewichts von einfachen und mehrfachen Molekeln langsamer als die fortschreitende Kristallisation (mit ihrer Wärmeentwicklung) stattfindet. Eine Prüfung an vielen organischen Stoffen und einigen Salzen durch K. GRINAKOWSKI<sup>2</sup> erwies die TAMMANN'sche Hypothese in ihrer jetzigen Form als nicht haltbar. Trotzdem sollte sie berücksichtigt werden, solange das abnorme Verhalten der K.-G. bei gewissen Stoffen nicht anderweitig befriedigend erklärt ist.

Mineralogisches Institut der Universität Halle a. S.

<sup>1</sup> G. TAMMANN, Zeitschr. f. phys. Chem. 1912. **81**. 185.

<sup>2</sup> K. GRINAKOWSKI, Journ. russ. phys.-chem. Ges. 1913. **45**. 1210.  
Nach einem Ref. im Chem. Zentralbl. 1913. **2**. 2076.

Mitteilungen aus dem mineralogischen Institut der Universität Bonn.

## 22. Skapolithführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet.

Von

**R. Brauns.**

Mit Tafel I und II.

Skapolith aus dem Laacher Seegebiet ist bisher nur durch G. VOM RATH<sup>1</sup> eingehender untersucht worden. Das Vorkommen wird zwar schon von LEONHARD (Oryktogn. 1821, 482) mit Vorbehalt erwähnt und von SANDBERGER (N. Jahrb. f. Min. etc. 1845, 144) bestimmter angegeben, es läßt sich aber nicht entscheiden, ob ihnen tatsächlich Skapolith und nicht der häufigere, wenn auch ebenfalls seltene Cancrinit vorgelegen hat. Von einem der vier Auswürflinge, die RATH untersucht hat und die in der hiesigen Universitäts-sammlung noch vorhanden sind, habe ich nachweisen können, daß der vermeintliche Skapolith Cancrinit war<sup>2</sup>; die drei anderen Auswürflinge enthalten Skapolith, während sie in der Hauptsache aus Sanidin bestehen, eine besondere Gruppe der mannigfaltigen Sanidinite bilden.

<sup>1</sup> G. VOM RATH, Mineralogische Mitteilungen. Der Mejonit vom Laacher See. Ann. d. Physik. **119**. 262—269. 1863.

<sup>2</sup> R. BRAUNS und JOH. UHLIG Cancrinit- und nephelinführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXV. 121. 1912.

G. VOM RATH hat an dem Laacher Skapolith die folgenden Formen festgestellt:

$$\begin{array}{lll} o = P(111), & t = P\infty(101), & s = 3P3(311) \\ M = \infty P(110), & a = \infty P\infty(100), & f = \infty P2(210) \\ & c = 0P(001). \end{array}$$

Die Kristalle sind entweder in kleinen Drusen angewachsen, dann sehr klein, glänzend und wasserklar, oder sie sind in dem Gestein eingewachsen, dann größer, aber weniger scharf ausgebildet. An einem solchen eingewachsenen Kristall (hier No. 12) hat G. VOM RATH die aufgeführten Flächen ohne Messung aus dem Zonenverband bestimmt, während er an einem Kristall aus einem Drusenraum (aus No. 11) folgende Winkel gemessen hat:

$$o : o' = 135^{\circ}59' \quad o' : o'' = 135^{\circ}58\frac{1}{2}' \quad o'' : o''' = 135^{\circ}57\frac{1}{2}'$$

Aus dem Mittelwert von  $135^{\circ}58\frac{1}{2}'$  bezeichnet RATH das Achsenverhältnis:

$$a : c = 1 : 0,442038$$

Zur Kontrolle wurden noch die Winkel zwischen  $o$  und  $a$  gemessen und im Mittel  $111^{\circ}59\frac{1}{2}'$  gefunden, während als berechneter Wert hierfür  $112^{\circ}\frac{5}{6}'$  angegeben wird.

Der Winkel  $o : o' = 44^{\circ}1\frac{1}{3}'$  weicht von dem des Mejonit vom Vesuv ( $43^{\circ}49'$ ) um  $12\frac{1}{2}'$  ab und nähert sich mehr dem des Mizzonit vom Vesuv ( $44^{\circ}2'5''$ ). Ob aber Mizzonit vorliege, konnte RATH nicht entscheiden, da die chemische Zusammensetzung der gemessenen Kristalle nicht bekannt war, und eine Analyse dieser Kristalle aus Mangel an Material nicht ausgeführt werden konnte.

Die Abweichungen in den Winkelwerten werden mit der abweichenden chemischen Zusammensetzung in Beziehung stehen, indem die Laacher Skapolithe, wie ich feststellen konnte, erhebliche Mengen Schwefelsäure enthalten, dagegen nur geringe, gerade eben nachweisbare Spuren von Chlor. Um diesen Beziehungen nachzugehen,

müßte man scharf meßbare Kristalle haben und von dem jedesmaligen Vorkommen so viel reines Material, daß es zu einer vollen Analyse ausreicht, beides gleichzeitig ist aber nicht der Fall.

Zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung diente G. VOM RATH derber Skapolith eines anderen Auswürflings (hier No. 10). Wie RATH angibt, war dieses Mineral von WEBSKY<sup>1</sup> vermutungsweise als Nephelin bestimmt worden, was durch den muschligen Bruch und den starken Fettglanz gerechtfertigt erschien. Als Begleitminerale nennt RATH Magneteisen, Titanit, Augit, Apatit.

Das spezifische Gewicht dieses Skapoliths hat RATH zu 2,769 bestimmt, genau den gleichen Wert habe ich gefunden. Das feine Pulver wird nach seiner Angabe von Chlorwasserstoffsäure vollständig zersetzt, indem sich Kieselsäure pulverförmig abscheidet. Nach meinen Beobachtungen wird der Laacher Skapolith durch Salzsäure doch nur sehr unvollständig zersetzt, es sei denn, daß man sie sehr lange Zeit in der Wärme einwirken ließe. Die Analyse G. VOM RATH's hat die folgenden Werte ergeben, wobei zu bemerken ist, daß zu jener Zeit noch nicht bekannt war, daß Skapolith Chlor oder Schwefelsäure enthalte:

Angewandte Menge . . . . .	1,556 g	1,130 g	Mittel
Kieselsäure . . . . . (44,48)		45,13	45,13
Tonerde . . . . .	29,97	29,70	29,83
Kalkerde . . . . .	18,83	19,12	18,98
Magnesia . . . . .	0,13	nicht best.	0,13
Kali . . . . .	1,34	1,45	1,40
Natron . . . . .	2,84	2,62	2,73
Glühverlust . . . . .	0,41	nicht best.	0,41
		98,56	98,61
SO <sub>3</sub> (nachträglich bestimmt) . . . . .			3,07
			101,68

<sup>1</sup> WEBSKY hielt sich 1848/49 in Bonn auf. Nekrolog. N. Jahrb. f. Min. etc. 1887. I. 2.

Hiernach läge ein Mejonit vor, der 23% Marialith enthielte<sup>1</sup>; RATH vergleicht ihn nach seiner Zusammensetzung mit dem „Wernerit von Pargas“ in Finnland und nennt ihn derben Laacher Mejonit.

Ich will gleich hier bemerken, daß ich von diesem Skapolith die Schwefelsäure habe bestimmen lassen. Die in Dr. GILBERT'S Laboratorium zu Hamburg ausgeführte Analyse hat für eine mechanisch ausgelesene Probe ergeben 3,17%  $\text{SO}_3$ , 0,00% Cl, für eine durch Bromoform isolierte Probe 2,97%  $\text{SO}_3$ , im Mittel 3,07%  $\text{SO}_3$ .

Seit RATH'S Untersuchung ist über den Laacher Skapolith nichts Neues bekannt geworden. TH. WOLF<sup>2</sup> beschränkt sich darauf, RATH'S Beobachtungen über Mejonit anzuführen, während das, was er über „Skapolith“ sagt, auf Cancrinit zu beziehen ist; das gleiche gilt von den Angaben HUBBARD'S<sup>3</sup>. BRUHNS<sup>4</sup> sagt zwar, als häufiger Gemengteil für eine gewisse Klasse von Auswürflingen sei Skapolith zu nennen, ihm hat aber nur ein Dünnschliff mit Skapolith vorgelegen (von unserer No. 10); das wenige, das er sonst über Skapolith sagt, gilt für Cancrinit. PUTSCH<sup>5</sup> stellt das, was ihm aus der Literatur bekannt geworden war, zusammen, irrtümlich ist nur die Behauptung, daß sich Skapolith in den namentlich aus Sanidin bestehenden Auswürflingen des Laacher Sees ziemlich häufig einstelle. Zunächst gilt auch hier das über Skapolith Gesagte für Cancrinit,

<sup>1</sup> A. HIMMELBAUER, Zur Kenntnis der Skapolithgruppe. Sitzungsber. d. K. Akademie d. Wissensch. Wien. Mathem.-naturw. Classe. **119**. Al. I. 1910. 128.

<sup>2</sup> TH. WOLF, Die Auswürflinge des Laacher Sees. II. Sanidingesteine. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **20**. 1868. 30.

<sup>3</sup> LUCIUS L. HUBBARD: Beiträge zur Kenntnis der noseanführenden Auswürflinge des Laacher Sees. TSCHERMAK'S Min. u. petr. Mitt. **8**. 395. 1887.

<sup>4</sup> W. BRUHNS, Die Auswürflinge des Laacher Sees etc. Verhandl. d. naturhist. Vereins. **48**. 310. 1892.

<sup>5</sup> A. PUTSCH, Die Mineralien der Eifel. Diss. Aachen 1905. p. 91.

außerdem gehört dieser und noch mehr Mejonit zu den seltensten Mineralien der Auswürflinge; über Mizzonit und Mejonit referiert er nur kurz das, was RATH mitgeteilt hatte. Ich nenne das in Frage kommende Mineral vorläufig Skapolith, und mit Rücksicht auf seinen hohen Gehalt an Schwefelsäure *Sulfatškapolith* (weiteres p. 121).

Außer den drei von G. VOM RATH untersuchten liegen mir noch 18 skapolithführende Auswürflinge vor; drei von diesen stammen von einem Stück (sind daher hier zusammengefaßt) und sind nach ihrem Mineralbestand als Sanidinite zu bezeichnen, dazu kommen vier weitere Sanidinite und die drei RATH'schen Auswürflinge, die ebenfalls Sanidinite sind, von denen aber einer (No. 11) sich durch Gehalt an frischem, klarem Nosean von allen andern unterscheidet. Ein Auswürfling ist quarzhaltig und hat die Beschaffenheit eines kristallinen Schiefers, sieben andere sind reich an Augit oder Hornblende, dunkelgrüne, schwere Gesteine, die drei übrigen stehen isoliert.

Das Verbreitungsgebiet der skapolithführenden Auswürflinge ist nur klein und auf die Nord- und Ostseite des Wehrer Kessels, den Hüttenberg und Dachsbusch beschränkt; es ist das gleiche Gebiet, aus dem vorzugsweise die kristallinen Schiefer mit Disthen und Staurolith stammen<sup>1</sup>. Mit unbewaffnetem Auge ist der Skapolith nur in den grobkörnigen Sanidiniten wahrzunehmen, darum ist er aus diesen allein bisher bekannt geworden. In den anderen Auswürflingen habe ich ihn erst durch mikroskopische Untersuchung auffinden können; mit bloßem Auge ist er in ihnen kaum als solcher zu erkennen, darum bleibt auch das Suchen

<sup>1</sup> Nur in einem einzigen Auswürfling von den Gleeser Feldern, der nach seinem Mineralbestand von EDEL (Verhandl. des Naturhist. Vereins 1914. p. 123) als Biotit-Sodalith-Camptonit bestimmt worden ist, tritt ein als Skapolith bestimmtes Mineral in kleinen Fetzen mit Feldspat und Analcim als Neubildung in Leucitformen auf.

nach skapolithführenden Auswürflingen meist ergebnislos, erst die mikroskopische Prüfung zeigt, ob man zufällig einen solchen gefunden hat. Wegen dieser schweren Auffindbarkeit ist es ja möglich, daß Skapolith doch weiter verbreitet ist, aber in den vielen Hunderten von Dünnschliffen aus Auswürflingen von anderen Stellen des Laacher Seegebietes, die ich untersucht habe, habe ich ihn keinmal angetroffen. Dagegen ist es sehr wohl möglich, daß er noch in anderen Auswürflingen als den hier beschriebenen Arten gefunden wird. Im folgenden werde ich zunächst die verschiedenen Arten besprechen; da kein Auswürfling dem anderen völlig gleich ist, werde ich sie einzeln behandeln.

Die chemischen Analysen sind in dem Laboratorium des Herrn Prof. DITTRICH in Heidelberg, nach dessen Tod in Dr. GILBERT'S öffentl. chem. Laboratorium in Hamburg ausgeführt worden; die Mittel hierfür hat Herr Kommerzienrat Dr. G. SELIGMANN zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank ausspreche. Eine Analyse (Skapolith aus No. 7) hat Herr Dr. UHLIG ausgeführt, wofür ich ihm auch hier bestens danke.

### **1. Quarzführendes Skapolithgestein (U.-S. No. 61).**

Der Auswürfling macht durch seine schieferige Textur durchaus den Eindruck eines kristallinen Schiefers; sie wird dadurch hervorgerufen, daß helle, quarzreiche und dunkle, augitreiche Lagen miteinander abwechseln. Glimmer kann man auch mit der Lupe nicht wahrnehmen, an seine Stelle ist Augit getreten; an der Oberfläche des Stückes bemerkt man mit der Lupe an Augit, weniger an Skapolith, glänzende Kristallflächen der Prismenzone. Eine der Schieferung parallel gehende Bruchfläche ist durch größeren Reich-



tum an Skapolith gelblichweiß und durch die Augitkörner dunkel punktiert.

Die u. d. M. zu bestimmenden Bestandteile sind: Quarz, Skapolith, Feldspat, Augit, Hornblende, Biotit, Titanit, Zirkon, Apatit, Magnetit und Glas.

Der Quarz bildet Körner, die als optisch einachsigt positiv bestimmt wurden. Als Einschlus führt er Zirkonkörner und Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle; an 0,0075 mm breiten Einschlüssen konnte diese durch ein glimmendes Streichholz zum Verschwinden gebracht werden, es ist also flüssige Kohlensäure. Auf Rissen ist farbloses Glas eingedrungen, am Rande erscheint er oft korrodiert. An der Grenze gegen Skapolith schiebt sich in schmalen Streifen Feldspat zwischen Quarz und Skapolith.

Der Skapolith ist an sich klar und frisch; im polarisierten Licht hebt er sich von allen anderen Mineralien durch seine lebhaften, leuchtenden Interferenzfarben ab. In Querschnitten wurde der optische Charakter als negativ bestimmt. Die Durchschnitte sind mehr oder weniger trüb durch zahlreiche //c gestreckte Glaseinschlüsse in der Form des Wirtes; es war mir nicht möglich, irgendwelche Anhaltspunkte dafür zu gewinnen, daß auch Flüssigkeitseinschlüsse im Skapolith vorkommen. Bisweilen findet sich Titanit inmitten des Skapoliths. Seine Form ist wohl manchmal idiomorph, meist aber unregelmäßig lappig und anscheinend korrodiert; dies ist besonders dann der Fall, wenn Skapolith an Feldspat angrenzt oder von ihm umschlossen wird; es hat dann den Anschein, als ob Skapolith teilweise von Feldspat aufgezehrt sei, man kann dies aber doch bei weitem nicht mit der Sicherheit schließen, wie etwa für das Verhältnis von Biotit zu Cordierit in anderen kristallinen Schiefen, oder das von Nosean zu Feldspat oder von Cancrinit zu Nephelin in anderen Auswürflingen des Laacher

Seegebietes, wo die Umwandlungen Schritt für Schritt verfolgt werden konnten.

Eine durch Schmelzen mit kohlensaurem Natron aufgeschlossene und danach mit Salzsäure behandelte Probe des Gesteins gab mit  $\text{Ba Cl}_2$  kräftigen weißen Niederschlag von  $\text{Ba SO}_4$  und aus einem Tropfen der salzsauren Lösung schieden sich auf einem Objektträger Gipskriställchen aus. Da das Gestein weder Nosean noch Hauyn enthält, kann die Schwefelsäure nur von dem Skapolith herrühren, es wäre ein Sulfatskapolith, wie in allen unseren Auswürflingen.

Der **F e l d s p a t** ist zum größten Teil monokliner Alkalifeldspat; er ist frisch, wasserklar, nahezu optisch einachsig, mit optisch negativem Charakter. Da, wo Quarzkörner in ihm auftreten, sind sie durch eine schmale Glaszone ringsum von Feldspat getrennt; durch die verschiedene Lichtbrechung hebt sich Quarz, Glas und Feldspat deutlich voneinander ab. Körner von Zirkon treten als Einschluß im Feldspat auf. Nach seinen optischen Eigenschaften, dem sehr kleinen Achsenwinkel dürfte der Feldspat nicht der ursprüngliche des kristallinen Schiefers sein, sondern eine Neubildung, wie in so vielen anderen Auswürflingen. Ganz vereinzelt sind Körnchen eines Kalknatronfeldspats.

Der **A u g i t** wird mit grüner Farbe durchsichtig, ist nicht merkbar dichroitisch, ohne Zonarstruktur. Die Auslöschungsschiefe  $c : c$  liegt bei  $45^\circ$ . Kristallographische Begrenzung ist im Dünnschliff nur selten wahrzunehmen, meist haben die Durchschnitte unregelmäßigen Umriß, ihre Größe sinkt bis zu sehr geringen Dimensionen; in schmalen Zügen ziehen die Augitkörner, von den hellen Mineralien durchbrochen, durch das Gestein. Im Innern beherbergt er Glaseinschlüsse und umschließt nicht selten Skapolith.

**H o r n b l e n d e** ist nur in sehr geringer Menge vorhanden; zum Unterschied gegen Augit ist sie stark

pleochroitisch, // a hell braungelb, // b und c dunkel, schwarzgrün.

**Biotit** bildet spärliche und kleine, rings von Augit umhüllte Fetzchen.

**Titanit** ist in kleinen, spitzwinkligen, etwas gerundeten Kristallen und größeren Körnern von gelblich-brauner Farbe vorhanden. Diese konnten als optisch zweiachsig mit  $\rho > \nu$  bestimmt und hierdurch sicher von Zirkon unterschieden werden.

**Zirkon** bildet gestreckte, abgerundete Körner, die als optisch einachsig positiv an einigen Durchschnitten bestimmt werden konnten.

**Apatit** ist in ziemlich großen Körnern und kleinen, beiderseits ausgebildeten Kristallen vorhanden.

**Glas** von schwach hellbrauner Farbe bildet schmale Schnüre zwischen den Feldspatkörnern und anderen Mineralien.

Es dürfte keinem Zweifel unterliegen, daß die genannten Mineralien nicht alle primär dem Gestein angehören, es läßt sich aber die Entwicklung nicht verfolgen, weil nur ein einziger Auswürfling dieser Art bisher bekannt geworden ist. Nach Erfahrungen an anderen Auswürflingen möchte ich annehmen, daß das Gestein ein kristalliner Schiefer war, von dessen ursprünglichen wesentlichen Gemengteilen sich der Quarz erhalten hat. Unter Erhaltung der Textur ist vielleicht an Stelle von Biotit Augit getreten; in anderen Auswürflingen ist dies sicher der Fall, hier könnte immerhin der Augit z. T. primär sein; eine Entscheidung läßt sich nicht erbringen. Bei der Neubildung des Augit könnte aus dem Titangehalt des Biotit der Titanit sich entwickelt haben. Skapolith oder ein Teil seiner Substanz dürfte eingewandert sein, ebenso Feldspat oder Stoffe, aus denen unter teilweiser Aufzehrung von Skapolith Feldspat sich ent-

wickelt hat. Daß bei diesen Umwandlungen zeitweise hohe Temperatur geherrscht hat, beweist das Auftreten von Glas, während das Auftreten von Flüssigkeitseinschlüssen im Quarz für diesen auf andere Bildungsbedingungen hinweist.

Es mag hier bemerkt werden, daß in anderen Auswürflingen, die zweifellos kristalline Schiefer waren, Hauyn auftritt. Mir liegt ein sehr merkwürdiges derartiges Gestein aus der alten Universitätsammlung vor, für das als Fundort Laacher See angegeben ist, das aber zweifellos ebenfalls aus der Nähe des Dachsbusch stammt. Es hat durchaus das Aussehen eines kristallinen Schiefers, ein fremdes Gepräge wird ihm aber durch blauen Hauyn aufgedrückt, der so sehr überwiegt, daß das Gestein als Hauyn etikettiert war. An vielen Stellen treten weiße, als Eisensulfat bestimmte Effloreszenzen auf, die dunkle, stark oxydierte, z. T. magnetische Körner umgeben, die ein Eisensulfid waren. U. d. M. fallen vor allem langgestreckte, aus Korund, grauem Spinell und Alkalifeldspat bestehende Körnerreihen auf, die nach Erfahrungen an anderen Auswürflingen an Stelle von Andalusit getreten sind. Biotit, Alkalifeldspat, Kalknatronfeldspat und Glas sind weitere Bestandteile, die dieser mit allen derartig umgewandelten kristallinen Schiefern gemein hat, dazu tritt aber nun in großer Menge Hauyn in Körnern und Kristallen, die im Dünnschliff noch die blaue Farbe erkennen lassen und einfachbrechend sind. Isolierte Körnchen werden von Salzsäure zersetzt, aus der Lösung scheiden sich außer Chlornatriumwürfelchen massenhaft Gipskriställchen aus, wodurch sie als Hauyn mit aller Sicherheit bestimmt sind. In der Nähe des umgewandelten Andalusits umschließt er massenhaft Spinell und verrät sich auch hierdurch als die jüngere Bildung. So ist aus einem ehemaligen kristallinen Schiefer

hier ein Gestein hervorgegangen, das durch das gemeinsame Auftreten von Korund, Spinell und Hauyn einzig dasteht; und so wie hier Hauyn sich gebildet hat, hat sich in dem soeben beschriebenen kristallinen Schiefer Sulfatskapolith gebildet, vielleicht weil die Temperatur nicht so hohen Grad erreicht hatte als in dem hauynreichen Gestein; auf jeden Fall stellen wir fest: hier und da kristalline Schiefer mit einem calciumsulfathaltigem Mineral, in dem einen Hauyn, in dem andern ein Sulfatskapolith.

## 2. Skapolith-Diopsidgestein (U.-S. No. 50).

Das Gestein ist ein körniges Gemenge von vorwiegend hellgrünem Diopsid, gelblichweißem Skapolith und vereinzelten Blättchen von Biotit. An dem Diopsid auf der Außenseite des Auswürflings sieht man mit der Lupe kleine, scheinbar durchlöchernde oder korrodierte Flächen der Prismenzone. In einer, den Auswürfling durchziehenden Lage ist der Skapolith besonders stark angereichert; an der Zusammensetzung des ganzen Gesteins ist der Diopsid mit ungefähr 90 Gewichtsprozenten beteiligt.

Der Diopsid wird im Dünnschliff mit hellgrüner Farbe durchsichtig und zeigt deutliche prismatische Spaltbarkeit. Die Doppelbrechung ist stark, die Auslöschungsschiefe  $c : c$  liegt in prismatischen Spaltstückchen bei  $39^\circ$ .

Als Einschluß führt der Diopsid Biotitfetzchen, Magnetitkörner und Glas. Das spezifische Gewicht beträgt 3,25—3,30; vom Elektromagneten wird er nur sehr schwach angezogen.

Die im Laboratorium des Herrn Prof. Dr. DITTRICH ausgeführte Analyse hat die Werte unter I ergeben.

	I.	II.	III.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	52,51	54,00	0,8940
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	Spur	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,98	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,11	}	—
Fe O . . . . .	3,77		
Ca O . . . . .	23,48	24,14	0,4301
Mg O . . . . .	15,53	15,97	0,3957
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,11	—	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,53	—	—
H <sub>2</sub> O bis 110° . .	—	—	—
H <sub>2</sub> O bis 1250° .	1,16	—	—
Sa . . . . .	100,18	100,00	

Wird Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> auf Fe O umgerechnet, Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub> O, Na<sub>2</sub> O und H<sub>2</sub> O vernachlässigt, der Rest auf 100 berechnet, so ergeben sich die Zahlen unter II. Das Molekularverhältnis Si O<sub>2</sub> : Ca O : (Mg, Fe) O = 0,8940 : 0,4301 : 0,4776 oder annähernd 2 : 1 : 1. Fe O : Mg O = 1 : 5. Es liegt demnach ein eisenarmer Diopsid vor.

Skapolith bildet meist Körner, die durch feinste, nach c gestreckte Interpositionen grau sind; bei starker Vergrößerung erweisen diese sich als Glaseinschlüsse in der Form des Wirtes, der aber nur selten Umrisse, die auf Prisma und Pyramide hindeuten, zeigt. Die Interferenzfarben des Skapoliths steigen in dem, wegen des lockeren Gefüges nicht sehr dünnen Schliff bis zur 6. Ordnung, während die des Diopsid nicht über die 4. Ordnung hinausgehen. Skapolith füllt alle Zwischenräume zwischen dem Diopsid aus und ist jünger als dieser. Außer diesen trüben, größeren Skapolithkörnern treten Haufwerke kleinerer auf, die zum Unterschied gegen jene klar, frei von Interpositionen sind. Das spezifische Gewicht wurde an reinen Körnchen, die nur die feinen Glaseinschlüsse enthielten, in Bromoform-Alkoholmischung zu 2,744 bestimmt.

Zur Analyse konnte nur knapp ein Gramm in genügend reiner Beschaffenheit isoliert werden; von einer Bestimmung

des Wassers oder Glühverlustes mußte abgesehen werden. Sie ist in Dr. GILBERT'S Laboratorium ausgeführt worden und hat die folgenden Werte ergeben: 44,25 % Si O<sub>2</sub>, 27,76 Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, 0,62 Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, 17,25 Ca O, 0,10 Mg O, 1,16 K<sub>2</sub> O, 4,11 Na<sub>2</sub> O, 2,47 S O<sub>3</sub>; Sa. 97,72.

Die chemische Zusammensetzung wird am Schluß besprochen werden.

**Biotit** ist nahe einachsigt positiv. Die Querschnitte besitzen kräftigen Pleochroismus und erscheinen schwarz, wenn die Spaltrisse der Schwingungsrichtung des Polarisators parallel gehen, hellgelb senkrecht dazu.

**Feldspat** ist nur in einem Korn vorhanden, ohne regelmäßige Begrenzung, mit wogender Auslöschung, ohne deutliche Zwillinglamellierung mit  $n > 1,54$ . Nach Analogie mit anderen, besser zu bestimmenden dürfte es ein basischer Kalknatronfeldspat sein. Er wird durchschwärmt von kleinsten Diopsid- und Skapolithkörnern.

### 3. Skapolith-Diopsidgestein (U.-S. No. 79).

Der Auswürfling besteht im wesentlichen aus dunkelgrünem, fast schwarzem Diopsid und gelblichweißem bis farblosem Skapolith, die lagenweis miteinander abwechseln, so daß die eine Lage reicher an diesem, die andere reicher an jenem ist. Der Zusammenhang der diopsidreichen Lagen ist sehr locker, kokkolithartig. An der einen Seite haftet ein wenig Dachsbusch-Trachyt.

Der **Diopsid** wird mit tief grasgrüner Farbe durchsichtig; in Querschnitten ist er deutlich dichroitisch  $\alpha$  dunkelgrün,  $\beta$  gelblichgrün, Längsschnitte lassen Dichroismus kaum wahrnehmen. Die Auslöschungsschiefe  $c : c$  beträgt auf Spaltblättchen // (110) 43° und steigt bis etwa 45°. Außer in kompakten Durchschnitten tritt Diopsid in eigen-

artigen Verwachsungen mit Skapolith auf (Taf. I, Fig. 2), die in ihrer Erscheinung an Myrmekit erinnern. Das spezifische Gewicht ist 3,33. Vom Elektromagneten wird er stark angezogen, so daß es hierdurch möglich war, ihn recht rein zu erhalten; immerhin aber mag der Titangehalt, den die Analyse ergeben hat, von mitgerissenem Titanit herrühren. Die im Laboratorium des Herrn Prof. DITTRICH ausgeführte Analyse hat folgende Werte (I.) ergeben:

	I	II	III
Si O <sub>2</sub> . . . . .	49,54	51,83	0,8581
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,80	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,87	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,74	—	—
Fe O . . . . .	10,85	14,64	0,2037
Ca O . . . . .	22,93	23,61	0,4206
Mg O . . . . .	9,64	9,92	0,2459
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,11	—	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,70	—	—
H <sub>2</sub> O bis 110° . .	0,15	—	—
H <sub>2</sub> O 110—1250° .	0,10	—	—
Sa. . .	100,43	100,00	

Wird Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> wieder auf Fe O umgerechnet, Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub> O, Na<sub>2</sub> O und H<sub>2</sub> O vernachlässigt und der Rest auf 100 berechnet, so ergeben sich die Zahlen unter II. Das Molekularverhältnis Si O<sub>2</sub> : Ca : (Mg, Fe) O ist annähernd = 2 : 1 : 1; Fe O : Mg O = 1 : 1,2. Es liegt demnach ein eisenreicher Diopsid vor, der mehr Tonerde enthält als der Diopsid aus No. 2, und hierdurch zu dem grünen Augit anderer Auswürflinge, von dem eine Analyse noch nicht vorliegt, hinüberführen mag.

Skapolith bildet frische, wasserklare Körner; die feinen Interpositionen fehlen, dagegen enthält er größere, nahezu farblose Glaseinschlüsse, die bisweilen von einem nadelförmigen, farblosen Kristall mit starker Doppelbrechung durchbohrt werden. Inmitten seiner Masse treten kleine



Körnchen und die soeben erwähnten zentrisch struierten Gebilde von Diopsid auf. Als Einschluß führt der Skapolith außerdem Titanit.

Zur Analyse wurde der Skapolith durch Bromoform-Alkoholmischung isoliert; aus 16,25 g Gesteinspulver wurde 1,05 g reiner Skapolith abgeschieden; das spezifische Gewicht wurde an reinen Körnchen, die nur jene feinen Interpositionen enthielten, zu 2,728 bestimmt.

Die in Dr. GILBERT'S Laboratorium ausgeführte Analyse hat ergeben: 51,80 %  $\text{SiO}_2$ , 28,80  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ , 12,00  $\text{CaO}$ , Spur  $\text{MgO}$ , 0,68  $\text{K}_2\text{O}$ , 5,92  $\text{Na}_2\text{O}$ , 1,11  $\text{SO}_3$ ; Sa. 100,31.

Die Analyse ist, wie die Berechnung (siehe am Schluß) ergibt, nicht fehlerfrei; wegen der geringen Menge des Materials konnte keine Kontrollanalyse ausgeführt werden, das wesentliche ist hier, daß der Skapolith ebenfalls ein Sulfatskapolith ist.

Feldspat tritt in einzelnen Körnern auf, die nur selten scharfe Zwillingslamellierung zeigen. An einem solchen wurde die Auslöschungsschiefe beiderseits der Zwillingsgrenze zu  $14^\circ$  gefunden, es dürfte also ein basischer Labrador vorliegen.  $n > 1,54$ .

Titanit ist recht reichlich vorhanden und bildet makroskopisch hellgelbe, im Dünnschliff fast farblose, abgerundete Kristalle, deren Natur durch ihre starke Licht- und Doppelbrechung, optische Zweiachsigkeit und Dispersion der optischen Achsen sichergestellt wurde.

Apatit bildet recht große Kristalle und ist reichlich vorhanden.

Diesem sehr ähnlich, nur verhältnismäßig noch reicher an Skapolith mit recht großen Glaseinschlüssen ist ein dem Naturhist. Verein gehörender Auswürfling (N.-V. 72).

4. Ein anderer Auswürfling (N.-V. 68) stimmt mit dem eben beschriebenen im Mineralbestand überein, unter-

scheidet sich von ihm nur darin, daß Skapolith an einer Stelle sehr reichlich vorhanden und hier in idiomorphen, beiderseits ausgebildeten Kristallen (Taf. I, Fig. 1) vorhanden ist; die Querschnitte lassen die Kombination von Prisma I. und II. (110 . 100) Stellung erkennen, von denen eines vorherrscht, die Längsschnitte die stumpfe Pyramide (111). Der Skapolith selbst ist frisch und klar, besitzt Glaseinschlüsse und zwischen die einzelnen Kristalle schiebt sich hellbraunes, durch staubförmige Einlagerungen nahezu opakes Glas. Mit einer starken Lupe sieht man auch, daß in die unregelmäßigen kleinen Hohlräume Skapolithkristalle hineinragen.

An vielen Stellen des Dünnschliffs nimmt man zwischen den Diopsidkörnern braunes Glas wahr mit leistenförmigen triklinen Feldspaten; diese Partien erinnern an Trachyt, an der Außenseite ist aber keine Spur von etwa anhaftendem Trachyt zu bemerken. An einer Stelle des Dünnschliffs ist ein Feldspat breit, klar, mit scharfer Zwillingslamellierung; die Auslöschungsschiefe beiderseits zur Zwillingsgrenze beträgt 29—30°, es wäre also ein Bytownitanorthit. Mitten in diesem Feldspat liegt ein korrodierter Skapolith, so daß man annehmen möchte, daß der Feldspat auf Kosten des Skapolith sich gebildet hat. Es ist ja bekannt, daß beim Schmelzen von Skapolith oder bei Versuchen zu seiner künstlichen Darstellung aus Schmelzen sich vorzugsweise ein kalkreicher Feldspat z. T. neben Augit bildet.

5. In einem andern Auswürfling dieser Art (U.-S. No. 78) tritt als neuer Gemengteil brauner Granat hinzu; er ist durchweg in Körnern entwickelt, häufig von Magnetit begleitet; Zirkon tritt in vereinzelt Körnern auf. Der Diopsid dieses Auswürflings ist im Innern der Durchschnitte nahezu farblos, in der Hülle dunkelgrün. Die Auslöschungsschiefe  $c : c$  erreicht 44°. Er ist z. T. idiomorph entwickelt,

z. T. bildet er mit dem braunen Granat feinkörnige Aggregate. Skapolith ist frisch, klar, ohne die feinen Interpositionen; er dringt in alle Zwischenräume zwischen die Augitkörner ein und erweist sich durch das Verhalten im polarisierten Licht in breiter Ausdehnung als ein Individuum. Zum Unterschied gegen den Skapolith in den vorerwähnten Auswürflingen ist dieser durchschwärmt von kleinen und großen, scharf und beiderseits ausgebildeten Apatitkristallen. Auch der Augit enthält Apatiteinschlüsse, aber doch nicht in solcher Menge. Wie von Apatit wird Skapolith hier und da auch von zahllosen kleinen, untereinander parallel gerichteten Diopsidkörnern durchschwärmt, so daß man zu der Ansicht geführt wird, daß zu einer gewissen Zeit Skapolith, Diopsid und Apatit sich annähernd gleichzeitig gebildet haben, während die größere Menge des Diopsid mit dem Granat ältere, die größere Menge des Skapolith die jüngste Bildung sei, nur da, wo Feldspat auftritt, ist dieser noch jünger als Skapolith. In Zwischenräumen zwischen den Mineralien befindet sich hier und da braunes Glas.

Das Gesagte gilt für einen der Mitte des Auswürflings nach dem Rande hin entnommenen Dünnschliff. Auf der einen Seite reichert sich der Skapolith sehr an und in einer 5 mm dicken Kruste ist fast nur Skapolith vorhanden, dessen nahezu 1 cm langen Kristalle in der Prismenzone von Flächen (110. 100) umschlossen sind. Stellenweise ist der im Dünnschliff wasserklare und einheitlich auslöschende Skapolith ganz angefüllt mit Körnern von Diopsid, zu denen sich solche von Zirkon und sehr spärlich von brauner Hornblende und reichlich Kristalle von Apatit und kräftig pleochroitischem Titanit gesellen. Am Rande bildet der Diopsid radialstrahlige Körnerreihen und auch der Skapolith hat hier radialstrahlige Struktur, die aber erst im polarisierten Licht hervortritt. Zum Unterschied gegen die vor-

her (in No. 3) erwähnten Aggregate mit zentrischer Struktur sind diese sehr viel feiner. Zu den genannten Mineralien treten noch Körner von braunem, sehr stark pleochroitischem Orthit und in einzelnen Adern Körner von Alkali- und Kalknatronfeldspat.

Es ist dies ungefähr die gleiche Mineralgesellschaft, die ich auch in einem der cancrinitführenden Auswürflinge angetroffen hatte<sup>1</sup>, mit dem Unterschied, daß hier statt des Cancrinit ein Skapolith vorhanden ist; auch bei jenem Auswürfling hatte ich den Eindruck gewonnen, daß das Material, aus dem diese Mineralien sich entwickelt haben, z. T. von außen eingewandert sei. Diesem Eindruck kann ich mich auch hier nicht entziehen. Die Tatsache schon, daß der Skapolith mit den Begleitmineralien auf einer Fuge des Auswürflings vorkommt, spricht dafür; als bewiesen würde ich die Annahme erst betrachten, wenn in einem solchen Auswürfling neben Skapolith auch Nephelin oder gar Cancrinit vorkäme; daß Nosean mit Skapolith vereinigt vorkommt, lehrt uns No. 11.

## 6. Skapolith-Hornblendegestein.

Dieser Auswürfling (U.-S. No. 77) besteht in der Hauptsache aus einer dunkelgrünen bis gelblichgrünen Hornblende, die nach ihrer Farbe ursprünglich als Epidot bestimmt war. Sie bildet breite Körner, die hier und da die Begrenzungsflächen (110.010) der Prismenzone besitzen: die prismatische Spaltbarkeit ist sehr deutlich, die Körner liegen regellos durcheinander. Dazwischen liegen vereinzelt weiße Körner, die als Skapolith erst u. d. M. erkannt werden können.

<sup>1</sup> l. c. p. 197.

Im Dünnschliff ist die Hornblende durch ihren kräftigen Pleochroismus leicht von Diopsid zu unterscheiden; es ist a hell braungelb, b braungrün, c dunkelgrün ins Bräunliche. Die Auslöschungsschiefe  $c:c$  beträgt  $20^\circ$ . Andere Einschlüsse als Apatit sind kaum vorhanden. Dazu tritt nahezu farbloser bis hellgrüner Diopsid; als Einschuß führt er bisweilen reichlich Körner von Hornblende, die regellos in ihm liegen, auch auf keine genetische Beziehung hinweisen, wie das bei andern an Hornblende-Augit reichen Auswürflingen vom Dachsbusch der Fall ist, in denen Augit durch eine Art Uralitisierung aus Hornblende entstanden ist. Außer den Hornblendekörnern sind Glaseinschlüsse im Diopsid enthalten. Der Skapolith ist frisch und klar, nur stellenweise durch feinste, strichförmige Interpositionen trüb. Apatit ist spärlich, aber in verhältnismäßig großen Kristallen vorhanden.

### 7. Skapolith-Hornblende-Augitgestein (K. 63).

Dieser, von Dachsbusch-Trachyt umwickelte große Auswürfling (mit 10 : 10 cm Durchmesser der größte der skapolithführenden) unterscheidet sich ganz und gar von den vorhergehenden. Er besteht in der Hauptsache aus Augit und (weniger) Hornblende, die lang und dünn prismatisch entwickelt sind, bei 4 mm Dicke 40 mm lang werden und alle über die ganze Bruchfläche hin annähernd parallel liegen. In den Zwischenräumen liegen erbsengroße Körner von fettglänzendem, glasigem Skapolith und langgestreckte dünne Apatitkristalle, dazwischen steckt graues, schaumiges Glas.

Der umgebende Trachyt bietet nichts Besonderes, man gewinnt vor allem nicht den Eindruck, als ob der Trachyt zu dem Mineralgemenge, das er umhüllt, in irgendwelcher

genetischer Beziehung stünde; indifferent, wie sonst kristalline Schiefer, umgibt er hier das Augit-Skapolithgestein, man kann nicht einmal behaupten, daß das schaumige Glas aus ihm stamme oder durch ihn erzeugt sei.

Wie die äußere Beschaffenheit, sind auch die Mineralien von denen der vorhergehenden Auswürflinge verschieden. Der Augit ist ein gemeiner Titanaugit, die Hornblende eine braune basaltische.

Der Skapolith ist wasserklar, an vielen Stellen frei von allen Einschlüssen, ideal rein und frisch; an andern enthält er Glaseinschlüsse. An reinen Körnern wurde das spezifische Gewicht in Bromoform-Alkoholmischung zu 2,775 bestimmt. Er wird durchbohrt von Apatit; an einer Stelle erstreckt sich ein langer Apatitkristall durch zwei nebeneinander liegende und verschieden orientierte Skapolithkörner; an einer andern liegt scharf idiomorphe Hornblende im Skapolith. Am Rande ist der Skapolith offenbar angeschmolzen und nahezu farbloses Glas zieht sich in tiefen Buchten ins Innere oder durchquert ihn auf Rissen; auch liegen einzelne kleine, runde Skapolithkörner mitten im Glas. Man schließt hieraus, daß der Skapolith das jüngste Mineral war und daß er später durch hohe Temperatur am Rande verflüssigt worden ist; daraus, daß dies nur am Rande und auf Rissen geschehen ist, schließe ich weiter, daß es durch heiße Gase bewirkt sei, daß es eine pyrometamorphe Umwandlung sei. Schon hier sei bemerkt, daß sich aus dem Glase Kalknatronfeldspat ausgeschieden hat.

Zur Analyse dieses Skapoliths war es möglich, 2½ g zu gewinnen, da das Stück genügend groß und reich an Skapolith war. Die Substanz für die Chlorbestimmung habe ich mechanisch ausgelesen, die andere durch Bromoform-Alkoholmischung isoliert und mit dem Elektromagneten

gereinigt. Die Ausführung der Analyse hat Herr Dr. UHLIG freundlichst übernommen, sie sollte zugleich als Kontrolle für die andern dienen. Über den Gang der Analyse bemerkt er kurz das folgende:

1. In ca. 1 g Substanz wurden  $\text{Si O}_2$ ,  $\text{Ti O}_2$ ,  $\text{Al}_2 \text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ ,  $\text{Ca O}$ ,  $\text{Mg O}$  und  $\text{Mn O}$  nach den üblichen Methoden bestimmt.

2. Alkalien nach LAWRENCE SMITH bestimmt.

3.  $\text{SO}_3$  in einem Soda-Salpeteraufschluß an 0,72 g Substanz ermittelt. Das Analysenpulver wurde mit der reichlich vierfachen Menge  $\text{Na}_2 \text{CO}_3$  nebst etwas  $\text{KNO}_3$  zusammengeschmolzen ( $\frac{3}{4}$  Stunden lang), wobei der Tiegel in das Loch einer schräggestellten Asbestscheibe eingesetzt war (zur Vermeidung der Verunreinigung der Schmelze mit Schwefel aus den Flammgasen; HILLEBRAND, p. 25). Durch einen blinden Versuch wurde festgestellt, daß auf diese Weise keine nennenswerte Schwefelzufuhr aus der Flamme stattfand. Die Sodaschmelze wurde mit Wasser ausgelaugt, die so erhaltene wässrige Lösung mit Methylenorange angefärbt und ganz schwach mit  $\text{HCl}$  angesäuert. Durch tropfenweise zugesetzte  $\text{BaCl}_2$ -Lösung wurde  $\text{BaSO}_4$  ausgefällt und nach längerem Stehen über Nacht filtriert, im Pt-Tiegel gegläht und gewogen. Alles unnötige Erhitzen der Lösung auf dem Wasserbad usw. wurde vermieden, damit auch hier keine Verunreinigung durch S-haltige Flammgase stattfinden konnte. Schließlich wurde noch die bei der Fällung mitgerissene  $\text{BaCl}_2$ -Menge (vergl. TREADWELL, Quantitat. Analyse p. 353) ermittelt, indem das Glühprodukt mit Soda geschmolzen und im Wasserzug der Chlorgehalt ermittelt wurde. Die Verunreinigung war sehr gering; von den anfangs gefundenen 3,80%  $\text{SO}_3$  mußten 0,02% abgezogen werden; blieb 3,78%  $\text{SO}_3$ . Es ist zu bemerken, daß bei der  $\text{SO}_3$ -Bestimmung in der Sodaschmelze auch Schwefel in anderer Bindungsform (S neben  $\text{SO}_3$ ) mit als  $\text{SO}_3$  bestimmt wird. Doch ist wegen der geringen Säurelöslichkeit des Skapoliths eine  $\text{SO}_3$ -Bestimmung in salzsaurer Lösung nicht möglich.

4. Cl wurde in einer besonderen Portion von Analysesubstanz (1 g) bestimmt, die nicht mit Methylenjodid und Bromoform in Berührung gekommen war. Die Bestimmung selbst erfolgte nach einem  $\text{Na}_2 \text{CO}_3$ -Aufschluß in bekannter Weise als  $\text{AgCl}$ . Das benutzte  $\text{Na}_2 \text{CO}_3$  war chlorfrei.

5.  $\text{H}_2 \text{O}$ : Feuchtigkeit als Verlust beim Trocknen bei  $125^\circ$  bestimmt. Außerdem gesamtes  $\text{H}_2 \text{O}$  ermittelt durch Glühen im Platinschiffchen innerhalb eines Porzellanrohrs, auf das die durch eine Asbesthülle zusammengehaltene Glut eines Gebläses gerichtet war. Das ausgetriebene Wasser wurde in einem  $\text{CaCl}_2$ -Rohr aufgefangen. Um  $\text{SO}_3$  usw. zurückzuhalten, war im Porzellanrohr zwischen Asbestwolle ein Bleioxyd-Bleisuperoxydgemisch eingeschaltet. Durch einen Blindversuch war die Zuverlässigkeit der Anordnung vorher geprüft worden.

Die Analyse hat die folgenden Werte ergeben:

Si O <sub>2</sub> . . . . .	43,00
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	28,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,86
Ca O . . . . .	19,04
Mn O . . . . .	Spur
Mg O . . . . .	0,65
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,61
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,35
SO <sub>3</sub> . . . . .	3,78
Cl . . . . .	0,15
H <sub>2</sub> O bis 120° . . . . .	0,05
H <sub>2</sub> O über 1200 . . . . .	1,26
Sa . . . . .	100,07
ab für Cl . . . . .	0,03
	100,04

Der **A u g i t** ist in der Prismenzone von dem Vertikalprisma (110), der Längs- und Querfläche (010 . 100) begrenzt, Endflächen sind nur selten vorhanden. Die prismatische Spaltbarkeit ist deutlich entwickelt. Seine Farbe ist in den verschiedenen Durchschnitten graulichgrün, grau violett, gelbgrün. Pleochroismus ist nur in den Querschnitten einigermaßen kräftig, die Farben wechseln da zwischen gelbgrün und graugrün. Die Auslöschungsschiefe  $c : c$  beträgt 45°. Irgendwelche Schmelz- oder Korrosionsspuren sind an ihm nicht wahrzunehmen.

Die **Hornblende** hat die Eigenschaften der braunen basaltischen Hornblende. Ihre Form ist z. T. sehr scharf mit 110 und 010 in der Prismenzone, z. T. anscheinend korrodiert. Der Pleochroismus ist sehr kräftig a hell gelblichbraun, b und c dunkelbraun bis schwarz.

**Apatit** ist in langen und recht dicken, klaren Kristallen mit der Pyramide als Endbegrenzung vorhanden, **Magnetit** in dicken Körnern und Kristallen.

Zu diesen Mineralien tritt in nicht geringer Menge



schaumiges, im Dünnschliff schwach bräunliches bis nahezu farbloses Glas und in ihm liegen breite Kristalle eines basischen Kalikatronfeldspats, der dem übrigen Gestein fremd und zweifellos eine Ausscheidung aus dem Glase ist und, wie ich annehme, aus der Substanz des aufgelösten Skapoliths entstanden ist. Dazu treten feinste Säulchen mit scharf hexagonalem Querschnitt und verhältnismäßig hoher Lichtbrechung, die ich für Apatit halte.

### 8. Skapolith-Feldspatgestein.

Hierzu gehören drei einzeln numerierte Stücke (U.-S. No. 18 und 19 und N.-V. No. 12), die aber zu einem Auswürfling gehören. Sie haben das Aussehen eines grobkörnigen „Sanidinits“. Alle Gemengteile sind in Kristallen vorhanden, mit Ausnahme des Feldspats, der in großen einheitlichen Körnern entwickelt ist. Der grobkörnige Feldspat und die mit bloßem Auge erkennbaren Skapolithkristalle sind nicht gleichmäßig durch das ganze Gestein verteilt, sondern hauptsächlich in einer Lage enthalten, nach der der Auswürfling beim Anschlagen gesprungen ist. Die makroskopisch oder mit der Lupe erkennbaren Gemengteile sind: Skapolith, Feldspat, Hornblende, Augit, Titanit, Apatit und Magnetit. Über die einzelnen Mineralien ist folgendes zu sagen:

**Skapolith.** Die Kristalle erreichen eine Länge von 7 mm bei einer Dicke von 3 mm. Sie sind umschlossen von den beiden Prismen (110) und (100) und der Pyramide (111); die Prismenflächen sind glänzend, die Pyramidenflächen drusig. Im Dünnschliff erscheint er frisch, klar, mit den strichförmigen Interpositionen // c, die bei starker Vergrößerung als Glaseinschlüsse in der Form des Wirtes zu erkennen sind. Er umschließt Titanit, Apatit, Magnetit, Hornblende und Plagioklas.

Die Einschlüsse dürften nicht alle in gleicher Weise zu bewerten sein; während Titanit und Apatit durchaus den Eindruck machen, als ob sie älter seien als der Skapolith, ist dies bei Kalknatronfeldspat nicht der Fall; er tritt in kleinen Körnerhaufen inmitten des Skapolith auf und zwischen den Körnern bemerkt man bräunliches Glas. Mein Eindruck ist der, daß hier der Feldspat aus Skapolith entstanden sei, ähnlich wie in den Cancrinitgesteinen Nephelin aus Cancrinit. Der Skapolith wird nach dem Feldspatnest so dünn, daß seine Interferenzfarben bis auf Grau I. Ordnung heruntergehen, dazu sind runde Körnchen von ihm — Skapolitheier — von Feldspat umschlossen, beides nach meiner Auffassung Anzeichen der teilweisen Auflösung des Skapoliths und Umbildung zu Kalknatronfeldspat. Die Auslöschung wurde an einem Körnchen zu  $15^{\circ}$  beiderseits zur Zwillingsgrenze bestimmt, was auf einen basischen Labrador schließen läßt. Dazu kommt, daß der Kalknatronfeldspat fast ausschließlich an Skapolith gebunden ist, selten findet man ein Korn ohne solche erkennbare Beziehung, während der Alkalifeldspat völlig unabhängig von Skapolith auftritt.

Das spezifische Gewicht habe ich an reinsten Körnchen zu 2,748 bestimmt. Die Brechungsexponenten wurden nach der Einbettungsmethode zu 1,59 ( $\omega$ ) und 1,559 ( $\epsilon$ ) bestimmt; es sind diese Werte annähernd gleich denen des Mejonit vom Vesuv. Genauere Messungen konnten bisher nicht ausgeführt werden.

Durch Salzsäure ist der Skapolith teilweise zersetzbar; die chemische Prüfung des mit Cl-freier Salpetersäure aufgeschlossenen Skapoliths ergab einen geringen Chlorgehalt, die der mit kohlensaurem Natron-Kali geschmolzenen und mit H Cl gelösten Probe mit Ba Cl<sub>2</sub> einen Gehalt an Schwefelsäure; beim Verdunsten der salzsauren Lösung scheiden

sich auch ohne Zusatz eines Reagenses zahlreiche Gipskriställchen neben Chlornatriumwürfelchen aus. Kohlensäure konnte nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Zur Analyse konnte nur wenig genügend reine Substanz gewonnen werden; sie wurde noch im Laboratorium des Herrn Prof. DITTRICH ausgeführt; es fehlt darin die Bestimmung von Cl und  $\text{SO}_4$ . Diese wurde in Dr. GILBERT'S Laboratorium ausgeführt; Kohlensäure wurde auch hier nicht gefunden. Es fehlen immer noch fast zwei Prozent, und es muß unentschieden bleiben, inwieweit das Defizit auf nicht bestimmtes Chlor zurückzuführen ist oder ob der Laacher Skapolith nicht noch ein Element enthält, das der Bestimmung bisher entgangen ist; das Material reicht nicht aus, danach zu suchen.

Die Analyse hat die folgenden Werte ergeben: 46,59%  $\text{SiO}_2$ , —  $\text{TiO}_2$ , 26,33  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 1,31  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 15,70  $\text{CaO}$ , 0,52  $\text{MgO}$ , 1,11  $\text{K}_2\text{O}$ , 3,68  $\text{Na}_2\text{O}$ , Spur Cl, 2,06  $\text{SO}_3$ , 0,80  $\text{H}_2\text{O}$  bis 1250°; Sa. 98,10.

Der Alkalifeldspat bildet bis zu 20 mm nach jeder Richtung hin messende klare Körner von schwach bräunlicher Farbe. Im Dünnschliff wird er klar durchsichtig mit  $n < 1,54$ . Das spezifische Gewicht habe ich in Bromoform-Alkoholmischung zu 2,576—2,585 bestimmt, was auf einen Natron-Kalifeldspat hinweist; damit steht in Übereinstimmung die Auslöschungsschiefe von etwa 13° auf M gegen die Spaltrisse von P. Nach seinem sonstigen optischen Verhalten ist dieser Feldspat monoklin, auch ohne Mikroperthitstruktur. Dieser Befund wird durch die chemische Analyse bestätigt, die einen Gehalt von 10,15%  $\text{K}_2\text{O}$  und 3,96%  $\text{Na}_2\text{O}$  ergab.

Neben Alkalifeldspat treten einzelne Körnchen eines Kalikatronfeldspates auf, die nach dem Albit und Karlsbader Gesetz verwachsen sind; ihre Auslöschungs-

schiefe wurde zu etwa  $5^{\circ}$  beiderseits der Zwillingsgrenze bestimmt; in der Nähe dieses Feldspats ist immer braunes Glas vorhanden.

**Braune Hornblende** bildet einfache Kristalle und Zwillinge nach (100); sie ist kräftig pleochroitisch, a hell braungelb, b dunkel braunschwarz, c dunkel schwarzgrün—schwarz; sie wird von Titanit und Apatit durchwachsen.

**Grüner Augit** ist nur spärlich vorhanden; er tritt mit Hornblende verwachsen auf derart, daß die Vertikalachsen beider parallel sind.

**Titanit** ist in Menge vorhanden und bildet scharfe Kristalle, einfache und Zwillinge; sie erreichen eine Größe von 0,28 mm Breite und 0,85 mm Länge. Als Einschluß führt er Apatit.

**Apatit** ist sehr reichlich vorhanden in großen, klaren, oft an beiden Enden ausgebildeten Kristallen.

**Magnetit** bildet besonders kompakte Körner in Hornblende.

In den Zwischenräumen ist ziemlich viel hellbraunes Glas vorhanden, das auf Rissen Feldspat durchzieht und in Skapolith eindringt, ohne daß an diesen Mineralien Schmelzspuren sicher wahrzunehmen wären.

### 9. Skapolith-Feldspatgestein (N.-V. 30).

Der Auswürfling ist stark porös, miarolithisch, von seinen Gemengteilen kann man auch mit der Lupe nur Feldspat sicher erkennen. Die mikroskopische Untersuchung ergibt als Mineralbestand: Skapolith, monoklinen Feldspat, grünen Augit, braune Hornblende, Titanit, Magnetit und Apatit; trübe isotrope Körner könnten verwitterter Hauyn oder Nosean sein. Dazu tritt gekörneltes Glas.

Der Skapolith ist wasserklar und frisch, ohne eigene Form, der Feldspat ist sehr reich an Glaseinschlüssen und, namentlich gegen den Skapolith hin idiomorph; seine Lichtbrechung ist geringer als die des Canadabalsam, nach seinem optischen Verhalten ist er ein monokliner Alkalifeldspat.

Sehr eigenartig sind die Beziehungen zwischen Feldspat und Skapolith, ich kenne nichts Ähnliches aus anderen Gesteinen. An manchen Stellen ist der Skapolith ausgefüllt von unzähligen kleinen rechteckigen Feldspatkristallen, manche davon wirken kaum auf das polarisierte Licht, bilden bei gekreuzten Nicols dunkle Rechtecke in dem leuchtenden Skapolith (Taf. II, Fig. 1); an anderen Stellen ist der Skapolith selbst in solche Rechtecke zerfallen, sie bestehen aber noch aus Skapolithsubstanz, löschen gleichzeitig mit dem umgebenden Skapolith aus, nur ist die Doppelbrechung und auch die Lichtbrechung im Bezirk dieser kleinen und unscharfen Rechtecke schwächer als im umgebenden Skapolith, sie erscheinen wie orientierte Einschlüsse eines Skapoliths in einem andern, ihre Substanz ist gegenüber der andern differenziert. Der Feldspat nimmt dann an Größe zu, er verdrängt anscheinend den Skapolith, und an andern Stellen herrscht er vor, der Skapolith füllt dann alle, auch die feinsten und unregelmäßigsten Zwischenräume aus und steckt nicht nur zwischen den Feldspatleisten, sondern auch in lappigen, ausgefranzten Partien in Feldspat, die zu den dünnsten Häutchen gegen Feldspat hin auslaufen; der Skapolith ist dabei klar, der Feldspat reich an Glaseinschlüssen.

Wie soll man dies erklären? Ich habe nur die eine Erklärung, daß der Skapolith durch Alkalifeldspat verdrängt worden ist, wobei immer nur die Teile in Lösung gegangen sind, die unmittelbar an den vordrängenden Feld-

spat angrenzten. Daß die Verdrängung bei hoher Temperatur vor sich gegangen ist, beweisen die massenhaften Glaseinschlüsse im Feldspat; die Umwandlung fällt unter das, was ich als Pyrometamorphose bezeichnet habe. Was aus dem Kalk des Skapoliths geworden ist, läßt sich nicht ermitteln, im Gegensatz zu andern Auswürflingen, in denen aus Skapolith nicht Alkalifeldspat, sondern Kalknatronfeldspat hervorgegangen ist. Dafür ist der nächste ein Beispiel.

### **10. Skapolith-Feldspatgestein (Alte Sammlg. No. 104).**

Dies ist der Auswürfling, dessen Skapolith G. VOM RATH analysiert hat (vergl. oben p. 81). Der Skapolith bildet darin klare, fettglänzende Körner von nahe 10 mm Durchmesser und hierdurch erscheint das Gestein grobkörnig. In Vertiefungen der Außenseite steckt fester grauer Trachyt-sand, im Innern bemerkt man matte schwarze Flecken und von schwarzen Wänden umgebene Hohlräume.

Im Dünnschliff wird Skapolith farblos durchsichtig, an vielen Stellen ist er frei von den sonst kaum fehlenden strichförmigen Interpositionen, wasserklar und frisch, an andern Stellen reich daran, ohne deutliche Spaltbarkeit. Das spezifische Gewicht habe ich in Bromoform-Alkoholmischung zu 2,768 bestimmt, G. VOM RATH hatte es zu 2,769 gefunden. Die von RATH ausgeführte Analyse mit der ergänzenden Bestimmung des Schwefelsäuregehaltes habe ich bereits mitgeteilt. In einer mechanisch ausgesuchten Probe, die nicht mit Bromoform in Berührung gekommen war, konnte Chlor nicht nachgewiesen werden; auch die Bestimmung in Dr. GILBERT'S Laboratorium lautet 0,00 % Chlor. Wie die andern Skapolithe ist auch dieser ein Sulfat-skapolith.

Der Feldspat ist ein basischer Kalknatronfeldspat und bildet Doppelzwillinge nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz. Hier ist nun seine Beziehung zu Skapolith besonders bemerkenswert. Der Feldspat ist sehr reich an unregelmäßig gestalteten Glaseinschlüssen; auch im Skapolith, an der Grenze gegen Feldspat treten vereinzelt große, runde Einschlüsse von braunem Glas auf. Der Feldspat ist gegen den Skapolith scharf idiomorph, dieser aber ist gerundet, korrodiert und bisweilen sind isolierte Skapolithkörner rings von Feldspat umschlossen (Taf. II, Fig. 2), löschen aber gleichzeitig aus und führen zu der Annahme, daß sie ursprünglich zusammen gehört haben, daß sich der Feldspat auf Kosten des Skapoliths entwickelt habe. Auch um Magnetit herum ist Skapolith stark angegriffen, reich an Glas, und Feldspat schiebt sich in den Zwischenraum hinein; nicht selten schmiegt sich dicht an den Feldspat ein Augitkorn an, das gleichzeitig mit Feldspat entstanden sein dürfte.

An den erwähnten matten dunklen Stellen ist ein eisenreiches, braunes Silikat — man kann nicht entscheiden, ob Hornblende oder Biotit, wahrscheinlich Hornblende — unter Ausscheidung von Magnetitkörnern umgeschmolzen; in der Nähe liegen Körner von grünem Augit. Titanit und Apatit ist reichlich vorhanden. Alkalifeldspat wurde nicht nachgewiesen. — Der anhaftende Trachyt ist hauynfreier Dachsbusch-Trachyt.

Klarer als in irgendeinem andern Auswürfling liegt hier die Tatsache, daß das Gestein nach der Bildung des Skapoliths hoher Temperatur ausgesetzt war und daß sich durch diese Kalknatronfeldspat auf Kosten des Skapoliths gebildet hat, während Eisensilikate (Hornblende) unter Bildung von Magnetit zerfallen sind. Das Gestein hat vor dieser Umwandlung aus Skapolith, Augit, Hornblende, Titanit, Apatit und Magnetit bestanden.

## 11. Skapolith-Nosean-Sanidingestein

(Alte Sammlg. No. 1088).

Zu den Gemengteilen des eben beschriebenen Auswürflings gesellt sich in diesem noch farbloser Nosean; der Auswürfling hat G. VOM RATH den Skapolithkristall geliefert, an dem er seine Messungen vorgenommen hat. G. VOM RATH sagt darüber: „Das eine jener Stücke ist ein körniges Gemenge von vorherrschendem Sanidin, Hornblende, Magneteisen, Titanit, welche Mineralien in zahlreichen kleinen Drusen z. T. zierlich auskristallisiert sind. Eine Druse enthält zwei in paralleler Stellung aufgewachsene Mejonite, deren Länge kaum 1, die Breite  $\frac{1}{2}$  Linie beträgt. Die Kristalle sind farblos, durchsichtig, mit ebenen, vollkommen spiegelnden Flächen.“ Zu den genannten Mineralien gesellt sich noch farbloser, wasserklarer Nosean in einfachen Dodekaedern und scharfen, nicht gestreckten Durchkreuzungszwillingen, den RATH übersehen hatte. Dazu bemerkt man, selbst in den Drusenräumen, schwach grünlichgelbes schaumiges Glas. Es ist der einzige Auswürfling, in dem Skapolith als echtes Drusenmaterial auftritt, in allen andern sind die Kristalle eingewachsen, ein Unikum auch durch die Mineralkombination mit farblosem, aufgewachsenem Nosean.

Ich nenne dies Mineral Nosean, nicht Hauyn, weil es farblos ist und in scharfen, aufgewachsenen Kristallen entwickelt ist. Hauyn bildet nur sehr selten solche aufgewachsene Kristalle; im übrigen sind beide überhaupt nicht scharf zu unterscheiden, da sich auch aus Nosean nach Behandlung mit Salzsäure reichlich Gips entwickelt, aus blauem Hauyn allerdings sehr viel mehr. Aus dem Gesteinspulver, das einer gleichen Probe unterworfen wurde, schieden sich in großer Menge Würfelchen von Chlornatrium und Gipskriställchen aus.



Im Vergleich zu dem vorher beschriebenen Auswürfling ist dieser feinkörniger, und alle Gemengteile, vor allem der Alkalifeldspat, sind in Kristallen entwickelt, nicht nur in den Drusenräumen, sondern an jeder Stelle. Das Gestein hat lockeres Gefüge, ist miarolithisch und hat durchaus das Aussehen eines „Sanidinit“.

Im Dünnschliff ist der Skapolith farblos durchsichtig, ohne die strichförmigen Interpositionen, ohne Glaseinschlüsse, aber durchspickt von Alkalifeldspat, grünem Augit, Titanit, Magnetit und Apatit. Irgendwelche genetische Beziehungen zwischen Skapolith und Feldspat sind nicht nachzuweisen. Alkalifeldspat und Titanit liegen in scharf umgrenzten Kristallen im Skapolith, dieser selbst aber hat meist keine regelmäßige Umgrenzung, er erscheint hier nach als die jüngste Bildung und ist in alle noch so kleinen Zwischenräume zwischen die andern Mineralien eingedrungen.

Der N o s e a n ist farblos, frisch, enthält nur in einigen Durchschnitten Glaseinschlüsse und „Dampfporen“; die Durchschnitformen sind sechseckig oder gerundet. An einer Stelle liegt ein scharf sechseckiger Durchschnitt mit seinem größeren Teil in Skapolith, ohne daß eine genetische Beziehung erkennbar wäre; das Auftreten beider als echte Drusenmineralien spricht für ihre pneumatolytische Bildung.

Alkalifeldspat bildet den bei weitem vorherrschenden Bestandteil. Die Durchschnitte sind scharf leistenförmig, einfache Kristalle und Karlsbader Zwillinge, nach optischem Verhalten monoklin. Er umwächst häufig einen fein zwillingsgestreiften Kalknatronfeldspat, so daß seine Längsfläche den Zwillingsstreifen parallel geht; die Auslöschungsschiefe dieses Feldspats ist gering, es ist ein saurer Kalknatronfeldspat; seine Endbegrenzung ist unregelmäßig, wie korrodiert aussehend.

Hornblende herrscht unter den femischen Gemengteilen vor; sie ist braun, kräftig pleochroitisch, a braun, b dunkelbraun—schwarz, c dunkel braungrün—schwarz. Sie ist idiomorph, Zwillinge wurden nicht beobachtet.

Ein grüner Ägirinaugit, idiomorph oder in Körnern, ist spärlich vorhanden, ferner Titanit, Magnetit und Apatit.

Hierzu tritt in nicht geringer Menge schaumiges, schwach gelbliches, im Dünnschliff nahezu farbloses Glas, das in alle Zwischenräume zwischen die andern Mineralien eindringt.

## 12. Skapolith-Sandingestein mit braunem Granat

(Alte Sammlg. No. 1093).

Auch diesen Auswürfling hat schon G. VOM RATH untersucht und den Skapolith daraus, ohne ihn gemessen zu haben, in seiner Fig. 9 abgebildet; die gleiche Abbildung gibt HINTZE in seinem Handbuch Fig. 535 p. 1562.

G. VOM RATH sagt darüber, der Auswürfling bestehe hauptsächlich aus Sanidin, wozu brauner Granat und kleine Augitkörner sich gesellen. In dieser körnigen Masse liegen eingewachsen zahlreiche größere und kleinere (zwischen  $\frac{1}{4}$  und 4 Linien) Mejonitkristalle, meist in nahe paralleler Stellung, so daß ihre Flächen bei gleicher Lage einspiegeln. Die eingewachsenen Kristalle seien in hohem Grade unsymmetrisch ausgebildet und durch eingemengte Augitkörnchen verunreinigt, auch Granatkristalle seien zuweilen im Mejonit eingewachsen.

Dies kann ich alles bestätigen, nur habe ich von Granat keine Kristalle, sondern nur Körner gesehen. Zu den von RATH genannten Gemengteilen tritt noch hinzu: sehr spärlich kleine Körner von Kalknatronfeldspat, Titanit, Zirkon, Magnetit und Orthit.

**S k a p o l i t h.** Neben vielen kleinen Skapolithkristallen enthält der Auswürfling einen 7 mm langen und 3 mm dicken eingewachsenen Kristall mit glänzenden Prismen und halbmatten Pyramidenflächen, dessen Form G. VOM RATH in jener Abbildung wiedergegeben hat, während zu den Messungen ein Kristall des vorher besprochenen (No. 11) Auswürflings gedient hat. Auch ich habe mich nicht entschließen können, diesen einzigen Kristall zur Messung herauszubereiten, eine solche hätte auch keine große Bedeutung, weil es ganz ausgeschlossen wäre, aus dem gleichen Auswürfling genügend Material für eine Analyse zu beschaffen; zudem erschien es fraglich, ob die drusigen Pyramidenflächen eine genaue Messung überhaupt gestatten würden. Durch qualitative Prüfung wurde Schwefelsäure ihm nachgewiesen.

Im Dünnschliff ist der Skapolith wasserklar, ohne die strichförmigen Interpositionen, zeigt bisweilen ziemlich scharfe pyramidale Endbegrenzung, während er an den Seiten sehr unregelmäßig konturiert ist. Er ist von grünem Augit durchwachsen, sonst rein.

Der **b r a u n e G r a n a t** bildet unregelmäßig lappige, vielfach durchbrochene Partien, die meist mit grünem **A u g i t** innig verwachsen sind, während die Räume zwischen den Granatfetzen von Feldspat ausgefüllt sind. Zu diesen beiden dunklen Mineralien gesellt sich **O r t h i t**, in braunen, sehr stark pleochroitischen (hell braungelb bis schwarz) Körnern, ferner Körner von **Z i r k o n**. Diese Mineralgesellschaft erweckt den Verdacht, daß der Auswürfling zur Gruppe der alkalisyenitischen Gesteine gehört.

Der **A l k a l i f e l d s p a t** führt in der Mitte oft reichlich Glaseinschlüsse, sonst ist er klar; seine Beziehungen zu Skapolith scheinen ähnliche zu sein wie in No. 9, aber doch weniger klar. Hierzu tritt in geringer Menge **K a l k**-

natronfeldspat, der kleine, bisweilen vom monoklinen Alkalifeldspat umwachsene Körnchen bildet.

Magnetit ist z. T. oxydiert, und in seiner Umgebung sind Risse und Zwischenräume in und um Feldspat mit rotem Eisenoxyd durchzogen.

### 13. Skapolith-Feldspatgestein mit braunem Granat (U.-S. 38).

Dieser Auswürfling stimmt mit dem eben beschriebenen im Mineralbestand überein, unterscheidet sich aber von ihm dadurch, daß der braune Granat in kleinen scharfen, von  $\infty O(110)$  und  $2O_2(211)$  umgrenzten Kristallen auftritt und besonders in einer Ader, welche den ganzen Auswürfling durchzieht, angereichert ist. Das Gestein ist matt, gelblich, durch Augit dunkel gefleckt, der Skapolith bildet glänzende Kristalle, deren Prismenflächen über eine große Strecke hin gleichzeitig einspiegeln und so stark gestreift sind, daß deswegen das Mineral als Plagioklas bestimmt worden war, was um so eher geschehen konnte, als nur eine Prismenfläche freilag.

Skapolith bildet im Dünnschliff breite Pflaster gemeinsam mit braunem Granat und grünem Augit, die er umschließt. Im Granat treten tiefbraune oder schwarze Körner auf, die im ersteren Fall sehr stark pleochroitisch sind und hiernach als Orthit sich erweisen. Der Feldspat ist sehr feinkörnig entwickelt, hier und da mit Andeutung radial strahliger Anordnung; er ist in der Hauptsache Alkalifeldspat mit eingestreuten sehr kleinen Körnern von Kalknatronfeldspat. Apatit und Zirkon sind reichlich vorhanden, spärlich Magnetit und nur in engster Verbindung mit Augit und Granat.

14. Ein anderer, als feinkörniger Sanidinit etikettierter Auswürfling (U.-S. No. 33) ist den beiden vorgenannten

nach Mineralbestand und Beschaffenheit sehr ähnlich. Der Skapolith in diesem umschließt in besonders großer Menge braunen Granat.

15. Ein weiterer Auswürfling (U.-S. No. 214), den ich wegen seines Gehaltes an braunem Granat zu dieser Gruppe stelle, hat das Aussehen eines feinkörnigen Sanidinites. Er unterscheidet sich von den vorigen dadurch, daß der Granat nur in vereinzelt, aber bohngroßen Körnern auftritt und der grüne Augit durch braunen Biotit vertreten wird.

Der Skapolith ist wasserklar und bildet größere einheitlich auslöschende, aber aus vielen lappigen Stücken und feinen Fetzen bestehende Partien, die von kleinen und großen Feldspatleisten durchwachsen und umgeben sind, die zum Unterschied gegen den klaren Skapolith durch massenhafte feine Glaseinschlüsse trüb erscheinen. Die Verhältnisse liegen hier ähnlich wie in dem vorher beschriebenen Auswürfling No. 9.

Der Biotit bildet hexagonale Blättchen und ist stark pleochroitisch (hellgelb und dunkelbraun bis schwarz), dazu tritt reichlich Magnetit, Apatit, Zirkon und Titanit. Brauner Granat ist im Dünnschliff nur in winzigen Körnchen vorhanden; an einem abgesprengten Korn wurde  $n = 1,795$  bestimmt. Trübe isotrope Partien sind als zersetzter Nosean zu deuten.

Brauner Granat kommt demnach in skapolithführenden Auswürflingen recht häufig vor (vergl. Tab. p. 123); ebenso ist er verhältnismäßig häufig in noseanführenden Sanidiniten, dazu in andern Auswürflingen, die sich von den zuvor beschriebenen nur durch das Fehlen von Skapolith unterscheiden, vielleicht, weil Skapolith hier nur zufällig in dem Dünnschliff nicht vorhanden war. So wäre es doch möglich, daß brauner Granat ein Leitmineral für alkalisyenitische Gesteine wäre, wie der rote Granat für die kristallinen

Schiefer und ihre Abkömmlinge unter den Sanidiniten; dann würden auch jene skapolithführenden Auswürflinge mit braunem Granat zu der Gruppe der alkalisyenitischen Gesteine gehören.

### 16. Skapolithführender Noseanphonolith (?).

Dieser Auswürfling (U.-S. No. 29) ist ein dichtes, etwas poröses, gelblichweiß und grau geflecktes Gestein, das ich am ersten als einen umgewandelten Noseanphonolith ansprechen möchte.

Im Dünnschliff nimmt man eine farblose, an einzelnen Stellen trübe, an anderen auffallend klare „Grundmasse“ wahr, deren einzelne Bestandteile sich hier und da durch ihre verschiedene Lichtbrechung voneinander abheben, sonst aber im gewöhnlichen Licht keine Anhaltspunkte zur Bestimmung bieten. Darin liegen in unregelmäßiger Verteilung die dunklen Gemengteile, Hornblende, Biotit und Magnetit, ferner Körner von Zirkon und Kriställchen von Apatit.

Im polarisierten Licht und bei chemischer Prüfung erweist sich der größere Teil der Grundmasse als ein *Alkalifeldspat*, der nur selten in kleinen leistenförmigen Durchschnitten auftritt, meist in sehr kleinen Körnern zu Häufchen vereinigt ist; in andern umgewandelten Gesteinen könnten Zeolithe in dieser Weise auftreten, diese Körnchen aber werden von Salzsäure nicht angegriffen, können daher nicht Zeolithe sein. Ob an ihrer Stelle ursprünglich etwa Leucit vorhanden gewesen sei, läßt sich mangels deutlicher Umrißformen nicht feststellen.

Größere isometrische, oft scharf sechseckige Durchschnitte, die von trüber isotroper Substanz ausgefüllt sind, können auf nichts anderes als *Nosean* (bezw. *Hauyn*) be-

zogen werden. Sie sind an einzelnen Stellen recht reichlich vorhanden, an andern spärlich. Bei Behandlung eines skapolithfreien Dünnschliffs mit Salzsäure scheiden sich massenhaft Gipskriställchen aus, deren Bestandteile nur aus dem Nosean stammen können und den man hiernach auch als Hauyn bezeichnen könnte.

N e p h e l i n tritt nur in geringer Menge deutlich hervor. Der Umstand, daß das mit Salzsäure in einem Reagenzglas behandelte Gesteinspulver gelatiniert, dürfte außer auf den Noseangehalt auf den an Nephelin zurückzuführen sein. Der Skapolith scheidet die Kieselsäure bei Behandlung mit Salzsäure als Pulver, nicht als Gallerte ab.

S k a p o l i t h bildet klare, breite, schwammartig poröse Massen, die sich durch ihre Klarheit und stärkere Lichtbrechung von den andern farblosen Mineralien abheben, und deren Poren von kleinen Feldspatkörnchen ausgefüllt werden. Bei gekreuzten Nicols hebt er sich durch seine hohen Interferenzfarben scharf hervor; in breiten Flecken löscht er einheitlich aus. Bringt man den Skapolith in die Auslöschungslage, so treten nun die zwischengelagerten Feldspat- und Nephelinkörnchen hervor und die Stelle sieht ungefähr geradeso aus wie eine skapolithfreie.

Eine isotrope farblose Grundmasse zwischen den Körnern von Alkalifeldspat mag G l a s sein.

Zu diesen hellen Gemengteilen tritt eine braungrüne H o r n b l e n d e, welche durch ihre unregelmäßige Verteilung die dunklen Flecken im Gestein erzeugt. Es sind kleine zu Haufen vereinte Körner mit starkem Pleochroismus // a bräunlichgelb, // b und c dunkel bräunlichgrün, fast schwarz. Sie macht nicht den Eindruck einer primären Ausscheidung und fehlt normalem Noseanphonolith.

Dazu treten vereinzelt Blättchen von Biotit, Körner von Zirkon, Kristalle von Apatit und spärlich Magnetit.

Bei Behandlung mit Salzsäure gelatiniert das Gestein, aus der Lösung bilden sich Chlornatriumwürfelchen und sehr reichlich Gipsnadeln.

Die in Dr. GILBERT'S Laboratorium ausgeführte Analyse hat die Werte unter I ergeben, unter II stelle ich die davon völlig unabhängig angefertigte Analyse des Noseanphonoliths vom Schellkopf bei Brenk nach ZÄNTINI, worüber dieser in einer im laufenden Jahr erscheinenden Dissertation berichten wird.

	I.	II.
Si O <sub>2</sub> . . . .	50,50	50,41
Ti O <sub>2</sub> . . . .	0,65	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	21,99	22,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	2,88	2,27
Fe O . . . .	3,51	1,12
Mn O . . . .	—	0,23
Ca O . . . .	5,65	1,75
Mg O . . . .	0,72	0,16
Na <sub>2</sub> O . . . .	4,96	8,83
K <sub>2</sub> O . . . .	5,61	9,10
S O <sub>3</sub> . . . .	1,47	0,62
Cl . . . .	—	0,38
CO <sub>2</sub> . . . .	—	0,31
H <sub>2</sub> O . . . .	2,60	2,65
Sa. . . .	100,54	100,38

Wie man sieht, stimmt die Zusammensetzung beider Gesteine in ihrem Gehalt an Kieselsäure und Tonerde überein, das skapolithführende enthält mehr Kalk und Schwefelsäure, seinem Skapolithgehalt entsprechend, und weniger Alkalien. Die Annahme, daß ein umgewandelter Noseanphonolith vorliege, dürfte in der Analyse eine weitere Stütze finden. Als bewiesen würde ich die Annahme aber erst ansehen, wenn in einem solchen Auswürfling auch Leucit gefunden wäre, das ist bisher nicht der Fall.

Mit diesem Gestein wäre am ersten der Piperno von Pianura zu vergleichen, in dem stellenweise massenhaft Kriställchen von der Varietät des Skapolith vorkommen,



für die G. vom RATH den Namen *Marialith* vorgeschlagen hat; sie treten in Hohlräumen auf, während der *Skapolith* in dem hier beschriebenen Gestein dessen Inneres durchtränkt; eine pneumatolytische Bildung ist der *Skapolith* in beiden Gesteinen. (G. vom RATH, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 18. p. 637. 1866.)

### 17. *Skapolithgestein mit unbekanntem Mineral.*

Dies ist ein nur kleiner, unscheinbarer Auswürfling (U.-S. No. 39), sehr porös, kavernös, anscheinend stark verwittert, von dessen Gemengteilen auch mit der Lupe keiner sicher zu erkennen ist.

Der Dünnschliff ist sehr reich an frischem, ringsum und beiderseits ausgebildetem *Skapolith*, der nach der scharfen Umrißform der Quer- und Längsschnitte von 110.100 und 111 begrenzt ist. Als Einschluß führt er ganz vereinzelt Glas und Zirkonkörnchen, sonst ist er rein und klar.

Dazu tritt grüner *Augit*, brauner *Granat* und *Orthit*, etwa wie in dem Auswürfling No. 13. Außerdem aber ein Mineral, das nicht bestimmt werden konnte. In wenigen Durchschnitten ist es in der Mitte wasserklar mit einer etwa der des Canadabalsam gleichkommenden Lichtbrechung, die meisten aber sind in eine trübe faserige Masse umgewandelt. Die Umwandlung beginnt am Rande und setzt sich von hier und auf Rissen, die der Längsrichtung parallel laufen, in das Innere fort. Die Form ist unscharf, prismatisch mit einer stumpfen Pyramide als Endbegrenzung, und der Längsrichtung paralleler Spalt- rissen. Die wasserklare frische Substanz ist völlig einfachbrechend, das Verwitterungsprodukt zeigt Spuren von Doppelbrechung. Durch Salzsäure wird das Mineral zer-

setzt, aus der Lösung scheiden sich nach Zusatz von  $\text{Ca Cl}_2$  reichlich Gipskristalle aus. Der hierdurch nahegelegten Annahme, daß es ein dem Melilith nahestehendes Silikat sei, steht die schwache Lichtbrechung entgegen.

Die geringe Menge des Materials in diesem bis jetzt einzigen Auswürfling dieser Art, macht eine Bestimmung vorläufig unmöglich.

### Die chemische Zusammensetzung des Laacher Skapoliths.

Aus den mitgeteilten Analysen und qualitativen Prüfungen ergibt sich, daß der Laacher Skapolith durchweg Schwefelsäure enthält, dagegen nur Spuren von Chlor. Quantitativ konnte Chlor nur in einem Fall mit 0,15 % bestimmt, qualitativ außerdem in einigen Proben soeben nachgewiesen werden. Zu diesen Prüfungen müssen die Proben mechanisch ausgesucht werden, sie sollen nicht mit Bromoform in Berührung kommen und dies ist nur bei wenigen möglich; so ergab die quantitative Prüfung des schon von RATH analysierten Skapoliths an ausgelesenen Proben 0,00 % Chlor.

Da nach den Untersuchungen TSCHERMAK'S anzunehmen ist, daß das Chlor an Natrium bzw. an das Marialithsilikat gebunden ist, dürfte die Annahme berechtigt sein, daß der Laacher Skapolith das chlorfreie Marialithsilikat  $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_{18}\text{O}_{19} = \text{Na}_2\text{O} \cdot 6\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  enthält; wollte man annehmen, daß NaCl, und nicht Cl, im Vergleich zu Marialith fehle, so würde der Rest der Albitformel entsprechen; ich lege daher die genannte Formel bei den folgenden Rechnungen zugrunde.

Die Mehrzahl der Skapolithanalysen ergibt, daß Skapolith auch die Bestandteile von Wasser enthält (vergl. u. a. die Zusammenstellung bei HIMMELBAUER), so auch der

Laacher Skapolith; in dem von UHLIG analysierten der No. 7 sind 1,26 % über 120—1200° entweichenden Wassers durch Wägung bestimmt worden. Dieser Skapolith ist vollkommen frisch, auf Verwitterung ist sein Wassergehalt sicher nicht zurückzuführen. Eine kleine Menge mag auf infiltriertes Eisenhydroxyd zurückzuführen sein, eine kleine Menge auf anhaftendes Glas, die größere Menge ist aber doch dem Skapolith eigentümlich und dürfte zu seiner Konstitution gehören. Um dies aufzuklären, reicht unser Material nicht aus, dies muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben. Die Analysen sind daher hier, wie sonst, auf wasserfreie Substanz berechnet worden. Somit ergeben die Analysen, nach steigendem Kieselsäuregehalt geordnet, die folgenden auf 100 % berechneten Werte.

	I.	II.	III.	IV.	V.	
	aus No. 7.	aus No. 10.	aus No. 2.	aus No. 8.	aus No. 3.	
SiO <sub>2</sub> . . .	43,55	44,56	45,28	47,88	51,64	
TiO <sub>2</sub> . . .	0,16	—	—	—	—	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	28,52	29,45	28,41	27,06	28,71	(+ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	0,87	—	0,63	1,34	—	
CaO . . .	19,28	18,74	17,65	16,13	11,96	
MgO . . .	0,66	0,13	0,10	0,53	—	
Na <sub>2</sub> O . . .	2,64	2,70	4,21	3,78	5,91	
K <sub>2</sub> O . . .	0,35	1,38	1,19	1,14	0,68	
SO <sub>3</sub> . . .	3,83	3,03	2,53	2,12	1,10	
Cl . . . .	0,15	—	—	—	—	
Sa. . .	100,01	99,99	100,00	99,98	100,00	
Spez. Gew. .	2,775	2,768	2,744	2,748	2,728	

	I.	II.	III.	IV.	V.	
SiO <sub>2</sub> . . . .	0,7231	0,7378	0,7497	0,7928	0,8576	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	0,2791	0,2882	0,2780	0,2648	0,2818	(+ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	0,0054	—	0,0040	0,0084	—	
CaO . . . .	0,3436	0,3339	0,3145	0,2875	0,2138	
MgO . . . .	0,0163	0,0032	0,0025	0,0132	—	
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,0463	0,0581	0,0803	0,0730	0,1025	
SO <sub>3</sub> . . . .	0,0478	0,0379	0,0316	0,0264	0,0139	
Cl . . . .	0,0043	—	—	—	—	

Das Eisenoxyd rührt zweifellos von infiltriertem, u. d. M. auf Rissen sichtbarem Eisenhydroxyd her, es wurde bei der Berechnung nicht berücksichtigt; ebenso blieb die geringe Menge Mg O außer acht. Kali wurde mit Natron vereinigt. Unter dieser Voraussetzung ergeben sich für das Verhältnis von  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Ca O} + \text{Na}_2\text{O}$ , das, wie TSCHERMAK festgestellt hat, sich 3 : 4 nähert, die folgenden Werte:

- I.  $2,79 : 3,90 = 3 : 4,19$
- II.  $2,88 : 3,92 = 3 : 4,08$
- III.  $2,78 : 3,95 = 3 : 4,26$
- IV.  $2,65 : 3,60 = 3 : 4,07$
- V.  $2,82 : 3,16 = 3 : 3,38$

Das Verhältnis von  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Ca O} + \text{Na}_2\text{O}$  nähert sich also auch hier 3 : 4, nur in V weicht es erheblich hiervon ab, diese Analyse weicht aber auch in ihren sonstigen Werten von den zu berechnenden am meisten ab, sie mußte mit recht wenig Substanz ausgeführt werden.

In allen Analysen steigt mit dem Gehalt an Kalk der an Schwefelsäure, während der Gehalt an Natron fällt. Hierdurch wird man zu der Annahme geführt, daß in diesen Skapolithen die Schwefelsäure an Kalk gebunden sei, wie in den Chlorskapolithen nach TSCHERMAK Chlor an Natrium gebunden anzunehmen ist. Legen wir für das Mejonitsilikat die von G. TSCHERMAK aufgestellte Formel  $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{25} = \text{Ca O} \cdot 3 \text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  zugrunde, so können wir dem reinen Sulfatskapolith die Formel:  $\text{Ca S O}_4 \cdot 3 \text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  zuschreiben; mit dem Ca O des Mejonitsilikats hat sich die Schwefelsäure vereinigt.

Der Laacher Skapolith ist demnach ein Sulfatskapolith, der zu dem Chlorskapolith in demselben Verhältnis stünde, wie Hauyn zu Sodalith, und der unter besonderen Verhältnissen an Stelle des Hauyn sich gebildet hat. Für den reinen Sulfatskapolith erlaube ich mir

den Namen *Silvialith* vorzuschlagen nach Frau Dr. *SILVIA HILLEBRAND*, der verdienten Erforscherin der Konstitution der Sodalithgruppe, der Tochter von *GUSTAV TSCHERMAK*.

Unter der Annahme, daß unser Skapolith aus dem Silvialithsilikat, dem Mejonitsilikat und dem chlorfreien Marialithsilikat bestehe, würde man aus den obigen Analysen die folgenden Formeln berechnen:

	Silvialithsilikat	Mejonitsilikat	Cl-freies Marialithsilikat
I.	4 $[\text{CaSO}_4 \cdot 3(\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)] \cdot 3[\text{CaO} \cdot 3(\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)] \cdot [\text{Na}_2\text{O} \cdot 6(\text{NaAlSi}_3\text{O}_8)]$		
II.	8 $[\text{CaSO}_4 \cdot 3(\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)] \cdot 8[\text{CaO} \cdot 3(\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)] \cdot 3[\text{Na}_2\text{O} \cdot 6(\text{NaAlSi}_3\text{O}_8)]$		
III.	8 Silvialith	10 Mejonit	5 Marialith.
IV.	8 Silvialith	14 Mejonit	5 Marialith.
V.	1 Silvialith	1 Mejonit	1 Marialith.

Die aus diesen Formeln berechnete Zusammensetzung ist die folgende:

	I.	II.	III.	IV.	V.
$\text{SiO}_2$ . . . . .	44,10	45,61	47,96	47,03	51,63
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	29,85	29,33	28,28	29,04	26,21
$\text{CaO}$ . . . . .	19,13	18,09	16,21	17,33	12,80
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	3,02	3,75	4,98	4,36	7,08
$\text{SO}_3$ . . . . .	3,89	3,22	2,57	2,24	2,28
	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00

Zum Vergleich stelle ich die berechnete Zusammensetzung für das reine Silvialith- (A), das Mejonit- (B) und das chlorfreie Marialithsilikat (C) hier zusammen.

	A	B	C
$\text{SiO}_2$ . . . . .	37,23	40,56	66,20
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	31,49	34,31	18,67
$\text{CaO}$ . . . . .	23,06	25,13	—
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	—	—	15,13
$\text{SO}_3$ . . . . .	8,22	—	—
	100,00	100,00	100,00

Wie man sieht, weichen die berechneten Werte von den (nach Umrechnung auf 100) gefundenen Werten nicht mehr ab wie etwa bei anderen Skapolithanalysen. Nach den

berechneten Werten würden bei Ordnung nach steigendem Kieselsäuregehalt wie vorher, No. III und IV ihre Plätze zu tauschen haben, d. h. der Skapolith aus den beiden Diopsidgesteinen (No. 2 und 3) käme in dieser Reihe an den Schluß, der aus den beiden Sanidiniten (No. 10 und 8) nebeneinander.

Daß das spezifische Gewicht des Skapoliths mit dem Kalkgehalt steigt, ist aus den Zahlen auf p. 119 zu ersehen; bei No. IV erscheint es zu hoch, dieser aber hätte nach den berechneten Analysenwerten den Platz mit III zu tauschen, so daß diese Abweichung nur eine scheinbare ist.

Derartige sulfatreiche Skapolithe sind bisher nicht bekannt geworden, sie sind den Auswürflingen im Laacher Seegebiet eigentümlich und zwar unabhängig von deren sonstigem Mineralbestand.

Wie aus den vorhergehenden Angaben zu ersehen, tritt Skapolith in sehr verschiedenartigen Gesteinen auf<sup>1</sup>, in quarzführendem kristallinem Schiefer, in Diopsid- und Hornblendegesteinen, in Sanidinit, in einem dem Noseanphonolith chemisch nahestehenden Gestein, in Gesteinen, die zweifellos nach Alter und Bildungsweise verschieden sind. Über die mineralische Zusammensetzung dieser Gesteine gibt die folgende Tabelle Auskunft; Skapolith ist in allen enthalten, Nephelin in No. 16. Die diopsidreichen Auswürf-

<sup>1</sup> Auch in dem Kirunadistrikt tritt nach N. SUNDIUS Skapolith in verschiedenartigen Gesteinen auf, begleitet u. a. von grüner Hornblende. Die Skapolithführung wird auf spätere Stoffzufuhr zurückgeführt und als ein Prozess von regionaler Bedeutung aufgefaßt. N. Jahrb. f. Min. etc. 1913. II. -424-. — Mit den hier beschriebenen sanidinreichen Auswürflingen, namentlich No. 9, hat ein in der Univ.-Sammlung befindliches Gestein von der Insel Ischia manche Ähnlichkeit. Die von G. VOM RATH geschriebene Etikette lautet: „Sanidin-Trachyt mit großen Strahlen von Mizzonit; bildet seltene Einschlüsse im trachytischen Tuff von Casamicciola, Insel Ischia. Geschenk von Prof. GUISCARDI.“ Das Gestein ist körnig, ein Sanidinit, kein Trachyt, und enthält Alkalifeldspat, spärlich Kalknatronfeldspat, braune Hornblende, grünen Augit, Titanit, Apatit, Magnetit und lang prismatischen Mizzonit mit S.G. = 2,62

No.	Quarz	Alkali- feld- spat	Kalk- natron- feld- spat	No- sean	Diop- sid	Augit	Horn- blende	Biotit	Brau- ner Granat	Titanit	Zirkon	Orthit	Apatit	Ma- gnetit	Unbe- kanntes Mineral	Glas
1.	—	—	—			—	—	—		—	—		—	—		—
2.			—		—			—						—		—
3.			—		—					—			—			—
4.			—		—											—
5.		—	—		—		—		—	—	—	—	—	—		—
6.					—		—						—			—
7.			—			—	—						—	—		—
8.		—	—			—	—			—			—	—		—
9.		—	—	?		—	—			—			—	—		—
10.			—			—	?			—			—	—		—
11.		—	—	—		—	—			—			—	—		—
12.		—	—			—			—	—	—	—		—		—
13.		—	—			—			—		—	—	—	—		—
14.		—	—			—			—		—	—	—	—		—
15.		—		—				—	—	—	—		—	—		—
16.		—		—			—	—			—		—	—		—
17.						—			—		—	—			—	—

aus dem Laacher Seegebiet.

linge No. 2—6 enthalten keinen Alkalifeldspat und nur sehr wenig Kalknatronfeldspat. Violettbrauner Titanaugit ist nur in No. 7 enthalten, in den andern grüner Augit und Diopsid. Glas ist, abgesehen von den Einschlüssen in Skapolith, in der Mehrzahl der Auswürflinge vorhanden. Das in der Anmerkung p. 83 erwähnte camptonitische Ganggestein ist hier nicht berücksichtigt, da Skapolith nur in Spuren in ihm enthalten ist und es eine Sonderstellung einnimmt.

Aus dem verschiedenen Mineralbestand der Auswürflinge darf man schließen, daß sie nicht aus einem Komplex stammen, daß es vielmehr, wie nach ihrem Mineralbestand, so auch nach ihrer Bildungsweise verschiedene Gesteine sind, deren ursprüngliche Natur und Genesis durch Neubildungen verschleiert ist, die aber alle zum mindesten das gemein haben, daß ihnen die Stoffe zugeführt worden sind, aus denen sich in der Tiefe Skapolith gebildet hat.

Aus ihrem Vorkommen an einer einzigen Stelle und aus ihrer Mannigfaltigkeit möchte ich schließen, daß ihr Auftreten in der Horizontalen sehr beschränkt, in der Vertikalen groß ist und bis zur Region der kristallinen Schiefer herabreicht; daß die Stoffe, aus denen Skapolith sich entwickelt hat, auf Fugen und Rissen aus der Tiefe aufgestiegen sind, und auf ihrem Weg zur Oberfläche die Neubildungen erzeugt haben; daß Skapolith, vielleicht auch ein Teil der Begleitminerale (Apatit z. T., Diopsid) durch pneumatolytische Prozesse gebildet worden ist.

Wenn die Annahme zutrifft, daß der Auswürfling No. 16 ein Noseanphonolith gewesen ist, würde sich daraus ergeben, daß die Skapolithbildung noch nach der Eruption dieser andauert, also in die ältere Diluvialzeit hineingereicht habe.

Bevor die so umgewandelten Gesteine durch die jüngsten Eruptionen, die nach Ablagerung des Löß eintraten, an die



Oberfläche befördert wurden, haben sie z. T. noch Pyrometamorphose erfahren unter Neubildung von Feldspat und Bildung von Glas.

Welche Verhältnisse speziell für die Bildung des Sulfatskapoliths in diesen, von Hauyn und Nosean in anderen Auswürflingen entscheidend waren, ist nicht bekannt, vielleicht mag die Temperatur in der Weise eine Rolle gespielt haben, daß Hauyn bei höherer Temperatur als der Skapolith, und dieser in größerer Tiefe unter stärkerem Druck sich gebildet hat, vielleicht waren aber andere Stoffe von Bedeutung, die bei der Bildung gegenwärtig waren. Dies sind Fragen, die vielleicht durch synthetische Versuche einmal aufgeklärt werden, für jetzt müssen wir uns mit der Feststellung begnügen, daß in sehr verschiedenartigen Auswürflingen des Laacher Gebietes ein Sulfatskapolith vorkommt und daß dieser, scheinbar unbeeinflußt durch die Gesteine, in denen er enthalten ist, durch einen einheitlichen Prozeß unter Vermittlung von zugewanderten Stoffen auf pneumatolytischem Wege entstanden ist; hierin dürfte auch der Wassergehalt des Skapoliths eine Erklärung finden. Die Pneumatolyse fand unter wesentlicher Mitwirkung von gebundener Schwefelsäure statt; es wird geboten sein, auch das Auftreten von Hauyn in dem noch rätselhaften Laacher Trachyt von diesem Gesichtspunkte aus zu betrachten, besonders nachdem Hauyn in einem pyrometamorphen kristallinen Schiefer bekannt geworden ist.

# Der Aufschluß und Befund eines Kristallkellers im Granit von Wildenau im Sächsischen Vogtlande.

Von

**Bruno Doss** in Riga.

Mit Tafel III—VII und 4 Textfiguren.

Die prä- bzw. untercambrischen Phyllite und Tonschiefer des Sächsischen Vogtlandes werden in den Gebieten von Kirchberg, Eibenstock, Lauterbach und Aue von jungcarbonischen Granitmassiven durchbrochen, die in ihrem Anstehenden durch zahlreiche Brüche gut aufgeschlossen sind. Einer dieser Brüche, zwischen den Dörfern Röthenbach und Wildenau unweit der Stadt Lengenfeld belegen, beansprucht ein besonderes Interesse, da vor mehr als einem Dezennium in ihm eine *Kristallhöhle* aufgedeckt worden ist, die den bekannten alpinen Kristallkellern an die Seite gestellt werden kann. Wenn auch die ausgebeuteten Rauchquarze in ihren Ausmaßen nicht den größten Exemplaren aus der Kristallhöhle des Tiefengletschers, wo Kolosse von mehr als  $2\frac{1}{2}$  Zentner Gewicht (bis 69 cm Höhe und 122 cm Umfang) angetroffen worden, gleichkommen<sup>1</sup>, so verdienen sie trotzdem, insbesondere

<sup>1</sup> Ganz abgesehen von den noch größeren Bergkristallen vom Zinkenstock an der Grimsel, aus dem Vieschtale in Oberwallis oder auch von den bis 3 Fuß langen Rauchquarzkristallen aus dem Pegmatit von Silver Star in Montana (vergl. zu letzterem Centralbl. f. Min. etc. 1902, p. 106).

auch wegen ihrer Vergesellschaftung mit eigenartigen großen Feldspatstöcken, nicht weniger Beachtung<sup>1</sup>.

Zur näheren Fixierung der Örtlichkeit dieses Fundes diene folgendes<sup>2</sup>: An der rechten Talflanke des Plohner Baches, der sich in die südliche peripherische Zone des Kirchberger Granitmassivs eingeschnitten, liegen 225 m unterhalb der Brücke bei der „unteren Mühle“ von Wildenau zwei noch zur Wildenauer Flur gehörige Granitbrüche, der eine höher, der andere tiefer am Abhang. In ihnen steht ein fester grobkörniger Biotitgranit an, der durch vereinzelte, nur selten dichter gescharte, bis 10 cm lange Einsprenglinge von Orthoklasmikroperthit eine porphyrtartige Struktur erhält.

Es war nun im Juli 1901, als der Verfasser, der sich damals einige Zeit in Auerbach i. V. aufhielt und gelegentlich die Wildenauer Gegend besuchte, im unteren der erwähnten Granitbrüche ganz unerwarteterweise konstatieren konnte, daß wenige Zeit vorher an der linken Bruchwand, ca. 8 m unter der Terrainoberfläche, eine Höhle angebrochen worden war, der man eine große Menge von Rauchquarkristallen, z. T. von sehr erheblicher Größe, und von Feldspatkristallstöcken entnommen hatte. Von der Höhle selbst war nur noch ein kleiner Teil, das hintere bergseitige Ende, in Gestalt eines ganz flach gewölbten, ca. 1 m breiten und 20 cm hohen Hohlraumes vorhanden. Dessen, soweit zu fühlen gewesen, horizontaler Boden war mit bröckligem Mulm bedeckt,

<sup>1</sup> Schon FREIESLEBEN (Magazin f. d. Oryktographie von Sachsen. 2. Heft. Freiberg 1828. p. 47) erwähnt Bergkristalle und Rauchquarze aus dem Granit von Wildenau und Röthenbach. Es handelt sich hier aber sicher nur um die kleinen Kristalle, die sich häufig in den Drusen des Gesteines finden.

<sup>2</sup> Man vergl. die Sektion Auerbach-Lengenfeld (Blatt 135) der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen.

bestehend aus rotem, feine Bruchstückchen von Quarz und Feldspat einhüllenden Eisenocker, in dem größere Gesteinsbrocken und von den Wänden abgebrochene Feldspatstücke eingebettet lagen. Ähnliche Feldspatstücke waren, fest mit den Wänden verwachsen, am Ausgange des stehengebliebenen Höhlenteiles zur Bruchwand zu bemerken. Sie müssen, ohne anderweitige auffallende Begleitminerale, auch die hinteren, der unmittelbaren Beobachtung entzogen gewesenen Höhlenwände bekleidet haben, da beim später erfolgten völligen Abbruch des die Höhle bergenden Granits nur sie allein noch gewonnen worden sind.

Wie mir der die Steinbrucharbeiten leitende Sohn des Bruchbesitzers A. Comi<sup>1</sup> mitteilte, besaß die Höhle eine Gesamtlänge von ca. 2 m, eine maximale Breite von ca. 1½ m und eine größte Höhe von 70—80 cm<sup>2</sup>. Die Quarzkristalle, von denen einige weiter unten näher beschrieben werden, hingen z. T. fest am Höhlendach, meistens aber lagen sie frei am Boden, während die Feldspatstücke teils an den Seitenwänden festsaßen, teils ebenfalls lose den Boden bedeckten.

Das von Comi gesammelte Material ist zum allergrößten Teil in meinen Besitz übergegangen. Wenige der kleineren Rauchquarzkristalle sollen einigen Schulsammlungen der umgebenden Städte<sup>3</sup> übergeben worden sein. Der größte Rauchquarzkristall freilich, nebst einigen kleineren

<sup>1</sup> Dieser, ein italienischer Bauunternehmer, war in der Mitte der 70er Jahre des vorigen Jahrhunderts anlässlich des damaligen Baues der Zwickau—Ölsnitzer Eisenbahn ins Land gekommen und hatte den oben erwähnten, tiefer am Abhang befindlichen „unteren Bruch“ angelegt.

<sup>2</sup> Zum Vergleich sei vermerkt, daß die Kristallhöhle am Tiefengletscher (Aarmassiv) 6 m lang, 4 m breit und 1—2 m hoch gewesen (nach J. KOENIGSBERGER in dies. Jahrb. Beil.-Bd. XIV. 1901. p. 67).

<sup>3</sup> Bürgerschule und Handelsschule in Auerbach, Realschule in Reichenbach, vielleicht auch noch andere. Ein Kristall von ca. 20 cm Länge befindet sich in der Privatsammlung von Prof. Dr. JACOBI, früher Realschuldirektor in Reichenbach i. V., gegenwärtig in Schneeberg (Sachsen) lebend.

Kristallen und einer sehr hübschen Rauchquarzgruppe, waren, wie ich bei meinem erstmaligen Besuche des Bruches erfuhr, schon vorher von Comi aus Erkenntlichkeit dem Stadtverordneten Kaufmann MEINELSCHMIDT in Auerbach geschenkt worden. Ich habe sie später besichtigt — sie dienten als Gartenschmuck — und den größten Kristall gemessen: seine Höhe beträgt 52 cm, der Umfang 70 cm. Er ist, wie mir MEINELSCHMIDT vor einigen Jahren mitteilte, von ihm der Realschule seiner Heimatstadt Graslitz in Böhmen als Geschenk überwiesen worden.

Die aus der Höhle gewonnenen Feldspatstücke sind gleichfalls zum größten Teile in meinen Besitz übergegangen <sup>1</sup>.

Der Kristallkeller befand sich innerhalb einer großen Linse (nicht Gang) äußerst grobpegmatitischen Granits<sup>2</sup>, dessen vorherrschend fleischrote, nur lokal graue Feldspat- und milchfarbene Quarzindividuen bis zu  $\frac{1}{2}$  m Durchmesser erreichten. Durch eine Zone von stockscheiderartigem Granit ging diese gigantpegmatitische Schliere allmählich in den grobkörnigen Biotitgranit über. Dieser besteht aus Orthoklas, Orthoklasmikroperthit, Oligoklas, Quarz, Biotit (z. T. chloritisiert) und akzessorischem Magnetit<sup>3</sup>. Die

<sup>1</sup> Ein sehr schöner und großer derartiger Kristallstock befindet sich im Besitze Prof. JACOBI's, der ihn als Orthoklas auch kurz erwähnt in seiner Abhandlung: *Altes und Neues über Mineralien aus dem Erzgebirge und Vogtland* (Festschrift, herausgegeben zur Feier des 25jährigen Bestehens des Erzgebirgsvereins 1903. p. 63).

<sup>2</sup> K. DALMER, (Erläuterungen zur geol. Spezialk. d. Königr. Sachsen. Sektion Auerbach. 1885. p. 14) beobachtete pegmatitische Ausscheidungen im grobkörnigen Granit des Kirchberger Massivs nur in unmittelbarer Nähe der Grenze gegen den feinkörnigen Granit. Obiger Riesenpegmatit im Comi'schen Bruche liegt jedoch 300 m entfernt von der Grenze des grob- und mittelkörnigen Granits und  $1\frac{1}{2}$  km vom nächsten Anstehenden des feinkörnigen Granits.

<sup>3</sup> Akzessorischer Apatit ist zufällig in meinen Präparaten nicht vorhanden. Daß er vorkommt, erwähnt K. DALMER l. c. p. 11.

Feldspäte sind z. T. muscovitisiert, z. T. in Kaolin umgewandelt, wobei der Umwandlungsprozeß im Innern der an Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen reichen Individuen beginnt:

Zu bemerken bleibt, daß im Granit des unteren Comi'schen Bruches in aufgestapelten Bruchsteinen einmal Molybdänglanz angetroffen worden ist<sup>1</sup>. Er erschien eingesprengt in blättrigen, öfters rosettenförmigen, sphärischen Aggregaten von  $\frac{1}{2}$  bis  $1\frac{1}{2}$  cm Durchmesser, füllte aber z. T. auch sehr kleine Hohlräume aus. Meist sind diese Aggregate dicht geschart, so daß ein Handstück gewöhnlichen Formats mehrere derselben aufweist<sup>2</sup>. In manchen Belegstücken ist in der Nachbarschaft des Molybdänglanzes Eisenkies im Granit eingesprengt; in anderen hat in der Umgebung des Molybdänglanzes der Feldspat eine rostige Färbung angenommen infolge Eindringens eisen-schüssiger Lösungen auf Haarrissen, z. T. wohl auch infolge Zersetzung spurenhafte beigemengt gewesenen Eisenkieses.

Der Granit wird von drei Kluftsystemen durchzogen, von denen eines fast horizontal und zwei fast vertikal verlaufen. Von der Terrainoberfläche aus ist das Gestein 1— $1\frac{1}{2}$  m tief stark zersetzt, ja selbst zu Grus zerfallen. An einer Stelle aber und zwar 6 m südlich des Kristallkellers führt eine ca. 3 m mächtige Zone von äußerst stark zerrüttetem und zersetztem Granit senkrecht bis auf die Bruchsohle; sie reicht sicher noch weit tiefer, da auch hier an der Bruchsohle das Gestein innerhalb jener Zone noch einen sehr hohen Grad von Zersetzung aufweist. Von weitem erhielt man den Eindruck, als werde an dieser Stelle der

<sup>1</sup> Der erste derartige Fund wurde von meiner Frau gemacht.

<sup>2</sup> Molybdänglanz wird von A. FRENZEL (Mineralogisches Lexicon für das Königreich Sachsen. Leipzig 1874. p. 207) als akzessorischer Gemengteil des Granits von Schreiersgrün (Lauterbacher Massiv) erwähnt.

Granit von einem Gesteinsgang durchsetzt. Bei näherer Besichtigung ergab sich aber sofort, daß eine Verwerfung vorliegt, denn an der Grenze zum frischen Granit hin waren zahlreiche Rutschflächen zu bemerken. Durch den Verwerfungsvorgang hat die 3 m mächtige Granitzone — es handelt sich um den gleichen porphyrtartigen Granit, der im frischen Zustande im Bruche abgebaut wird — eine ungemein starke Zerklüftung erlitten; durch zahlreiche lotrecht verlaufende Risse wurde das Gestein gewissermaßen in einzelne senkrecht gelagerte kleine Schollen zerteilt. Zur Bildung einer ausgesprochenen Reibungsbreccie ist es nicht gekommen. Natürlich erhielten bei jener starken Durchklüftung der granitischen Masse die Atmosphäriken einen ungehinderten Zutritt; sie beschleunigten die Zersetzung in der Tiefe dermaßen, daß das Gestein rechts von der Verwerfungskluft beim leisesten Hammerschlag zu Grus zerfällt.

Die Photographie 1 auf Taf. III — aufgenommen im Sommer 1902, also ein Jahr nach erfolgter Aufdeckung der Kristallhöhle — stellt einen Teil der Westwand des Bruches dar. Die Felspartie mit der Verwerfung tritt als ein beim Abbau stehengebliebener dickmauerartiger Vorsprung vor. Der Verlauf der Verwerfungslinie ist durch einen Pfeil oberhalb ihres Endes an der Terrainoberfläche angedeutet. Rechts von ihr grenzt der äußerst zermürbte und zersetzte Granit an, von dem die Rede gewesen und der allmählich in etwas bankigen, aber immerhin noch derart mürben Stein übergeht, daß er technisch unverwendbar bleibt. Links von der Verwerfungslinie grenzt Granit von derselben Beschaffenheit an wie in der eben erwähnten äußeren Zone auf der rechten Seite. Die Stelle, an der sich der Kristallkeller befunden, ist auf der Photographie durch ein × gekennzeichnet.

Es mußte auf diese mit einer Schollenzerstückelung verbundene Verwerfung in nächster Nachbarschaft des Kristallkellers besonders hingewiesen werden, da sie manche auffallende Erscheinungen an den Kristallen desselben ungezwungen erklären hilft.

Aber auch noch in anderer Hinsicht verdient jene Verwerfung eine besondere Beachtung. Nach K. DALMER<sup>1</sup> sind bisher in den westerzgebirgisch-vogtländischen Granitmassiven nirgends große Zertrümmerungs- und Verquetschungszonen beobachtet worden, woraus, im Verein mit anderen Tatsachen, geschlossen wird, daß die Granitruptionen im allgemeinen jünger sein dürften als diejenigen Verwerfungen, die sich im unmittelbaren Anschluß an die erzgebirgische Hauptfaltung gebildet haben. Unter den *postgranitischen* Verwerfungen sei hier aber besonders auf den „roten Kamm“ verwiesen, der sich bei nordwestlichem Streichen östlich des Eibenstocker und Kirchberger Granitstockes von Schwarzenberg bis Wildenfels hinzieht<sup>2</sup>. Denn es ist möglich, daß die im Comi'schen Granitbruch festgestellte und gleichfalls NWstreichende Verwerfung ein kleines Analogon zu jener des „roten Kammes“ bildet<sup>3</sup>. Weiter unten werden Beobachtungen mitgeteilt, die die Schlußfolgerung nahelegen, daß die Verwerfung im Comi'schen Bruche zu einer Zeit erfolgte, als nach der Granitruption und Erstarrung des Magmas hydatopneumatolytische Prozesse noch nicht ganz erloschen gewesen sind.

<sup>1</sup> Die westerzgebirgische Granitmassivzone (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900. p. 303).

<sup>2</sup> Ebenda Tafel auf p. 299. — Vergl. K. DALMER, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Sekt. Schneeberg (Blatt 136). 1883. p. 66 ff.

<sup>3</sup> Auch im benachbarten Zwickauer Kohlenrevier sind *postpermische* Verwerfungen von vorwiegend nordwestlicher Streichrichtung nachgewiesen worden.



Ich habe bis zum Jahre 1908 fast alljährlich den Comi'schen Bruch von neuem besucht. Es ist in dieser Zeit beim fortschreitenden Abbau keine neue Höhle aufgeschlossen worden. Nur kleineren Drusen mit vorwiegend Quarz- und Feldspatkristallen begegnet man nicht selten.

Wenden wir uns nun zu den verschiedenen, aus dem Kristallkeller gewonnenen Mineralien. Die erste Stelle nehmen Rauchquarze und Feldspatstücke ein. Alles übrige bleibt diesen gegenüber stark zurück. Ich beginne, um sonst notwendige öftere Wiederholungen zu vermeiden, mit dem Feldspat, obgleich ja die Höhle ihr Hauptgepräge durch das Auftreten großer Rauchquarzkristalle erhalten hat.

### I. Feldspat.

Der monokline Feldspat des Kristallkellers tritt ausnahmslos in großen Kristallstücken auf, die äußerlich infolge peripher reichlich beigemengten Eisenoxys eine dunkelbräunlichrote Farbe aufweisen, während sie im Innern das bekannte Fleischrot darbieten. Die Individuen sind von  $T = \infty P (110)$ ,  $M = \infty P \infty (010)$ ,  $P = 0P (001)$  und  $x = P \infty (\bar{1}01)$  umgrenzt ( $M$  ist nur selten sichtbar). Wenn sie sich auch nicht durch eine tadellose Ausbildung und Flächenbeschaffenheit auszeichnen, so sind sie doch in anderer Beziehung originell und interessant.

Was zunächst die Anordnung und Verwachsungsart der säuligen, 2—4 cm langen Individuen betrifft, so sind ihrer immer eine größere Anzahl (oft zu 20, 30 und mehr) zunächst parallel untereinander gruppiert. Dies geschieht häufig derart, daß bei einer Reihe von Individuen in der Richtung senkrecht zu den Prismenflächen über das eine Individuum das folgende immer etwas emporragt, dann aber, nachdem sich dies vielfach wiederholt hat, das Um-

gekehrte eintritt. Auf diese Weise bilden sich dann mehr oder minder ellipsoidische Kristallstöcke heraus, auf deren Oberfläche die Individuen mit ihren vorherrschenden Prismenflächen wie Dachziegel mit stumpfkeilförmigem Durchschnitt neben- und z. T. übereinander gelagert sind. Allerdings entsprechen nicht immer je zwei benachbarte Prismenflächen je einem Individuum, sondern es kann auch ein und dasselbe Individuum mit 4, 6 etc. stufenförmig aufeinander folgenden Prismenflächen ausstrahlen, so daß an solchen Stellen die Eigenschaft des Kristallstockes nur in der äußeren Partie hervortritt. In der Regel sind nun mehrere der erwähnten Individuenkomplexe unregelmäßig miteinander verwachsen, so daß ein Kristallstock höherer Ordnung entsteht.

Die am Aufbau dieser Stöcke teilhabenden Kristalle sind nun aber keineswegs immer nur einfache Individuen, sondern z. T. sehr häufig Bavenoer Zwillinge. Letztere weisen im Bereiche der am freien Kristallende auftretenden Prismen- und Hemiorthomenflächen eine kontinuierliche sattelförmige Krümmung auf. Diese Krümmung geht auf der einen Seite (wo  $M$  und  $M$  gelegen) über die Lage der  $\infty P$ -Flächen hinaus, umfaßt also noch Klinoprismenflächen, höchstwahrscheinlich beginnend mit  $z = \infty P_3 (130)$  und überleitend zu  $\infty P$ . Auf der anderen Seite hört die Krümmung entweder in der Lage der  $y$ -Flächen auf oder aber sie geht noch weiter bis zur Lage der  $x$ -Flächen. Im letzteren Falle ist aber immer die Krümmung zwischen  $x$  und  $y$  eine abrupte, d. h. auf verhältnismäßig geringe Distanz sich vollziehende, im Gegensatz zur allmählichen und auf eine größere Strecke sich verteilenden Krümmung im Bereiche der  $z$ -,  $T$ - und  $y$ -Flächen. Zuweilen zeigen diese Zwillinge treppenförmige Absätze, indem  $z$  mit  $M$  alterniert.

Das Gesagte ist z. T. ersichtlich aus der auf Taf. III unter 2 reproduzierten Photographie eines kleinen Feldspatstockes ( $\frac{3}{1}$  der natürlichen Größe). Dieser stellt ein natürliches, frei in der Höhle gelegenes Bruchstück eines größeren Stockes dar. Die mit 1 und 2 bezeichneten Individuen sind zwei parallel gelagerte Bavenoer Zwillinge mit Flächenkrümmung von z bis y. An die linken Individuen dieser Zwillinge legen sich in paralleler Orientierung stockförmig einfache Kristalle mit aus der Stockoberfläche emporragenden  $\infty$ P-Flächen. An die rechten Individuen der Zwillinge legen sich gleichfalls einige (auf der Photographie nicht sichtbare) einfache Kristalle in paralleler Stellung an. Bei 3 findet sich ein Bavenoer Zwilling, dessen P parallel M des Zwillings No. 2 verläuft; bei 4 desgleichen ein Bavenoer Zwilling, dessen M mit M von No. 1 verwachsen.

Gute Flächenausbildung, die eine genauere goniometrische Messung erlauben würde, kommt nirgends vor. Die bei den Bavenoer Zwillingen gut hervortretenden M-Flächen erwecken durchgehends den Eindruck, als wenn sie mit einem Belag dickschuppenförmigen fleischroten Feldspates bedeckt wären. Bei der Betrachtung mit der Lupe erkennt man jedoch ohne weiteres, daß die Kristalle auf M sich in viele kleine tafelförmige Subindividuen auflösen, die wohl eine allgemeine Tendenz paralleler Orientierung erkennen lassen, diese aber doch nicht überall streng innehalten. Es wird diese Ausbildungsart des Feldspates im folgenden bei der Beschreibung einzelner Stöcke als *Schuppenfeldspat* bezeichnet werden.

Eine besonders eigenartige Skulptur gibt sich auf den  $\infty$ P-Flächen der einfachen Individuen, sowie auf dem sattelförmig gekrümmten Ende der Zwillinge kund. Auf den ersten Blick könnte man glauben, daß auf diesen Flächen die Feldspatsubstanz, die sich hier durch ihre dunkelbräun-

lichrote Farbe vom Fleischrot der M-Flächen abhebt, in einer meist 0,5 bis 2 mm dicken Schicht eigentümlich verwittert oder zerfressen sei und zwar derart, daß zwischen stehengebliebenen Rippen kleine Vertiefungen sich gebildet hätten, die bei den einfachen Kristallen eine zur c-Achse parallele, bei den Zwillingen eine zur Kante M/z bzw. M/z parallele lentikuläre Erstreckung besitzen. Auffallend mußte es allerdings a priori sein, daß trotz der vorausgesetzten Zerfressung die erhalten gebliebenen gratförmigen Rippen einen gewissen Schimmer noch aufweisen. Untersucht man aber diese letzteren genauer mit einer recht scharfen Lupe, so erkennt man alsbald, daß sie einen intensiven Glasglanz besitzen und daß überhaupt keine Verwitterungs- oder Zerfressungserscheinung vorliegt, sondern daß die Kristalle vielmehr in jener Schicht auf den namhaft gemachten Flächen ein skelettförmiges Wachstum aufweisen. Es liegt somit eine primäre unvollkommene Raumauffüllung der Kristallsubstanz vor. Im folgenden wird diese Ausbildungsweise, die man z. B. auch auf der Photographie Fig. 2 der Taf. III erkennt, kurz als *Skelettfeldspat* bezeichnet werden. Bemerkungen zur Mikroskopie dieses Skelettfeldspates folgen weiter unten bei der Beschreibung einzelner Kristallstöcke.

Bezüglich der Flächenbeschaffenheit der übrigen Formen bleibt zu erwähnen, daß die x-Flächen der einfachen Individuen rauh und löcherig sind (letzteres eine Folge des skelettartigen Baues der peripheren Substanzschicht im Bereiche der angrenzenden Prismenflächen, wobei erkannt wird, daß die Rippen parallel M orientiert sind) und daß die P-Flächen von zahllosen winzigen Subindividuen bedeckt werden.

Schon auf frischen Spaltflächen der vorstehend im allgemeinen beschriebenen Kristallstöcke läßt sich unter der Lupe feststellen, daß die Feldspatsubstanz keine ein-

heitliche ist; ein feines, in die Länge gestrecktes Maschenwerk weist auf perthitische Verwachsung hin. Bei der Untersuchung mikroskopischer Präparate zeigt es sich, daß Orthoklas von zahlreichen, unter sich mehr oder minder parallelen, auskeilenden, auch anastomosierenden und zuweilen flach linsenförmig sich ausweitenden Albitschnüren durchsetzt wird. An orientierten Dünnschliffen ließ sich feststellen, daß die Albitbänder parallel der Vertikalachse des Orthoklases (und zwar parallel oder angenähert parallel dem Orthopinakoid, z. T. auch dem Prisma) eingelagert sind und daß die in der Regel äußerst feine Zwillinglamellierung des Albits parallel M verläuft. Auf P wurde die Auslöschung dieses Plagioklases zu ca.  $4\frac{1}{2}^{\circ}$  bestimmt; es liegt also reiner Albit vor, was auch durch eine mikrochemische Untersuchung des Mikroperthits (neben viel K weniger Na, dagegen kein Ca), sowie durch eine Analyse (s. unten) bestätigt wurde. Außer der Verzwilligung nach dem Albitgesetz wurde nur an sehr beschränkten Stellen noch eine gleichzeitige Verzwilligung nach dem Periklingesetz beobachtet, wobei sich die Zwillinglamellen annähernd rechtwinklig durchkreuzen.

Bemerkenswert ist, daß der Albit außerordentlich reich an Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen ist im Gegensatz zum Orthoklas, der solche in nur sehr viel geringerer Zahl enthält. Infolge dieses Einschlußreichtums besitzen die Albitbänder eine geringere Pelluzität und mehr ins Weiße hinüberspielende Farbe, was sie schon unter der Lupe deutlich vom Orthoklas sich abheben läßt. Noch besser ist dies natürlich im Dünnschliff ersichtlich. Man erkennt dies aus der Abb. 1 auf Taf. IV, die einen zur Basis annähernd parallelen Schliff durch Mikroperthit, und zwar vom Fundamente eines Kristallstockes, in vierfacher linearer Vergrößerung und durchfallendem Lichte

darstellt. Alles, was im Photogramm grau erscheint, ist der einschlußreiche Albit; was weiß ist, entspricht dem Orthoklas; die schwarzen Partien sind eingelagertes Eisenoxyd.

Der Orthoklas dieses Mikroperthits zeigt in basalen oder angenähert basalen Schliffen keine einheitliche Auslöschung; diese ist vielmehr streifenförmig wogend, wobei die Streifung, die natürlich keine scharfen Konturen aufweist, senkrecht zu den Albitschnüren steht, also im Schliff der Zwillingslamellierung des Albits parallel verläuft. Im Photogramm 2 auf Taf. IV, das eine Partie des in der Abb. 1 derselben Tafel dargestellten Mikroperthits in 80facher Vergrößerung bei gekreuzten Nicols wiedergibt, kommt dieses Streifenphänomen gut zum Ausdruck. In Schliffen nach dem Klino- und Orthopinakoid ist von einer solchen, deutlich streifig-wogenden Auslöschung nichts sichtbar; nur eine sehr schwach angedeutete allgemein undulöse Auslöschung ist noch bemerklich. Es liegt hier natürlich fraglos eine Spannungserscheinung vor. Da diese aber eine bestimmte Orientierung aufweist, so kann sie nicht etwa auf einen vom Gas der Gaseinschlüsse ausgeübten Druck zurückgeführt werden. Die ganze Erscheinung erweckt vielmehr den Eindruck, als sei — was ich hypothetisch aussprechen möchte — der Mikroperthit infolge einer mit der Erkaltung einhergehenden ungleichförmigen Kontraktion des Albits und Orthoklases in einen Spannungszustand versetzt worden, der sich im klaren Orthoklas optisch leicht kenntlich macht, dagegen nicht in dem durch die zahllosen Einschlüsse getrübbten und zudem noch ungleichmäßig verzwilligten Albit.

Von der inneren kompakten Partie eines der Mikroperthitstöcke wurde eine Probe einer chemischen Analyse durch Herrn L. REINBERG im chemischen Laboratorium

der hiesigen Hochschule unterworfen. Es ergaben sich folgende Resultate:

SiO <sub>3</sub> . . . . .	65,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,30
FeO . . . . .	Spur
CaO . . . . .	Spur
K <sub>2</sub> O . . . . .	9,63
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5,41
Glühverlust . . . . .	0,41
	99,93

Es entspricht dies einer Zusammensetzung der untersuchten Probe des Mikroperthits aus angenähert 8 K Al Si<sub>3</sub> O<sub>8</sub> und 7 Na Al Si<sub>3</sub> O<sub>8</sub>.

Auf den größeren Kristallen mancher Stöcke sitzen stellenweise warzenähnliche Aggregate kleiner grauer Feldspatindividuen, die sich z. T. mit ihren gekrümmten Flächen dachziegelartig übereinander legen. Es wird diese zweite Feldspatgeneration im folgenden als *Warzenfeldspat* bezeichnet werden. Der mikrochemischen Prüfung zufolge wiegt in ihm Na gegenüber K vor; wir haben es demnach mit einem Kalinatronfeldspat zu tun. Das gleiche ist übrigens der Fall mit dem oben erwähnten Schuppenfeldspat.

Außerdem finden sich als eine zweite Generation auf dem Skelettfeldspat meist vereinzelte, seltener krustenförmig vereinigte, bis 1 mm große kurzsäulige weiße Feldspatkriställchen der Kombination T . M . P . x, teils als Einzelindividuen, teils als Karlsbader Zwillinge. In der Regel sind sie zum Hauptkristall parallel orientiert. Auf der Photographie 2 der Taf. III erscheinen diese Kriställchen in Form kleiner weißer, scharf umrandeter Flecken auf den schwarzen Prismenflächen der einfachen Individuen des Kristallstockes.

Eine mikrochemische Prüfung ergab, daß in diesem Feldspat Na gegenüber K vorherrscht, so daß auch hier ein

Kalinatronfeldspat vorliegt. Das spez. Gew. eines Kriställchens wurde mittels THOULET'scher Lösung zu 2,580 bestimmt. Da die Substanz Flüssigkeitseinschlüsse enthält, muß das wahre spezifische Gewicht etwas größer sein. Auf Spaltblättchen parallel M wurde die Auslöschung zu  $9\frac{1}{2}^{\circ}$  bestimmt. Weitere Untersuchungen sind nicht ausgeführt worden, so daß es unbestimmt bleibt, ob wir es mit einem Natronorthoklas oder einem Anorthoklas zu tun haben. Bei der folgenden Beschreibung einzelner Kristallstöcke werden diese Kriställchen als Kalinatronfeldspat bezeichnet werden.

Wie schon oben erwähnt, haben die gesammelten Feldspatstöcke z. T. frei auf dem Höhlenboden gelegen. Aber auch wenn man davon keine Kenntnis hätte, würde man zu einem analogen Schlusse geführt werden auf Grund der Beobachtung, daß die Abbruchflächen ein Fortwachstum der kompakten Mikroperthitsubstanz teils in Form von Subindividuen, teils als Skelettfeldspat aufweisen. Es fragt sich, durch welche Kräfte die Kristallstöcke — und ein Gleiches trifft, wie schon hier bemerkt sei, auch für den allergrößten Teil der Quarzkristalle zu — von ihrer festen Unterlage abgerissen worden sind. Da können wohl sicher nur die gewaltigen Erschütterungen in Frage kommen, die bei der Entstehung der nur wenige Meter entfernten Verwerfung, von der eingangs die Rede gewesen, ausgelöst worden sind und die Schollenzerstückelung und Zerrüttung des angrenzenden Granits im Gefolge hatten. Aber nicht nur die Feldspatstöcke sind bei diesem Vorgang von den Höhlenwänden abgebrochen worden, sondern auch vom Riesenpegmatitfeldspat haben sich hierbei Teile abgelöst. Ich habe aus dem bei meinem ersten Besuche noch anstehend gewesen hinteren Ende der Höhle von deren Boden größere und kleinere derartige Bruchstücke ge-



sammelt, auf denen sich stellenweise zahllose kleine weiße Kriställchen von Kalinatronfeldspat sowie Quarzkriställchen angesiedelt haben. Die Nischen zwischen diesen Kriställchen sind erfüllt von einem lockeren Gemenge von Quarz- und Feldspatindividuen in Kriställchen und Bruchstücken, zusammen mit winzigen Blättchen von Biotit und Muscovit und alles dies eingehüllt in roten Eisenocker.

Auf dem Skelettfeldspat, wie auch oberflächlich in ihm eingewachsen, finden sich gewöhnlich vereinzelte winzige, fast nur mit der Lupe erkennbare weiße Schüppchen mit Perlmutterglanz. Stellenweise, besonders auf der Unterseite der natürlichen Abbruchflächen der Kristallstöcke, bildet dieses Mineral gelbgrünliche Aggregate, die unter der Lupe z. T. eine feinblättrige Textur offenbaren, z. T. aber auch dünne Krusten oder unregelmäßig kugelige und wulstige, fettig anzufühlende Massen von völlig dichter Beschaffenheit darstellen. Die feinschuppigen Aggregate zeigen unter der Lupe Glas- bis Perlmutterglanz, die dichten einen fettartigen Glanz. Makroskopisch besitzen sie eine gewisse Ähnlichkeit mit Talk. Daß es sich aber um diesen nicht handelt, geht daraus hervor, daß das Mineral eine Härte von  $2-2\frac{1}{4}$  besitzt, mit Kobaltsolution erhitzt sich blau färbt und in der Flamme die Kalireaktion zeigt. Zieht man weiter in Betracht, daß es in Salzsäure unlöslich, v. d. L. unter starkem Leuchten zu weißem blasigen Email schmilzt und in der Phosphorsalzperle unter Gasentwicklung bis auf eine Kieselsäureflocke sich auflöst, so kann, so lange nicht durch eine chemische Untersuchung etwas anderes erwiesen werden sollte, das Mineral nur als dichte Varietät des *Muscovits* (höchstwahrscheinlich als eine dem FRENZEL'schen *Gilbertit* ähnliche Varietät) angesprochen werden. Dies um so mehr, als eine ähnliche Substanz („feinschuppiges oder scheinbar amorphes, gelbliches bis ölgrünes, steinmark-

oder talkähnliches Mineral“), die im Eibenstocker Turmalin-  
granit pseudomorph nach Feldspat, aber auch als sekundärer  
Überzug auf Feldspat, Quarz und schwarzem Glimmer auf-  
tritt, auf Grund einer chemischen, von M. SCHRÖDER<sup>1</sup>  
ausgeführten Untersuchung Muscovitzusammensetzung be-  
sitzt.

Bei der folgenden Beschreibung einzelner Kristall-  
stöcke wird das betreffende Mineral als Gilbertit bezeichnet  
werden.

Nur selten sind die Mikroperthitindividuen der Kristall-  
stöcke von einem Hauche schwarzen Manganzes überzogen.  
Es wird dies im folgenden als M a n g a n s c h w ä r z e ver-  
merkt werden.

Nach diesen allgemeinen Bemerkungen sollen nun  
einige der gesammelten und vom mulmigen Nischenmaterial  
gereinigten Kristallstöcke — z. T. nur sehr kurz — charak-  
terisiert werden.

1. K r i s t a l l s t o c k. Dimensionen 12 : 11 : 9 cm;  
Gewicht 1,13 kg. Zwei Stöcke<sup>2</sup> einfacher, parallel gelagerter  
Kristalle sind unregelmäßig miteinander verwachsen. Flächen-  
beschaffenheit wie im allgemeinen Teil dargelegt. Mit drei  
gegenseitig ungefähr senkrechten Abbruchflächen. Die

<sup>1</sup> Erläuterungen der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Sekt.  
Eibenstock (Blatt 145). 1884. p. 25. — K. DALMER (Erläuterungen l. c.,  
Sekt. Schneeberg [Blatt 136]. 1883. p. 9) betrachtete dieses Mineral als ein  
wahrscheinliches Zersetzungsprodukt von Turmalin, was beim Kirchberger  
Granit ausgeschlossen ist. — Es sei noch darauf verwiesen, daß F. v. SAND-  
BERGER (Sitzungsber. math.-phys. Kl. Ak. Wiss. München 1888. p. 485) und  
V. DÜRRFELD (Zeitschr. f. Kryst. 46. 1909. p. 581) gelblichgrünen bis weißen,  
körnig blättrigen bis dichten Gilbertit in den Drusen des Waldsteingranits  
beobachteten, desgleichen O. LÜDECKE in Drusen des Granits an den  
Sommerklippen im Wurmteale (Abh. naturf. Ges. Halle. 20. 1894. p. 325).

<sup>2</sup> Ich spreche hier wie auch bei den folgenden Feldspatstufen von  
Stöcken, wenn die Stockeigenschaft äußerlich hervortritt. Ob der innere  
Bau dem entspricht, ist nur in den wenigsten Fällen untersucht worden,  
um nicht alle Objekte zerschlagen oder anschleifen zu müssen.

eine ist frisch, beim Abschlagen des Stockes von der Höhlenwand entstanden. Die anderen müssen frei gelegen haben und stellen natürliche Bruchflächen dar, längs deren beim erwähnten Verwerfungsvorgang Teile vom Stock abgelöst wurden. Auf ihnen tritt überall Skelettfeldspat zutage, auf dem stellenweise sich noch Kriställchen von Kalinatronfeldspat und wenige Gilbertitschüppchen abgesetzt haben. Auf der künstlichen, der basalen Spaltbarkeit parallel gehenden Abbruchsfläche bemerkt man felderartig eine ganz geringfügige Abweichung in der Orientierung der Spaltbarkeit (schwache Knickung). Am Rande dieser Abbruchsfläche, nach der Oberfläche des Stockes hin, ist Skelettfeldspat entwickelt, der sich taschenförmig bis zu 2 cm Tiefe in den kompakten, hellfleischfarbenen Feldspat des Stockinnern einsetzt. Ein dieser basalen Abbruchsfläche parallel geführter Schliff zeigt u. d. M. folgendes. Der kompakte Orthoklas wird von Schnüren von Albit durchzogen, dessen z. T. äußerst feine Zwillingsstreifung quer zur Wandung der Schnüre verläuft (Albitgesetz). Die Albitbänder setzen sich, nur von wenig Orthoklas begleitet, in den Skelettfeldspat fort und bauen hier fast für sich allein die Rippen desselben auf. Der streifig undulös auslöschende Orthoklas ist absolut frisch und rein oder fast völlig rein, im Gegensatz zum Albit, der reich an Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen und z. T. muscovitisch zersetzt ist. In der Zone des Skelettfeldspates finden sich zahlreiche Einschlüsse von Eisenoxyd, die die dunkelbräunlichrote Farbe der Stockoberfläche bedingen.

2. Kristallstock. Dimensionen 14 : 10 : 9 cm; Gewicht 0,81 kg. Äußerlich aussehend wie eine treppenartig aneinandergefügte Reihe Bavenoer Zwillinge, an deren Einzelindividuen zu beiden Seiten sich einfache Kristalle

in paralleler Stellung anlagern. Das Ganze stellt aber wahrscheinlich nur ein Individuum mit äußerlich stockförmiger Ausbildung dar. Habitus und Flächenbeschaffenheit wie im allgemeinen Teil dargelegt. Hat frei in der Höhle gelegen. Auf der natürlichen Abbruchfläche ist Skelettfeldspat entwickelt mit lokaler Überdeckung durch Kalinatronfeldspat und ziemlich viel dichtem und feinschuppigem Gilbertit. Ungefähr parallel der Basis eines einfachen Kristalles wurde ein Schnitt von der Stockoberfläche aus bis  $2\frac{1}{2}$  cm ins Innere gelegt. Auf ihm macht sich folgendes bemerklich: außen, d. h. von der Stockoberfläche aus, ist zunächst eine 1—6 mm dicke Zone von Skelettfeldspat entwickelt (an einer Stelle reicht er, mit Unterbrechung durch kompakten Mikroperthit, bis an das entgegengesetzte Ende der Schnittfläche im Stockinnern), darauf folgt eine durchschnittlich 1 cm dicke Zone kompakten fleischroten Mikroperthits, woran sich hellrötlicher bis milchweißer kompakter, nur lokal sehr schwach skelettartig entwickelter Feldspat schließt, der im Schliff u. d. M. als Albit sich erweist. Mit diesem letzteren haben die Albitschnüre, die den kompakten Mikroperthit durchschwärmen, gleiche optische Orientierung. Sowohl beim kompakten wie auch beim Perthitalbit zeigt sich nur ganz lokal eine schwache Andeutung von Zwillingsstreifung, woraus zu schließen, daß hier der Albit nach dem Periklingesetz verzwillingt ist.

Bemerkenswert ist eine sehr starke Zerfelderung des Albits. Dies macht sich natürlich ganz besonders im kompakten Albit bemerklich, ist aber auch deutlich innerhalb dickerer Partien der Albitschnüre kenntlich. Bei gekreuzten Nicols gibt sich dies durch die mosaikartig verschiedenen Polarisationsfarben der einzelnen Teile kund. Dabei hat aber zu allermeist keine erhebliche Verlagerung der einzelnen Felderteile gegeneinander, sondern nur eine geringe gegen-

seitige Verschiebung stattgefunden. Dies spricht sich sowohl in den geringen Differenzen der optischen Orientierung der einzelnen Teile aus, wie auch in der nur wenige Grade erreichenden Ablenkung der Spaltrisse, die vom einen Feld ins benachbarte übergehen. Der Orthoklas des kompakten fleischroten Mikroperthits zeigt stark ausgeprägt eine streifig-undulöse Auslöschung.

Im Gegensatz zur Reinheit des Orthoklases ist auch in diesem Präparat der Albit außerordentlich reich an Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen; außerdem enthält er in zerstreuten Partien Muscovitschüppchen als Umwandlungsprodukte. Bei einer mikrochemischen Prüfung hat sich der kompakte Albit als kalihaltig erwiesen. Ein Unterschied zum Präparat des 1. Kristallstockes macht sich übrigens darin geltend, daß am Aufbau des Skelettfeldspats der Orthoklas einen größeren Anteil nimmt, ja stellenweise sogar den Albit stark überwiegt.

3. **Kristallstock.** Dimensionen 10 : 6 : 5 cm; Gewicht 0,27 kg. Ein Komplex Bavenoer Zwillinge. An vielen Stellen Überkrustung der Kristalle durch eine 1—2 mm dicke Schicht hellrötlichweißen Feldspates, die auf den Klinopinakoidflächen relativ ebenmäßig (etwas getäfelt) abschließt, dagegen auf den Prismenflächen in zahllose Subindividuen sich auflöst.

Auf einer zur Kante M/M eines Zwillinges annähernd senkrechten Schnittfläche (Winkel zwischen dieser und der erwähnten Kante = 105°) bemerkt man, wie ein kompakter Kern von hellrötlichweißem Feldspat von dunkelbraunrotem Skelettfeldspat umschlossen wird, um welchen letzteren sich eine äußere Schicht von hellrötlichweißem kompakten Feldspat legt. Von dieser Schnittfläche im unpolierten Zustande ist eine photographische Aufnahme in 4facher Vergrößerung auf Taf. V Fig. 1 reproduziert. Die

drei angegebenen Zonen sind leicht erkenntlich, desgleichen die Zwillingsgrenze. Zur Aufnahme selbst ist zu bemerken, daß sie unter künstlicher Seitenbeleuchtung bewerkstelligt worden ist, wobei die Lichtquelle sich seitwärts des unteren Randes des Photogrammes befunden hat. Bei dieser Lage der Beleuchtungsquelle heben sich beim unteren Zwillingsindividuum im Bereiche des Skelettfeldspats die Vertiefungen in der Schnittfläche wie Protuberanzen hervor, da der im Schatten liegende und daher schwarze tiefere Teil der der Lichtquelle zugekehrten Seitenwände der meist lentikulären Vertiefungen sich scharf abhebt von dem voll beleuchteten, daher weiß erscheinenden oberen Teil dieser Wände und der horizontalen, grau bis weiß sich darstellenden Schnittfläche durch die Rippen des Skelettfeldspats. Die starke Porosität des letzteren kommt in ihrer Charakteristik besser auf dem oberen Individuum des Photogramms zur Geltung. Einzelne der Poren erreichen eine Länge von mehreren Millimetern und eine Breite von fast 1 mm.

Parallel dem genannten Schnitt ist ein Dünnschliff angefertigt worden. Eine Photographie desselben im durchfallenden Lichte und in 5facher linearer Vergrößerung ist in Fig. 2 der Taf. V reproduziert. Zur leichteren Übersicht der Verhältnisse, wie sie sich u. d. M. darbieten, dient die nebenstehende Skizze Fig. 1 des Schliffes (Vergr.  $1:3\frac{3}{4}$ ). Innerhalb des kompakten, teils geradlinig umgrenzten, teils gelappten, in der Skizze mit punktierter Linie umgrenzten Mikroperthitkernes *a* heben sich im Photogramm die grau erscheinenden, vielfach sich verzweigenden Albitschnüre vom weißen, in der Art lentikulärer Linsen auftretenden Orthoklas ab. Letzterer zeigt schwach undulöse Auslöschung. Die Zwillingslamellierung des Albits steht im Individuum I senkrecht zur Wandung der Bänder (Albitgesetz), im Individuum II desgleichen, aber nur in der unteren rechten (rechts von dem

großen Eisenoxydflecken gelegenen) Partie, während an den übrigen Stellen eine Lamellierung nicht zu bemerken ist. Im Bereiche des Skelettfeldspats (Zone *b*) tritt der Orthoklas sehr stark zurück; an seine Stelle treten lentikuläre Hohlräume (in der Skizze nur vereinzelt angegeben und mit *c*

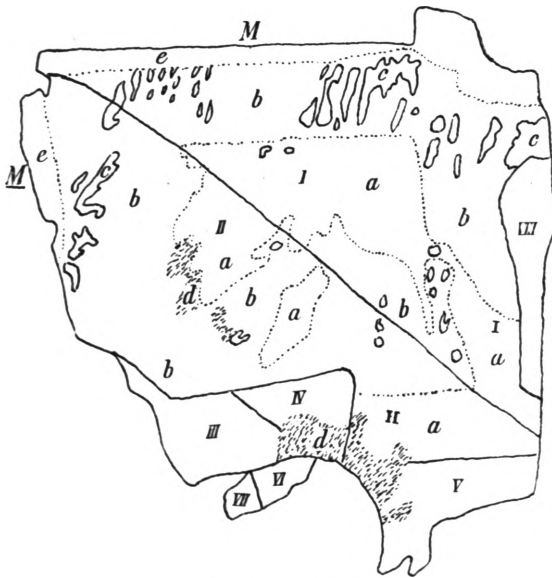


Fig. 1. (Vergr. 1:3 $\frac{1}{4}$ .)

*a* = Mikroperthitkern.

*b* = Skelettfeldspat.

*c* = Hohlräume im Skelettfeldspat (nur stellenweise gezeichnet).

*d* = Größere Einlagerungen von Eisenoxyd (nur stellenweise gezeichnet).

*e* = Albitähle.

bezeichnet); die Rippen des Skelettfeldspats werden größtenteils von den aus dem Mikroperthitkern herausstrahlenden Albitbändern gebildet. Der infolge seiner zahlreichen Eisenoxydeinschlüsse sich im Photogramm überall dunkler abhebende Skelettfeldspat — in der Skizze sind einige größere, alles verdunkelnde Eisenoxydeinschlüsse (*d*) gezeichnet —

greift beim Individuum II taschenförmig in den Mikroperthitkern ein. Die äußere kompakte Hülle (*e* der Skizze) besteht aus Albit. Bei Individuum I ist sie parallel *M* fein lamelliert (wie die Albitbänder innerhalb I), bei Individuum II zeigt sie keine Lamellierung (wie bei den Albitbändern des größten Teiles von II).

An Individuum II legt sich ferner noch randlich eine verzwilligte, aus Individuum III und IV bestehende Partie von Mikroperthit bzw. von Skelettfeldspat an. Individuum III besitzt mit I gleiche Auslöschung; die Zwillingslamellierung seiner Albitbänder geht parallel derjenigen bei Individuum I. Bei Individuum IV, dessen Auslöschungsrichtung gegen III um ungefähr  $10^\circ$  differiert, ist eine sehr undeutliche Streifung der im Photogramm sichtbaren Albitbänder parallel deren Konturen zu bemerken. Ferner ist mit II noch ein Individuum V verwachsen, das mit III und I ungefähr gleichzeitige Auslöschung besitzt. Die Individuen VI, VII und VIII endlich zeigen mit keinem der übrigen eine übereinstimmende optische Orientierung und gehören nicht mehr zum eigentlichen Zwilling, sondern zum Mikroperthit des Stockinnern.

Im Gegensatz zu dem reinen bis einschlußarmen Orthoklas erweisen sich auch hier die Albitpartien außerordentlich reich an Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen (letztere z. T. mit Libellen) von meist lentikulärer Gestalt und in gegenseitig paralleler Anordnung, nicht selten auch von polygonaler Umgrenzung (negative Kristallräume). Insbesondere ist der Albit der äußeren Hülle derart erfüllt von solchen mit ihrer Längsachse parallel *M* gelagerten Einschlüssen, daß diese bei schwächerer Vergrößerung den Eindruck einer Trübung des Wirtes hervorrufen. In dieser Randzone hat der Albit lokal auch eine Umwandlung in hellgelblichen, an sehr dünnen Schliiffstellen farblosen Muscovit (Gilbertit?) erfahren.



Im vorstehend beschriebenen Einzelfalle bestand die äußere Kruste aus Albit. Dies ist aber nicht durchgängig der Fall. Bei anderen Individuen desselben Kristallstockes wird die hellrötlichweiße Kruste aus Mikroperthit gebildet. Es wurde dies nachgewiesen sowohl an Spaltblättchen — bei solchen nach der Basis wurde bei den im Orthoklas eingeschalteten Albitlamellen eine Auslöschung von 4—5° gemessen —, als auch mikrochemisch und schließlich durch eine Analyse. Behufs Erlangung von Material zu letzterer wurde von verschiedenen Stellen des Stockes der Krustenfeldspat abgesprengt und das Pulver in H Cl gekocht behufs Lösung des anhaftenden, von Einschlüssen herrührenden Eisenoxyds. Die von Herrn J. LUKIN im hiesigen chemischen Laboratorium ausgeführte Analyse ergab folgende Resultate:

Si O <sub>2</sub> . . . . .	65,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,82
Fe O . . . . .	Spur
Ca O . . . . .	Spur
K <sub>2</sub> O . . . . .	7,96
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,23
Glühverlust . . . . .	0,60
	98,53

Das Analysenmaterial war von mir vorher beim Trocknen etwas zu hoch erhitzt worden, wobei seine weiße Farbe sich in lichtgrau verwandelt hatte. Es war hierbei sicher ein Teil des Inhaltes der Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse verloren gegangen, so daß in Wirklichkeit der Glühverlust des ursprünglichen Materiales etwas größer sein muß als bei obiger Analyse gefunden worden ist. Eine weitere Berechnung erlauben die Analysendaten nicht, da erstens das Material von verschiedenen Stellen der Stufe gesammelt werden mußte, daher kein einheitliches zu sein brauchte und zweitens nicht ganz frei von Umwandlungsprodukten (Muscovit) war. Immerhin weist aber der im Vergleich

zum  $\text{Na}_2\text{O}$  hohe  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt darauf hin, daß Mikroperthit zum mindesten einen großen Teil des Krustenfeldspats ausmacht.

Diese Mikroperthitnatur zeigte sich übrigens auch noch bei spezifischen Gewichtsbestimmungen. Eines der auf  $\infty\text{P}$  ausstrahlenden Subindividuen der äußeren Rinde (siehe p. 145) wurde fein zerstückelt, vom  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  durch  $\text{HCl}$  befreit und der Sonderung durch THOULET'sche Lösung unterworfen. Beim spez. Gew. der Flüssigkeit von 2,62 schwamm ein Teil des Pulvers innerhalb derselben (Albit), ein anderer Teil sammelte sich auf der Oberfläche; bei  $s = 2,615$  war ein Teil gefallen, ein Teil schwamm innerhalb der Lösung, ein Teil oben; bei  $s = 2,58$  schwamm noch ein Teil auf der Oberfläche (Orthoklas). Bei der Feinheit des Pulvers konnten die im Kriställchen enthaltenen Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse nur einen sehr geringen Einfluß auf diese Bestimmungen ausüben.

4. Kristallstock. Dimensionen  $9 : 7 : 7$  cm; Gewicht 0,35 kg. Bau wie beim 2. Stock. Auf einem durch einen Bavenoer Zwilling ungefähr senkrecht zur Kante  $M/M$  geführten Schnitt bemerkt man im Innern grauen kompakten und rötlichen, stark porösen Feldspat, umgeben von einer Hülle schwach rötlichweißen kompakten Feldspats. In genannter Richtung wurde ein Dünnschliff angefertigt und dieser im durchfallenden Lichte unter 4facher Vergrößerung photographiert. Das Photogramm ist in Fig. 1 auf Taf. VI reproduziert. Nebenstehende schematische Skizze Fig. 2 (Vergr. 3fach) dient zur bequemeren Übersicht und Darstellung der im Dünnschliff u. d. M. sich darbietenden Verhältnisse.

Zu innerst findet sich ein an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Einschlüssen ärmerer Kern ( $a$ ) von kompaktem Mikroperthit. Dessen Albitbänder verlaufen parallel der Kontur von  $M$  und  $\underline{M}$ , desgleichen

die sehr feine Zwillingsstreifung dieser Bänder (Albitgesetz). Um diesen Kern legt sich eine Zone von stark porösem<sup>1</sup> und an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Einschlüssen reichem Mikroperthit (*b*), dessen Albitbänder dieselbe Orientierung und dieselbe Verzwill-

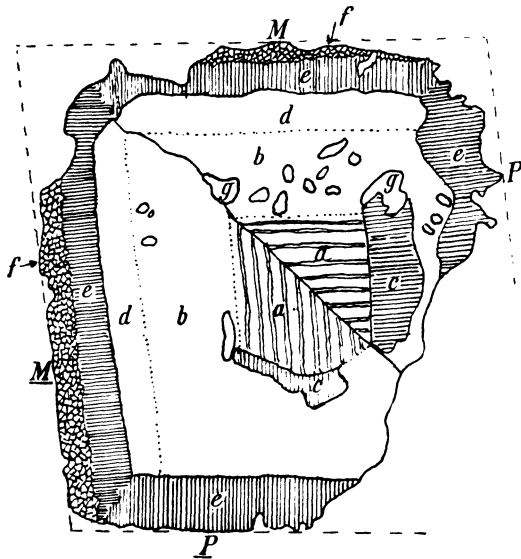


Fig. 2. (Vergr. 1 : 3.)

- a* = Kompakter Mikroperthitkern (Albitbänder schematisch).
- b* = Stark poröser Mikroperthit (Albitbänder nicht gezeichnet).
- c* = Größere Albitpartien (mit schematisch gezeichneter Zwillingsstreifung).
- d* = Mikroperthit, arm an Albitbändern (diese nicht gezeichnet).
- e* = Albitbänder mit Zwillingsstreifung (diese schematisch gezeichnet).
- f* = Kleinfeldrige Albitbänder ohne Zwillingsstreifung (Felder schematisch gezeichnet).
- g* = Poren (nur vereinzelt gezeichnet.)

lingung aufweisen wie im Kern; stellenweise (bei *c* der Skizze) treten größere einheitliche Albitpartien auf mit äußerst feiner, z. T. schwach geknickter (in der Skizze schema-

<sup>1</sup> Im Schriff sind die Poren z. T. von feinem, in Kanadabalsam eingebetteten Schmirgelpulver erfüllt und erscheinen daher im Photogramm schwarz. In der Skizze sind die Poren nur vereinzelt gezeichnet.

tisch gezeichneter) Zwillingstreifung. Nach außen (gegen die Flächen  $M$  und  $\underline{M}$  zu) schließt sich an diese Zone eine Mikroperthitzone ( $d$ ), die sehr arm an Albitbändern ist. Und endlich wird das Ganze von einer Hülle von Albit umgeben, in der die sehr feine Zwillingstreifung senkrecht auf den Umgrenzungsflächen  $M/M$  und  $P/P$  steht. Die zu  $P/P$  senkrechte Zwillingstreifung (Albitgesetz) dokumentiert sich sehr scharf ausgeprägt, während die zu  $M/M$  senkrechte Streifung (Periklingesetz) ein wenig verschwommen ist und überhaupt nahe dem äußeren Rande, wo unverzwillingter Albit mit kleinfelderig-undulöser Auslöschung entwickelt ist, ganz aufhört. Eine Art Verzahnung der Zwillinglamellen beobachtet man im Bereiche der Ecken (s. Skizze), wo die nach dem Albit- und die nach dem Periklingesetz verzwilligten Teile des Hüllenalbits aufeinandertreffen. Im Innern des Mikroperthits begegnet man einer gleichzeitigen Verzwilligung der Albitbänder nach beiden Gesetzen (Lamellenkreuzung) nur ganz lokal an sehr beschränkten Stellen. Die maximale Auslöschung der Albitlamellen in der Hülle wurde zu  $13-14^\circ$  gemessen, was, da der Schnitt in der symmetrischen Zone gelegen, einem Albit von der ungefähren Zusammensetzung  $Ab_{13} An_1$  entspricht. In den Albitpartien  $d$  der Skizze beträgt die Auslöschung  $11-12^\circ$ , entsprechend einem Albit  $Ab_{10} An_1$ .

Die Albitbänder enthalten zahllose Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse (z. T. mit Libellen), die in ihrer häufig lentikulären Erstreckung parallel  $M/M$  angeordnet sind. In dieser Beziehung werden sie noch stark vom Hüllenalbit übertroffen, in dem sich außerdem noch reichliche Einschlüsse von Eisenoxyd und zerstreut von sekundärem Muscovit finden. Im auffallenden Gegensatze hierzu ist der Orthoklas des Mikroperthits sehr arm bis völlig frei von Einschlüssen und zeigt nirgends Zersetzungs Vorgänge.

Aus den bisherigen, ausführlicher behandelten Beispielen ist ersichtlich, daß die äußerlich oft recht einheitlich aussehenden Kristalle der Feldspatstöcke einen recht komplizierten inneren Aufbau aufweisen.

5. **Kristallstock.** Dimensionen 30 : 24 : 18 cm; Gewicht 10,15 kg. No. 1 der Abb. 2 auf Taf. VI. Abgesehen von einigen gesondert gelagerten Bavenoer Zwillingen besteht die Stufe aus drei Zwillingstöcken, von denen zwei zueinander parallel, der dritte unparallel orientiert sind (in der Abbildung ist nur ein Teil dieser Zwillinge oben rechts schwer sichtbar). An sie schließen sich seitlich stockförmige Komplexe einfacher Individuen an. Flächenbeschaffenheit wie im allgemeinen Teil beschrieben. Aufsitzend vereinzelt Kriställchen von Kalinatronfeldspat. Der Stock hat frei in der Höhle gelegen. Auf der natürlichen Abbruchfläche zahllose kleine Subindividuen von Mikroperthit sowie viel dichter und feinschuppiger Gilbertit.

6. **Kristallstock.** Dimensionen 34 : 18 : 11 cm; Gewicht 5 kg. No. 2 der Abb. 2 auf Taf. VI. An eine perlschnurartig aneinander gereihte Serie von Bavenoer Zwillingen (von denen ein Teil in der oberen Hälfte der Abbildung rechts sichtbar ist) schließt sich auf beiden Seiten je ein stockförmiger Komplex einfacher Kristalle an, die sich besonders in der unteren Hälfte der Abbildung mit ihren firstartig hervortretenden Prismenflächen reliefartig repräsentieren. Flächenbeschaffenheit wie beim vorigen Stock. Vereinzelt aufsitzend Kriställchen von Kalinatronfeldspat. Ein zu M/M quer durchschlagener Zwilling zeigt einen inneren Aufbau wie beim 4. Kristallstock beschrieben. In den Nischen zwischen den Kristallen Warzenfeldspat. Hat frei in der Höhle gelegen. Beschaffenheit der natürlichen Abbruchfläche wie beim vorigen Stock.

7. **Kristallstock.** Dimensionen 23 : 19 : 8 cm;

Gewicht 3,65 kg. No. 3 der Abb. 2 auf Taf. VI. Verwachsung von 4 Komplexen parallel gelagerter einfacher Individuen. Auf dem Skelettfeldspat der Prismenflächen vereinzelte Kriställchen von Kalinatronfeldspat sowie wenig dichter Gilbertit und Spuren von Manganschwärze. Auf der Basis Belag vieler kleiner, schlecht ausgebildeter, eine Art Schicht darstellender dunkelrostroter Feldspatkriställchen. Flächenbeschaffenheit im übrigen wie eingangs charakterisiert. Hat frei gelegen. Auf der alten natürlichen Abbruchfläche Fortwachstum des Mikroperthits als Skelettfeldspat, besetzt von wenigen Kriställchen von Kalinatronfeldspat und von dichtem Gilbertit.

8. K r i s t a l l s t o c k. Dimensionen 29 : 20 : 15 cm; Gewicht 8,2 kg. Stellt ein Stück des Feldspates des Riesenpegmatits dar, der als Kristallstock in die Höhle hinein sich fortsetzte. Nur mit dem vierten Teile seiner Grundfläche war dieser Stock mit dem Pegmatitfeldspat der Höhlenwand noch verbunden; die übrige Partie muß durch eine dünne Kluft davon getrennt gewesen sein, da sie im Gegensatz zur frischen fleischfarbenen Stelle jenes vierten, eine künstliche Abbruchfläche darstellenden Teiles eine dünne rotbraune krustenförmige Fortwachstumsschicht trägt. Diese natürliche Abbruchfläche ist in ihrer Gesamtheit schwach sattelförmig gekrümmt. Der Kristallstock besteht, ungerechnet weniger vereinzelt gelagerter Individuen, aus 6 Gruppen von perlschnurartig aneinander gereihten Bavenoer Zwillingen mit beiderseits sich anlagernden Komplexen einfacher Individuen. Länge der Zwillinge bis 4 cm. Flächenbeschaffenheit wie bisher. Auf dem Skelettfeldspat des sattelförmig gekrümmten Teiles der Zwillinge sitzen vereinzelte Kriställchen von Kalinatronfeldspat, auf und in ihm (in der äußersten Randzone) auch Gilbertit in Schüppchen und dünnen Krusten. An einer Stelle, wo eine

der natürlichen Ablösungsspalten sich etwas ins Innere der Stufe erstreckt, ist die gesamte Feldspatwand mit Kriställchen von Kalinatronfeldspat besetzt, d. h. der Pegmatitfeldspat ist als Kalinatronfeldspat in die Spalte hinein fortgewachsen.

9. **Kristallstock.** Dimensionen 20 : 16 : 16 cm; Gewicht 3,74 kg. Besteht aus einem Individuum von Pegmatitfeldspat, der von alten Spaltrissen durchsetzt ist, die lokal eine beginnende Ausheilung durch Ansatz sehr kleiner rotbrauner Subindividuen von Feldspat erfahren haben. Im übrigen besitzen diese alten natürlichen Spaltflächen eine rotbraune Färbung im Gegensatz zur fleischroten Farbe des frisch durchbrochenen Feldspates. Am freien, der Höhle zugekehrt gewesenen Ende strahlt der Pegmatitfeldspat in zwei Gruppen von Bavenoer Zwillingen aus, an die sich beiderseits einfache Kristalle in einer zum benachbarten Individuum des Zwillings parallelen Lagerung ansetzen. Flächenbeschaffenheit wie bei den vorhergehenden Stöcken. Vereinzelte Kriställchen von Kalinatronfeldspat auf den Mikroperthitkristallen. Dichter und feinschuppiger Gilbertit auf einer alten Abbruchsfläche.

10. **Kristallstock.** Dimensionen 23 : 11 : 10 cm; Gewicht 3,65 kg. Besteht aus mehreren kleinen Reihen Bavenoer Zwillinge und unregelmäßig gruppierten Stöcken einfacher Individuen. Die Stufe hat frei in der Höhle gelegen. Durch einen Riß war von ihr ursprünglich ein schaliges Stück abgespalten, das aber in der Folge durch Ausheilung des Risses — nur die peripheren Teile blieben frei — mit dem Hauptstück wieder verkittet wurde. Auf der alten Abbruchsfläche sowie auf einer Partie der Mikroperthitkristalle der Stockoberfläche sitzen massenhaft Kriställchen von Kalinatronfeldspat und dichter Gilbertit; auf der Abbruchsfläche außerdem Ansiedlung weniger, bis zentimeter-

langer Rauchquarkristalle und auf den Mikroperthitkristallen lokal dünner Belag von Manganschwärze.

11. **Kristallstock.** Dimensionen 20 : 17 : 8 cm; Gewicht 1,7 kg. Schöne Stufe von Bavenoer Zwillingen und einfachen Kristallen ohne Anordnung in parallelen Komplexen. In den Nischen viel dichter und feinschuppiger Gilbertit. Auf der alten natürlichen Abbruchfläche massenhaft Kriställchen von Kalinatronfeldspat.

12. **Kristallstock.** Dimensionen 16 : 15 : 8 cm; Gewicht 1,64 kg. Einfache, parallel gelagerte Kristalle, die — mit Ausnahme weniger Individuen — sämtlich zu einem Komplex gehören. Flächenskulptur wie bisher. In den Nischen wenig Warzenorthoklas, der gleichalterig mit den auf der Stockoberfläche vereinzelt sitzenden Kriställchen von Kalinatronfeldspat. Auf der natürlichen Abbruchfläche Fortwachstum in zahllosen Subindividuen von rötlichweißem und braunrotem Feldspat, sowie Ansatz weniger Quarzkriställchen.

13. **Kristallstock.** Dimensionen 15 : 13 : 7 cm; Gewicht 1,35 kg. Nur einfache Individuen in paralleler Anordnung, zu zwei Gruppen vereinigt. Flächenskulptur wie bisher. Stellenweise besetzt mit Kriställchen von Kalinatronfeldspat und dichtem Gilbertit. Auf der natürlichen Abbruchfläche Fortwachstum in Form von Skelettfeldspat, sowie Ansatz vieler kleiner, parallel zur Bruchfläche gelagerter Quarzsäulen und Belag von Gilbertit.

Außer den vorstehenden 13 Orthoklasmikroperthitstöcken befinden sich in meiner Sammlung noch 14 andere von ähnlicher Beschaffenheit. Das Gesamtgewicht aller beträgt 51,4 kg.

## II. Rauchquarz und Morion.

Die aus der Höhle stammenden Quarzkristalle weisen die stereotype Kombination  $\infty R(1010) \cdot R(10\bar{1}1) \cdot R(0111)$



auf, wozu sich häufig noch steilere positive und negative Rhomboeder gesellen. Diese liegen zwischen 3 R und ungefähr 10 R. Ihre Symbole haben meist nur angenähert bestimmt werden können, da die Messungen mit dem Anlegegoniometer bei der vorhandenen Flächenbeschaffenheit keine genügend genauen sein konnten. Die mit der bekannten Kombinationsstreifung versehenen Prismenflächen krümmen sich nicht selten derart, daß sie in die steileren Rhomboederflächen übergehen. Auch diese letzteren besitzen in der Regel oszillatorische Streifung, zuweilen so stark ausgeprägt, daß sie in treppenförmige Absätze hinüberleitet. Der Habitus ist meist säulig, nur bei einzelnen Individuen tafelförmig infolge starken Vorherrschens zweier gegenüberliegender Prismenflächen. Außerdem erleiden die Kristalle durch ungleichförmige Entwicklung der Rhomboederflächen häufig eine starke Verzerrung. Nur selten herrschen die  $\pm$  m R-Flächen derart stark über den nur ganz geringfügig entwickelten  $\pm$  R-Flächen vor, daß die Kristalle einen steilpyramidalen Habitus erhalten.

Die Färbung ist durchgehend entweder hellbraun (R a u c h q u a r z) oder, mit Übergängen, tief dunkelbraun (M o r i o n). Nur bei einigen Kristallen sind gewisse Partien als B e r g k r i s t a l l oder als C i t r i n entwickelt oder es besteht der untere Teil aus g e m e i n e m Q u a r z.

Auf den Rhomboederflächen fast aller Individuen ist fleckenförmig ein moiréartiger Schiller zu beobachten, der durch abwechselnd glänzende und matte Beschaffenheit der Fläche hervorgerufen wird und auf Z w i l l i n g s - v e r w a c h s u n g n a c h d e m D a u p h i n é e r G e s e t z hinweist <sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Auch die in anderen Kristallkellern oder größeren Drusen aufgedeckten Quarzkristalle, beispielsweise im Aarmassiv, bei Striegau, Baveno, sind meist Zwillinge nach dem Dauphinéer Gesetz.

Recht häufig sind ferner auf den Rhomboederflächen kupferrote Flecken zu bemerken. Sie werden dadurch hervorgerufen, daß an diesen Stellen die Rauchquarz- oder Morionsubstanz durch Bergkristall ersetzt ist, der durch Einlagerung mikroskopischer Partikelchen von Eisenglimmer eine rote Färbung erhält.

Gewöhnlich ist die äußerste, papierdünne bis  $\frac{1}{2}$  mm dicke Zone der Quarzkristalle derart reichlich von pulverigem Roteisenerz, lokal auch von dünnen Eisenglanzblättchen und zwar ringsum oder nur auf einzelnen Flächen durchspickt, daß man makroskopisch den Eindruck erhält, als umhülle eine geschlossene Eisenoxydhaut den Quarz. Daß letzteres aber nur vorgetäuscht wird und in Wirklichkeit eine periphere Quarzschicht mit so reichlichen Roteisenerzeinschlüssen vorliegt, daß vom Wirten makroskopisch selbst kaum noch etwas wahrzunehmen ist, ergibt sich aus dem Umstande, daß der den Dauphinéer Zwillingen eigentümliche moiréartige Schiller sich auch auf den so beschaffenen Flächen noch bemerklich macht. Damit steht der mikroskopische Befund im Einklang. In Präparaten durch diese äußere Hülle zeigt sich, daß die Eisenoxydeinschlüsse teils von staubartiger Feinheit, teils von schnurförmiger, teils auch von kugelige Gestalt sind. Der Kürze halber wird im folgenden von einem „Eisenoxydbelag“ gesprochen werden, wenn es sich um die eisenoxydreiche periphere Quarzzone handelt.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß diese eisenoxydreiche Quarzhülle und der eisenoxydreiche Skelettfeldspat zur gleichen Bildungsperiode gehören.

Recht häufig besitzen die Kristalle auch ein charakteristisches Aussehen, das durch folgende Erscheinung hervorgerufen wird. An vielen Stellen, sowohl auf den Prismen-

wie Rhomboederflächen, wird die vom Eisenoxydbelag rauhe Kristalloberfläche von einer papierdünnen bis 1 mm dicken Schicht überzogen, von der man auf den ersten Blick geneigt sein könnte, zu vermuten, daß sie aus ganz unregelmäßig gestalteten, fetzenförmigen Partien weißen Feldspates und zwischengelagertem dunklen Quarz bestehe. Das Ganze erweckt, ohne nähere Untersuchung, ungefähr den Eindruck einer schriftgranitähnlichen Verwachsung, nur mit dem Unterschied, daß der Quarz die Hauptmasse bildet und die von ihm umschlossenen, nach Feldspat aussehenden Partien nicht Lamellenform besitzen. Wies nun schon der Umstand, daß jene weiße Substanz mit ihrer Oberfläche genau in die spiegelnden Prismen- und Rhomboederflächen der dunklen Quarzdeckschicht überläuft und alle Streifungen und Knickungen miterleidet, sowie auch Kantenteile des Kristalles bildet, darauf hin, daß sie gleichfalls nur Quarz darstellen kann, so ließ sich dies auch auf Grund der Härtebestimmung und des Charakters der Bruchflächen (bei Verwendung einer sehr scharfen Lupe) zweifellos sicherstellen. Von Haus aus war es nun zu vermuten, daß das weiße Aussehen der betreffenden Partien im Gegensatz zur benachbarten dunklen Quarzmasse durch zahllose Gas- oder Flüssigkeitseinschlüsse hervorgerufen wird. Diese Vermutung konnte durch mikroskopische Untersuchung bestätigt werden. Es zeigte sich nämlich, daß dieser weiße Quarz von Unmassen teils schlauchförmiger, teils auch ganz unregelmäßig gelappter und verzweigter Flüssigkeitseinschlüsse (ohne Libellen) erfüllt ist. Stellenweise gehen sie zu winzigen Dimensionen herab. Im Vergleich hierzu ist der angrenzende Rauchquarz als einschlußarm zu charakterisieren. Es wird diese eigentümliche, aus dunkler durchsichtiger und weißer undurchsichtiger Substanz bestehende Quarzüberrindung bei der folgenden Beschreibung

einzelner Kristalle kurz als Sprenkelquarz bezeichnet werden <sup>1</sup>.

Wie erwähnt, tritt dieser Sprenkelquarz in der Regel über dem Eisenoxydbelag auf. Das Gegenteilige wurde nur ausnahmsweise beobachtet. Bei manchen Rauchquarkristallen legt sich über den Eisenoxydbelag stellenweise nochmals eine dünne Rauchquarzschrift <sup>2</sup>.

Der Rauchquarz entfärbt sich, wie ein Glühversuch im elektrischen Ofen ergab, bei 300°; gleichzeitig entbindet sich bei dieser Temperatur ein wässriges Destillat.

Auf einigen Kristallen sitzt hie und da Warzenfeldspat oder es ist dieser ein wenig in die Flächen eingesenkt, also beim Wachstum des Quarzes teilweise umschlossen worden. Stellenweise bedeckt den Warzenfeldspat noch dichter oder feinschuppiger Gilbertit.

Die größte Mehrzahl der Kristalle zeigt unverkennbare Merkmale dessen, daß sie vor langen Zeiten vom Höhlendach abgebrochen worden und auf den von tonigem Eisenocker bedeckten Höhlenboden zu liegen gekommen sind. Wie schon bei den Feldspatstöcken bemerkt worden, liegt es sehr nahe, die Ursache hierfür in dem eingangs erwähnten Verwerfungsvorgang zu erblicken, während ich

<sup>1</sup> Etwas ähnliches beobachteten wahrscheinlich J. WOLFF und CH. PALACHE (Zeitschr. f. Kryst. 36. 1902. p. 438) am Rauchquarz aus einem Pegmatithohlraum in Minot (Maine). Die Kristalle sind von einer 1—3 mm dicken Schicht von undurchsichtigem, weißen, mit dem Rauchquarz gleich orientierten Quarz (2. Generation) umgeben, der viele „fluidale“ und unbekannte feste Einschlüsse enthält und undeutlich einen Aufbau aus kleinen Fasern senkrecht zur Oberfläche aufweist. — Eine solche faserige Textur läßt sich beim Wildenauer Sprenkelquarz nicht feststellen.

<sup>2</sup> Auf eine ähnliche Trennung eines jüngeren Quarzüberzuges auf älteren Kristallen durch eine nicht kontinuierliche Hülle von Eisenrahm oder einzelne Eisenglanzblättchen wurde von F. KLOCKMANN bei den Quarzkristallen aus den Drusenräumen der Ganggranite von Lomnitz hingewiesen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1882. p. 395.)

es für weniger wahrscheinlich halte, daß, wie A. SCHWANTKE<sup>1</sup> es für die z. T. abgebrochenen Drusenmineralien des Striegauer Granits annimmt, Bewegungen im Gestein eine Verzerrung der Drusen (in unserem Falle — der Höhle) und hiermit eine Zertrümmerung der die Wände bedeckenden Mineralien im Gefolge hatten.

Die nach oben gekehrten Flächen der auf den Höhlenboden zu liegen gekommenen Kristalle haben ein Wachstum erfahren, das sich teils in einer Auflösung mehrerer Kristallflächen in Subindividuen, teils in der Überwindung mit Sprengelquarz, teils auch in der Ausheilung entstandener Risse kenntlich macht. Ja, es liegen in dem gesammelten Material selbst Belege für ein Wiederauswachsen nebeneinander gelegener Bruchstücke vor.

Aber nicht nur Kristalle sind vom Dach oder den Wänden des Kristallkellers abgebrochen worden, sondern es haben sich auch vom Riesenpegmatitquarz große Schalen abgelöst, die sich dann mit Hunderten kleiner Rauchquarzkristalle entweder nur auf der Oberseite oder doch auf dieser sehr vorherrschend bedeckt haben. Zwischen diesen Quarzkristallen, z. T. auch auf ihnen sitzen Gruppen kleiner Kriställchen von Kalinatronfeldspat, sowie dichter und feinschuppiger Gilbertit. Auf der Unterseite dieser Platten findet sich stellenweise auch Skelettfeldspat.

Gerade in dieser Absprengung von großen Pegmatitquarzplatten sehe ich ein Moment, das zugunsten der durch die erwähnte Verwerfung verursachten starken Erschütterungen und gegen bloße Bewegungsvorgänge im schwach verfestigten Granit spricht.

Manche der größeren Kristalle haben bei dem gewaltsamen Abbruch eine Zerspaltung angenähert parallel zur

<sup>1</sup> Die Drusenmineralien des Striegauer Granits. Leipzig 1896. Referat Zeitschr. f. Kryst. **30**, p. 666.

Längsrichtung erfahren, wobei die gegenseitig etwas verschobenen Teilstücke in der Folgezeit wieder verwachsen sind. Oder es sind schalenförmige Stücke peripher von einem größeren Kristall abgesprengt worden, die, völlig frei gelegen, die Zeichen späteren Weiterwachstums aufweisen.

Ob eine **B r u c h f l ä c h e** eine künstliche oder natürliche ist, läßt sich, auch wenn sie nicht mit Subindividuen besetzt ist, stets am Glanz leicht erkennen. Natürliche Bruchflächen sind matt, künstliche zeigen den charakteristischen Glas- oder Fettglanz. Die matte Beschaffenheit der ersteren wird dadurch hervorgerufen, daß sich auf ihnen allerwinzigste, selbst mit scharfer Lupe nur schwer erkennbare Quarzindividuen abgesetzt haben.

Ähnliche natürliche Abbrüche von Quarzkristallen, wie sie im vorstehenden vermerkt worden, sind schon von verschiedenen Orten bekannt geworden. So fand man beispielsweise nach Öffnung der Höhle am Tiefengletscher die obere stark zersetzte Gesteinsmasse, die sogen. Deckplatte, bereits abgefallen. Die Quarzkristalle waren alle von ihren Ansatzstellen losgebrochen und lagen wirt durcheinander, waren aber durch den auf dem Höhlenboden lagernden Chloritsand vor Beschädigung geschützt worden <sup>1</sup>. Beim Bahnbau zu Unterbrambach im Vogtland sind große Mengen von Bergkristallen aufgedeckt worden, die häufig lose in einer braunen erdigen Masse lagen, „als wenn sie in einer gewaltigen Katastrophe losgebrochen worden wären“ <sup>2</sup>. Drusenräume des Cordieritgneises von Lunzenau

<sup>1</sup> Vergl. F. KOENIGSBERGER, Die Minerallagerstätten im Biotitprotogin des Aarmassivs. (Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XIV. 1901. p. 68.)

<sup>2</sup> Nach KÖHLER in den Sitzungsber. d. naturw. Ges. Isis in Dresden 1868. p. 55. Leider wird nicht berichtet, ob der Fund in einer Höhle gemacht worden ist.

zeigten sich erfüllt mit einem wirren losen Haufwerk von Quarzen, Glimmertafeln, Turmalinfragmenten und Eisenrahm<sup>1</sup>. In Spalten der Quarzite von Nil St. Vincent (Belgien) fanden sich 50 cm große Quarzkristalle lose in einer erdigen, stark glimmerhaltigen Ausfüllungsmasse<sup>2</sup>.

Ursprünglich waren alle Kristalle, so wie sie aus dem Wildenauer Kristallkeller gesammelt worden sind, von einer dünnen Schicht ziegelroten, staubförmigen Eisenockers umhüllt, nach dessen Entfernung erst die feinere Flächenbeschaffenheit sich bemerklich machte.

Größere Exemplare von Rauchquarz und Bergkristall sind schon öfters in den Graniten des Vogtlandes aufgedeckt worden. So fand man zwischen Reiboldsgrün und Georgengrün teils in der Dammerde, teils auf der Grube Feigenkörbel Rauchquarze bis 2 Fuß Länge, die ehemals zu Schnallen und Ringsteinen verarbeitet wurden<sup>3</sup>. Bei Schönau unweit Treuen hat man große Morionkristalle aufgefunden, desgleichen in einem Eisenbahneinschnitte bei Ölsnitz große Bergkristalle<sup>4</sup>. Um noch etwas über die Grenzen des Vogtlandes hinauszugehen, sei auch der bis zentnerschweren Rauchquarzkristalle aus dem Pegmatit von Penig und Limbach gedacht<sup>5</sup>.

Einige der größeren Quarzkristalle aus dem Wildenauer Kristallkeller erblickt man in 10facher Verkleinerung auf der Photographie No. 1 der Taf. VII. Sie sollen im folgenden zunächst kurz charakterisiert werden (eingehende kristallo-

<sup>1</sup> Nach H. CREDNER, Die granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1875. p. 110.)

<sup>2</sup> Nach D. VANHOVE; siehe Referat in Zeitschr. f. Kryst. **37**. p. 87.

<sup>3</sup> J. CHARPENTIER, Mineralogische Geographie der Chursächsischen Lande. Leipzig 1778. p. 318. — FREIESLEBEN, Magazin für die Oryktographie von Sachsen. 2. Heft. Freiberg 1828. p. 47.

<sup>4</sup> A. FRENZEL, Mineralogisches Lexicon des Königreichs Sachsen. Leipzig 1874. p. 263.

<sup>5</sup> Ebenda p. 263.

graphische und physikalische Untersuchungen sind nicht ausgeführt worden). Dem werden sich dann noch einige andere Stufen anschließen.

1. *Morion*. No. 1 der Abbildung. Höhe 50 cm, Umfang 82 cm, Gewicht  $30\frac{1}{4}$  kg. Kombination  $\infty R . \pm R$  nebst mehreren steileren Rhomboedern, deren  $m$  zwischen 3 und ca. 10 gelegen. Prächtiger Dauphinéer Zwilling. Die Prismenflächen nach oben gekrümmt und allmählich in die steilen Rhomboederflächen übergehend. Auf ersteren lokal Sprenkelquarz, auf den  $R$ -Flächen kupferrote Flecken. Drei  $\infty R$ - und zwei  $R$ -Flächen<sup>1</sup> mit dünnem Eisenoxyd-belag. Im unteren Viertel ist der Kristall als gemeiner Quarz entwickelt, umhüllt von einer durchschnittlich 1 cm dicken Schicht von Citrin. An der Grenze zwischen beiden Irisieren. Auf der natürlichen basalen Abbruchfläche Subindividuen von Quarz mit zwischengelagertem dichten Gilbertit. Lokal ebenda Reste von Skelettfeldspat.

2. *Rauchquarz*. No. 2 der Abbildung. Höhe 43 cm, Umfang 70 cm, Gewicht  $22\frac{3}{4}$  kg. Kombination  $\infty R . \pm R . \pm \frac{1}{2} R$  (oder eine sehr nahestehende Form). Prismenflächen in allmählicher Krümmung (durch steile Rhomboeder) in die Flächen von  $\pm \frac{1}{2} R$  übergehend. Dauphinéer Zwilling. Der Kristall war ursprünglich durch zwei Spalten in drei Stücke geteilt; eine derselben durchsetzt den Kristall beinahe vertikal, die andere geht ungefähr parallel einer Rhomboederfläche und schneidet ein schalenförmiges Stück ab (s. Abbildung). Die Spalten sind größtenteils wieder ausgeheilt; nur stellenweise klaffen sie noch bis 1 cm Weite. Verschiebungen der Teilstücke gegeneinander haben bei der Zerspaltung nur in ganz geringfügigem Maße stattgefunden. Ein 6 cm langer und, soweit

<sup>1</sup> Bezeichnung ohne Rücksicht auf das Vorzeichen. Desgleichen im folgenden.



sichtbar, 4 cm dicker, senkrecht zur Hauptachse des großen Kristalles gelegener Rauchquarzkristall wird von jenem fast völlig umschlossen. Zwei Rhomboederflächen stark, eine dritte geringer, die übrigen nur sehr schwach entwickelt, da sie nahe der senkrecht ( $//c$ ) verlaufenden Abbruchfläche gelegen. Auf letzterer Reste von Skelettfeldspat. Die Prismenflächen größtenteils mit dünnem Eisenoxydbelag, die Rhomboederflächen ohne einen solchen, dagegen mit kupferroten Flecken. Auf einer Rhomboederfläche eine Einbuchtung, in der schöne Subindividuen entwickelt. Auf einer der  $mR$ -Flächen wenig Sprengelquarz.

3. **Morion**. No. 3 der Abbildung. Höhe 48 cm, Umfang 57 cm, Gewicht  $18\frac{3}{4}$  kg. Kombination  $\infty R \cdot \pm R \cdot \pm 3R$ . Dauphinéer Zwilling. Entwickelt drei  $\infty R$ -Flächen (davon eine nur zum Teil), sechs  $R$ -Flächen von sehr ungleicher Erstreckung und vier  $3R$ -Flächen; an Stelle der fehlenden Kristallflächen finden sich natürliche Bruchflächen, die teilweise mit Subindividuen besetzt sind und lokal Skelettfeldspat tragen. Auf den  $R$ -Flächen kupferrote Flecken. Eisenoxydbelag auf zwei  $R$ - und einer  $3R$ -Fläche. In der unteren kleineren Hälfte besteht der Kristall aus gemeinem Quarz, der von einer durchschnittlich  $\frac{1}{2}$  cm dicken Zone schwachgelblichen Citrins umgeben wird. Stellenweise Sprengelquarz.

4. **Rauchquarz**. No. 4 der Abbildung. Länge 42 cm, Breite 25 cm, Dicke 6 cm, Gewicht 13 kg. Ist ein auf natürlichem Wege von der Höhlenwand abgespaltener tafelförmiger Dauphinéer Zwilling. Entwickelt sind vier  $\infty R$ -Flächen (eine sehr stark, die andere sehr schwach), die unter Krümmung durch steile Rhomboeder in  $4R$  und  $\frac{7}{2}R$  (Vorzeichen nicht bestimmt) übergehen. Nach oben zerteilt sich der Kristall in viele kleine Spitzen, an denen hauptsächlich  $R$ -Flächen, nur untergeordnet auch  $mR$ -Flächen

zur Ausbildung gelangt sind. Nach rückwärts grenzt an diese Spitzen Skelettfeldspat an. Auf der senkrechten Abbruchfläche Fortwachstum in Gestalt zahlloser Subindividuen und Ansatz fingerlanger tafelförmiger Quarzkristalle (teils Rauchquarz, teils Bergkristall). Die Flächen größtenteils mit dünnem Eisenoxydbelag, der seinerseits an vielen Stellen, besonders auf der der Spitze zugekehrten Hälfte der großen Prismenfläche von einer bis 1 mm dicken Schicht Rauchquarz, lokal auch schönem fleckenartigen Quarz (Übergang zum Sprenkelquarz) bedeckt wird.

5. R a u c h q u a r z. No. 5 der Abbildung. Länge 20 cm, Umfang 36 cm, Gewicht 4,15 kg. Kombination  $\infty R . \pm R . \pm m R$ . Sehr schöner Dauphinéer Zwilling. Die  $\infty R$ -Flächen gekrümmt und durch steile Rhomboeder in  $\frac{2}{3}R$  und  $3R$  übergehend. Im Bereiche einer Prismenfläche unvollständige Raumauffüllung unter treppenförmigem Auf- und Absteigen kleiner Prismen- und Rhomboederflächen. Vom Hauptkristall wird in der Nähe der Spitze ein, soweit er sichtbar, 5 cm langer und  $2\frac{1}{2}$  cm dicker Rauchquarzkristall zu zwei Drittel umschlossen. Innerlich unter den Rhomboederflächen kupferrote Flecken. In der Prismenzone viel Sprenkelquarz, nur stellenweise Eisenoxydbelag. Von der natürlichen horizontalen Abbruchfläche aus sind zunächst ca. 5 cm als gemeiner Quarz entwickelt, darüber folgen 5—10 cm Morion, der nach oben in Rauchquarz übergeht. Letzterer ist bei der Stelle mit unvollständiger Raumauffüllung in einer über 1 cm dicken Außenschicht durch völlig durchsichtigen Citrin ersetzt. Eine zweite, im Ausheilen begriffene Bruchfläche verläuft in Richtung einer Prismenfläche.

6. M o r i o n. No. 6 der Abbildung. Länge 23 cm, Umfang 37 cm, Gewicht 3,3 kg. Kombination  $\infty R . \pm R . \pm m R$ . Dauphinéer Zwilling mit prächtiger Zwillingss-

zeichnung. Prismenflächen gekrümmt und in steile Rhomboider (ca. 8R bis 4R) übergehend. Im Bereiche der R-Flächen, von denen eine sehr stark entwickelt ist, wird die Morionsubstanz von einer sehr dünnen Schicht heller gefärbten Rauchquarzes mit lichtkupferroten Flecken überdeckt. Die  $\infty$ R-Flächen mit einem Eisenoxydbelag, über dem stellenweise von neuem sich eine dünne Morionschicht und Sprengelquarz abgesetzt haben. An Stelle von zwei Prismenflächen sowie an der Basis alte, ein wenig ausgeheilte Bruchflächen. In der unteren Partie besteht der Kristall teils aus gemeinem Quarz, teils aus Bergkristall, in der oberen aus Morion. In der Nähe der basalen Abbruchfläche Skelettfeldspat, mit dichtem Gilbertit besetzt.

7. R a u c h q u a r z. No. 7 der Abbildung. Länge 30 cm, Umfang bis 30 cm, Gewicht 2,95 kg. Kombination  $\infty$ R.  $\pm$  R.  $\pm$  3R. Größere Partien des Kristalles sind als Bergkristall entwickelt. An zwei glänzende, gestreifte  $\infty$ R-Flächen schließen sich oben zwei gestreifte 3R-Flächen; die dritte stark oszillatorisch gestreifte und überhaupt sehr unregelmäßig ausgebildete  $\infty$ R-Fläche ist mit Subindividuen und Sprengelquarz besetzt; die vierte und fünfte, nach oben stark ausgedehnte, gekrümmte und in 4R übergehende  $\infty$ R-Fläche ist rauh, mit dünnem Eisenoxydbelag, über dem lokal von neuem eine dünne Rauchquarzschicht folgt. An Stelle der sechsten  $\infty$ R-Fläche findet sich eine alte Abbruchfläche, die durch Ansatz von Subindividuen in Ausheilung begriffen ist. Die an die beiden 3R-Flächen anschließenden R-Flächen, deren moiréartiger Schiller auf Dauphinéer Verwachsung hinweist, erleiden gegen oben durch nochmaliges Auftreten der 3R-Flächen eine treppenartige Unterbrechung. Der Kristall ist der Länge nach von einem feinen Riß durchsetzt gewesen, der vollkommen wieder ausgeheilt ist. Auf der unteren Abbruchfläche lokal Skelettfeldspat mit auf-

sitzenden Kriställchen von Kalinatronfeldspat, im übrigen hier auf dem Quarz Ansatz kleiner, mit Eisenoxydbelag versehener Quarzkriställchen mit dichtem Gilbertit in den Nischen.

8. R a u c h q u a r z. No. 8 der Abbildung. Länge 19 cm, Umfang 25 cm, Gewicht 1,4 kg. Kombination  $\infty R . \pm R . \pm 3 R$ . Dauphinéer Zwillung. Dünner Eisenoxydbelag, unter dem lokal schöner Sprenkelquarz, überzieht einen Teil der Kristall- und Bruchflächen. Unter den Rhomboederflächen kupferrote Flecken. Ein dünner, den Kristall unregelmäßig schief durchquerender Riß ist vollständig ausgeheilt. Die von oben aus zunächst vertikal, dann schief nach unten verlaufende Abbruchfläche ist an einer Stelle frisch, an anderen matt bis schwach glänzend (spurenhafte Weiterwachstum), an den übrigen Stellen trägt sie Quarzsubindividuen und Sprenkelquarz.

9. R a u c h q u a r z. No. 9 der Abbildung. Länge 14 cm, Umfang 25 cm, Gewicht 1,07 kg. Kombination  $\infty R . \pm R$ . Dauphinéer Zwillung, stark verzerrt infolge sehr starker Entwicklung von vier  $\infty R$ -Flächen auf Kosten der angrenzenden R-Flächen. An Stelle der beiden übrigen R-Flächen zerteilt sich der Kristall in über 20 parallel orientierte Subindividuen, die auf ihren R-Flächen lichtkupferrote Flecken tragen. Eine  $\infty R$ -Fläche stark gekrümmt. Drei benachbarte  $\infty R$ -Flächen mit Eisenoxydbelag, alle übrigen Flächen blank. Am unteren Ende des Kristalles, in der Nähe der basalen natürlichen Abbruchfläche, Skelettfeldspat aufsitzend, mit feinschuppigem Gilbertit in den Nischen.

10. R a u c h q u a r z. No. 10 der Abbildung. Länge 20 cm, Umfang 19 cm, Gewicht 0,95 kg. Kombination  $\infty R . \pm R . \pm m R$  (m zwischen 4 und 6). Dauphinéer Zwillung. Verzerrt infolge ungleichmäßiger Entwicklung der

R- und mR-Flächen. Die Rhomboederflächen, z. T. auch die übrigen Flächen, mit dünnem Eisenoxydbelag. Färbung unten heller, oben dunkler. Auf der Abbruchfläche Subindividuen von Quarz und Skelettfeldspat, mit dichtem und feinschuppigem Gilbertit sowie Eisenglimmer in den Nischen.

11. Morion. No. 11 der Abbildung. Länge 15 cm, Umfang 20 cm, Gewicht 0,67 kg. Kombination  $\infty R . \pm R . \pm 4R . mR$  ( $m < 4$ ). Dauphinéer Zwilling. Eine  $\infty R$ -Fläche stark gekrümmt. Natürliche Bruchflächen z. T. mit Subindividuen und Sprenkelquarz besetzt. Alle Kristallflächen zum größeren Teile mit Eisenoxydbelag. Eine fast den ganzen Kristall schief durchsetzende Spalte ist durch hellgrauen Quarz beinahe völlig wieder ausgefüllt. An der basalen Abbruchfläche in der Mitte granitischer Quarz, an der Peripherie Skelettfeldspat.

Die im vorstehenden beschriebenen Kristalle sind sämtlich Einspitzer. Von Zweispitzern liegen mir nur drei Exemplare vor, von denen zwei insofern interessant, als sie abgebrochene Einspitzer darstellen, die ganz oder fast ganz sich zu Zweispitzern bis 15 cm Länge ausgewachsen haben. So stellt das eine dieser Objekte ein ursprüngliches schalenförmiges Absprengungsstück von Rauchquarz dar, das sich fast bis zu einem Zweispitz ergänzt hat. Bei dem zweiten Exemplar ist die ursprüngliche Abbruchfläche nur an einer beschränkten, durch Skelettfeldspat verlaufenden Stelle erhalten; wo sie Quarz durchquert, hat sich eine neue Spitze angesetzt. Das dritte Objekt endlich stellt den einzigen Fall eines primären Zweispitzers dar. Es ist ein 16 cm langer Morion der gewöhnlichen Kombination mit mehreren steilen Rhomboedern, der an Stelle zweier Prismenflächen eine natürliche Abbruchfläche besitzt, also parallel seiner Hauptachse der Höhlenwand

aufsaß. Nach erfolgter Ablösung haben sich auf der nach oben zu liegen gekommenen Bruchfläche zahlreiche, bis fast zentimeterlange Subindividuen angesetzt. An einem Ende strahlt der Kristall in 5 Einzelspitzen aus, wozu sich noch ein unregelmäßig angewachsener Morionkristall von 4 cm Länge gesellt.

Für die *Zerspaltung* der Kristalle liegt außer den schon angeführten Beispielen noch ein hübscher Beleg in Form eines 19 cm langen Rauchquarzes vor. Er war ursprünglich durch zwei unter ca.  $20^\circ$  zur Hauptachse geneigte Spalten in drei Stücke geteilt. Längs diesen Bruchspalten haben sich die Teilstücke bis zu über 1 mm seitlich gegeneinander verschoben und sind in dieser Lage wieder miteinander verheilt. Eine der 3R-Flächen dieses Kristalles löst sich in gegen hundert tafelförmige Subindividuen auf.

Bei einem 6 cm langen Dauphinéer Zwillings der Kombination  $\infty R. \pm R. \pm 5R$  sitzt Warzenfeldspat auf den Prismenflächen und reicht z. T. auch in das Kristallinnere. Mit dem Granitfeldspat an der Peripherie der basalen Abbruchfläche des Quarzkristalles steht er in keinem Zusammenhang.

Wie schon erwähnt, sind von der katastrophalen Ab Sprengung nicht nur die Mehrzahl der Quarzkristalle und Feldspatstöcke, sondern auch *g r o ß e S t ü c k e d e s P e g m a t i t g r a n i t e s* selbst betroffen worden. Zur Illustrierung hierfür mögen folgende zwei Stufen kurz charakterisiert werden.

1. *Q u a r z b r u c h s t ü c k m i t R a u c h q u a r z s u b i n d i v i d u e n*. No. 12 der Abbildung. Länge 30 cm, Breite 18 cm, Dicke 10 cm, Gewicht 6,42 kg. Ist ein Stück des Riesenpegmatitquarzes, das frei in der Höhle gelegen. Auf zwei aneinander grenzenden Bruchflächen hat ein prachtvolles Weiterwachstum stattgefunden unter Bildung Hunderter

von tafelförmigen Rauchquarzsubindividuen (Dauphinéer Zwillinge), deren größtes  $6\frac{1}{2}$  cm breit, 6 cm lang und  $1\frac{3}{4}$  cm dick. Auf den übrigen Bruchflächen nur geringfügiges Weiterwachstum. Lokal Sprinkelquarz, an den meisten Stellen Eisenoxydbelag.

2. Pegmatitscholle mit aufgewachsenen Kristallen von Rauchquarz und Kalinatronfeldspat. Länge 40 cm, Breite 28 cm, Dicke 11 cm, Gewicht 9,77 kg. Viele Hunderte von Rauchquarkristallen, zum großen Teile gruppenweise parallel geordnet, bedecken die obere Seite der Scholle; zwischen ihnen Gruppen kleiner weißer Kristalle von Kalinatronfeldspat. Auf der Unterseite der Platte vorwiegend Skelettfeldspat neben Kriställchen von Kalinatronfeldspat und wenigen Rauchquarzen, sowie dichter Gilbertit. Die Nischen zwischen den Kristallen werden von mulmigem Eisenoxyd ausgefüllt.

Alles in allem sind aus dem Wildenauer Kristallkeller, abgesehen von Pegmatitschollen mit aufsitzenden Quarzkristallen, 44 Einzelkristalle von Rauchquarz (und Morion) im Gesamtgewicht von 109 kg in meine Sammlung übergegangen. Unter Zurechnung des jetzt in Graslitz befindlichen Materials und sonstiger zerstreuter Kristalle dürfte die Gesamtausbeute an Quarzkristallen aus dem Kristallkeller ca. 160 kg betragen haben.

### III. Die Mineralien der kleineren Drusenräume.

In den beiden Comi'schen Brüchen kommen gar nicht selten auch kleine Hohlräume mit Drusenbildungen vor. In Anknüpfung an den Befund des Kristallkellers soll auf den Mineralbestand dieser Drusen, da er manches Interessante bietet, etwas näher eingegangen werden, wobei ich aber gleich hier betone, daß ich systematische Aufsam-

lungen dieser Drusenminerale nicht vorgenommen habe. Die Quarz- und Feldspatindividuen des Granits setzen sich in Gestalt schön ausgebildeter Kristalle in den Hohlraum hinein fort; sie wurzeln also im Granit selbst und sind häufig von einer dünnen Schicht gelben eisenschüssigen Tones überzogen, der dann auch die Nischen zwischen den Kristallen teilweise ausfüllt. Gegenüber diesen beiden Mineralspezies treten alle anderen Drusenminerale stark zurück, ja stellen z. T. Seltenheiten dar.

Die meist bis zu 2 cm langen, nur ausnahmsweise größeren Quarzkristalle sind gewöhnlich als Rauchquarz oder Morion sowie als Bergkristall, seltener als Citrin oder gemeiner Quarz entwickelt. Kombination  $\infty R . \pm R$ , wozu sich ziemlich häufig noch ein oder mehrere steilere Rhomboeder sowie  $2P2(11\bar{2}1)$  und rechte und linke Trapezoeder (wahrscheinlich  $x$  und  $u$ ) gesellen.

Sehr eigentümliche Ü b e r k r u s t u n g e n zeigen einige mir vorliegende, bis 5 cm lange, isolierte Dauphinéer Rauchquarzzwillinge der Kombination  $\infty R . \pm R . \pm m R$ , mit oder ohne linke bzw. rechte Trapezoeder. Die Photographie eines dieser Kristalle ist in Fig. 2 auf Taf. VII reproduziert (Vergr.  $1 : 1\frac{1}{3}$ ). Die Rhomboeder- und Trapezoederflächen tragen bei ihm einen dünnen Belag von ziegelrotem dichten Roteisenerz<sup>1</sup>, wobei dieser Belag aber flachwulstige Anschwellungen in der Weise zeigt, daß mäandrische, anastomosierende Rippen über die Flächen hinweglaufen. Noch weit eigenartiger repräsentiert sich jedoch ein Teil der Prismenflächen. Drei von ihnen — und zwar handelt es sich um aneinanderstoßende Flächen — sind zunächst von einer Haut matten

<sup>1</sup> Ich spreche auch hier, wie bei den Quarzen der großen Kristallhöhle, von einem „Belag“ von Eisenoxyd nur deswegen, weil makroskopisch ein derartiger Eindruck hervorgerufen wird. In Wirklichkeit liegt Quarz mit außerordentlich reichen Eisenoxydeinschlüssen vor.



dunkelroten Eisenoxyds überzogen (in der Abbildung als grauer Fond erscheinend). Darüber legt sich, jedoch nicht überall, sondern nur innerhalb zackig umgrenzter Partien, eine äußerst dünne Schicht von tiefschwarzem Quarz. Diese wird dann ihrerseits von grauer Quarzsubstanz (wohl sicher das Anfangsstadium der Bildung von Sprengelquarz) — in der Abbildung weiß erscheinend — überdeckt, und zwar derart, daß von der schwarzen Quarzschicht ein schmaler Saum freibleibt. Endlich trägt die graue Quarzschicht stellenweise noch einen dünnen Belag desselben ziegelroten dichten Roteisenerzes mit Wülsten, wie es auf den Rhomboeder- und Trapezoederflächen auftritt (auf dem reproduzierten Photogramm nicht gut herausgekommen, nur stellenweise als hellgraue Partien innerhalb der weißen Felder angedeutet; man betrachte unter der Lupe!). Die auf diese Weise entstehende Gesamtzeichnung läßt sich am besten mit einem persischen Muster vergleichen. Die anderen drei gegenüberliegenden Prismenflächen werden nur von dem jüngeren ziegelroten Eisenoxydbelag überdeckt, auf den dann noch eine starke Überkrustung mit weißen Quarzindividuen folgt. Eine solche findet sich lokal auch auf den Rhomboederflächen, aber nicht bei allen Individuen, die im übrigen die vorstehenden Zeichnungen aufweisen.

Der Feldspat der Drusen tritt in dem mir vorliegenden Material in Individuen bis 7 cm Länge auf. Sie zeigen die gewöhnliche Kombination  $\infty P(110) \cdot \infty P\infty(010) \cdot OP(001) \cdot P\infty(\bar{1}01)$ , wozu sich an vereinzelt Kristallen noch  $\infty P\infty(100)$ ,  $\infty P3(130)$ ,  $2P\infty(201)$ ,  $2P\infty(021)$  und  $P(\bar{1}11)$  gesellen. Es kommen sowohl einfache Kristalle als auch Karlsbader und Bavenoer Zwillinge vor. Bei letzteren herrscht  $P$  neben  $\infty P\infty$  und  $OP$  stark vor. Die Flächenbeschaffenheit zeigt sich wie folgt:  $OP$  glatt und

spiegelnd, manchmal marmoriert und irisierend,  $\infty P$  ziemlich glatt oder auch schwach getäfelt,  $\infty P^3$  getäfelt, auch wulstig rau,  $\infty P^\infty$  ziemlich glatt,  $\infty P^\infty$  und  $2P^\infty$  rau,  $P^\infty$  rau,  $2P^\infty$  rau bis höckerig,  $P$  (das nur bei Bavenoer Zwillingen beobachtet) höckerig-rau. Ausnahmsweise sind die Kristalle im Innern skelettartig entwickelt und schließen sich äußerlich wieder zu einem kompakten Individuum. Dieser skelettartige Kern zeigt makroskopisch keine Ähnlichkeit mit dem Skelettfeldspat des Kristallkellers (mikroskopische Untersuchungen wurden nicht ausgeführt).

Innerlich besitzen die Kristalle eine weißliche bis hellfleischrote Farbe. Nur zuweilen macht sich eine adularähnliche Beschaffenheit geltend. Unter der Lupe läßt sich meist eine perthitische Verwachsung erkennen. An den in den Drusenraum hineinragenden Teilen der Kristalle wird dieser innere hellere Kern häufig von einer hautförmigen, bis 1 mm dicken und sich scharf abhebenden Schicht dunkelziegelroten Orthoklases umkleidet. Stellenweise trägt diese dunkle Orthoklasrinde noch einen hauchförmigen Belag von Manganschwärze; in anderen Fällen enthält sie so viel eisenschüssigen Ton eingeschlossen, daß sie hierdurch eine hellorange gelbe Farbe erhält.

In manchen Drusen sitzen auf diesen größeren Orthoklasindividuen vereinzelt oder auch in erheblicher Menge zu Gruppen vereinigt sehr kleine, höchstens bis 1 mm lange rote Orthoklaskriställchen (mikrochemischem Nachweis zufolge sind sie Na-haltig). In geringer Anzahl sind sie auch den Quarzkristallen, massenhaft dagegen den Chloritaggregaten (über diese siehe unten) aufgewachsen. Letzterer Umstand, sowie die Tatsache, daß jene Orthoklaskriställchen fast nur die nach einer Richtung gekehrten Teile der ihnen als Stütze dienenden Drusenmineralien bedecken, beweist, daß sie sich aus wässrigen Solutionen ausgeschieden

haben. Jene Richtung deutet die Richtung des fallenden Tropfenwassers in den Hohlräumen an.

Wie im Kristallkeller, so kommen auch in den kleinen Drusenräumen Kristalle mit natürlichen Abbruchflächen vor, auf denen sich Subindividuen von Orthoklas, feinschuppiger, lichtgelblichgrüner Gilbertit und roter Eisenocker abgesetzt haben. Nicht selten finden sich auch teilweise durchbrochene Individuen, die ganz oder nur z. T. wieder ausgeheilt sind.

Aus einer Druse wurden die Feldspäte näher untersucht. Sie bilden hier vorwiegend Karlsbader Zwillinge, nur untergeordnet einfache Kristalle (Größe bis 3 cm) von Orthoklas-mikroperthit mit Albitlamellen parallel  $k$ , die nach dem Albitgesetz gestreift. An den Karlsbader Zwillingen ist von den Orthohemidomen nur  $P_{\infty}$ , an den einfachen Individuen außerdem noch  $2P_{\infty}$

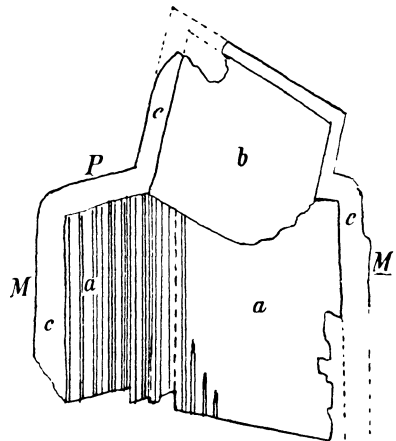


Fig. 3. (Vergr.  $1 \cdot 10\frac{1}{2}$ .)

- $a$  = Albitzwilling.
- $b$  = Orthoklas.
- $c$  = Orthoklashülle.

entwickelt. Bei den Zwillingen fallen  $P_{\infty}$  und  $OP$  nicht vollkommen in ein Niveau (kein „Nachgeben“ der Flächenneigungen). Von einem abgesprengten Kristall wurde ein Dünnschliff angefertigt. U. d. M. erwies sich jener als aus 3 Individuen bestehend, und zwar bilden zwei Albitindividuen einen Zwilling nach  $M$ , mit dem ein Individuum von Orthoklas verwachsen ist (s. Fig. 3). Der Schnitt geht ungefähr parallel einer der Prismenflächen des Albitzwillings. Die nach dem Albitgesetz verlaufenden Zwillingslamellen

des letzteren sind im linken Individuum zahlreicher als im rechten, wo nur nahe der Zwillingsnaht wenige sichtbar sind. Parallel zu den Zwillingslamellen sind massenhafte lenticuläre Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse angeordnet. Von diesem einschlußreichen und teilweise auch zu Muscovit zersetzten Albit (nach mikrochemischer Prüfung ist er K-haltig) unterscheidet sich das in der Figur oben gelegene Orthoklasindividuum durch größere Reinheit und völlige Frische; außerdem zeigt es schwach undulöse Aus-

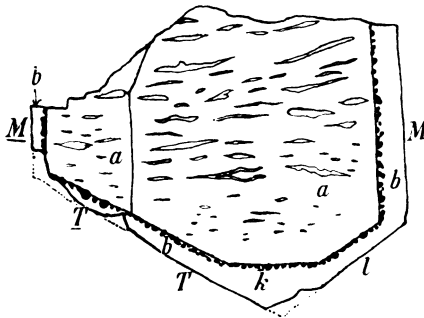


Fig. 4. (Vergr. 1:9.)

*a* = Mikroperthit.

*b* = Orthoklas.

löschung. Bemerkenswert ist weiter, daß eine Orthoklashülle, und zwar in gleicher optischer Orientierung mit dem Orthoklasindividuum, dieses sowohl als auch den Albitzwilling umschließt. Es ist diese Hülle, deren schon oben bei der makroskopischen Beschreibung des Drusenfeldspats Erwähnung geschah, sehr reich an Einlagerungen von Eisenglimmerblättchen und wie mit einem eisenschüssigen, u. d. M. unauflösbaren Sekret durchtränkt. Zwischen dem Albit und der Orthoklashülle besteht überall eine scharfe Grenze, zwischen dem Orthoklasindividuum und der Hülle stellenweise desgleichen, stellenweise aber auch nicht.

Einen der Basis angenähert parallelen Schnitt durch einen Feldspatkristall derselben Druse gibt die Figur 4 wieder. Es ist ein Karlsbader Zwilling von Orthoklas-mikroperthit mit parallel bzw. ungefähr parallel dem Makropinakoid eingeschalteten, nach *M* verzwilligten Albitbändern. Umgeben wird er von einer Orthoklashülle, die sich konzentrisch um das Klinopinakoid und die Prismenflächen des Mikroperthits legt, dagegen dessen Makropinakoid *k* nicht repetiert, so daß bei der Orthoklashülle *T* und *l* zusammenstoßen. Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse treten in gleicher Weise im Albit sowie im Perthit- und Hüllenorthoklas auf; der bei den Mikroperthiten des Kristallkellers entgegretende augenfällige Unterschied zwischen dem Albit und Orthoklas bezüglich des Reichtums derartiger Einschlüsse ist demnach hier nicht zu konstatieren. Am Kontakt mit dem Mikroperthit ist der Hüllenorthoklas außerordentlich reich an Eisenoxydeinschlüssen.

Neben dem Quarz und Feldspat als Hauptminerale der Drusen treten in diesen, soweit meine mehr zufälligen Aufsammlungen Belegmaterial enthalten, noch folgende Begleiter auf.

1. Grüner Chlorit, zum Klinochlor gehörig, überkrustet in äußerst feinblättrigen bis dichten, dünneren oder dickeren wulstförmigen Hüllen in manchen Drusen die Quarz- und Feldspatkristalle, wird auch hie und da als Einschluß in der äußersten Zone von Bergkristallen erkannt und füllt Nischen zwischen den größeren Kristallen aus. In jenen Wülsten wie auch in dieser Zwischenklemmungsmasse ist aber der Chlorit fast immer mit anderen Substanzen innig vermengt. In gewissen Fällen ist dies mulmiges Eisenoxyd (mikroskopisch winzigste Eisenglanzschüppchen), häufiger aber noch gelblicher bis grünlichgelber dichter Gilbertit, der öfters von einer hellbraunen

(tonigen?) Masse umhüllt wird. U. d. M. ließ sich weiter feststellen, daß die häufig gut hexagonal umgrenzten Chloritblättchen von Muscovit unter deutlicher und scharfer gegenseitiger Abgrenzung umrandet werden.

2. In einer Druse wurden zwischen dem Chlorit bis 2 mm lange säulige Kriställchen eines Mineralen von Pyroxenhabitus beobachtet, das bei seiner grünlichgrauen Farbe und Härte 6 als Diopsid anzusprechen ist. In der Prismenzone sind  $\infty P \infty (100)$  und  $\infty P \infty (010)$  gegenüber  $\infty P (110)$  stark vorherrschend; Endflächen sind nicht sichtbar (im Chlorit versteckt oder überhaupt nicht ausgebildet). Er ist gleichalterig mit Chlorit, aber jünger als Wad, der ihn lokal überkrustet.

3. In derselben Druse kommen auch zwei wasserklare, vollkommen farblose, dicksäulenförmige Apatitkriställchen von 2 mm Länge vor. Das eine steckt mit seinen beiderseitigen Polarenden im Chlorit, das andere sitzt dem Chlorit auf (wird z. T. auch von diesem umhüllt) und besitzt die Kombination  $\infty P (1010)$ ,  $0P (0001)$  mit 3 Protopyramiden [wahrscheinlich  $\frac{1}{2}P (10\bar{1}2)$ ,  $P (1011)$ ,  $2P (2021)$ ], ferner  $2P2 (1121)$  und eine Tritopyramide [wahrscheinlich  $3P\frac{2}{3} (21\bar{3}1)$ ]. Wie der Diopsid ist auch der Apatit gleichalterig mit dem Chlorit<sup>1</sup>.

4. Eisenkies ist nicht allzu häufig vertreten. Meist ist er derb, seltener erscheint er in Würfeln bis  $1\frac{1}{2}$  cm Größe. Er füllt Zwischenräume zwischen Quarz- und Feldspat-

<sup>1</sup> Apatit ist in den Drusen der westerzgebirgisch-vogtländischen Granitstöcke ein nicht gerade seltenes Mineral. M. SCHRÖDER erwähnt ihn z. B. von Rautenkranz (Erläut. z. geol. Spezialkarte d. Königr. Sachsen, Sekt. Falkenstein, p. 15; siehe auch P. HERMANN im Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 433) und von Wilschhaus (Erläut. l. c., Sekt. Eibenstock, p. 17). Vergl. auch A. FRENZEL, Mineral. Lexicon d. Königr. Sachsen. Leipzig 1874. p. 17.

kristallen aus und ist zuweilen oberflächlich in Brauneisenerz umgewandelt.

5. Selten findet sich in den Eisenkies führenden Drusen in geringer Menge feinstengeliger Antimonglanz zwischen den Quarz- und Feldspatkristallen. Er ist z. T. in grauen Valentinit umgewandelt. Mit ihm vergesellschaftet ist

6. Wismut in sehr spärlichen winzigen Körnchen (bis  $\frac{1}{2}$  mm Größe). Wurde beobachtet als Einschluß in der peripheren Zone von Quarzindividuen, die in der flachen, fast spaltförmigen Druse nur wenig ausstrahlen, sitzt aber auch dem Quarz selbst auf und wird hier von Antimonglanz umhüllt oder lagert, von diesem völlig eingeschlossen, in nächster Nachbarschaft der Quarz- und Feldspatindividuen<sup>1</sup>.

7. Feinkristallinischer Eisenglanz ist mir nur einmal begegnet in Gestalt von bis 2 mm großen Hohlraumausfüllungen im Stockscheiderfeldspat ganz nahe der Basis einer Quarzdruse.

8. Calcit liegt mir nur in zwei Belegen vor. In einer kleinen Druse bildet er das jüngste Produkt, indem er als ein einheitliches Individuum (nach außen nur zufällige Spaltflächen) Quarz und Feldspat überkleidet sowie Eisenglimmer und Chlorit einschließt. Im zweiten, nur  $2\frac{1}{2} : 2 : \frac{3}{4}$  cm großen Belegstück überkrusteten ursprünglich stockförmig vereinigte kleine Calcitkriställchen einen Quarzkristall, der sich dann auf natürlichem Weg von dieser Kruste abgelöst hat, so daß ein Negativabdruck zurückgeblieben. Auf den Wänden dieses letzteren haben sich einzelne kleine Calcitkriställchen von spitzrhomboedrischem Habitus angesiedelt.

<sup>1</sup> Als nächstgelegener Fundort von gediegen Wismut ist die quarzige Kobalterzformation von Schneeberg zu erwähnen (vergl. R. BECK, Lagerstättenlehre. 3. Aufl. I. p. 510).

Der ersterwähnte stockförmige Krustencalcit ist in der ursprünglichen Quarznähe skelettartig entwickelt und schließt hier ziemlich viel eines schwarzen, äußerst feinkristallinischen Manganerzes ein; über diesem Skelettcalcit ruht dann eine kompakte Kruste von Calcitkriställchen.

9. W a d, dessen schon oben erwähnt worden, bildet äußerst lockere, mulmige, schwärzlich- bis nelkenbraune, etwas eisenschüssige Massen, die die Chlorit-Gilbertit-aggregate stellenweise überziehen.

10. Spurenhaft kommt in einer Druse ein span- bis bläulichgrünes, dichtes, mildes, wasserhaltiges Silikat vor. Näher untersucht konnte es nicht werden.

#### **IV. Genesis der Kristallkeller- und Drusenmineralien.**

Die in den Kristallkeller hineinragenden großen Quarzkristalle und Mikroperthitstöcke wurzeln im Riesenpegmatit selbst und stellen nichts anderes dar als die in die Höhlung hinein sich kristallartig fortsetzenden granitischen Quarz- und Feldspatindividuen, wobei allerdings die chemische Zusammensetzung der letzteren insofern einem gewissen Wechsel unterworfen ist, als gegen Ende der Kristallisation das Albitsilikat häufig einen bedeutenderen Anteil genommen und zur Herausbildung eines Teiles des Skelettfeldspats und der Albithüllen geführt hat. Beim Quarz macht sich ein Unterschied in der Färbung geltend, indem der gemeine Pegmatitquarz sich in Rauchquarz und Morion, z. T. Bergkristall und Citrin, fortsetzt. Von geringen Unterschieden abgesehen, läßt sich ein gleiches Verhältnis bei den Quarzen und Feldspäten der kleineren Drusen feststellen. Nie wurde ein Quarzband beobachtet, wie es für viele alpine Mineralklüfte charakteristisch ist.

In Beachtung dieses fundamentalen Charakterzuges der Wildenauer Höhlenmineralien können zur Erklärung ihrer



Bildungsweise nur pneumatolytische und hydato-  
pneumatolytische Prozesse vorausgesetzt wer-  
den. Beachtenswert bleibt hierbei, daß die gewöhnlichen,  
zur Entstehung von F-, B-, Li-, Be-, W-, Mo-, P-mineralien  
führenden Mineralisatoren hier nur im allerbescheidensten  
Maße mitwirkend gewesen sein können, da von den hierher  
gehörigen Spezies in den Höhlungen bisher nur Molybdän-  
glanz aufgefunden worden ist (der seltene Apatit ist ein  
hydatoenes Produkt). Damit steht im Einklang, daß  
auch der Kirchberger Granit überhaupt nur sehr spärlich  
und ganz lokal Turmalin führt<sup>1</sup>.

Zwar betont K. DALMER<sup>2</sup>, daß pneumatolytische Pseudo-  
morphosen im Nebengestein des Kirchberger Granitstockes  
nicht bekannt sind. Daß aber doch pneumatolytische Pro-  
zesse nach der Graniterstarrung noch vonstatten gingen,  
wird nicht nur durch den oben erwähnten Fund von Molyb-  
dänglanz<sup>3</sup> bezeugt, sondern auch, worauf B. BAUMGÄRTEL<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Nach K. DALMER (Erläut. z. geol. Spezialkarte d. Königr. Sachsen. Sekt. Auerbach—Lengenfeld. p. 11) kommt Turmalin selten in den pegmatitischen Ausscheidungen des Kirchberger Granits vor (vergl. auch Derselbe in Sekt. Schneeberg. p. 13). JACOBI (siehe Zitat oben auf p. 129) schreibt, daß „Quarze und Feldspatkristalle aus dem Comi'schen Bruche vereinzelt Turmalinkristalle eingeschlossen haben“.

<sup>2</sup> Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900. p. 311. — Das bedeutende Kirchberger Granitmassiv birgt in seiner heutigen Erstreckung nirgends Zinnerzlagertstätten. DALMER (ebenda, sowie Erläut. z. geol. Spezialkarte d. Königr. Sachsen. Sekt. Planitz—Ebersbrunn. p. 52) hält es jedoch für wahrscheinlich, daß solche ehemals in den der Denudation zum Opfer gefallenen Gipfelteilen des Massivs vorhanden gewesen seien, worauf spärliche Greisengerölle hindeuten könnten, die nördlich vom Massiv bei Stenn in den Rotliegendekonglomeraten sich finden.

<sup>3</sup> Kommt als charakteristisches Mineral der pneumatolytischen Zinnerzformation beispielsweise bei Burkhardtsgrün in der Nähe von Eibenstock und auf Erzgängen vom Weißen Hirsch zu Schneeberg vor (vergl. HINTZE, Mineralogie I. p. 413).

<sup>4</sup> Eruptive Quarzgänge in der Umgebung des vogtländisch-west-erzgebirgischen Granitmassivs. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1911. p. 209—214, 223.)

hingewiesen, durch das Auftreten von Turmalin und Apatit in den eruptiven Quarzgängen und deren unmittelbaren Nebengestein im Bereiche der Kontaktzone des Kirchnerberger Granits. Nebenbei sei bemerkt, daß außer der Zinnerzformation auch der kiesigen Bleierzformation von Schwarzenberg<sup>1</sup> und Schneeberg, die in das Gebiet der westerzgebirgischen Granitmassive fallen, von manchen Forschern eine pneumatogene oder hydatopneumatogene Entstehung zugeschrieben wird<sup>2</sup>.

Wie viel von der Masse der großen Quarzkristalle und Feldspatstöcke des Kristallkellers etwa noch aus dem granitischen Magma selbst auskristallisierte und wie viel auf das Konto hydatopneumatolytischer, nach erfolgter Magmarestarrung fortwirkender Prozesse zu setzen ist, kann nicht sicher gesagt werden, da hierzu eingehende Untersuchungen über die Beschaffenheit des Inneren der Individuen an den verschiedensten Stellen, sowohl bei den Quarzen als insbesondere bei den Feldspatstöcken, nötig gewesen wären, was aber nicht ausgeführt worden ist. Nur als wahrscheinlich möchte ich es daher hinstellen, daß die kompakten, dem Pegmatitfeldspat zunächst gelegenen Mikroperthitmassen der Kristallstöcke sowie die unteren Partien derjenigen Quarzkristalle, die hier aus gemeinem Quarz bestehen, rein magmatische, in die Blasenöhle ausstrahlende Ausscheidungen darstellen, während die übrigen Partien, darunter sicher die Massen des Rauchquarzes und oberen Teile der Feldspatstöcke, als ein hydatopneumatogenes Produkt anzusprechen wären. Da im Verlaufe der Perthitbildung mehr Kalifeldspat als Natronfeldspat ausgeschieden

<sup>1</sup> Hier kommt Molybdänglanz vor.

<sup>2</sup> Vergl. K. DALMER, Die Erzlager von Schwarzenberg im Erzgebirge. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1897. p. 267 ff.) — Derselbe, Die westerzgebirgische Granitmassivzone. (Ebenda 1900. p. 312.)

wurde, so reicherte sich die Lösung relativ an Natronfeldspat-silikat an, so daß gegen Schluß dieses letztere vorwiegend (im Skelettfeldspat) und auf manchen Stufen allendlich allein (als Albit-hülle) zur Kristallisation gelangte<sup>1</sup>.

Der Skelettfeldspat erweckt den Eindruck eines Produktes von sehr turbulenter Bildungsweise. Seine ungemein starke Porosität, die sich derart dokumentiert, daß gewissermaßen nur isolierte Feldspatrippen gegen die Peripherie hin ausstrahlen, sowie der große Reichtum dieser Zone an Eisenglanzeinschlüssen (im Gegensatz zu den inneren Mikroperthitpartien) lassen die Vermutung aufkommen, daß während seiner Bildungsperiode eine besonders intensive Fumarolentätigkeit einsetzte, während vorher heiße Lösungen eine vorherrschende Rolle gespielt haben mögen.

Der Rauchquarz, der bei 300° sich entfärbt und ein wässriges, von den Einschlüssen herrührendes Destillat entbindet, kann sich natürlich nur bei einer Temperatur gebildet haben, die maximal nicht sehr wesentlich höher gewesen als 300°; denn auch beim Druck des gesättigten Wasserdampfes liegt die Entfärbungstemperatur des Rauchquarzes unter 350°<sup>2</sup>. Der Wildenauer Rauchquarz muß als ein hydatopneumatogenes Produkt angesprochen werden, wobei seine periphere, an Eisenoxydeinschlüssen überreiche Zone sicher derselben Bildungsperiode angehört wie der eisenoxydreiche Skelettfeldspat.

Vorstehende Erörterungen über die Genesis der Kristallkellermineralien mögen der Wirklichkeit um so eher entsprechen, als ja auch die in den kleineren Drusen nachgewiesenen Sulfide (Pyrit, Antimonglanz) und Oxyde (Eisenglanz) wie ferner das gediegene Wismut (das

<sup>1</sup> Einen ähnlichen Vorgang setzt A. SCHWANTKE (l. c., Ref. in Zeitschr. f. Kryst. 30. p. 663) bei der Bildung der Drusenmineralien des Striegauer Granits voraus.

<sup>2</sup> Nach J. KOENIGSBERGER (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XIV. p. 109).

ja auch auf Zinnerzgängen vorkommt) wohl sicher den pneumatogenen Produkten zuzuzählen sind.

Alles in allem ähnelt das Wildenauer Vorkommen von Quarz- und Feldspatkristallen — wenn es auch seine Eigenheiten besitzt — demjenigen im Granite von Alzo (Oberitalien), wo die pegmatitische Struktur je näher zum Hohlraum um so ausgeprägter wird und der Übergang zu den Drusenmineralien ein allmählicher ist<sup>1</sup>. Eine ähnliche Genesis begegnet uns, um nur noch zwei Beispiele anzuführen, in den bekannten Vorkommnissen im Fichtelgebirge und bei Striegau in Schlesien.

Die Bildung der großen Kristalle und Kristallstöcke der Wildenauer Höhle muß der Hauptsache nach beendet gewesen sein, bevor die Verwerfung in ihrer Nachbarschaft, die zum Abbruch der Kristalle führte<sup>2</sup>, einsetzte. Diese Verwerfung muß aber sehr bald nach erfolgter Magmarestarrung eingetreten sein; sie muß stattgefunden haben, bevor die Fumarolentätigkeit ihr Ende erreicht hatte. Denn auf den natürlichen Abbruchflächen der Feldspatstöcke wie auch auf der einen Seite der abgebrochenen Riesenpegmatitquarzplatten ist der kompakte Feldspat z. T. als Skelettfeldspat fortgewachsen. Da aber dieser stellenweise auch im Innern des kompakten Mikroperthits auftritt, so kann er nicht als ein späteres, aus Lösungen bei gewöhnlicher Temperatur ausgeschiedenes Produkt angesprochen werden, sondern muß, wie schon oben dargelegt, pneumatogenen oder hydatopneumatogenen Ursprungs sein.

<sup>1</sup> Vergl. J. KOENIGSBERGER in DOELTER'S Handb. d. Mineralchemie. II. p. 29.

<sup>2</sup> Daß bei dem Wildenauer Vorkommen die lose auf dem Höhlenboden gelegenen Kristalle nicht einfach infolge ihrer zu groß gewordenen Schwere zum Abbruch von der Decke und den Wänden gelangt sind, wie solches für andere analoge Vorkommnisse mehrfach angenommen worden ist, geht u. a. daraus hervor, daß auch nur fingerlange Rauchquarkristalle natürliche Abbruchflächen zeigen.

Nachdem die Bildung der Rauchquarze des Kristallkellers im großen und ganzen beendet gewesen, erfolgte — nach stattgefundenem Abbruch — nur noch ein untergeordnetes Weiterwachstum derselben in Form einer dünnen und nur lokalen, die eisenoxydreiche Quarzzone überdeckenden Schicht von Sprenkel- und Rauchquarz wie auch in Form von Absatz zahlreicher Subindividuen auf den nach oben gekehrten Prismen- und Rhomboeder- oder auch Bruchflächen der am Boden liegenden Kristalle, in Form endlich von Ausheilungsquarz innerhalb der beim Abbruch und Aufschlagen auf den Felsboden entstandenen Risse und Klüfte.

Wie wir somit *zwei Generationen der Quarzbildung* unterscheiden können, so auch *zwei Generationen der Feldspatbildung*. Zur zweiten Feldspatgeneration, einem Produkt der Lateralsekretion, gehört zunächst der den Individuen der Kristallstöcke stellenweise aufsitzende resp. in den Nischen zwischen jenen angesiedelte, nur selten auch auf Quarz sitzende Warzenfeldspat, sodann — als noch jüngeres Produkt — die einzelnen weißen Kriställchen von Kalinatronfeldspat, die auf dem Skelettfeldspat und den Bruchflächen haften, vereinzelt aber auch selbst auf den Chloritaggregaten angetroffen werden, und endlich die auf p. 174 erwähnten kleinen roten Orthoklaskriställchen.

Als Produkte der Lateralsekretion sind der vorstehend genannten zweiten Generation von Quarz und Feldspat endlich noch beizufügen der besonders in den Nischen sitzende dichte oder äußerst feinschuppige Gilbertit sowie Chlorit, wie auch der das Quarz- und Feldspatzersprengsel auf dem Höhlenboden einhüllende Chlorit und Eisenocker, endlich die Beläge von Manganschwärze und — nur in den kleineren Drusen — das seltene Vorkommen von Apatit, Diopsid und Calcit.

R i g a , Technische Hochschule, Februar 1914.

## Ein Schleifapparat für orientierte Schlitze.

Von

**Victor Goldschmidt** in Heidelberg.

Mit 5 Textfiguren.

Unter dem Namen *Schleifgoniometer* wurde in der Zeitschrift für Kryst. 1913. **51**. 358 ein Instrument für orientierte Kristallschlitze publiziert. Der vorliegende Apparat dient dem gleichen Zweck. Er ist jedoch nicht selbständig, bildet vielmehr einen Hilfsapparat zum zweikreisigen Goniometer. Er ist von P. Stoë in Heidelberg ausgeführt und so eingerichtet, daß er in Verbindung mit dessen Goniometer neuester Konstruktion verwendet werden kann.

Solche Hilfsapparate zum zweikreisigen Goniometer wurden in letzter Zeit zwei publiziert:

1. GROSSPIETSCH, Min. petr. Mitt. 1910. **29**. 439.
2. WULFF, Zeitschr. Kryst. 1912. **50**. 14.

Der vorliegende Apparat dürfte an Einfachheit in der Anwendung sowie an Genauigkeit in der Position der angeschliffenen Flächen vor den andern den Vorzug haben. Er unterscheidet sich von den beiden Apparaten darin, daß die beim Aufsetzen zur Messung obere Fläche, nicht die untere (Gegenfläche) angeschliffen wird. Dies ist für manche Anwendungen gleichgültig, für viele jedoch wesentlich.

Die Aufgabe ist, eine Fläche  $F$  (Fig. 1) anzuschleifen, die gegen zwei gegebene Flächen  $A$  und  $B$  die Winkel  $\alpha$  und  $\beta$  hat.

Sind  $\alpha$  und  $\beta$  nicht direkt gegeben, so muß man sie berechnen.

Beispiel. Gegeben für jede der drei Flächen  $A B F$  die Positionswinkel:  $\varphi_1 \varrho_1$ ;  $\varphi_2 \varrho_2$ ;  $\varphi \varrho$ .

Es berechnet sich für den allgemeinen Fall:

$$\cos \alpha = \cos \varrho \cdot \cos \varrho_1 + \sin \varrho \cdot \sin \varrho_1 (\cos \varphi - \varphi_1)$$

$$\cos \beta = \cos \varrho \cdot \cos \varrho_2 + \sin \varrho \cdot \sin \varrho_2 \cos (\varphi_2 - \varphi)$$

In der Regel ist die Rechnung noch einfacher.

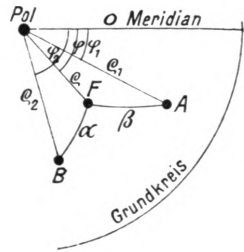


Fig. 1.

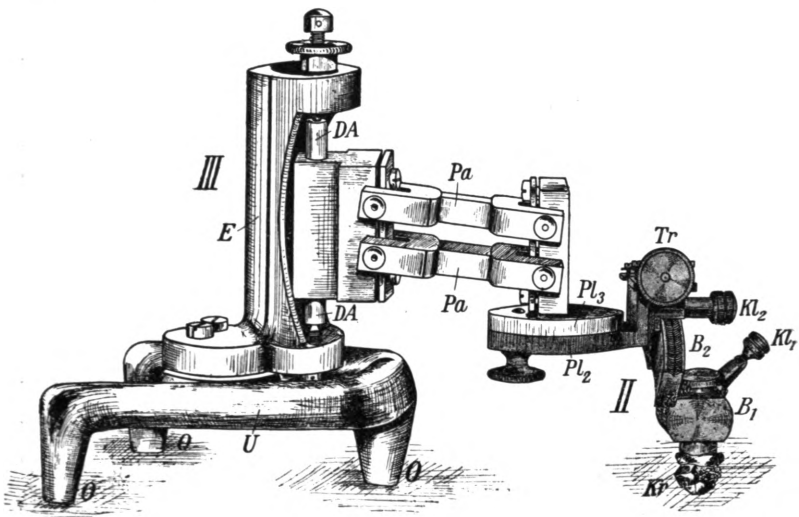


Fig. 2.

Fig. 2 und 3 geben ein Bild des Apparats. Er besteht aus drei Stücken:

1. dem Ansatzstück I.
2. dem Justierstück II.
3. dem Schleifstück III.

Das **Justierstück II** hat den Zweck, dem Kristall die gewünschte Richtung (Justierung) zu geben. Dazu dienen zwei aufeinander senkrechte Drehvorrichtungen: Die zylindrische Drehung ( $B_1$ ) mit

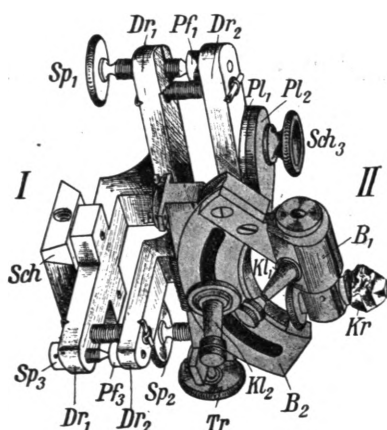


Fig. 3.

die zylindrische Drehung ( $B_1$ ) mit Klemmschraube ( $Kl_1$ ) und der Wiegeschlitten ( $B_2$ ) mit Klemmschraube ( $Kl_2$ ).  $B_1$  wird mit der Hand gedreht,  $B_2$  durch Zahn u. Trieb (Tr).

Die Wiegeschlitten des Goniometers sind hier nicht zu gebrauchen. Sie haben zu kleinen Drehungsweg und nicht die zum Schleifen nötige Festigkeit. Bei vorliegendem Justierstück wird diese Festigkeit durch die

Klemmschrauben  $Kl_1$ ,  $Kl_2$  bewirkt.  $B_1$  gestattet eine Drehung von  $180^\circ$ ,  $B_2$  eine solche von ca.  $25^\circ$  nach beiden Seiten, also im ganzen ca.  $50^\circ$ .

Auf  $B_1$  sitzt der Kristallträger (Kr), auf den der Kristall aufgekittet wird.

Das Justierstück II kann abwechselnd an dem Ansatzstück I und an dem Schleifstück III befestigt werden, jedesmal so, daß zwei Platten aufeinanderliegen und durch eine Schraube verklemmt werden. Zur Verbindung von I und II dienen die Platten  $Pl_1$  und  $Pl_2$ , zur Verbindung von II und III die Platten  $Pl_2$  und  $Pl_3$ .

Das **Schleifstück III** besteht aus einem Untersatz U mit 3 Füßen, deren Unterseiten O gemeinsam eine Ebene O bilden. Mit diesen 3 Füßen wird der Apparat beim Schleifen auf die Schleifplatte gestellt. Somit ist O die Schleiffläche.



E ist ein senkrechter Halter, der auf U befestigt ist. In ihm dreht sich die Drehachse DA zwischen Stahlspitzen. Hierdurch wird die horizontale Bewegung beim Schleifen bewirkt.

Ein Parallelogramm Pa verbindet die Platte  $Pl_3$  mit der Drehachse DA. Das Parallelogramm gewährt dem Justierstück II mit dem Kristall ein leichtes Heben und Senken während des Schleifens, ohne daß die Neigung der Schlifffläche sich ändert.

Das **Schleifen** geschieht in der Weise, daß man mit der einen Hand den Fuß U auf die Schleifplatte drückt, mit der anderen das Justierstück II faßt und um die Achse DA dreht, wobei der Kristall K mit der Schlifffläche auf der Schleifplatte hingeleitet. So wird die Fläche angeschliffen, ohne daß die Füße O sich abreiben.

Das **Ansatzstück I** wird mit dem Schieber Sch an die Achse des Vertikalkreises vom Goniometer angesetzt. Hierzu werden die Wiegeschlitten vom Goniometer abgenommen. Das Ansatzstück I tritt an deren Stelle.

Das Ansatzstück I besteht aus einem hinteren Dreifuß  $Dr_1$  und einem vorderen  $Dr_2$ . Der Dreifuß  $Dr_1$  lagert auf dem Dreifuß  $Dr_2$  mit zwei Spitzenschrauben  $Sp_1$  und  $Sp_2$  und der festen Spitze  $Sp_3$ .  $Sp_1$ ,  $Sp_2$ ,  $Sp_3$  setzen sich in Pfannen  $Pf_1$ ,  $Pf_2$ ,  $Pf_3$  von  $Dr_2$ . Durch starke Spiralfedern F sind die Dreifüße  $Dr_1$  und  $Dr_2$  zusammengehalten und die Spitzen  $Sp_1$ ,  $Sp_2$ ,  $Sp_3$  auseinandergehalten. Die Schrauben  $Sp_1$  und  $Sp_2$  gestatten dem Dreifuß  $Dr_2$  ein Neigen in zwei Richtungen zum Zweck des Justierens.  $Sp_3$  ist dabei der feste Drehpunkt.

$Dr_2$  trägt eine Platte  $Pl_1$ . Auf diese legt sich die Platte  $Pl_2$  des Justierstücks II und wird durch die Schraube  $Sch_3$  festgeschraubt. So wird II mit I leicht gebunden und leicht gelöst.

Die **Anwendung** besteht in folgenden Operationen:

1. Befestigen des Kristalls am Kristallträger Kr des Justierstücks II.
2. Verbinden des Justierstücks II mit dem Schleifstück III und Anschleifen einer Hilfsfläche O.
3. Verbinden von II mit dem Ansatzstück I. Justieren durch die Schrauben  $Sp_1$  und  $Sp_2$ , so daß die Hilfsfläche O (die Schleiffläche) zur Polfläche des Goniometers wird.
4. Einstellen der zu schleifenden Fläche in den Pol durch die Drehvorrichtungen  $B_1$  und  $B_2$ .
5. Verbinden von II mit III und Anschleifen von F.
6. Kontrolle durch Verbinden von II mit I. Prüfen des Reflexes von F und der Genauigkeit der Position.

**ad 1.** Das Aufsetzen soll so sein, daß die anzuschleifende Fläche nahezu in den Pol des Goniometers kommt. Man macht das bestens nach dem Augenmaß. Dabei soll der Kitt genügend hart sein, damit der Kristall beim Schleifen nicht wackelt.

**ad 2.** Die Hilfsfläche O ist (durch das Schleifen) parallel der Fläche O der drei Füße von U. Bringe ich dann (durch Operation 4) eine andere Fläche F in die Position von O, so wird diese (durch Operation 5) angeschliffen. Die Hilfsfläche soll so geschliffen und poliert sein, daß sie einen einfachen Reflex gibt.

Das Anschleifen der Hilfsfläche O ist zugleich ein Versuch, ob der Kristall fest sitzt und wie sich die Fläche schleift und poliert.

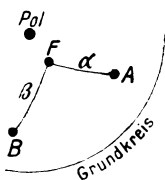
**ad 3.** Mit Hilfe der Spitzenschrauben  $Sp_1$  und  $Sp_2$  wird die Hilfsfläche O, das ist die Ebene der Schleifplatte, zur Polfläche des Goniometers gemacht. Justieren wir dann (durch Operation 4) den Kristall so, daß die anzuschließende Fläche F zur Polfläche wird, so haben wir sie

in die Lage der Schleifplatte gebracht und unser Zweck ist erreicht.

Die Operation geht rasch und leicht. Daß die Hilfsfläche  $O$  in den Pol gebracht ist, erkennt man daran, daß ihr Reflex bei Drehung des Vertikalkreises des Goniometers an seinem Ort bleibt.

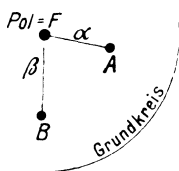
**ad 4.** Einstellen der anzuschleifenden Fläche  $F$  in den Pol durch die Drehungen  $B_1$  und  $B_2$ . Hierzu machen wir folgende Überlegung:

Durch das Einrichten soll  $F$  zur Polfläche werden (Fig. 5). Sie ist es nicht vor dem Einrichten (Fig. 4). Unserer Annahme nach seien die Winkel  $\alpha$   $\beta$  gegeben und die Flächen  $A$   $B$  durch brauchbaren Reflex einstellbar. Das ist nötig.



Vor dem Einrichten.

Fig. 4.



Nach dem Einrichten.

Fig. 5.

Wird  $F$  zur Polfläche, so ist  $\alpha$  Poldistanz von  $A$ ,  $\beta$  Poldistanz von  $B$  (Fig. 5). Wir erreichen das durch Drehung von  $B_1$  und  $B_2$  (Fig. 3) auf folgende Weise:

Ausführung: Es sei  $h_0$  die Polstellung des Instruments, d. h. die Ablesung am Horizontalkreis  $A$  des Goniometers, wenn die Polfläche auf Reflex eingestellt ist. Wir verkleben  $H$  bei der Ablesung  $h_0 + \alpha$  und bewirken durch  $B_1$ , daß der Reflex von  $A$  bei Drehung des Vertikalkreises  $V$  durch das Fadenkreuz geht. Dann hat  $A$  die Poldistanz  $\alpha$ . Hierauf verkleben wir  $H$  bei Ablesung  $h_0 + \beta$  und bewirken durch  $B_2$ , daß der Reflex von  $B$  bei Drehung von  $V$  durch das Fadenkreuz geht. Dann hat  $B$  die Poldistanz  $\beta$ .

Ist durch abwechselndes Anwenden von  $B_1$  und  $B_2$  erreicht, daß bei Ablesung  $h_0 + \alpha$  der Reflex von A bei Drehung des Vertikalkreises V durch das Fadenkreuz geht und daß zugleich bei Ablesung  $h_0 + \beta$  der Reflex von B bei Drehung von V durch das Fadenkreuz geht, so ist F im Pol und der Zweck ist erreicht.

**ad 5.** Verbinden von II mit III und Anschleifen von F. Man schleift, bis die Fläche die passende Größe hat, und poliert, bis sie genügend guten Reflex hat.

**ad 6.** Kontrolle. Verbinden von I und II und Ablesen am Horizontalkreis H des Goniometers für die Reflexe von A und B. Die Ablesung soll für Fläche A:  $h_0 + \alpha$  ergeben, für Fläche B =  $h_0 + \beta$ . Bei vorsichtiger Arbeit zeigt die Kontrolle die Fläche F mit gutem Reflex und in richtiger Position.

Wesentlich für die erreichbare Genauigkeit ist die Güte der Reflexe von A und B.

Der Apparat wird von Mechaniker P. Stoë (Inhaber Fritz Rheinheimer in Heidelberg, Landfriedstr. 6) hergestellt. Preis 110 M. Er hat sich nun bei mehrjähriger Anwendung bewährt. Das Arbeiten damit geht rasch und sicher.

---

# Ueber einen Fall von Natronzufuhr bei Kontaktmetamorphose.

Von

**V. M. Goldschmidt** in Kristiania.

Mit Tafel VIII.

Meine Untersuchungen über die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet zeigten mir schon vor mehreren Jahren einige Fälle von Natronzufuhr bei der Umwandlung sedimentärer Gesteine durch natronreiche Eruptive<sup>1</sup>. Die beiden Hauptfälle der Kontaktmetamorphose, die normale Metamorphose ohne irgendwelche Stoffzufuhr und die metasomatisch-pneumatolytische Umwandlung der Carbonatgesteine konnten schon damals abschließend behandelt werden, da beide Arten von Metamorphose an großen Gesteinsmassen auftreten, die sich durch alle Übergänge in nichtmetamorphe Gesteine verfolgen lassen. Im Gegensatz zu diesen allgemein verbreiteten Arten von Kontaktmetamorphose ist Metamorphose mit Natronzufuhr selten, und

<sup>1</sup> Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Videnskaps-Selskapets Skrifter, math.-naturv. Kl. 1911. No. 1. Kristiania. p. 36, 58, 119, 203, 298, 343, 344. Die Bildung von Albit und Skapolith in metasomatisch veränderten Kalksteinen, welche ebenfalls unter Natronzufuhr stattfindet, gehört zu den üblichen Begleiterscheinungen der metasomatischen Pneumatolyse, ist somit nicht mit der hier behandelten Art von Natronzufuhr zu verwechseln.

was das Studium der natronreichen Kontaktgesteine besonders erschwert, ist die Art ihres Vorkommens. Sie finden sich nämlich fast immer nur als kleinste Schollen, die allseitig im Tiefengestein eingeschlossen sind. Da die Gesteine somit aus ihrem ursprünglichen geologischen Verband gerissen sind, so konnte das Ausgangsmaterial der metamorphen Produkte nicht immer mit der wünschenswerten Sicherheit bestimmt werden, und damit fehlte auch die Möglichkeit, den Chemismus der Natronzufuhr im einzelnen festzustellen.

In Fortsetzung meiner Untersuchungen über metamorphe Gesteine bearbeitete ich im Sommer 1911 die Kontaktzone am Langesundsfjord, ein durch W. C. BRÖGGER's Arbeiten <sup>1</sup> hochberühmtes Kontaktgebiet. Dort fand ich einen Fall von Natronzufuhr, der mir zu einem näheren Studium dieser Erscheinung geeignet erschien. Im folgenden werde ich die Resultate dieser Untersuchungen bringen; die Beschreibung der übrigen Kontaktgesteine am Langesundsfjord, die ebenfalls abgeschlossen ist, wird an anderer Stelle veröffentlicht werden. Bezüglich der einzelnen Lokalitäten, die uns im folgenden beschäftigen werden, verweise ich auf die von BRÖGGER publizierten geologischen Karten <sup>2</sup>. Die Kontaktgesteine, die uns hier beschäftigen werden, gehören zur Schichtenfolge der roten und grauen Sandsteine, welche das kalkig-tonige Obersilur des Kristianiagebiets

<sup>1</sup> W. C. BRÖGGER, Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesundskien, *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne, Kristiana*. **38**. 1884. p. 253—419. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. *Zeitschr. f. Kristallogr.* **16**. 1890.

<sup>2</sup> W. C. BRÖGGER, Karte im Maßstab 1:50 000 in Spaltenverwerfungen etc., Tafel XXIX in *Syenitpegm. etc.*, Karte im Maßstab 1:100 000 in: *Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets*. **3**. Das Gangfolge des Laurdalits. *Vid. Selsk. Skr. mat.-naturv. Kl.* 1897. N. 6. Dazu kommt noch die Karte 1:100 000 von J. KLÆR in dessen Werk: *Das Obersilur im Kristianiagebiet*. *Vid. Selsk. Skr., mat.-naturv. Kl.* 1906. **2**.

überlagern, eine Schichtenreihe, die früher allgemein für devonisch gehalten wurde, jetzt aber, zum mindesten in ihrem unteren Teil, als downtonisch bestimmt ist<sup>1</sup>. Am Langesundsfjord finden sich diese Sandsteine auf den Inseln Fuglö, Store Arö und Gjeterö, ferner etwa 12 km weiter nördlich am innersten Teil des Eidangerfjords. Von letzterer Lokalität aus erstreckt sich ein zusammenhängender Sandsteinstreifen nach Norden, seine Länge beträgt etwa 26 km. Die downtonischen Sandsteine erstrecken sich demnach über eine Länge von etwa 40 km, die Breite des Sandsteingebietes ist jedoch gering, im Maximum 2—3 km, und da die Sandsteine ungefähr der Eruptivgrenze entlang streichen, sind sie stets mehr oder weniger stark kontaktmetamorph. Im Süden sind sie durch Laurvikite und Nephelinsyenite umgewandelt, im Norden durch Pulaskite und verwandte Gesteine.

### **Die nichtmetamorphen Sandsteine.**

Zum Studium der entsprechenden nichtmetamorphen Gesteine bietet sich ein reiches Material an den Sandsteinen von Holmestrand-Horten, Ringerike und Asker, also im mittleren Teil des Kristianiagebiets.

In Dünnschliffen erkennt man ihre Zusammensetzung aus klastischen Gemengteilen einerseits, unter denen Quarz bei weitem vorherrscht, und einer Grundmasse andererseits, welche in der Regel aus einem Gemenge von Carbonat und tonigen Substanzen besteht.

Die klastischen Quarzkörner sind gewöhnlich unregelmäßig eckig begrenzt, ihre Größe schwankt in den von mir untersuchten Gesteinen zwischen etwa 0,05 mm und 0,4 mm, am häufigsten dürfte eine Korngröße von etwa 0,1—0,2 mm

<sup>1</sup> J. KLÆR, A New Downtonian Fauna in the Sandstone Series of the Kristiania Area. Vid. Selsk. Skr., math.-naturv. Kl. 1911. No. 7.

sein. In den Konglomeratschichten, welche den Sandstein nach oben abschließen, sind natürlich viel gröbere klastische Komponenten vorhanden. Die klastischen Quarzkörner zeigen oft undulierende Auslöschung, die ihre Herkunft aus alten druckmetamorphen Gesteinen beweist. Selten finden sich neben einigermaßen einheitlichen Quarzkörnern auch kleine Bruchstücke feinkörnigster, chlorithaltiger Quarzite. Neben Quarz ist Feldspat ein wichtiger klastischer Gemengteil. In manchen Horizonten ist seine Menge sehr bedeutend, in anderen ist er nur ganz spärlich vorhanden. Es ist teils Orthoklas, teils (häufiger) Mikroklin, oft ist er mikroperthitisch mit Albit verwachsen. Auch als selbständiger klastischer Gemengteil ist Albit nicht selten. Die Feldspate stammen wohl aus alten Graniten und Granitgneisen. Seltener klastische Gemengteile sind kleine Körner von Titaneisen, oft mit sekundärem Leukoxenrand, Zirkon und Titanit. Ferner enthalten viele Proben unzweifelhaft klastische Blättchen von Muscovit und Chlorit.

Die Grundmasse besteht aus Carbonat, wohl größtenteils Kalkspat, und toniger Substanz. Bei Anwendung sehr starker Vergrößerung wird ein Teil des Tons in ein Aggregat feiner Schüppchen aufgelöst, unter denen man Mineralien der Glimmer- und Chlorit-Gruppe zu erkennen glaubt. Als Neubildungen finden sich im Sandstein hier und da kleine Würfel von Schwefelkies, oft mit sekundären Rostflecken. Die häufige intensiv rote Farbe der Sandsteine beruht auf der Gegenwart von rotem Eisenocker, der teils in flockiger Form die Grundmasse durchtränkt, teils Hüllen um die klastischen Gemengteile bildet.

Die drei Grundkomponenten der normalen Sedimentgesteine, Kalkspat, Tonsubstanz und klastischer Quarz, beteiligen sich in ziemlich wechselndem Mengenverhältnis an der Zusammensetzung unserer Sandsteine. Der häufigste



Typus dürfte etwa folgender Zusammensetzung entsprechen: 60—70 °, Quarz (und andere klastische Gemengteile), 20 bis 30 °, Tonsubstanz, 10 °, Carbonat<sup>1</sup>. Besonders in dem unteren Teil der Sandsteinablagerung finden sich oft Schichten, in deren Zusammensetzung die tonige Komponente stärker vertreten ist, bis zu Gesteinen, die fast als sandige Tonschiefer bezeichnet werden müssen. Beispiele solcher stark toniger Sandsteine und ihrer Kontaktprodukte habe ich schon früher beschrieben<sup>2</sup>. Ebenfalls im unteren Teil der Sandsteinschichten findet man Sandsteine mit so hohem Carbonatgehalt, daß sie füglich als Kalksandsteine bezeichnet werden können. In der Grundmasse ist Kalkspat weit überwiegend über Ton. In manchen der Gesteine dürfte Kalkspat mindestens ein Drittel der Gesteinsmasse zusammensetzen. Das Vorkommen dieser Kalksandsteine als dünne unregelmäßige Schichten im Sandstein ist von J. KLÆR<sup>3</sup> beschrieben worden. Die gesamte Mächtigkeit der Sandsteine wird in dem Gebiet von Ringerike zu mindestens 500 m angenommen (J. KLÆR), für die Gegend Langesund-Skien schätzt derselbe die Mächtigkeit auf etwa 350 m.

### **Die normal kontaktmetamorphen Sandsteine am Langesundsfjord.**

Die downtonischen Sandsteine am Langesundsfjord sind in Kontaktgesteine vom Habitus der Hornfelse umgewandelt. Am häufigsten sind weiße oder hell grünlichgraue Gesteine, die als Hauptgemengteile Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und diopsidischen Pyroxen enthalten. Es sind dies Gesteine,

<sup>1</sup> Zwei ganz alte Analysen, in denen wohl nur die Kieselsäurebestimmungen halbwegs vertrauenswürdig sind, geben für den Sandstein 78—79 ° Si O<sub>2</sub>. TH. SCHEERER, *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne*. 5. 1848. p. 317.

<sup>2</sup> Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. p. 68 und 207.

<sup>3</sup> Downtonian Fauna. p. 9.

die einer Reihe zwischen reinem Quarzit und den biotitarmen Hornfelsen der Klasse 7 angehören<sup>1</sup>. Eingelagert in diesen hellen Sandsteinhornfelsen finden sich dunkel rotbraune Schichten, die ihre Farbe einem reichlichen Gehalt an Biotit verdanken. Dünnschliffe zeigen, daß es sich hier um etwas kalkärmere Hornfelse handelt, Hornfelse, die der biotitreichen Abteilung der Klasse 7 angehören. Besonders an der Westseite der Insel Store Arö hat man Gelegenheit, etwa fußdicke biotitreiche Schichten im untersten Teil der downtonischen Sandsteinschichten zu beobachten. Ebendort findet man auch eine der Kalksandsteinschichten des Downtonians in kontaktmetamorphem Zustande. Wie man es bei einem Gestein der Reihe Kalkstein-Sandstein erwarten sollte, ist das wichtigste neugebildete Mineral Wollastonit. Der metamorphe Kalksandstein bildet eine etwa 30 cm dicke und schätzungsweise 5 m lange Linse im gewöhnlichen kontaktmetamorphen Sandstein, sie besteht größtenteils aus einem Gemenge von Quarz und (und weniger diopsidischem Pyroxen) Wollastonit, stellenweise fast ausschließlich aus Wollastonit und etwas Kalkspat. Derselbe umgewandelte Kalksandstein findet sich auch an der gegenüberliegenden Ostseite der Insel Gjeterö. Diese Gesteine werden an anderer Stelle ausführlich beschrieben werden.

Die hellen Sandsteinhornfelse sind makroskopisch meist dichte, sehr harte Gesteine. Im Dünnschliff erkennt man noch sehr deutlich die klastische Natur des ursprünglichen Sediments, klastische Körner von Quarz, viel seltener von

---

<sup>1</sup> Über diese Gesteinsreihe, sowie über die Klassifikation der Kontaktgesteine auf Grundlage der Phasenregel vergleiche man: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. p. 138, 141, 187, 199. Siehe auch Zeitschr. f. Elektrochemie. 17. 1911. p. 680 und Zeitschr. f. anorganische Chemie. 71. 1911. p. 320—322. Die Hornfelse der Klasse 7 enthalten als typische Gemengteile Plagioklas und diopsidischen Pyroxen, die kalkärmeren daneben noch Biotit.

Kalifeldspat liegen in einem Zement aus Kalifeldspat, Plagioklas und diopsidischem Pyroxen, welches der ursprünglichen tonig-kalkigen Gesteinsgrundmasse entspricht. Es scheint, daß der größte Teil des klastischen Kalifeldspats bei der Metamorphose umkristallisiert ist und in der Grundmasse des Gesteins abgesetzt wurde. Bemerkenswert ist es, daß auch der neukristallisierte Kalifeldspat mitunter eine deutlich mikropertithische Verwachsung mit Natronfeldspat erkennen läßt. Biotit fehlt entweder ganz, oder ist nur ganz spärlich vorhanden. Die Größe der klastischen Quarzkörner schwankt in den von mir untersuchten Gesteinen zwischen 0,05 und 0,3 mm, hält sich also innerhalb ähnlicher Grenzen, wie in den nichtmetamorphen Sandsteinen des Downtonians. Die klastischen Quarze der normalen Hornfelse zeigen fast nie undulierende Auslöschung, im Gegensatz zu den Quarzen der unmetamorphen Sedimente<sup>1</sup>.

Ein typischer Vertreter der Sandsteinhornfelse möge ausführlicher beschrieben werden, und zwar ein weißer, dichter Hornfels aus dem unteren Teil des Downtonians unmittelbar südlich der Nordwestspitze von Store Arö.

Im Dünnschliff erkennt man zunächst die klastischen Quarzkörner, die über die Hälfte der Gesteinsmasse ausmachen. Die Größe der meist eckigen, unregelmäßig begrenzten Körner beträgt etwa 0,05—0,1 mm. Undulierende Auslöschung konnte nicht nachgewiesen werden.

Neben Quarz finden sich auch klastische Körner von Kalifeldspat, die ungefähr dieselbe Größe aufweisen, sie sind aber, verglichen mit Quarz, nur spärlich vorhanden. Weit reichlicher ist Kalifeldspat in der Grundmasse vertreten, deren Zement er hauptsächlich bildet. Er ist leicht kenntlich an seinen optischen Eigenschaften. Die Lichtbrechung ist viel niedriger als die von Kanadabalsam, die

<sup>1</sup> Auch anderwärts habe ich dasselbe beobachtet, l. c. p. 199.

Doppelbrechung bedeutend schwächer als die des Quarzes, er ist zweiachsig negativ. Mitunter beobachtet man mikroperthitische Verwachsungen von Kalifeldspat und Albit (oder einem andern albitreichen Plagioklas), und zwar sowohl in den klastischen Feldspatkörnern, wie in dem Kalifeldspat der Grundmasse. Die äußerst feinen Fäden oder Spindeln von Albit sind untereinander parallel geordnet, sie scheinen ungefähr nach der Vertikalachse des Kalifeldspats orientiert zu sein. Es sind indessen keineswegs alle Individuen von Kalifeldspat, welche Mikroperthit erkennen lassen; es mag auch bemerkt werden, daß die Albit-einlagerungen so fein sind, daß man ihrer erst mittels stärkster Vergrößerungen habhaft wird. Mikroklingitterung des Kalifeldspats wurde niemals beobachtet.

Bei näherer Untersuchung des Gesteins erkennt man, daß auch Plagioklas ein sehr wichtiger Gemengteil ist. Er bildet teils kleine rautenförmige Kristalle und unregelmäßige Fetzen, die in Kalifeldspat eingeschlossen sind, teils größere (bis 0,06 mm) selbständige Körner, welche den Zwischenraum zwischen den klastischen Quarzkörnern ausfüllen. Die Lichtbrechung des Plagioklases ist stets höher als die des Quarzes. Zwillingsstreifung (nach dem Albitgesetz) ist relativ selten. An zwei zwillingsgestreiften Individuen im Schnitt senkrecht zu M und P bestimmte ich die Auslöschungswinkel  $\alpha' : M$ . Ich fand an einem Schnitt  $25^\circ$  und  $29^\circ$ , Mittel  $27^\circ$ , daraus  $50\%$  An, der zweite gab  $28^\circ$  und  $28^\circ$ , daraus folgt  $53\%$  An<sup>1</sup>.

Im Gegensatz zum Quarz sind die Kalifeldspate und noch mehr die Plagioklase trüb grau.

---

<sup>1</sup> Die braunen, biotitreichen Sandsteinhornfelse haben in der Regel etwas albitreichere Plagioklase, etwa  $35\%$  An, wie es auch nach meiner Regel für die normale Zusammensetzung der Plagioklase in der Hornfelsreihe erwartet werden kann. Die Kontaktmetamorphose im Kristiania-gebiet. p. 142.

Der Gesteinsgemengteil, der neben Quarz am ehesten auffällt, ist ein Pyroxen. Er bildet kleine rundliche Körner, wo er im Kalifeldspat der Grundmasse eingeschlossen ist, ganz unregelmäßige Fetzen, wo er die Zwischenräume zwischen klastischen Quarzen ausfüllt. Kristallbegrenzung wurde niemals nachgewiesen. In manchen ähnlichen Sandsteinhornfelsen (nicht in dem hier beschriebenen) kommt es vor, daß die Pyroxenfetzen über größere Strecken (bis 0,5 mm) einheitlich orientiert sind. Die Pyroxenspaltbarkeit ist stets sehr deutlich. Die Lichtbrechung ist hoch, ich fand mittelst der Immersionsmethode  $\alpha = 1,68$  für Tageslicht mittlerer Wellenlänge. Die Doppelbrechung ist hoch, nach den Interferenzfarben, welche Schnitte parallel  $\{010\}$  im Dünnschliff zeigen, beträgt  $(\gamma - \alpha)$  0,03. Ebene der optischen Achsen ist  $\{010\}$ , der Charakter der Doppelbrechung ist positiv,  $2V$  beträgt etwa  $60^\circ$ . Die optische Achse B (welche in Schnitten senkrecht zur Spaltungszone sichtbar ist) zeigt schwache Dispersion  $q > v$  um die erste Bisektrix  $\gamma$ , die optische Achse A zeigt eine, vielleicht etwas stärkere, Dispersion ebenfalls  $q > v$  um  $\gamma$ . An einem ausgezeichneten Schnitt parallel  $\{010\}$  fand ich den Auslöschungswinkel  $c : \gamma$  gleich  $45^\circ$ , Auslöschungsdispersion ließ sich nicht mit Sicherheit nachweisen. Im Dünnschliff ist der Pyroxen farblos, oder zeigt einen kaum merkbaren grünlichen Ton. Nach diesen optischen Eigenschaften handelt es sich um einen Pyroxen der Reihe Diopsid—Hedenbergit. Die Größe der Pyroxenindividuen schwankt meist zwischen 0,01 und 0,05 mm, letztere Größe ist die gewöhnlichste, sehr selten wird 0,15 mm erreicht.

In nicht ganz geringer Menge findet sich Titanit. Er bildet kleine rundliche Körner oder Aggregate solcher in paralleler Orientierung; sehr selten ist eine Begrenzung durch Kristallflächen, sie wird dann durch spitzrhombsche

Durchschnitte angedeutet. An seiner hohen Licht- und Doppelbrechung ist der Titanit leicht kenntlich. Der Charakter der Doppelbrechung ist positiv, der Winkel der optischen Achsen ist klein, die Achsendispersion ist sehr stark  $\rho > v$  um  $\gamma$ . Unser Titanit gehört zu der roten, stark pleochroitischen Varietät, die in Kontaktgesteinen so verbreitet ist; folgender Pleochroismus wurde beobachtet:  $\alpha$  und  $\beta$  farblos oder schwach gelblich,  $\gamma$  stark bräunlichrot. Die einzelnen Titanitkörner besitzen einen Durchmesser von 0,01—0,02 mm, ihre Aggregate werden bis 0,07 mm groß.

Zirkon konnte in diesem Gestein nicht nachgewiesen werden, in den meisten andern Proben der kontaktmetamorphen Sandsteine findet man ovale Zirkonkörner, deren längster Durchmesser (entsprechend der Vertikalachse) etwa 0,1 mm erreicht. An seinen optischen Eigenschaften ist er leicht kenntlich; er ist farblos oder sehr hell gelblichbraun, besitzt hohe Licht- und Doppelbrechung (letztere jedoch bedeutend schwächer als beim Titanit) und ist einachsigt positiv. Der Zirkon gehört augenscheinlich zu den klastischen Bestandteilen des ursprünglichen Sandsteins.

Apatit findet sich mitunter als Einschluß im Kalifeldspat der Grundmasse in Form kleiner Nadeln von hoher Lichtbrechung und niedriger Doppelbrechung.

Eisenerze fehlen gänzlich.

Ganz spärlich findet sich längs Sprüngen des Gesteins Klinozoisit, seine Menge kommt jedoch quantitativ gar nicht in Betracht.

Herr Prof. Dr. MAX DITTRICH in Heidelberg, dessen frühen Tod alle Petrographen als schweren Verlust empfinden, hatte die Analysen der Kontaktgesteine vom Langesundsford übernommen. Im Frühjahr 1912 teilte er mir folgende Zusammensetzung des oben beschriebenen Hornfelses mit:

*Weißer Sandsteinhornfels, unterer Teil des downntonischen Sandsteins, südlich der Nordwestspitze von Store Arö. (M. Dittrich anal.)*

Si O <sub>2</sub> . . . . .	80,37 ‰ <sup>0</sup>
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,33 ‰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,47 ‰
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	— ‰
Fe O . . . . .	1,64 ‰
Mn O . . . . .	0,03 ‰
Mg O . . . . .	1,24 ‰
Ca O . . . . .	4,86 ‰
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,89 ‰
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,79 ‰
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,24 ‰ <sup>1</sup>
Cl . . . . .	Spur ‰
C O <sub>2</sub> . . . . .	— ‰
H <sub>2</sub> O unter 110° . . . . .	0,12 ‰
H <sub>2</sub> O über 110° . . . . .	0,63 ‰
	99,61 ‰ <sup>0</sup>

Ich habe versucht, auf Grundlage dieser Analyse die Mengen der einzelnen Mineralien im Gestein zu berechnen. Die Berechnung kann folgendermaßen durchgeführt werden.

Die Phosphorsäure wird in Apatit gebunden, die gesamte Titansäure in Titanit (da Eisenerze fehlen), alles Kali in Kalifeldspat. Die Menge des Plagioklases berechnen wir aus dem Natrongehalt, indem alles Natron als im Plagioklas gebunden angenommen wird (also unter Vernachlässigung des Natrongehalts im Orthoklas und im spärlichen Mikroperthit). Als Zusammensetzung des Plagioklases setzen wir nach dem optischen Befund einen Labrador An<sub>50</sub> Ab<sub>50</sub>. Dann berechnen wir den gesamten Magnesiagehalt als Diopsidsilikat, wir erhalten noch einen Rest von 0,96 ‰ Ca O, der als Hedenbergitsilikat in Rechnung gebracht wird. Die Verteilung der einzelnen Bestandteile wird bei dieser Berechnungsweise:

<sup>1</sup> Eine zweite Bestimmung der Phosphorsäure durch Herrn Prof. DITTRICH ergab 0,56 ‰ P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Ich möchte glauben, daß die erste Bestimmung der wirklich vorhandenen Menge näher kommt, da die Menge des Apatits im Gestein äußerst niedrig ist.

	Si O <sub>2</sub>	Ti O <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO, MnO	Mg O	Ca O	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
0,59 ° Apatit . . .	—	—	—	—	—	0,33	—	—	0,24
0,80 „ Titanit . . .	0,24	0,33	—	—	—	0,23	—	—	—
10,61 „ Kalifeldspat	6,88	—	1,94	—	—	—	—	1,79	—
7,55 „ Albit . . .	5,19	—	1,47	—	—	—	0,89	—	—
8,01 „ Anorthit . .	3,46	—	2,94	—	—	1,61	—	—	—
6,69 „ Diopsid . . .	3,72	—	—	—	1,24	1,73	—	—	—
4,26 „ Hedenbergit	2,07	—	—	1,23	—	0,96	—	—	—

Man behält bei dieser Berechnung noch einen Rest von  
Si O<sub>2</sub> 58,81, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,12, FeO 0,41, H<sub>2</sub>O 0,75.

Es hält schwer, den Rest von Tonerde und Eisenoxydul unterzubringen. Man könnte die Verbindung FeAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub> als isomorphe Beimengung im Pyroxen annehmen, dies erscheint mir aber wenig wahrscheinlich, da einerseits die Pyroxene saurer Kontaktgesteine kaum eine so beträchtliche Menge dieser Verbindung enthalten dürften, und andererseits die optischen Eigenschaften des Pyroxens unbedingt auf einen Pyroxen der Reihe Diopsid—Hedenbergit deuten. Andere Mineralien, in denen der Überschuß an Tonerde und Eisenoxydul gebunden sein könnte, fehlen gänzlich<sup>1</sup>. Unter Vernachlässigung dieses Restes wird der berechnete Mineralbestand des Gesteins:

Quarz . . . . .	58,8 °
Labrador . . . . .	15,6 „
Orthoklas . . . . .	10,6 „
Pyroxen . . . . .	11,0 „
Titanit . . . . .	0,8 „
Apatit . . . . .	0,6 „
Wasser . . . . .	0,8 „
	98,2 °

Der berechnete Mineralbestand dürfte mit dem tatsächlich Vorhandenen übereinstimmen. Es ist nicht ohne

<sup>1</sup> Die Menge des Klinozoisits ist zu gering, um irgend bei der Berechnung berücksichtigt zu werden.



Interesse, dieses Gestein, einen sehr quarzreichen Hornfels der Klasse 7, mit einem der gewöhnlichen Hornfelse derselben Klasse zu vergleichen.

Wir können hierzu den biotitarmen Hornfels der Klasse 7 von Konnerudkollen bei Drammen wählen<sup>1</sup>. Das Gestein von Konnerudkollen ist ein kontaktmetamorpher Mergelschiefer des Obersilurs (Wenlock), seine Zusammensetzung entspricht der Grundmasse in unserm Sandsteinhornfels. Es führt nur 2,4 % freie Kieselsäure als Quarz, der Gesamtgehalt an Kieselsäure beträgt 57,24 %. Um die Analysen beider Gesteine vergleichen zu können, müssen wir sie daher auf gleichen Kieselsäuregehalt berechnen. Dies können wir, indem wir zu der Zusammensetzung des Hornfelses von Konnerudkollen noch 56,4 % freie Kieselsäure hinzufügen (entsprechend den klastischen Quarzkörnern im Sandsteinhornfels)<sup>2</sup>. Dann erhalten wir folgende Zusammensetzung:

Si O <sub>2</sub> . . . . .	81,4 °
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,3 „
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,4 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Fe O, Mn O . . .	2,1 „
Mg O . . . . .	2,1 „
Ca O . . . . .	4,5 „
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,2 „
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,4 „
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,4 „
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,2 „
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,1 „
	100,1 °

Diese Zahlen stimmen recht nahe mit unserem Sandsteinhornfels; der wesentlichste Unterschied ist der relativ höhere Alkaligehalt und niedrigere Tonerdegehalt im Horn-

<sup>1</sup> Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. p. 188–190.

<sup>2</sup> Eine analoge Berechnungsweise hat schon O. H. ERDMANNSDÖRFFER angewandt, um Kontaktgesteine verschiedenen Kieselsäuregehalts untereinander vergleichen zu können. Die Einschlüsse des Brockengranits. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 32. 1911. p. 320.

fels von Drammen, der sich auch in dem Auftreten eines sehr albitreichen Plagioklases äußert.

Die Struktur der normal kontaktmetamorphen Sandsteine vom Langesundsfjord ist auf Fig. 1 und 2 der beigefügten Tafel dargestellt. Fig. 1 zeigt den analysierten weißen Sandsteinhornfels von Store Arö, Fig. 2 einen anderen Sandsteinhornfels, ebenfalls aus dem unteren Teil des Downtonians, nahe dem Südennde von Store Arö.

### **Die normal kontaktmetamorphen Sandsteine am Eidangerfjord.**

An der innersten Bucht des Eidangerfjords sind die unteren Schichten der kontaktmetamorphen Sandsteine vortrefflich aufgeschlossen. Auch hier sind quarzreiche Hornfelse der Klasse 7 entstanden. Beispielsweise möge ein weißer Sandsteinhornfels näher beschrieben werden.

Das Gestein zeigt makroskopisch große Ähnlichkeit mit dem analysierten Sandsteinhornfels von Store Arö; auch im Dünnschliff sieht man eine recht nahe Übereinstimmung; der hauptsächlichste Unterschied besteht in der Größe der klastischen Quarzkörner; diese besitzen hier einen Durchmesser von 0,2—0,4 mm. Die Grundmasse des Gesteins wird wesentlich von Feldspaten und diopsidischem Pyroxen gebildet, auch etwas Quarz kommt in der Grundmasse vor. Plagioklas ist in größerer Menge vorhanden als Kalifeldspat, er wurde als Labrador bestimmt; ein Schnitt senkrecht zu M und P ergab folgende Auslöschungswinkel der Albitlamellen:  $\alpha' : M = 26^\circ$  und  $28^\circ$ , Mittel  $27^\circ$ , daraus folgt 50 % An; andere Individuen ergaben ähnliche Zahlen. Der Kalifeldspat zeigt oft sehr hübsche mikroperthitische Verwachsung mit feinsten Albitfäden. Eine merkwürdige Erscheinung ist das Auftreten myrmekitischer Verwachsungen

von Plagioklas und Quarz an der Grenze gegen Kalifeldspat, die allerdings nur als Seltenheit beobachtet wurde. Myrmekit ist bekanntlich sehr selten in Kontaktgesteinen nachgewiesen<sup>1</sup>. Der diopsidische Pyroxen bildet ziemlich große, poikilitisch zerfetzte Individuen. In geringer Menge finden sich opakes Eisenerz, roter, pleochroitischer Titanit, sowie Körner von Apatit. In manchen Gesteinspartien ist Biotit ziemlich reichlich vorhanden, oft hat er sich in der Umgebung opaker Erzkörner gebildet. Stellenweise ist der Biotit chloritisiert, der Pyroxen uralitisiert. Die Struktur dieses Kontaktgesteins ist auf Fig. 3 der beigegeführten Tafel dargestellt.

Eingelagert in diesem Sandsteinhornfels findet man millimeterdicke Schichten, in denen Eisenerz reichlicher vorhanden ist, und die deshalb dunkel gefärbt sind. Das Eisenerz ist bei der Kontaktmetamorphose umkristallisiert und bildet stellenweise eine Art Magnetizement zwischen den Quarzkörnern. Es handelt sich offenbar um eine Schicht, in deren ursprünglichen sedimentären Material schwere Erzkörner mechanisch angereichert waren. Hierfür spricht insbesondere, daß eben dieselben Schichten des Hornfelses ganz ungewöhnlich reich an klastischem Zirkon sind, auch Titanit tritt hier in größeren Mengen auf als anderwärts. Solche Schichten mit Anreicherungen schwerer Mineralien sind ja etwas Gewöhnliches in Sandsteinen der verschiedensten Formationen.

### **Die normal kontaktmetamorphen Sandsteine von Skien.**

In der nördlichen Fortsetzung unseres Sandsteingebiets ist die Kontaktmetamorphose nicht durch Laurvikite und

<sup>1</sup> O. H. ERDMANNSDÖRFFER hat Myrmekit im Eckergneis, einem Kontaktgestein des Harzes beschrieben. Der Eckergneis im Harz, ein Beitrag zur Kenntnis der Kontaktmetamorphose und der Entstehungsweise kristalliner Schiefer. *Jahrb. preuß. geol. Landesanst.* 30. 1909. p. 324—387.

Nephelinsyenite, sondern durch saurere syenitische Gesteine bewirkt worden. Es erschien mir deshalb von Bedeutung, Vergleichsmaterial von dort zu untersuchen. Herr Prof. Dr. J. KLÆR war so liebenswürdig, mir Handstücke metamorpher Sandsteine zu überlassen, die er im Herbst 1905 etwa 10 km nördlich von Skien gesammelt hatte.

Die Gesteine aus der Nähe der Syenitgrenze sind im Dünnschliff völlig übereinstimmend mit den oben beschriebenen Gesteinen vom Langesundsfjord, es sind quarzreiche Hornfelse der Klasse 7, auch biotitreiche Schichten wurden hier beobachtet. Die Größe der klastischen Quarzkörner beträgt etwa 0,1—0,4 mm. Sowohl Titaneisen als Zirkon kommen als klastische Gemengteile vor.

Gesteine derselben Schichtenreihe, die weiter von der Syenitgrenze entfernt sind, besitzen den Mineralbestand der Amphibolhornfelse; zeigen also einen geringeren Grad der Metamorphose als die Pyroxenhornfelse der inneren Kontaktzone. Die Gesteine entsprechen in Mineralbestand und Struktur völlig den oben beschriebenen Hornfelstypen, der einzige Unterschied besteht darin, daß statt des diopsidischen Pyroxens ein grüner Amphibol auftritt. Der Amphibol entspricht in seinen optischen Eigenschaften völlig den gemeinen grünen Hornblenden. Daß die pyroxenführenden Kontaktgesteine der inneren Kontaktzone in der äußeren Zone oft durch amphibolführende ersetzt werden, habe ich schon früher gezeigt<sup>1</sup>, auch in der Kontaktzone am Langesundsfjord gibt es viele schöne Beispiele für diese Erscheinung.

Auch in anderer Weise läßt sich an den metamorphen Sandsteinen nördlich von Skien der verschiedene Grad der

<sup>1</sup> Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. p. 111, 206. Schon 1904 hat O. H. ERDMANNSDÖRFFER die Ersetzung von Pyroxen durch Amphibol im äußeren Kontakthof im Harz beobachtet. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 25. 1904. p. 37.

Metamorphose erkennen. Die klastischen Körner von Titan-eisen sind in den nichtmetamorphen Sandsteinen im mittleren Teil des Kristianiagebiets teils völlig frisch, teils findet sich ein ganz schmaler, äußerst feinkörniger Rand von Leukoxen. In den kontaktmetamorphen Sandsteinen der äußeren Zone bemerkt man schon breitere, deutlich kristalline Leukoxenränder; die einzelnen Körnchen des Titanits sind aber noch immer sehr klein und nicht parallel orientiert, so daß man nur Aggregatpolarisation erkennen kann. Erst in der inneren Kontaktzone ordnet sich der ganze Leukoxenrand (wohl durch Sammelkristallisation) zu einem einzigen Individuum von Titanit, welches den Rest des Titaneisens umsäumt. Erst bei noch stärkerer Metamorphose zeigt der Titanit Begrenzung durch Kristallflächen.

### **Die natronreichen kontaktmetamorphen Sandsteine am Langesundsfjord.**

Schon vor vielen Jahren hat BRÖGGER aus der Untersuchung kontaktmetamorpher Ergußgesteine am Langesundsfjord den Schluß gezogen, daß ihre Metamorphose mit Zufuhr von Natron verbunden gewesen ist<sup>1</sup>. Die Schollen von Essexit und Rhombenporphyr, die in nephelinsyenitischen Gesteinen eingeschlossen sind, zeigen randlich neben den gewöhnlichen Mineralien der Kontaktmetamorphose Pyroxene der Ägirindiopsidreihe, und auch durch quantitative Analyse wurde in einem Falle nachgewiesen, daß der Natrongehalt eines kontaktmetamorphen Rhombenporphyrs an der unmittelbaren Grenze um 0,8% gestiegen war.

An den kontaktmetamorphen Sedimentgesteinen der Gegend war eine Natronzufuhr noch nicht beobachtet wor-

<sup>1</sup> Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund—Skien. *Nyt Mag. f. Naturv.* **38**, 1884. p. 352, und besonders *Zeitschr. f. Kristallogr.* **16**, 1890. p. 114—119.

den, bis ich sie im Sommer 1911 an gewissen kontaktmetamorphen Sandsteinen nachweisen konnte.

Nur an einigen wenigen Stellen kommt der metamorphe downtonische Sandstein in direkte Berührung mit den natronreichen Eruptivgesteinen am Langesundsfjord. Dies ist auf der Insel Store Arö und am Nordende von Gjeterö der Fall. Auf beiden Inseln findet man Gänge von Nephelinsyenitpegmatit, die bis in den Sandstein reichen. Schon BRÖGGER hat in seiner klassischen Monographie geschildert, wie die pegmatitischen Gänge an diesen Stellen Kieselsäure aus dem Sandstein aufgenommen haben und dadurch lokal den Mineralbestand granitischer Pegmatite erhalten<sup>1</sup>.

An denselben pegmatitischen Gängen findet sich noch eine andere interessante Erscheinung, nämlich eine stoffliche Veränderung des Sandsteins. Schon makroskopisch erkennt man, daß die sonst hell gefärbten Sandsteinhornfelse in der unmittelbaren Nähe mancher Pegmatitgänge eine dunkle, schwärzlichgrüne Farbe annehmen. Am deutlichsten zeigt sich dies an der Nordwestspitze von Store Arö. Hier enthält ein Pegmatitgang zahlreiche, bis halbmeterlange, linsenförmige Bruchstücke von schwärzlichgrünem Sandsteinhornfels.

Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß die dunkle Färbung durch grüne Alkalipyroxene und bläuliche Alkali-amphibole verursacht wird.

Beispielsweise sei eines der Vorkommen näher beschrieben, und zwar ein Sandsteinbruchstück aus dem Pegmatitgang an der Nordwestspitze von Store Arö.

Der Hauptbestandteil des Gesteins sind die ursprünglichen klastischen Quarzkörner, deren Durchmesser meist 0,2—0,3 mm beträgt. Die Quarzkörner sind stellenweise durch orientierte Anlagerung weiter gewachsen und um-

<sup>1</sup> Zeitschr. f. Kristallogr. **16**. 1890. p. 129—131.

schließen dann in ihren peripherischen Teilen Körner der neugebildeten Mineralien. Außer Quarz finden sich auch Körner von grauem Kalifeldspat unter den klastischen Gemengteilen, sie sind von neugebildeten klaren Albitstriemen in perthitähnlicher Weise durchzogen.

Diese primären Gemengteile des Gesteins liegen in einer völlig umkristallisierten Grundmasse.

Das Zement der Grundmasse ist Alkalifeldspat, Kalifeldspat und Albit in perthitischer Verwachsung. Die Albitstreifen im Kalifeldspat sind breit, oft ganz unregelmäßig geformt, mitunter sogar verzweigt. Auch selbständige Individuen von Albit finden sich in der Gesteinsgrundmasse, in manchen Proben bilden sie einen der wesentlichsten Gemengteile derselben.

In diesem lichten Kitt aus Alkalifeldspaten finden sich die auffälligsten Bestandteile des Gesteins, nämlich Alkali-pyroxene und Alkalamphibole.

Der Pyroxen bildet gerundete, kurze Prismen und Körner, deren Dimensionen in der Regel zwischen 0,02 und 0,05 mm schwanken. Die Spaltung nach dem Pyroxenprisma ist sehr deutlich. Die Lichtbrechung wurde mittels der Immersionsmethode bestimmt,  $\alpha = 1,71$ ,  $\gamma = 1,74$ . Die Doppelbrechung ist hoch, die Interferenzfarben im Dünnschliff entsprechen etwa  $(\alpha - \gamma) = 0,03$ . Ebene der optischen Achsen ist  $\{010\}$ . Der Charakter der Doppelbrechung ist positiv,  $2V$  etwa  $70-80^\circ$ . Der Auslöschungswinkel im Schnitt parallel  $\{010\}$  ist etwas wechselnd, ich fand folgende Werte für  $c : \gamma$ :  $53^\circ$ ,  $56^\circ$ ,  $57^\circ$ ,  $58^\circ$ ,  $68^\circ$ ,  $71^\circ$ ,  $72^\circ$ ,  $76^\circ$ . Die Pyroxenkörner sind intensiv grün gefärbt; sie sind merkbar pleochroitisch, und zwar nach folgendem Schema:

$\alpha$  Gelbgrün,  $\beta$  Saftgrün,  $\gamma$  intensives Grün, etwas bläulich.

Die optischen Verhältnisse stimmen somit völlig auf Pyroxene der Diopsid-Ägirinreihe.

In weit größerer Menge als dieser Pyroxen findet sich ein Amphibolmineral. Dieses bildet teils kurze Prismen, teils unregelmäßig lappige Körner. Die Individuen des Amphibols erreichen meist Längen von etwa 0,1 mm, sehr selten bis 0,4 mm. Spaltbarkeit nach dem Amphibolprisma ist sehr deutlich; das Spaltungsprisma ist auch die einzige Kristallform, die in der äußeren Begrenzung eine Rolle spielt. Die Lichtbrechung ist deutlich niedriger als die des Pyroxens, mittels der Immersionsmethode fand ich  $\alpha = 1,63$ ,  $\gamma = 1,64$ . Die Doppelbrechung ist ebenfalls viel schwächer als die des Pyroxens, nach den Interferenzfarben im Dünnschliff beträgt  $(\gamma - \alpha)$  etwa 0,015. Ebene der optischen Achsen ist  $\{010\}$ . Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ; der Achsenwinkel ist stark schwankend,  $2V$  erreicht etwa  $56^\circ$ , ist jedoch oft erheblich kleiner. An einem ausgezeichneten Schnitt parallel  $\{010\}$  wurde der Auslöschungswinkel  $c : \gamma$  zu  $34^\circ$  gemessen. An einigen weniger guten Schnitten fand ich die Werte:  $31^\circ$ ,  $32^\circ$ ,  $32^\circ$ ,  $33^\circ$ ,  $33^\circ$ ,  $36^\circ$ ,  $36^\circ$ ,  $37^\circ$ . Die Auslöschungsdispersion ist sehr deutlich, und zwar  $v > q$  für  $c : \gamma$ . Folgender Pleochroismus wurde beobachtet:

- $\gamma$  grünliches Graublau,
- $\beta$  Lavendelblau, mit deutlichem Stich ins Rote,
- $\alpha$  Graublau, oft etwas gelblichgrau.

Das Absorptionsschema ist  $\beta > \gamma > \alpha$ .

Diese optischen Eigenschaften deuten mit Bestimmtheit auf einen alkalihaltigen Amphibol, der am wahrscheinlichsten der Reihe Tremolit—Riebeckit angehören dürfte.

Als orientierte Weiterwachsung an den Enden der Amphibolprismen findet man mitunter einen anderen Amphibol, allerdings nur in ganz geringer Menge, meist in Form feiner Fasern. Dieser jüngere Amphibol ist an seiner sehr dunkeln blauen Farbe leicht kenntlich. Seine Doppelbrechung ist sehr schwach, die Schwingungsrichtung  $\alpha'$  fällt ungefähr mit



der Längsrichtung zusammen. Der Pleochroismus ist sehr kräftig:

α' ganz dunkel Tintenblau, γ' Gelb.

Dieser Amphibol ist offenbar Riebeckit. Auch Übergänge zwischen beiden Amphibolen wurden beobachtet.

Die Prismen und Körner von Amphibol und Pyroxen liegen als Kränze um die klastischen Quarzkörner, wie es auch Fig. 4 auf der beigefügten Tafel zeigt.

Ein nicht unwesentlicher Bestandteil des Gesteins ist Titanit. Dieses Mineral findet sich in zwei verschiedenen Ausbildungsweisen.

Erstens bildet Titanit Säume um opake Erzkörner, wohl Ilmenit. Die unregelmäßig buchtigen Titanitmassen bilden je ein kristallographisches Individuum. Er zeigt die gewöhnlichen optischen Eigenschaften: sehr starke Lichtbrechung und Doppelbrechung, Charakter der Doppelbrechung positiv, Achsenwinkel klein, Achsendispersion sehr stark  $\rho > \nu$  um die erste Bisektrix  $\gamma$ . Pleochroismus merkbar,  $\alpha$  und  $\beta$  farblos oder hell rötlichgelb,  $\gamma$  dunkler rötlich.

Zweitens findet sich Titanit in idiomorphen Kristallen von sehr ungewöhnlichem Habitus, nämlich als äußerst dünne Prismen oder dünnste Nadeln. Die Länge der Kristalle erreicht 0,1 mm, ist aber meist bedeutend kleiner, die Dicke beträgt ein Fünfzigstel bis ein Zehntel der Länge. Die Kristalle sind ausgezeichnet idiomorph, außer den Flächen der prismatisch entwickelten Zone sind deutliche terminale Flächen vorhanden. Die optischen Eigenschaften sind die gewöhnlichen des Titanits, sehr hohe Licht- und Doppelbrechung, Charakter der Doppelbrechung positiv, Achsenwinkel klein, Achsendispersion sehr stark  $\rho > \nu$  um  $\gamma$ . Pleochroismus merkbar,  $\alpha$  und  $\beta$  hell gelblich,  $\gamma$  hell rötlichbraun. Die kristallographische Orientierung der prismatisch entwickelten Zone können wir aus den optischen Verhält-

nissen ermitteln. Die Ebene der optischen Achsen liegt in der Längsrichtung der Prismen. In Schnitten senkrecht zur optischen Normalen  $\beta$  wurde der Winkel zwischen der Auslöschungsrichtung  $\gamma$  und der Längsrichtung der Kristalle bestimmt; ich fand an einigen Schnitten die Werte  $44^\circ$ ,  $46^\circ$ ,  $53^\circ$ ,  $53^\circ$ ,  $53^\circ$ ,  $58^\circ$ . Diese Orientierung stimmt vollständig mit dem sogenannten Eukolittitanit unserer Nephelinsyenitpegmatite überein. Der Eukolittitanit ist bekanntlich langprismatisch nach  $\{110\}$ , Aufstellung DESCLOIZEAUX (gleich  $\{011\}$  Aufstellung NAUMANN). Für diese Orientierung sollte der Auslöschungswinkel von gewöhnlichem Titanit  $51^\circ$  betragen, bei dem ceriumhaltigen Eukolittitanit beträgt der entsprechende Winkel  $57^\circ$ <sup>1</sup>, also Zahlen, die innerhalb der von mir gefundenen Werte liegen.

Daß die langprismatischen Kristalle wirklich Titanit sind, geht auch aus der Tatsache hervor, daß die Prismen mitunter als orientierte Weiterwachsungen des leukoxenartigen Titanits auftreten. Die Amphibolprismen werden öfters von den dünnen Titanitnadeln durchsetzt.

Sehr spärlich findet sich Zirkon in Form ovaler Körner von etwa 0,1 mm Länge. Er ist sehr stark lichtbrechend, einachsig positiv,  $(\gamma - \alpha)$  etwa 0,05—0,06. Er stimmt völlig mit den klastischen Zirkonkörnern der gewöhnlichen Sandsteinhornfelse überein.

In geringer Menge kommt Apatit vor, eingeschlossen im Alkalifeldspat. Er bildet kurze, sechsseitige Prismen, leicht kenntlich an der relativ hohen Lichtbrechung und der niedrigen Doppelbrechung; er ist einachsig negativ.

Biotit findet sich äußerst spärlich; in jedem der Dünnschliffe treten nur 1—2 kleinste Schüppchen auf; sie sind in Alkalifeldspat eingeschlossen.

In manchen der dunkeln Sandsteinhornfelse finden sich

<sup>1</sup> W. C. BRÖGGER, Zeitschr. f. Kristallogr. 16. 1890. p. 515.

ganz geringe Mengen von violetter Flußspat, in dem hier beschriebenen Gestein kommt Flußspat nicht vor.

Als Sekundärbildung findet man im Kalifeldspat spärlich Fetzen von Kaliglimmer. Um den Ägirindiopsid findet sich als Sekundärbildung Limonit, stellenweise sind die Pyroxenkörner recht stark umgewandelt. Kalkspat, der hier und da spurenweise vorkommt, ist wohl ebenfalls ein sekundäres Mineral.

Die Intrusion der Nephelinsyenite am Langesundsfjord war bekanntlich von starken lokalen Pressungserscheinungen begleitet<sup>1</sup>. Unser Gestein läßt Beeinflussung durch Streß nur ganz schwach erkennen. Manche der Quarzkörner zeigen Spuren von undulierender Auslöschung, der Kalifeldspat des Gesteins, sowohl in der Grundmasse, wie in den klastischen Körnern, zeigt sehr häufig die Gitterung des Mikroklin.

Eine Anzahl anderer Vorkommen der dunkeln Sandsteinhornfelse an den Pegmatitgängen wurde ebenfalls mikroskopisch untersucht, es würde zu weit führen, alle ausführlich zu beschreiben. Im wesentlichen stimmen sie mit dem oben erwähnten Gestein überein, die Unterschiede beziehen sich hauptsächlich auf das Mengenverhältnis der einzelnen Mineralien, insbesondere auf die Mengen des Pyroxens und des Amphibols. Auch der Alkaligehalt der Pyroxene und Amphibole scheint nicht an allen Stellen derselbe zu sein. Die Korngröße der Gesteine ist ebenfalls Schwankungen unterworfen. Bei zunehmender Entfernung von den Pegmatitgängen verschwindet der Amphibol vollständig, der Pyroxen geht sehr bald in den gewöhnlichen Diopsid-Hedenbergit der normalen Sandsteinhornfelse über.

Da alkalihaltige Pyroxene und Amphibole den normalen Kontaktgesteinen gänzlich fremd sind, erschien es mir erwünscht, die chemische Zusammensetzung der dunkeln Sandsteinhornfelse kennen zu lernen. Auf meine Veranlassung

<sup>1</sup> W. C. BRÖGGER, Zeitschr. f. Kristallogr. 16. 1890.

hat Herr Prof. M. DITTRICH in Heidelberg eine quantitative Analyse des oben ausführlich beschriebenen Gesteins ausgeführt. Er teilte mir folgende Zahlen mit:

*Dunkler Sandsteinhornfels, Linse in Pegmatitgang, Nordwestspitze von Store Arö. (M. Dittich anal.)*

Si O <sub>2</sub> . . . . .	79,80 %
Ti O <sub>3</sub> . . . . .	0,86 „
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,92 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,30 „
Fe O . . . . .	1,74 „
Mn O . . . . .	0,05 „
Mg O . . . . .	1,74 „
Ca O . . . . .	1,48 „
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,47 „
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,77 „
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,10 „
Cl . . . . .	Spur „
CO <sub>2</sub> . . . . .	Spur „
H <sub>2</sub> O unter 110° . . . . .	0,03 „
H <sub>2</sub> O über 110° . . . . .	0,58 „
	99,84 %

Die Analyse läßt sich folgendermaßen berechnen:

Phosphorsäure wird als Apatit in Rechnung gebracht. Titansäure muß zwischen Titanit und Ilmenit verteilt werden, schätzungsweise kann die Menge des Ilmenits zu 0,50 % der Gesteinsmasse angenommen werden, dann erhalten wir 1,47 % Titanit, ein Mengenverhältnis zwischen den zwei Titanmineralien, das dem beobachteten Mineralbestand entsprechen dürfte. Der Gesamtgehalt an Kali wird als Kalifeldspat verrechnet. Der Rest an Tonerde beträgt dann 5,00 %, der als Albit verrechnet wird. Die Verteilung der einzelnen Bestandteile wird dann folgende:

	Si O <sub>2</sub>	Ti O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe O	Ca O	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
0,24 % Apatit . . . . .	—	—	—	—	0,13	—	—	0,10
0,50 „ Ilmenit . . . . .	—	0,26	—	0,24	—	—	—	—
1,47 „ Titanit . . . . .	0,45	0,60	—	—	0,42	—	—	—
10,48 „ Kalifeldspat . . . . .	6,97	—	1,92	—	—	—	1,77	—
25,73 „ Albit . . . . .	17,70	—	5,00	—	—	3,03	—	—

Die noch übrigen Bestandteile sind als Pyroxen, Amphibol und Quarz zu verrechnen. Die Menge des Pyroxens kann schätzungsweise zu 2 % der Gesteinsmasse gesetzt werden. Als Zusammensetzung des Pyroxens können wir gleiche Gewichtsteile des Diopsidsilikats und des Ägirinsilikats annehmen, dann entfällt auf den Pyroxen:

	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
2 <sup>o</sup> Ägirindiopsid . . . . .	1,07	0,34	0,19	0,26	0,13

Der Rest ist Amphibol und Quarz. Die Menge des Amphibols kann folgendermaßen berechnet werden. Der Rest an Natron, 0,31 %, wird als Silikat Na<sub>2</sub>Fe<sub>2</sub><sup>III</sup>Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub> in Rechnung gebracht. Der Rest an Kalk wird im Tremolitsilikat gebunden, dann bleibt noch 0,10 % Magnesia übrig, dieser Rest wird als Magnesiummetasilikat verrechnet. Der Rest an Eisen- und Manganoxydul wird ebenfalls als Metasilikat berechnet. Ein Teil des Wassers ist ebenfalls unzweifelhaft im Amphibol gebunden, schätzungsweise kann der Wassergehalt des Amphibols zu 1 % seiner Menge angenommen werden, dann entfallen 0,10 % Wasser auf dieses Mineral. Wir erhalten somit folgende Zusammensetzung des Amphibols:

	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO, MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
2,32 <sup>o</sup> Na <sub>2</sub> Fe <sub>2</sub> <sup>III</sup> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub> . . . . .	1,21	0,80	—	—	—	0,31	—
5,00 „ CaMg <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub> . . . . .	2,88	—	—	1,45	0,67	—	—
0,25 „ MgSiO <sub>3</sub> . . . . .	0,15	—	—	0,10	—	—	—
2,85 „ (Fe, Mn)SiO <sub>3</sub> . . . . .	1,30	—	1,55	—	—	—	—
0,10 „ Wassergehalt . . . . .	—	—	—	—	—	—	0,10

Im ganzen erhält man 10,52 % Amphibol. Als Rest behält man noch 0,16 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; berechnen wir dies als Limonit, so erhalten wir 0,19 % dieses Minerals. Der Rest an Kieselsäure beträgt 48,25 %, die als Quarz auftreten. Der gesamte berechnete Mineralbestand wäre somit:

Quarz . . . . .	48,3 °/o
Alkalifeldspat . . . . .	36,2 "
Amphibol . . . . .	10,5 "
Pyroxen . . . . .	2,0 "
Titanit . . . . .	1,5 "
Ilmenit . . . . .	0,5 "
Apatit . . . . .	0,2 "
Limonit . . . . .	0,2 "
Wasser . . . . .	0,5 "
	<hr/>
	99,9 °/o

Diese Berechnung stimmt gut mit dem beobachteten Mengenverhältnis der Mineralien, ebenso entspricht die berechnete Zusammensetzung von Pyroxen und Amphibol dem optischen Befund. Als absolut genau können unsere Zahlen natürlich nicht betrachtet werden, es ist nicht ausgeschlossen, daß eine geringe Menge Tonerde in den Amphibol eingeht, ferner wird natürlich ein Teil der Magnesia im Ägirindiopsid durch Eisenoxydul ersetzt sein.

Die Struktur des analysierten Gesteins ist aus Fig. 4 unserer Tafel ersichtlich, auf Fig. 5 ist dasselbe Gestein zwischen gekreuzten Nicols dargestellt.

Das Auftreten der alkalihaltigen Pyroxene und Amphibole macht es sehr wahrscheinlich, daß bei der Metamorphose eine stoffliche Veränderung des Gesteins vor sich gegangen ist. Ein Vergleich mit der Zusammensetzung des normalen weißen Sandsteinhornfelses ist deshalb von Interesse.

	<i>Sandsteinlinse aus Pegmatitgang</i>	<i>Weißer Sandstein- hornfels</i>
SiO <sub>2</sub> . . . . .	79,80 °/o	80,37 °/o
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,86 "	0,33 "
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,92 "	7,47 "
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,30 "	— "
FeO . . . . .	1,74 "	1,64 "
MnO . . . . .	0,05 "	0,03 "
MgO . . . . .	1,74 "	1,24 "
CaO . . . . .	1,48 "	4,86 "
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,47 "	0,89 "
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,77 "	1,79 "
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,10 "	0,24 "
Cl . . . . .	Spur "	Spur "
CO <sub>2</sub> . . . . .	Spur "	— "
H <sub>2</sub> O unter 110° . . . . .	0,03 "	0,12 "
H <sub>2</sub> O über 110° . . . . .	0,58 "	0,63 "
	<hr/>	<hr/>
	99,84 °/o	99,61 °/o

Ein Vergleich der beiden Analysen zeigt sofort, daß den Sandsteinbruchstücken im Pegmatit Natron zugeführt sein muß, und zwar in einer Menge von 2—3 %. Es ist diese Natronzufuhr, welche das Auftreten von Ägirindiopsid und Riebeckit-Tremolit bedingt hat. Von anderen Stoffen, deren Zufuhr möglich erscheint, wäre zunächst Titansäure zu nennen. Der Gehalt an Titansäure ist bedeutend höher als in dem normalen Sandsteinhornfels, immerhin ist die absolute Menge der Titansäure keineswegs größer, als man sie oft in ähnlichen Sedimentgesteinen antrifft; der Unterschied im Titansäuregehalt könnte von lokalen Verschiedenheiten des ursprünglichen Sediments herrühren. Ein Argument, das stärker für eine Zufuhr von Titan spricht, ist der fremdartige Habitus, den ein Teil des Titanits besitzt; die dünnprismatischen Kristalle erinnern an die Titanite der Nephelinsyenite, besonders an den sogenannten Eukolittitanit. Dieser Habitus ist offenbar an die Kristallisation aus einer natronreichen Lösung gebunden, vielleicht ist es das Ägirinmolekül<sup>1</sup> als Lösungsgenosse, das diese Kristalltracht des Titanits hervorbringt. Es dürfte daher nicht die Herkunft der Titansäure sein, die den abweichenden Habitus der Titanite verursacht, sondern die Zusammensetzung der Lösung, aus welcher der Titanit kristallisiert. Daß diese Lösung in unserem Hornfels natronreich gewesen ist, ebenso, daß sie das Ägirinmolekül enthalten hat, ist unzweifelhaft, und so muß wohl der Habitus der langprismatischen Titanite auf die Natronzufuhr zurückgeführt werden, während die Frage nach einer Zufuhr von Titansäure offen gelassen wird. Daß Titansäure bei der Kontaktmetamorphose zugeführt werden

---

<sup>1</sup> Neben der Zusammensetzung der Lösung dürften auch Temperatur und Druck eine Rolle spielen, denn nicht aus allen ägirinreichen Eruptivgesteinen ist Titanit mit langprismatischem Habitus kristallisiert.

kann, habe ich an anderer Stelle gezeigt; auch in den Kontaktzonen am Langesundsfjord finden sich unzweifelhafte Beispiele für diese Erscheinung. Auch bei dem Eisenoxyd erscheint eine Stoffzufuhr zu dem dunkeln Sandsteinhornfels als möglich, sie läßt sich aber nicht beweisen, da der gesamte Eisengehalt des Hornfelses noch durchaus innerhalb des Rahmens der gewöhnlichen Sedimentgesteine bleibt.

Während der Natrongehalt des Gesteins um 2,58 % gestiegen ist, zeigt der Gehalt an Kalk eine auffällige Verminderung gegenüber dem normalen weißen Sandsteinhornfels, er hat um 3,40 % abgenommen. Es ist natürlich nicht ausgeschlossen, daß unsere Sandsteinbruchstücke einer Schicht entstammen, die von vornherein besonders arm an Kalk gewesen ist, dies erscheint mir aber nicht wahrscheinlich, da die dunkeln Sandsteinhornfelse in und an den Pegmatitgängen stets ungefähr denselben Mineralbestand wie das analysierte Gestein besitzen. Ich möchte daher glauben, daß ein Austausch von Kalk gegen Natron stattgefunden hat<sup>1</sup>.

Daß Kalk aus den Sandsteinhornfelsen in Lösung gegangen ist, zeigt sich auch darin, daß der Sandstein in der Umgebung der Pegmatitgänge von kleinen Adern durchzogen ist, die als Kluffüllungen Quarz, Prehnit, Klinozoisit, Diopsid und Skapolith enthalten. Das Material dieser Gänge muß zum mindesten teilweise aus dem metamorphen Sandstein stammen. Manche Kluffüllungen bestehen fast ausschließlich aus Prehnit in kristallinen weißen Massen neben etwas Quarz und Klinozoisit. Eine Analyse einer solchen Gangmasse, ausgeführt von Fr. stud. real. HELGA HOUGEN im chemischen Laboratorium der Universität in Kristiania ergab folgende Zahlen:

	Berechnet für reinen Prehnit	
Si O <sub>3</sub> . . . . .	44,06	43,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	25,26	24,73
Ca O . . . . .	26,58	27,14
Glühverlust . . . .	5,30	4,36
	101,20	100,00

<sup>1</sup> Die ausgetauschten Mengen von Natron und Kalk erscheinen keineswegs genau äquivalent, nur der Größenordnung nach übereinstimmend. Dies kann natürlich darin begründet sein, daß die ursprünglichen Kalk- und Natrongehalte der zwei Sedimente nicht genau dieselben waren.



Eine Abnahme an Kieselsäure läßt sich aus dem Vergleich der zwei Analysen von Sandsteinhornfelsen nicht mit Sicherheit folgern; daß Kieselsäure aus den Sandsteinhornfelsen in Lösung gegangen ist, wird aber durch den ungewöhnlichen Quarzgehalt der Pegmatitgänge erwiesen.

Wir haben in den dunkeln Sandsteinhornfelsen in und an den Pegmatitgängen somit ein unzweifelhaftes Beispiel von Natronzufuhr bei der Kontaktmetamorphose. Ich habe schon vor mehreren Jahren nachgewiesen, daß eine solche Natronzufuhr mitunter vorkommt, wenn kleine Schollen von Sedimentgesteinen in natronreichen Tiefengesteinen eingeschlossen werden<sup>1</sup>. Auch Beobachtungen anderer Petrographen berichten von Natronzufuhr unter ähnlichen Bedingungen. Es sei hier an R. BRAUNS' ausgezeichnete Untersuchungen über die Pyrometamorphose<sup>2</sup> erinnert, bei welcher den metamorphen Gesteinen sehr erhebliche Natronmengen zugeführt werden.

Eine Frage, deren Beantwortung mir von besonderem Interesse zu sein scheint, ist folgende: Unter welchen Bedingungen führt die Natronzufuhr zur Bildung von Ägirin oder Riebeckit in Kontaktgesteinen?

Die absolute Menge des zugeführten Natrons ist hierfür jedenfalls nicht entscheidend. Wir kennen Fälle von Natronzufuhr, in welchen der Natrongehalt der Hornfelse um 4% erhöht worden ist, ohne daß andere Natronmineralien als Albit entstanden sind<sup>3</sup>.

<sup>1</sup> Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. p. 36, 203, 298, 343.

<sup>2</sup> R. BRAUNS, Die kristallinen Schiefer des Laacher Seegebietes und ihre Umbildung zu Sanidinit. Stuttgart 1911. Die chemische Zusammensetzung granatführender kristalliner Schiefer, Cordieritgesteine und Sanidinite aus dem Laacher Seegebiet. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIV. 1912. p. 85.

<sup>3</sup> Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. p. 36 u. 182.

Entscheidend für die Bindung des zugeführten Natrons ist dagegen der Tonerdegehalt des Gesteins, oder präziser ausgedrückt, das Mengenverhältnis Alkalien : Tonerde nach der Natronzufuhr. Erst wenn die molekulare Menge der Alkalien den Tonerdegehalt übersteigt, können Ägirin und Riebeckit in merklichen Mengen gebildet werden. Dieser Fall ist eben in unserem dunkeln Sandsteinhornfels verwirklicht. Hier beträgt die Molekularmenge der Alkalien 0,0748, die der Tonerde nur 0,0677.

Man kann daher von vornherein behaupten, daß eine Natronzufuhr am ehesten zur Bildung von Ägirin und Riebeckit in Kontaktgesteinen führt, wenn das ursprüngliche Gestein wenig Tonerde enthalten hat. Daher werden wir diese Mineralien vorzugsweise in solchen kontaktmetamorphen Sedimenten finden, deren Ausgangsmaterial dem Sandstein oder Kalkstein nahe steht, nicht aber in kontaktmetamorphen reinen Tonschiefern. Der erste Fall, die Natronzufuhr zu einem kontaktmetamorphen Sandstein, ist hier ausführlich beschrieben, der zweite Fall, die Bildung natronhaltiger Pyroxene in kontaktmetamorphen Kalksteinen ist ebenfalls beobachtet. Die Bildung von ägirinhaltigem Hedenbergit in kontaktmetamorphem Kalkstein von Grua habe ich schon früher beschrieben<sup>1</sup>. Ein noch schöneres Beispiel wurde im Herbst 1911 durch einen Straßenbau an dem See Mylla, 8 km westlich von Grua, aufgeschlossen. Hier ist eine ganz kleine Scholle von Kontaktmarmor im Pulaskit eingeschlossen. Als Neubildungen finden sich in dieser Scholle grüne, ägirinhaltige Pyroxene neben Wollastonit und Melanit.

Ich möchte glauben, daß die Mineralkombination Anorthit-Ägirin, resp. Anorthit-Riebeckit bei den gewöhnlichen

---

<sup>1</sup> Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. p. 342, siehe auch p. 344.

Bildungsbedingungen von Eruptivgesteinen und Kontaktgesteinen instabil<sup>1</sup> ist, oder doch nur ein äußerst kleines Stabilitätsfeld besitzt. Wir finden fast niemals basischen Plagioklas neben gleichzeitig gebildetem Ägirin in Eruptivgesteinen; eine Gesteinszusammensetzung, welche einem Gemenge dieser beiden Mineralien entsprechen würde, kristallisiert statt dessen in Form von Albit, Nephelin, Granat (Melanit) und Eisenerz, d. h. als die übliche Mineralkombination der Borolanite.

In der Literatur über Kontaktmetamorphose wird öfters der Stoffzufuhr aus dem Eruptivgestein in die angrenzenden Sedimente eine dominierende Rolle zugeschrieben. Ich habe schon vor einigen Jahren an zahlreichen Beispielen gezeigt, daß Stoffzufuhr bei der Kontaktmetamorphose zwar vorkommen kann, jedoch an bestimmte chemische Bedingungen gebunden ist. Bei der üblichen Hornfelsbildung läßt sich keine Stoffzufuhr nachweisen, eine solche findet sich dagegen bei der metasomatisch-pneumatolytischen Umbildung der Carbonatgesteine in eisenreiche Silikatmassen, die Skarne der Kontakterzlagerstätten. Ferner findet sich Stoffzufuhr in kleinen Sedimentmassen, welche in natronreichen Eruptivmassen eingeschlossen sind. Hier kann der Natrongehalt des ursprünglichen Sediments durch Zufuhr stark vergrößert werden.

Die Kontaktzone am Langesundsfjord ist ein geeigneter Ausgangspunkt für eine Untersuchung über die quantitative Bedeutung einer solchen Natronzufuhr.

Unsere Kontaktzone gehört mit zu den intensivsten und

<sup>1</sup> Wenn wir eine Mineralkombination als instabil bezeichnen, so bedeutet dies natürlich nicht, daß deren Entstehung ganz ausgeschlossen ist; wohl aber bedeutet es, daß sie sich nach ihrer eventuellen Entstehung spontan in eine stabile Kombination umwandeln würde; durch plötzliche Hemmung des Reaktionsverlaufes, etwa schneller Abkühlung, können natürlich instabile Kombinationen für lange Zeit fixiert werden. Vergl. die oben zitierte Arbeit, p. 121—146.

breitesten überhaupt bekannten; selbst in 4 km Abstand von der Eruptivgrenze ist die Kontaktmetamorphose noch deutlich ausgeprägt. Die Eruptivgesteine, welche die Metamorphose bewirkt haben, sind selbst ungewöhnlich natronreich; der Laurvikit enthält etwa 6 % Natron, die nephelinsyenitischen Gesteine 7—11 %. Die zahllosen Gänge von Nephelinsyenit-Pegmatit zeigen, daß an pneumatolytischen Agentien kein Mangel gewesen ist.

Trotzdem ist eine nachweisbare Natronzufuhr auf einige wenige Stellen an der unmittelbaren Grenze beschränkt, auch hier erstreckt sie sich nur auf eine Tiefe von wenigen Dezimetern. So bemerkenswert auch die natronreichen Sandsteinhornfelse in mineralogisch-petrographischer Beziehung sein mögen, so ist ihre Masse doch verschwindend klein, verglichen mit den normalen Kontaktgesteinen.

---

## Der Eläolithsyenitlakkolith der Serra de Monchique im südlichen Portugal.

Von

**Erich Kaiser** in Gießen.

Mit 4 photographischen Aufnahmen auf Tafel IX u. X, 2 Profilen auf Tafel XI, einer geologischen Kartenskizze in 1:50 000 auf Tafel XII und 6 Textfiguren.

Die Serra de Monchique im südlichen Portugal, die durch die nach ihr benannten Monchiquite und die nach ihrem Hauptgipfel, der Foya<sup>1</sup>, benannten Foyaite in der Petrographie weiter bekannt geworden ist, ist zu verschiedenen Malen petrographisch und hie und da auch geologisch untersucht worden. Die wichtigsten wissenschaftlichen Studien in jenem interessanten Gebiete erfolgten von K. v. SEEBACH, sowie von K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN. Ersterer, der aus gesundheitlichen Rücksichten einige Zeit in Südportugal zubrachte, erlebte allerdings nicht die Verarbeitung seiner Beobachtungen. Er gab nur eine kurze Notiz darüber. K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN haben über ihre Untersuchungen im Jahre 1893 in einer ausführlichen Arbeit berichtet, der eine eingehende

<sup>1</sup> Ich schreibe hier Foya, trotzdem die offizielle portugiesische Schreibweise Foia lautet. Ich halte mich daran, daß die andere Schreibweise bei uns zu der Bezeichnung Foyait Veranlassung gegeben hat und wir den in der Schreibweise liegenden Fehler wohl nicht leicht ausmerzen können.

petrographische Beschreibung der Haupttypen und auch eine geologische Kartenskizze beigegeben ist. Ihre Arbeit<sup>1</sup> bildet die wesentlichste Grundlage für alle späteren, zumeist nur recht kurzen Mitteilungen über die Gesteine der Serra de Monchique.

Mir selbst ist es vergönnt gewesen, im Jahre 1907 ungefähr einen Monat in jenem interessanten Gebirge zuzubringen und mich eingehender mit den Gesteinen und ihrem geologischen Auftreten zu beschäftigen. Auf Veranlassung und mit Unterstützung von Herrn Dr. KRANTZ in Bonn unternahm ich es, die Serra de Monchique zu durchstreifen, um einem Angestellten der Firma KRANTZ, Herrn HUBERT SCHNEIDER, dann am Schluß meiner Tätigkeit die Plätze zu bezeichnen, von denen größere Aufsammlungen zum Zwecke der Zusammenstellung einer petrographischen Sammlung der Hauptgesteine der Serra de Monchique zu machen seien. Der Genannte hat die ihm übertragene Arbeit in so umsichtiger Weise geleistet, daß die von der Firma KRANTZ in den Handel gebrachte Gesteinsreihe aus der Serra de Monchique für viele Institute, neben einer Darstellung der Verhältnisse in diesem Gebiete selbst, eine willkommene und zu vielen Zwecken brauchbare Ergänzung zu den Aufsammlungen aus dem norwegischen Eläolithsyenitgebiet gebildet haben dürfte und noch lange bieten wird. Es ist in der Sammlung auch eine solche Reichhaltigkeit der Stufen vorhanden, daß auf sie wohl bei vielfachen Untersuchungen über Nephelingsgesteine, auch anderer Gebiete, zurückgegriffen werden muß. Das Zustandekommen einer guten Übersicht ist vor allem dem Entgegenkommen

---

<sup>1</sup> K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN, Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Contactgesteine. TSCHERMAK'S min. und petr. Mitt. 1897. 16. p. 197–307. 2 Tafeln. In der Arbeit sind die älteren Untersuchungen angegeben und besprochen worden, auf die ich deshalb hier nicht näher eingehe.

von Herrn Dr. KRANTZ, sowie aber auch der Geschicklichkeit des Herrn Schneider zu verdanken. Dieser hat auch nach meiner Abreise mich auf einige Einzelheiten aufmerksam gemacht, die mir selbst entgangen waren. Auch Herrn Prof. CHOFFAT in Lissabon bin ich für mehrfache Hinweise und Winke für meinen Besuch der Serra de Monchique zu besonderem Danke verpflichtet.

Meine Beobachtungen habe ich in einem Vortrage auf der Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Dresden im August 1908 wiedergegeben, der allerdings nicht im Drucke veröffentlicht wurde. Dagegen habe ich zu der von Herrn Dr. KRANTZ in den Handel gebrachten Gesteinsreihe eine Beschreibung<sup>1</sup> geliefert, die allerdings in den Katalogen der Firma KRANTZ für den Nichtbesitzer etwas vergraben erscheint. Auf die Veröffentlichung einer petrographischen Bearbeitung des von mir über die besonderen Sammlungen hinaus mitgebrachten reichhaltigen Materials habe ich hauptsächlich deshalb verzichten müssen, weil es mir an den notwendigen Mitteln für eine größere Reihe von Analysen zu manchen neuen Gesteinstypen gefehlt hatte. Langsam habe ich nach und nach einen Teil der Analysen erledigt, einige auch selbst angefertigt, so daß auch eine Beschreibung einzelner Gesteine ermöglicht wird. Ehe ich aber diese mitteile, gebe ich an dieser Stelle einen Überblick über die interessanten Lagerungsverhältnisse der Serra de Monchique, die zusammen mit einigen petrographischen Beobachtungen einiges Licht auf petrogenetische und allgemeine geologische Fragen werfen. Diese Darstellung ist wohl wegen des längeren Aufenthaltes ausgiebiger wie die meiner Vorgänger, kann allerdings noch nicht völlig erschöpfend

<sup>1</sup> E. KAISER, Beschreibung einer Sammlung von 135 Gesteinen und Dünnschliffen aus der Serra de Monchique in Portugal. Katalog 22 der Firma Dr. F. Krantz, Rheinisches Mineralienkontor, Bonn. 1909. 24 p.

sein. Es bleibt für nachfolgende Besucher des Gebietes noch manche Frage zu lösen.

Für spätere Untersucher mögen noch einige allgemeine Bemerkungen hier Platz finden, die im Anschluß an ähnliche Angaben von K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN zu beachten sind. Dadurch, daß der kleine Seehafen Villa Nova de Portimão, der auch gelegentlich von Frachtdampfern der Oldenburgisch-portugiesischen Dampfschiff-Rhederei angelaufen wird (Gelegenheit zur Versendung von Aufsammlungen), an das südportugiesische Eisenbahnnetz angeschlossen ist, besucht man die Serra de Monchique am besten von diesem Orte aus, und nicht, wie früher, von der Eisenbahnstation Saboia aus. Von hier aus führt allerdings eine angeblich „neue“ Straße nach Monchique, doch dürfte die Benutzung dieses Weges auch jetzt noch nicht allzu ratsam sein. Von Villa Nova de Portimão führt eine gute Straße nach dem etwa 23 km entfernten Monchique, auf der zur Zeit meiner Anwesenheit auch eine ziemlich gute Postverbindung beide Orte verband. Zur Unterkunft eignet sich das am Südrande gelegene Caldas de Monchique viel besser, als das im Innern gelegene Monchique, das allerdings die zentrale Lage für sich hat. Die kleine Siedelung Caldas de Monchique verdankt ihre Entstehung einer Therme, deren Wasser nach den angestregten Tagestouren eine rechte Erfrischung bietet, auf die man in Monchique selbst verzichten müßte. Die Entfernungen sind auch nicht so groß, daß man nicht von Caldas de Monchique aus das ganze Gebiet in Tagesritten durchstreifen könnte.

**Topographisches.** Als Unterlage für die Beobachtungen diene die ziemlich gute Karte von Portugal in 1 : 100 000, Blatt 36, nach der auch die hier beigegebene Karte unter Benutzung von eigenen Aufnahmen gezeichnet wurde. An geologischen Karten liegt außer einer unzureichenden Skizze von SHEIBNER<sup>1</sup> und der Darstellung von K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN<sup>2</sup> nur die „Carta geologica de Portugal por. I. F. N. DELGADO e PAUL CHOFAT“ im Maßstabe 1 : 500 000 vom Jahre 1899 vor, die selbstverständlich keinerlei Einzelheiten bietet.

Das Resultat der Studien über die Lagerungsverhältnisse habe ich in der Karte niedergelegt, die dieser Arbeit

<sup>1</sup> SHEIBNER, Quarterly journal of the geological society. London 1879. p. 42—47.

<sup>2</sup> Vergl. p. 1, Anmerk. 2.



als Tafel XII beigegeben ist. Eine wesentliche Ergänzung findet die Karte durch eine photographische Aufnahme des Gebietes nördlich von Monchique (Taf. IX), die ich vom Picotaabhang aus aufgenommen habe, auf der mit Linien die Grenzen des Foyaites gegen die umgrenzenden paläozoischen Sedimente angegeben sind. Zwei im allgemeinen von SSO. nach NNW. gelegte, auf Taf. XI wiedergegebene Profile, deren Richtung auf der Karte eingezeichnet ist, die Textfiguren 2 und 3, sowie Photographien der Kontaktverhältnisse

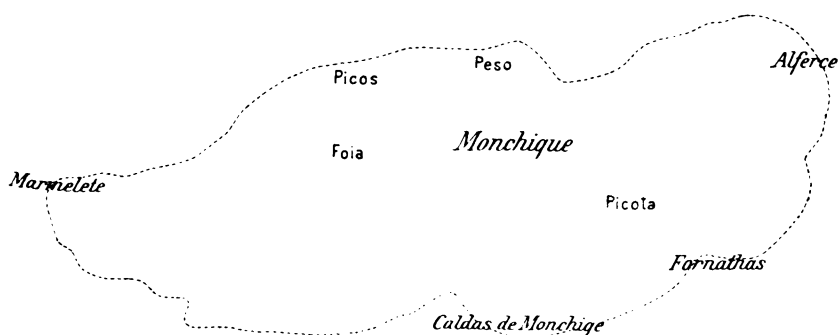


Fig. 1. Umgrenzung der Eläolithsyenite der Serra de Monchique nach K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN.

ergänzen die Darstellung der Karte. Um die Fortschritte gegenüber der von K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN gegebenen Darstellung deutlicher in die Erscheinung treten zu lassen, habe ich hier als Textfig. 1 eine verkleinerte Nachbildung der von jenen veröffentlichten Karte gegeben, von der für die folgenden Ausführungen hauptsächlich die Umgrenzung des Tiefengesteins wichtig und deshalb hauptsächlich wiedergegeben ist.

Für die Lagerungsverhältnisse sind einige Einzelheiten aus dem morphologischen Aufbau der Serra de Monchique wichtig. Das eigentliche Gebiet unserer Eruptivgesteine erhebt sich über

eine im allgemeinen 300 m im Süden, 400 m im Norden hohe, fast ebene Rumpffläche, eine typische „Peneplain“, die allerdings von zahlreichen kleinen Bächen in der vielfachsten Weise durchschnitten und zertalt ist<sup>1</sup>. Wenn ich von den Abhängen der Serra de Monchique auf diese Rumpffläche herunter sah, dachte ich immer wieder unwillkürlich an die mir so bekannten Bilder aus dem Rheinischen Schiefergebirge, an die Ausblicke von einem höheren Berge (Quarzit Rücken oder vulkanische Kuppe) auf die Rumpffläche des Siegerlandes, der Eifel usw. Auch die allgemeinen Vegetationsverhältnisse geben aus der Entfernung manchmal ähnliche Bilder wie im Rheinischen Schiefergebirge: niedriges Buschwerk, Krüppelholz, dazwischen freie Strecken, zuweilen mit Getreide, seltener aber felsig. Nur die Armut an Siedlungen und weit ausgedehnte Waldbrände zeugten von einer anderen Bewirtschaftung, als ich sie aus der Heimat kannte. Nur wenige widerstandsfähige Züge heben sich in dem nicht vulkanischen Gebiete über die fast ebene Abtragungsfäche des alten Rumpfgebirges hervor. Kaum ein Unterschied zwischen leicht zerstörbaren und widerstandsfähigeren Gesteinen ließ sich aus dem Landschaftsbild erkennen. Gleichmäßig tiefgründig war sowohl auf den

<sup>1</sup> Nach der Niederschrift dieses Abschnittes bemerke ich, daß auch W. M. DAVIS und G. BRAUN (Grundzüge der Physiogeographie. Leipzig und Berlin 1911. p. 161) auf ähnliche Verhältnisse, aber in anderen Teilen des südlichen Portugal aufmerksam machen. Sie schreiben: „Das südliche Portugal im Norden der flachen Schwelle der Sierra Morena besteht aus stark gefalteten und gestörten Schiefen verschiedenen Alters. . . . Die Oberfläche aber ist auf Strecken von 50—100 km eine nahezu unzerschnittene Ebene, die in 180—200 m Höhe liegt, aus der die Schichtköpfe der härtesten Bänke von eckigem Schutt nur wenig verhüllt heraussehen.“ Die Serra de Monchique liegt demgegenüber südlich der Schwelle, welche die Fortsetzung der Sierra Morena auf portugiesischem Gebiete anzeigt. Die Rumpffläche südlich der Schwelle ist stark zerschnitten, beeinflußt von der in der Nähe befindlichen heutigen Erosionsbasis und von den hier auch zeitweise intensiveren Niederschlägen.

Höhen wie an vielen Stellen der Talgehänge die Verwitterung. Die Eintönigkeit der Oberflächengestaltung in dem nicht vulkanischen Gebiet war von besonderer Bedeutung für die Erkennung einiger Züge vulkanischer Entstehung, die ich in der Nachbarschaft der eigentlichen Serra de Monchique auffand. Ihre Darstellung wäre bei der Kürze meines Aufenthaltes unmöglich gewesen, hätten mich nicht die morphologischen Züge auf besondere Beachtung der auftretenden Gesteine hingewiesen.

Über die Rumpffläche erhebt sich die Serra de Monchique bis zu Höhen von 902 m in der Foya und 774 m in der Picota.

Der Anstieg ist ziemlich gleichmäßig, stellenweise ziemlich steil, jedoch so, daß überall dort, wo nicht niedriges unpassierbares Gebüsch oder Blockhalden vorliegen, der Anstieg zu ermöglichen ist. Auffallend ist die Zerteilung in zwei Hauptzüge, den der Picota und den der Foya (vergl. die Karte auf Taf. XII), die in südwest— nordöstlicher bzw. westöstlicher Richtung ziehen. Beide Züge ziehen in gleichmäßiger Höhe als lange, im Norden und Süden einheitlich begrenzte Rücken hin, die nach Norden flacher wie nach Süden abfallen, nach Osten und Westen sich aber in vielfache kleine Rücken auflösen. Zwischen diesen kleinen schmalen Zügen sind dann auch die Täler des östlichen und westlichen Randes der Serra de Monchique viel schärfer und tiefer eingeschnitten wie die vom Nord- oder Südrande direkt herabkommenden Tälchen. Auf der portugiesischen Karte kommt dies in den Höhenkurven deutlich zum Ausdruck. Um auch diese für meine späteren Darstellungen nicht unwichtige Erscheinung auf der Karte zum Ausdruck zu bringen, habe ich die dieser Arbeit beigegebene Karte mit Höhenkurven versehen.

Eine flache Einmündung liegt zwischen dem Rücken der Picota und dem der Foya mit einer Erstreckung von

SSW. nach NNO., in der sowohl nach Süden wie nach Norden hin eine Entwässerung sowohl der Foya- wie der Picotaabhänge erfolgt. Der Sattel dieser Mulde bei Santa da Cruz liegt bei ungefähr 400 m. Nach SSW. zieht von hier aus (vergl. die Karte) ein Bachlauf, der außerhalb des vulkanischen Gebiets den Namen Ribeiro do Banho führt. Nach NNW. geht ein Flußlauf herab, der die ganzen Abwässer vom Nordabhang der Picota aufnimmt und sich in vielfach gewundenem Lauf, der tief eingeschnitten ist, um die Serra de Monchique herum windet, um in südlicher Richtung endlich, zusammen mit der Fortsetzung des Ribeiro do Banho, bei Portimão in das Meer zu münden. Die Mulde („O Barrocal“) zwischen Picota und Foya wird mit den fruchtbaren, oft tiefgründigen, an Alkali, Kalk- und Phosphorsäure reichen, z. T. krümeligen und mit tonigem Bindemittel versehenen Verwitterungsprodukten der Eläolithsyenite ausgefüllt. Eine vorsichtige aber einfache Wasserwirtschaft sorgt auch für die Bewässerung kleiner Ackerecklände, auf denen dann ohne große Mühe die verschiedensten Früchte und Gemüse gezogen werden. In der Mulde finden sich reichlich lichte Olivenhaine, Korkeichenwälder, Orangenkulturen und auch ein großer Eukalyptuswald. Die Erzeugnisse gelangen meist über Portimão hinaus, wohin ein reger Verkehr besteht. Die flache Mulde des Barrocal südwestlich von dem Orte Monchique ist bis an den Rand der Eläolithsyenite dicht besiedelt; verhältnismäßig wohlhabende sitzen neben zahlreichen kleinen Bauern, so daß diese Gebiete einen eigenartigen Kontrast bieten gegenüber anderen Teilen der Serra de Monchique und vor allem den Gebieten der Carbons in der Umgebung der Serra de Monchique. In der Serra de Monchique findet man stellenweise auch außerhalb des Barrocal, so bei Alferce, bei Marmetele und am Südrande des Foyaabhanges auch noch eine bessere

Bewirtschaftung, während die größeren Höhen nur zur Weide benutzt werden. Zumeist aber ist die Bewirtschaftung recht primitiv.

Eine zweite Mulde teilt von dem Hauptkamm der Foya nach Norden noch einen weiteren WSW. nach ONO. verlaufenden Rücken ab durch ein flaches Tal, in dem der Weg von Monchique nach Marmeleite bzw. Chilrão verläuft. Der Foya-Rücken senkt sich gleichmäßig nach dieser Mulde ab, die in ihrem höchsten Punkte etwa 780 m (gegenüber 902 m des Foyagipfels) erreicht. Nördlich dieser Einsenkung erhebt sich ein ebenfalls noch aus vulkanischem Gestein gebildeter Rücken. Foya und Picotarücken zeigen im allgemeinen langgezogene gleichmäßige Erhebungen, während der der Foya nördlich vorgelagerte Rücken sich in viele einzelne Kuppen auflöst, die z. T. als eigenartige spitze Kegel aufgesetzt erscheinen, wie sie im Gebiete der Foya und Picota nur vereinzelt (charakteristisch gerade am höchsten Punkte der Foya) auftreten. Infolge dieser zahlreichen einzelnen Kuppen in diesem nördlichen Zuge sind hier die Namen auch besonders zahlreich. Viele sind allerdings auf der portugiesischen Karte sehr bequem, aber schwierig zu behalten, nur mit Nummern (nicht Höhenziffern) angegeben. Es gelang mir auch nicht, von anderen, auf der Karte unbezeichneten die Namen festzustellen. Einige sind auf der Karte auf Taf. XII angegeben, andere sieht man auch auf dem Bild Fig. a auf Taf. IX. Die Kuppen erreichen verschiedene Höhen. Besonders treten hervor (von Westen nach Osten) Moita 787 m, Picos 2<sup>o</sup> 850 m, Picos 1<sup>o</sup> 802 m, Hügel bei Freitas 835 m und, besonders auffallend, der mit einem, von einer alten Windmühle herrührenden Turm gekrönte M. Peso, nördlich von Monchique, mit 614 m (vergl. Taf. IX Fig. a).

Ich habe diesen Gegensatz in den morphologischen Verhältnissen besonders hervorgehoben, weil die Oberflächen-

verhältnisse auch hier ein deutliches Abbild der Lagerungsverhältnisse, so vor allem der Verbreitung der hauptsächlichsten Eruptivmassen geben. Ich hebe das für die Betrachtung der Lagerungsverhältnisse Wichtige kurz hervor. Die Serra de Monchique besteht aus mehreren im allgemeinen West—Ost gerichteten Höhenzügen, die sich im westlichen wie östlichen Ende der Serra de Monchique in viele kleine einzelne Rücken auflösen. Die Täler sind an dem westlichen und östlichen Ende der Serra de Monchique am tiefsten eingeschnitten, während die vom Hang der Foya und Picota nach Norden und Süden herabkommenden Bäche zumeist nur in flachen, kaum vertieften Wannen herabfließen. Zwei tiefere Einmündungen lösen die Serra de Monchique in drei scharf voneinander getrennte Züge, die im folgenden als Picotarücken, Foyarücken und Moita-Peso-rücken bezeichnet werden sollen.

### **Die Umgebung der Serra de Monchique.**

Die sedimentären Gesteine in der Umgebung der Serra de Monchique sind recht eintönig. Sandsteine, Tonschiefer, Grauwacken treten in vielfacher Wechselagerung und stark gefaltet auf. Über ihr Alter können wir nur allgemein sagen, daß sie, wie der größte Teil ähnlicher Schichten im südlichen Portugal und den angrenzenden Gebieten, dem Untercarbon angehören. Fossilfunde sind auch mir, trotz eifrigen Suchens in der Serra de Monchique, nicht geglückt. SEEBACH erwähnt jedoch in der Umgebung einen Fund von Culmfossilien.

Den Sedimenten sind lagerhafte Diabase und Diabastuffe eingeschaltet, die im Kontakthofe des

Eläolithsyenites stark zu Hornfelsen metamorphosiert sind. Es treten Diabas-Hornfelse, Diabasporphyrit-Hornfelse, Diabastuff-Hornfelse, Diabastreccien-Hornfelse auf, mit welchen Bezeichnungen schon auf die Mannigfaltigkeit dieser Bildungen hingewiesen ist. HACKMANN beschreibt das Vorkommen von Diabas-Hornfelsen an der Foya, von Caldas de Monchique und auf Diabas zurückgeführten Glimmerhornfels vom Südabhange der Picota zwischen Caldas de Monchique und Fornalhas. Diesen Punkten kann ich noch hinzufügen Diabastuff-Hornfelse von Corte Grande am Ostabhange der Picota, von Barbelote am Nordabhang des Foyarückens, Diabastreccien-Hornfelse von Fabalva zwischen dem Foya und dem Moita-Pesorücken, sowie vom Friedhof von Monchique. Weitere Untersuchungen des Kontakthofes würden mit Sicherheit eine noch weitere Verbreitung untercarbonischer Diabase in der Umgebung der Serra de Monchique ergeben.

Außerhalb des Kontakthofes sind aber die Diabase so tiefgründig und vollständig zersetzt, daß es nicht gelang, frische Gesteinsstücke zu sammeln.

Zu trennen von diesen eingeschalteten Diabasen sind **Intrusivgesteine**, die lagergangartig auf weite Strecken den untercarbonischen Schichten eingeordnet sind. Sie bestehen hauptsächlich aus Foyait, Foyaitporphyr, Bostonit, Bostonitporphyr. Dazu kommt die ganze Mannigfaltigkeit der übrigen Ganggefolgschaft der Eläolithsyenite, die sich in die Schichten durchsetzenden Gängen auch im sedimentären Nebengestein findet. Auf die Bedeutung dieser Intrusionen in der Umgebung der Serra de Monchique komme ich unten (p. 249 u. f., 255 u. f.) besonders zurück.

Wie sich nun Lagergänge von Eruptivgesteinen in den umgebenden sedimentären Schichten zeigen, so treten auch **Einschlüsse von Sedimenten in dem Erup-**

tiv massiv auf. Neben hoch metamorphosierten kleinen Einschlüssen zeigen sich große Einlagerungen, die die verschiedensten Grade von Metamorphose erkennen lassen. Am auffallendsten ist der Zug von Sedimenten, mit eingelagerten Diabasen, den man von Marmeleite aus (vergl. Taf. XII, Taf. IX Fig. a) in der Richtung auf Monchique verfolgen kann. Zwischen Chilrão und Madrinha ist das Sedimentband immerhin 1200 m breit, zieht sich aber auf der Einsattelung zwischen Foya und Moita-Pesorücken bis auf 50 m zusammen. In einzelnen z. T. scharf hervortretenden Felsblöcken zeigen sich dort die hoch metamorphosierten Diabasbreccien. Die stark umgewandelten Gesteine sind weit zu verfolgen, enden aber unter einem Schutt- und Blockmeere, das von der Foya gegen Monchique herab zieht. Dichtes Gestrüpp verhindert die Verfolgung und es ist nur zu vermuten, daß die Kontaktgesteine am Friedhof von Monchique mit diesem Sedimentzug zwischen Foya und Moita-Pesorücken im direkten Zusammenhang auch an der Oberfläche stehen (vergl. Karte Taf. XII, Profile Taf. XI sowie die Abb. a auf Taf. IX). Ostwestlich verlaufende Züge von Sedimenten in dem Eläolithsyenit zeigen sich weiter im Picotarücken bei Fornalhas und Corte Grande.

### **Die Grenze des Eläolithmassivs.**

Während K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN die Grenzlinie nur mit wenigen Einbuchtungen versehen (vergl. Fig. 1 auf p. 229 dieser Arbeit), ergeben meine Beobachtungen einen eigentümlichen vielfach ein- und auspringenden Verlauf dieser Grenzlinie. Fingerförmig zerlappt erscheint das Massiv sowohl im Westen wie im Osten, und die große, oben beschriebene Einlagerung



von metamorphosierten Sedimenten zwischen Foya und Moita-Pesorücken, von Marmeleite auf Monchique zu, ist nur ein viel tiefer eingreifender Lappen von Sedimenten in dem Eläolithsyenitmassiv. Eigenartig sind auch die Verhältnisse an beiden Enden der als Barrocal bezeichneten Einmuldung zwischen Picota und Foyarücken. Auch hier sehen wir vielfache auf der Karte fingerförmige Fortsetzungen der Eruptivgesteine in die Sedimente hinein. Etwas klarer wird uns der Verlauf, wenn wir bedenken, daß die vielen schmalen Bänder von Eruptiven zwischen Monchique und Sernada im Norden die östliche Endigung des Moita-Pesorückens bezeichnen. Wir müssen weiter am südlichen Ende des Barrocal die vielen Bänder von Eläolithsyeniten, die in das Tal des Ribeiro do Banho westlich von Caldas de Monchique bei Alceria und Ariqueta hinunterziehen, das Tal durchsetzen und z. T. auf der anderen Talseite wieder hinaufziehen, als die westlichen Ausläufer des Picotarückens ansehen. Die langen Grenzlinien am Südrande der Foya, am Süd- und Nordrande der Picota und am Nordrande des Moita-Pesorückens verlaufen gradlinig, ohne viele einzelne Einbuchtungen und ohne besondere Vorsprünge vom Eläolithsyenitmassiv aus in die Sedimente hinein.

So löst sich das früher einheitlich erschienene Massiv der Serra de Monchique in Einzelstücke auf, deren jedes seine fingerförmig erscheinende Verzahnung in die Sedimente hinein zeigt. Im Südosten liegt der Picotarücken mit seinen Endigungen zwischen Caldas de Monchique und Joã de Gaes im Westen, bei Pedra Branca und Alferce im Osten. Im Westen liegt der Foyarücken mit seiner Endigung zwischen Ameixeiras und Marmeleite. Im Nordwesten liegt der schmale, aber stark zerlappte und zergliederte Rücken von Moita-Monte

Peso mit vielen einzelnen Endigungen im Westen wie im Osten. Bei der Gelegenheit muß nochmals auf die schon oben besprochene Eigenart dieses Rückens aufmerksam gemacht werden, daß er sich gegenüber den anderen durch eine Gliederung in viele einzelne Kuppen auszeichnet.

Der Picotarücken streicht von SW. nach NO., der Foyarücken und der Moita-Pesorücken mehr rein westöstlich. Diese Unterschiede kommen in den Endigungen der Einzelstücke deutlich zum Ausdruck.

Es darf wohl nicht unbeachtet bleiben, daß bei einem einmonatlichen Aufenthalte in dem Gebiete die Grenzlinien nicht überall mit der Genauigkeit aufgenommen werden konnten, wie es bei längerem Aufenthalte vielleicht möglich gewesen wäre. Zudem mußten viele Touren innerhalb des Massivs vorgenommen werden, so daß auf die Grenzlinien lange nicht die volle Zeit des Aufenthaltes verwandt wurde.

Über die Verknüpfung von Sediment und Eruptivgesteinen im einzelnen wird weiter unten berichtet werden.

### **Die Gesteine der Serra de Monchique<sup>1</sup>.**

K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN haben bereits darauf hingewiesen, daß einmal auf weite Strecken hin eine große Einförmigkeit der auftretenden Varietäten der Eläolithsyenite vorherrscht, daß sich aber auch regional verschiedene Typen unterscheiden lassen. Diese Unterscheidung in verschiedene Abarten und Strukturunterschiede der Eläolithsyenite gibt nach meinen Beobachtungen, abgesehen von Abweichungen an einzelnen Stellen, folgendes

<sup>1</sup> Es wird hier, entsprechend den Bemerkungen auf p. 227, nur ein allgemeiner Überblick über die auftretenden Gesteine gegeben. Einzelheiten können hier nur gestreift werden, wobei ich die Ergänzungen zu den Beobachtungen von K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN etwas weiter ausführe.

allgemeine Bild. Der Picotarücken und der Südabhang der Foya werden von mittel- und grobkörnigen Foyaiten gebildet. Ohne scharfe Grenze gehen die normalkörnigen Foyaiten am südlichen Foyaabhang in feinkörnige helle Gesteine über. Die Übergangszone verläuft dabei ungefähr von Westen nach Osten parallel der Grenze des Foyarückens. Auf der Hochfläche der Foya stellen sich dann helle gleichmäßig feinkörnige Gesteine ein. Allerdings besteht hier eine besonders starke Abweichung, indem an der als Madrinha bezeichneten Kuppe ganz grobkörnige, fast pegmatitische Gesteine auftreten, und daß gerade am westlichen Rande, z. B. am Picos 3°, südöstlich von Marmetele, besondere Spaltgesteine des foyaitischen Magmas auftreten, die u. a. als Monzonite zu bezeichnen sind. Charakteristisch ist aber, daß auch diese Spaltgesteine sich in ost—westlichen Zügen parallel zu der Haupterstreckung des Foyarückens anordnen. Eigenartig ist, daß sich hier die grobkörnigsten Gesteine gerade am Kontakte gegen die umgebenden Sedimente zeigen und apophysenartig in diese eindringen.

Am Nordabhang des Foyarückens gegen das eingeschaltete Sedimentband hin gehen die feinkörnigen Foyaiten endlich wiederum ohne scharfe Grenze in eläolitharme Gesteine mit trachytoider Struktur über. Es entstehen gleichmäßig grau gefärbte Gesteine, die bereits von KRAATZ-KOSCHLAU zu den Pulaskiten gerechnet wurden. Der Hauptzug des Moita-Pesorückens besteht aus diesen, ohne daß aber hier wieder lokale Abweichungen von der allgemeinen Regel fehlen. Auch im Moita-Pesorücken zeigen sich Wechsel in der Struktur. Schlierige Übergänge zeigen sich besonders in der Übergangszone vom feinkörnigen Foyait in den Pulaskit. Andererseits zeigen sich auch in diesem Pulaskitgebiet grobkörnige, pegmatitische Ausbildungen, nament-

lich in der Umgebung des Monte Peso. Diese Pegmatite sind ziemlich reich an Eläolith oder an Cancrinit bzw. Analcim, so daß ich diese Gesteine aus der Umgebung des Monte Peso als *Analcimfoyaitepegmatite* bzw. *Analcimägirinfoyaitepegmatite* bezeichnen mußte. Ähnliche Gesteine fand K. v. KRAATZ-KOSCHLAU am Friedhof von Monchique, von denen ich allerdings nichts gesehen habe.

Betrachtet man diese Gliederung am Foya- und am Moita-Pesorücken genauer, so ist es nicht zu verwundern, daß auch am Nordabhange des Picotarückens sich ein Zug von allerdings mehr rötlich gefärbtem, feinkörnigem Foyaite und daß bei Alferce auch wieder helle, graue Foyaite mit wechselndem Gehalt an Eläolith und endlich Gesteine mit ganz zurücktretendem Eläolith, z. T. mit labradorisierendem Orthoklas auftreten, die endlich auch hier in Pulaskit übergehen. Derartige *Biotitpulaskite* und *Amphibolbiotitpulaskite* waren zur Zeit meines Aufenthaltes in einem neuen Brunnenschachte bei Alferce recht frisch aufgeschlossen.

*Endogene Kontaktbildungen* zeigen sich fast überall zunächst in einer Änderung in der Korngröße und in der Struktur. Gegen den Kontakt gehen (vergl. dazu die Angaben der Textfig. 4 auf p. 253) die Foyaite in feinkörnige aplitische Gesteine oder Foyaite mit dichter feinkörniger Struktur über, mit einzelnen porphyrischen Orthoklasen. Der Habitus des Gesteins neigt dann zu dem eines phonolithischen hin, der namentlich am Südrande der Foya und der Picota weit verbreitet ist. Auch die Pulaskite zeigen endogene Kontaktbildungen, deren äußerste Ausbildung sich in einem dichten Gestein mit grobmuscheligem Bruch, eigenartigem, ins Fettige gehendem Glanz, mit einem den Tinguaiten genäherten Aussehen, mit mikroskopisch

reichlicher, isotroper Füllmasse am Picos 1<sup>o</sup> nördlich von der Foya zeigt. Andererseits gehört zu diesen endogenen Kontaktbildungen ein heller Pulaskitaplit, der den Lestiwariten BRÖGER's ähnlich ist, an der Madrinha, westlich von der Foya.

Innerhalb der großen Verbreitungsgebiete der einzelnen Gesteine zeigen sich noch mannigfache Strukturunterschiede. Dort, wo, wie z. B. bei Fornalhas, bei Corte Grande oder am Picos 1<sup>o</sup>, sich größere Sedimentzüge im geschlossenen Eläolithsyenitgebiet zeigen, da treten natürlich alle möglichen Grenzglieder in bezug auf Struktur und Mineralbestand auf. Spaltungsprodukte wie an anderen Kontaktstellen treten auf, randliche Fazies zeigt sich (vergl. z. B. Fig. 4 p. 253). In anderen Zonen, namentlich an der Picota, tritt eine parallele Anordnung der Feldspate schlierenartig und unregelmäßig sich windend, ein, so daß Foyaite mit grober Parallelstruktur vorliegen. Trachytoide Struktur wie im Pulaskitgebiet liegt dann aber nicht vor. Diese parallelstruierten Foyaite, mit feinkörniger, aber nicht versteckt körniger Grundmasse gehen dann über in porphyrtartige Foyaite mit gröber körniger Grundmasse.

**Ganggesteine.** Das ganze besprochene Eläolithsyenitgebiet wird durchzogen von den mannigfachsten Ganggesteinen. F o y a i t p o r p h y r e haben wechselnde Ausbildung, z. T. reichlichen Sodalithgehalt, dichte oder körnige Grundmasse und gehen z. T. in die schlierenartigen Bildungen in den Foyaiten über. So lassen sich die grobporphyrischen und Parallelstruktur zeigenden Schlieren in typische Foyaitporphyrgänge im normalen Foyait besonders in der Gegend von Covando am Südabhang der Picota verfolgen. Die p e g m a t i t i s c h e n Ausbildungsformen sind schon oben erwähnt worden.

Als **Bostonite** sind schon von K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN zwei Vorkommen erkannt

worden, welche am Nordabhang der Foya auftreten. Die eingehendere Durchstreifung des Gebietes aber zeigte hierhin gehörige Gesteine in großer Zahl. Sie zeichnen sich in der Gesamtheit aus durch helle Farbe, durch wenig hervortretende dunkle Gemengteile, durch eine stellenweise gleichmäßige Beschaffenheit der Grundmasse und einen damit zusammenhängenden oft hervortretenden feinen Glanz. Sie sind an vielen Stellen leicht verwitterbar, scheinen weiter in dem Gebiete der normalen Picotafoyaite nicht aufzutreten, während sie einmal häufiger auf der Grenze zwischen den feinkörnigen Foyaiten des Foyarückens und den Pulaskiten, andererseits in Lagergängen und Gängen sowohl nördlich, wie südlich des Massivs der Serra de Monchique zu beobachten sind. Namentlich nördlich von der Serra de Monchique, an der neuen Straße von Monchique nach Saboia, treten sie mehrfach auf und bilden oft nur schmale Paralleleinlagerungen in den stark gefalteten Culm-Sandsteinen und Schiefnern (vergl. p. 249 u. f.). Fast alle dort auftretenden Gesteine sind stark porphyrisch durch größere Feldspäte. Mit dem Hervortreten eines porphyrischen Charakters nimmt der Glanz der Grundmasse ab. Stärker porphyrische Gesteine zeigen auch wiederum eine körnigere Grundmasse. Im ganzen sind die Gesteine sehr mannigfaltig und es dürfte nicht ausgeschlossen sein, daß man hier noch bei eingehender Bearbeitung einzelne Gesteinstypen ausschalten, vielleicht auch anders benennen muß. Im speziellen zeigen sich Übergänge zu *Gauteporphyr*en, auch zu den *Mänaitporphyren* BRÖGGER'S. Auch *quarzführende Bostonite* treten auf mit mikroskopisch nicht reichlichem, aber deutlich allotriomorphem Quarz in ganz unregelmäßigen Zwickeln zwischen den Feldspäten. Bei Barbelote am Nordabhange der Foya zeigt sich *Bostonit* mit einer eigentümlichen *diabasisch*

k ö r n i g e n S t r u k t u r , bedingt durch divergentstrahlige Plagioklasleisten mit zwischengeklebten dunklen Gemengteilen. *Bostonitporphyr* von Corte Grande zeigt einen eigentümlichen grauen Habitus, mit großen porphyrischen Feldspaten (meist Orthoklas und Mikroklin) und kleinen Biotitfetzen, Ägirinaugitnester, die aus der Umwandlung eines anderen Minerals hervorgegangen sein müssen, reichliche Beteiligung eines sauren Plagioklases an der divergentstrahligen Grundmasse und eine spärliche glasige Basis.

Daß *Tinguaite* ziemlich häufig vorkommen, wird schon von K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN angegeben. Es sind auch hier graugrüne, in einigen Stücken graubräunliche Gesteine, die sich durch dichte Struktur, grobmuscheligen Bruch und eine erdige, grauweiße, seltener graubräunliche Verwitterungsrinde auszeichnen. Das Hauptverbreitungsgebiet dieser Gesteine liegt in dem Gebiete der *Pulaskite*, speziell in der Umgebung des Picos 1<sup>o</sup> nördlich von der Foya. Beachtenswert ist, daß auch am Südostabhange, dort wo auch hier bei Fornalhas und Corte Grande pulaskitische Grenzformen auftreten, sich *Tinguaite* und *Tinguaiteporphyr* einstellen. Beachtenswert sind *Sodalithtinguaiteporphyr* zwischen Picos 1<sup>o</sup> und dem Gipfel der Foya und *Arfvedsonitbiotittinguaiteporphyr* in dem Tale von Freitas.

*Monchiquite* und *Camptonite* treten sowohl nach den Beobachtungen von K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN wie von mir besonders reichlich in zahlreichen Gängen am Südabhange des Picotarückens auf in mannigfacher Ausbildung und mit wechselndem Mineralgehalt und mit wechselnder Struktur. Von monchiquitischen Gesteinen sind *Amphibolmonchiquite*, mit wechselnder Beteiligung von *Leucit*, namentlich in

dem Gebiete von Caldas de Monchique, Monte Navete, Palmeira, Esgravatadoura weit verbreitet. Sie zeigen wechselnden Leucitgehalt, z. T. schöne vitrophyrische Ausbildung, dann auch Übergänge in fast olivinfreie Gesteine, in Pyroxenamphibolfourchite, so bei Palmeira. Amphibolpyroxenmonchiquit von Esgravatadoura zeigt eine eigentümliche variolithische bzw. pockennarbige Verwitterungsrinde. Die pockennarbige Verwitterung hängt zusammen mit einer verschiedenen Beteiligung der Glasgrundmasse an dem Aufbau des Gesteines. In kugeligen Partien ist nach der mikroskopischen Untersuchung Hornblende und Olivin angereichert. Diese Olivinflecken verwittern rascher und bilden dann einen eisenhydrathaltenden Ring, der selbst wieder langsamer verwittert wie die Glasgrundmasse zwischen den einzelnen Pocken. Ringförmig ist auch schon Magnetit reichlicher vorhanden, der dann ebenfalls zu einer größeren Beständigkeit der einzelnen Pocken führt. — Sodolithreicher Biotitmonchiquit tritt am Westabhange des Picotarrückens auf.

Die Abtrennung der camptonitischen Gesteine von den monchiquitischen ist hier genau so wie anderwärts schwer durchführbar und manche der Gänge, namentlich in der Umgebung von Esgravatadoura zeigen den Übergang von dem einen Typus zu dem anderen, was ja auch mit der Deutung dieser Ganggesteine in Übereinstimmung stehen würde. Die glasige Grundmasse ist nach der mikroskopischen Untersuchung bei manchen Monchiquiten außerordentlich spärlich. Manche Camptonite zeigen demgegenüber recht reichliche Beteiligung einer äußerst feinkörnigen Grundmasse, manchmal auch wenig, reines, helles Glas in kleinsten Zwickeln, so daß



man zweifeln muß, ob die Zuteilung des Gesteines zu den Camptoniten oder zu den Monchiquiten richtiger ist. Namentlich unter den camptonitischen Gesteinen finden sich mehrere Typen, die in recht großer Menge fremde Gesteinsbestandteile enthalten, die als resorbierte Reste eingeschlossener Foyaitbruchstücke anzusehen sind. Vor allen Dingen tritt in dieser Form einmal Orthoklas, andererseits Eläolith auf. In einer grau bis grauschwarz erscheinenden Grundmasse liegen einzelne porphyrtartige Orthoklase. Diese haben oft einen eigenartigen, z. T. an die Rhombenporphyre erinnernden Durchschnitt.

Camptonitische Gesteine treten ebenfalls besonders reichlich am südlichen Picotaabhange, aber auch mehrfach im Gebiete der Foya auf, was K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN entgangen ist, während VAN WERVEKE von der Foya bereits monchiquitische Ganggesteine beschrieben hat<sup>1</sup>.

Sodalithführende Camptonite zeigen sich am Gipfel und Westabhang des Picotagipfels; Sodalith tritt darin in mikroskopisch stark bestaubten idiomorphen Kristallen auf. Nahezu olivinfreie Gesteine, Übergänge zu Biotit-ouachitit, treten am Westabhange des Picota, Biotit-ouachitit am Monte Navete auf.

Die camptonitischen und monchiquitischen Ganggesteine durchschwärmen die normalen Foyait des südlichen Picotaabhanges in zahlreichen Gängen von wenigen Zentimetern bis zu  $\frac{1}{2}$  m, zuweilen auch mehreren Metern Mächtigkeit. Oft treten sie allein, ebenso oft aber in vielfacher Wiederholung nebeneinander auf. Im allgemeinen treten die dunklen Ganggesteine mit viel geringeren Mächtigkeiten wie die hellen Ganggesteine auf. Die Eläolithsyenitporphyre erreichen häufig Mächtigkeiten von mehreren Metern.

---

<sup>1</sup> Vergl. K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN, TSCHERMAK'S Min. u. petr. Mitt. 16. p. 280.

Eigenartig ist auch, daß trotz großen Wechsels in der Streichrichtung der Gänge am Südabhange der Picota zwei Richtungen besonders bevorzugt erscheinen, nämlich einerseits die Richtung SW.-NO. bis O-W., andererseits Richtungen von SO.-NW. bis S-N. An vielen Stellen, so bei Egravatadouro treten Systeme senkrecht zueinanderstehender Spalten deutlich hervor. Die O—W. laufenden Gänge bei Egravatadouro verlaufen dabei parallel dem Foyaitkontakte gegen die Sedimente, während die anderen senkrecht dazu stehen. Der Foyait zeigt dann auch parallel diesem Kontakte eine deutliche Bänderung. Die Bankung des Foyaites geht dann auch in eine Klüftung parallel dem Salbande über, senkrecht zu der eine zweite Klüftung steht, die aber viel weniger regelmäßig wie erstere ist. Während die Gänge oft durcheinander hindurchsetzen, ohne sich gegenseitig, trotz verschiedenartiger Ausfüllung der einzelnen Spalten zu beeinflussen, ist an anderen Stellen eine Verwerfung des einen Ganges durch einen anderen deutlich zu beobachten. Es ist im Gebiete des Picotarückens nicht möglich gewesen, auch nur einigermaßen vollständig von allen auftretenden monchiquitischen und camptonitischen Gesteinen Proben zu sammeln. Die Zahl der Gänge ist zwischen Palmeira, Caldas de Monchique und Fornalhas, andererseits auch am Picotagipfel viel zu groß dazu.

**Glasige Gesteine** im Bereich der Serra de Monchique, abgesehen von der glasigen Ausbildung einzelner Ganggesteine. In der Nähe des Foyagipfels sind nach meiner Abreise aus der Serra de Monchique durch Herrn HUBERT SCHNEIDER glasige Gesteine aufgefunden worden. Sie treten auf eng begrenztem Raume nördlich der Foya, zwischen den Gipfeln der Foya und des Picos 1<sup>o</sup>, nahe dem höchsten Kamme der Serra de Monchique, auf. Es sind glasige Gesteine, z. T. rein obsidianartig, z. T. noch

mit reichlichen Feldspatausscheidungen in einer glasigen Grundmasse. Einzelne Stücke lassen den Übergang von dem obsidianartigen Gesteine an der Oberfläche zu dem mehr in der Tiefe auftretenden, an Feldspat reichen, einem Aplit ähnlichen Gesteine erkennen. Die Deutung dieser Gesteine ist noch recht unklar. Es läßt sich über den Verband der Gesteine mit den Foyaiten des Foyakammes nichts Bestimmtes aussagen. Bei der Menge und Ausdehnung ist, nach den Berichten des Finders, an der Deutung als natürliche Gläser kaum noch zu zweifeln. Das Fehlen von glasigen Ausbildungsformen an sonstigen Kontaktflächen des Foyaites verbietet die Deutung dieser Gesteine als normale endomorphe Kontaktbildungen. Es bleibt vorläufig kaum etwas anderes übrig, als daß man diese Gläser als randliche Ausbildungen an einem Sedimenteinschluß in einem höheren Teile des zusammengesetzten Massivs auffaßt. Ich bedauere sehr, daß ich selbst die ganzen Gesteine nicht an Ort und Stelle untersucht und alle Zweifel über die Deutung der Gläser zu lösen versucht habe. Eine eingehende Untersuchung des Vorkommens dieser Gläser ist dringend notwendig (vergl. Anm. 1 p. 261).

**Basische Schlieren** im Eläolithsyenit der Serra de Monchique. Auf besondere Spaltgesteine, die sich aus dem normalen Gesteine entwickeln, ist bereits oben mehrfach hingewiesen worden. Diese schlierenartig auftretenden basischen Gesteine sind in der Serra de Monchique ziemlich mannigfaltig sowohl im Gebiet der normalen Foyaiten wie auch der Pulaskite. Während an einigen Stellen saure Endprodukte einer weitgehenden Differentiation in Form von miarolithischen, feldspatreichen, an dunklen Bestandteilen armen bis freien Gesteinen sich zeigen (z. B. an der Madrinha), zeigen viele andere Punkte basische Endprodukte einer vielleicht noch weiter durchgeführten

Differentiation. Hierhin gehörige Gesteine sind von K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN bereits früher beschrieben worden und sind auch durch die SEEBACH'schen Aufsammlungen in verschiedene deutsche Sammlungen (auch in das Gießener Mineralogische Institut) gelangt. Sie treten z. T. in außerordentlich weiter Verbreitung auf, zeigen dann auch eine außerordentlich weitgehende Schwankung in bezug auf Mineralgehalt und Struktur. Selbst unter den verschiedenen Handstücken eines und desselben Vorkommens zeigen sich derartig große Schwankungen, daß die mikroskopische Untersuchung verschiedener Dünnschliffe derselben Herkunft zu immer neuen Beobachtungen führt und auch zu einer verschiedenartigen Einordnung der einzelnen Handstücke in verschiedene Gesteinsklassen verleitet. Diese basischen Spaltgesteine sind hier mit dem Namen analoger Tiefengesteine belegt worden, treten aber in großen aber nur z. T. unregelmäßig verlaufenden (vergl. p. 239) und in der Zusammensetzung schwankenden Schlieren innerhalb des normalen Foyaites auf. Es handelt sich im wesentlichen um *essexitische*, *theralithische* und *shonkinitische* Gesteine, zu denen einige weniger verbreitete *monzonitische* Glieder hinzutreten. Reich an Spaltgesteinen ist z. B. das Gebiet der Madrinha in der Nähe des Kontaktes. Eine weit ausgedehnte Zone, die auch K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN bereits aufgefallen war, liegt nordwestlich von Caldas de Monchique zwischen Alceria—Ariqueta und der Straße von Caldas de Monchique nach Monchique und über die Straße nach Nordosten hinausgehend. Diese Spaltgesteine haben hier essexitischen, theralithischen und peridotitischen Habitus und entsprechende Zusammensetzung. An der Picota sind mehrfach ähnliche theralithische und essexitische Grenzformen beobachtet (Gegend von Corte Grande, Carapitotas, Nordabhang der Picota usw.).

Für alle Vorkommen und besonders für diese Darstellung wichtig ist, daß diese Spaltungsprodukte sich besonders reichlich an der Grenze des Eläolithsyenitmassivs finden, daß sie bei Corte Grande an eine eingeschlossene Schiefer-scholle gebunden sind, und daß endlich an anderen Stellen die Kontaktgrenze in der Nähe dieser basischen Schlieren gelegen hat oder liegt. Des weiteren ist wichtig, daß diese Schlieren basischer Gesteine sich in die allgemeinen Struktureigentümlichkeiten der Serra de Monchique einordnen. An dem Picotarücken finden wir südwest-nordöstliche Erstreckung der basischen Schlieren. Am Foya- und am Moita-Peso-rücken streichen die basischen Schlieren im allgemeinen von Westen nach Osten.

### **Die Einlagerungen von eläolithsyenitischen Gesteinen im Untercarbon außerhalb des Hauptmassivs.**

Ein Blick auf die dieser Arbeit beigegebene Karte auf Taf. XII lehrt, daß außerhalb des Hauptmassivs der Serra de Monchique noch zahlreiche weitere Einlagerungen foyaitischer und aus ihnen abgeleiteter Gesteine auftreten. Noch deutlicher kommt dies auf den Profilen auf Taf. XI zum Ausdruck, deren Richtung auf der Karte angegeben ist. Das Profil gibt, bei gleichem Maßstabe für Längen und Höhen, die Einlagerungen mit mehr Einzelheiten wie die Karte wieder. Sowohl am Südrande wie am Nordrande ziehen parallel zu dem Hauptmassiv zahlreiche Eruptiv-gesteinskörper in verschieden weiter Ausdehnung und mit Mächtigkeiten ganz verschiedenartiger Größenordnung. Die Zahl der eingetragenen Linsen ist namentlich im Süden bei Caldas de Monchique und im Norden an der „neuen“

Straße von Monchique nach Saboia recht zahlreich. Diese Gebiete sind besonders eingehend untersucht worden. Auch südöstlich vom Picotakamm wie nördlich des Foyarückens bei Marmete und nördlich des Moita-Pesorückens sind auch noch derartige Linsen eingetragen. Eine genauere Detailuntersuchung aller Grenzen der Serra de Monchique würde sicher eine noch reichlichere Beteiligung an foyaitischen Gesteinen in der Umgebung des eigentlichen Massivs der Serra de Monchique ergeben. Vor allem gilt dies von dem Nordrand des Picotarückens zwischen Alferce und Monchique. Unregelmäßige Oberflächenformen, die ich aus der Entfernung beobachtete, lassen auch dort auf das Vorhandensein von zum Hauptmassiv parallelen Einlagerungen schließen. Weniger wahrscheinlich ist das Auffinden weiterer Einlagerungen am Südrande des Foyarückens, welcher Rand genauer untersucht ist. Auch an den näher untersuchten Rändern hat eine Darstellung aller Linsen nicht stattfinden können.

Die Einlagerungen folgen im großen immer, ebenso wie der Kontakt des Hauptmassivs, der Schichtung des Nebengesteins. Parallelität von Grenzfläche der Einlagerungen und Streichen der Schichten kommt deutlich zum Ausdruck. Der Zusammensetzung nach beteiligen sich an diesen Einlagerungen in der Umgebung Foyaite, häufig ins Porphyrische neigend, dann typische Foyaitporphyre, endlich Bostonite und Bostonitporphyre, worauf oben (p. 235) schon hingewiesen wurde. Die Verknüpfung mit den untercarbonischen, oft stark gefalteten Schichten ist im allgemeinen auch in den speziellen Verhältnissen deutlich lagerhaft, wobei ein gelegentliches diskordantes Lagerungsverhältnis nicht ausgeschlossen ist. Die Grenzlinien zwischen Eruptivgestein und Sedimentgestein laufen parallel den Schichtungsflächen, wobei selbstverständlich kleine Abweichungen nicht aus-

geschlossen sind. Fig. b auf Taf. IX und c auf Taf. X und die hier eingefügten Textfig. 2—3 zeigen diesen Parallelismus. Diese Abbildungen sind alle vom Nordrande genommen, von

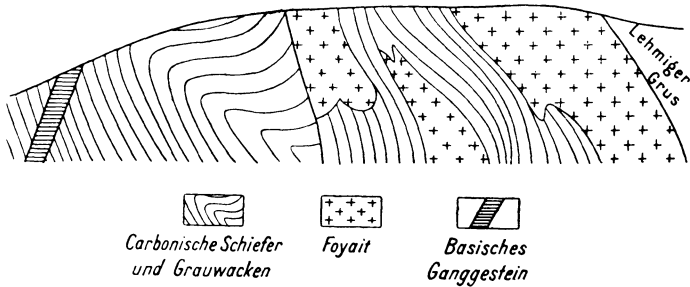


Fig. 2. Aufschluß an der Straße Monchique—Saboia.

Zur Erläuterung der Injektion von foyaitischen Gesteinen. Neben typischem konkordantem Injektionsverbaude sieht man im einzelnen auch Abweichungen, die selbstverständlich, ebenso wie an präruptive Störungen gebundene Injektionen, nicht auffallen können. Der basische Gang setzt diskordant durch. Länge des abgebildeten Aufschlusses etwa 50 m.

den verhältnismäßig sehr guten Aufschlüssen an der Straße Monchique—Saboia. Vom Südrande ließen sich ähnliche Bilder geben, doch sind hier die Aufschlüsse nicht so frisch

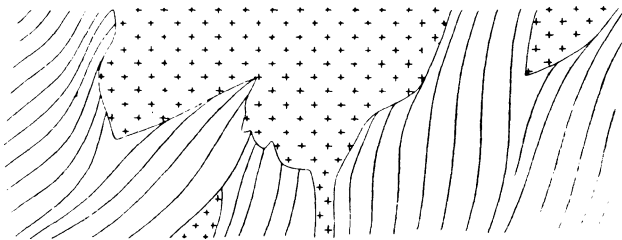


Fig. 3. Aufschluß an der Straße Monchique—Saboia.

Injektion von Foyait in untercarbonische Schiefer und Sandsteine. Länge des Aufschlusses etwa 12 m.

wie im Norden. Den Erläuterungen zu den Figuren braucht hier im Texte nichts Weiteres beigefügt zu werden.

Die Darstellung auf der Karte und in den Profilen zeigt des weiteren deutlich die Parallelität der Einlagerungen in der

Umgebung der Serra de Monchique einerseits und der Grenzlinien des Hauptmassivs selbst andererseits. Noch bessere Überblicke über die Lagerungsverhältnisse gewinnt man, wenn man die Täler durchwandert, die die Grenze des Hauptmassivs durchsetzen und in das Vorland eindringen. Ein von der allgemeinen Regel (p. 231) stark abweichendes Tal dieser Art ist der Barranco de Pessão (oder Barranco dos Pisões). Er kommt vom Moita-Pesorücken herab, erhält Zuläufer vom Foyarücken, wendet sich von Freitas aus nach Nordosten, dann von einem Punkte westlich vom Monte Peso aus mehr nach Norden und durchbricht in einem scharf und tief eingeschnittenen Tale die Grenze des Massivs. Fig. b auf Taf. IX zeigt den Durchbruch östlich von Seixal. Die aus der Tiefe aufsteigende zerlappte Masse verläuft auch hier ungefähr parallel zu den untercarbonischen Schichten. Diese zerlappte Masse ist nicht näher auf der Karte eingetragen. Ähnlich mußte ich es des Maßstabes wegen auch an anderen Stellen halten.

Ob allerdings in den Profilen bei jeder einzelnen Einlagerung die unterirdische Verbindung zum Hauptmassiv oder die völlige Unabhängigkeit vom Hauptmassiv richtig zum Ausdruck gekommen ist, läßt sich nicht entscheiden. Viele Einlagerungen mögen die Zufuhrkanäle vom Hauptmassiv aus durch Erosion verloren haben oder nur unterirdisch, uns nicht erkennbar, besitzen. Für einen Teil der Einlagerungen mögen auch Querspalten das Magma zugeführt haben. Daß aber bei allen Einlagerungen ein Fortsetzen „in die ewige Teufe“ nicht angenommen werden darf, das werde ich noch eingehender durch die Besprechung verschiedener Beobachtungen erläutern.

Bemerken muß ich noch, daß stellenweise diese Einlagerungen tiefgründig zersetzt sind, so daß man sie leicht



übersieht, wo nicht frische Aufschlüsse, die außerhalb der wenigen Hauptstraßen sehr selten sind, einen Einblick in den Untergrund gewähren. An Aufschlüssen dieser zersetzten Gesteine setzt wieder eine unregelmäßig löcherige, fast karrenartige Auswaschung ein, wie es Fig. d auf Taf. X wiedergibt.

Einen Überblick über einige der Einlagerungen und gleichzeitig eine Darstellung des Verlaufes der eigentümlichen östlichen Endigung des Moita-Pesozuges, auf die auf

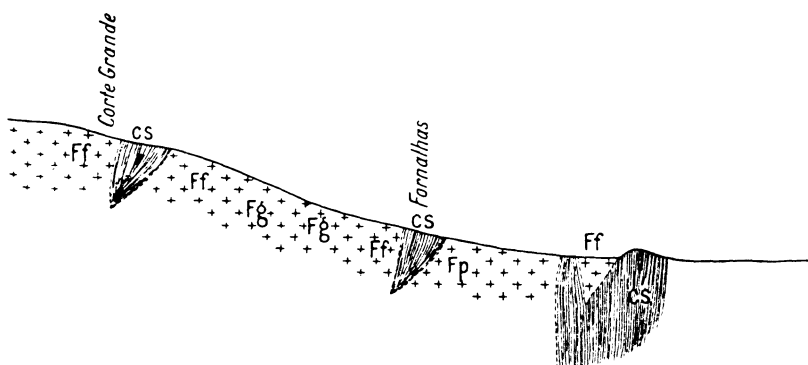


Fig. 4. Profil am Picotaabhange zwischen Corte Grande und Fornalhas.

CS = Kontaktmetamorphe Schiefer.

Ff = feinkörniger  
 Fg = grobkörniger  
 Fp = porphyrischer } Foyait.

p. 237—238 hingewiesen wurde, gibt Fig. a auf Taf. IX, die vom Abhange des Picotaabhanges in der Richtung nach Norden hin aufgenommen wurde.

Ein Einfluß der randlichen Zonen auf die morphologische Ausbildung ist deutlich zu beobachten. Die kontaktmetamorphen Kulmschichten bilden ein hartes, widerstandsfähiges Band um das Massiv herum. Nicht selten sind die in der Nähe der Grenze bänderigen, bankigen und klüftigen Eläolithsyenite (vergl. p. 246) stärker erodiert, als die Kontaktgesteine. Die Kontaktzone

erhebt sich dann oft wallartig um das Eläolithsyenitmassiv (Fig. 6). Ein schematisiertes Bild vom Südrande gibt das Profil der Textfig. 4.

Die T a l b i l d u n g ist ebenfalls von der Kontaktzone abhängig (vergl. Textfig. 5). Die Täler durchbrechen in scharf

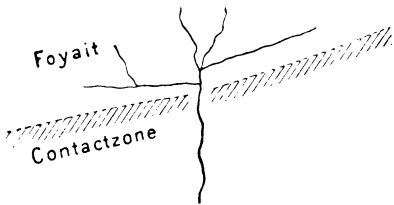


Fig. 5. Talbildung, abhängig von dem Kontakte.

eingeschnittenem Tale die Kontaktzone, gabeln sich aber direkt oberhalb des Kontaktes in viele kleine einzelne, wenig eingeschnittene, oft nur in flachen Mulden fließende Bachläufe, so daß der in den Kontakt-

gesteinen tief eingeschnittene Bach aus dem Eläolithsyenitgebiet zahlreiche oft weitverzweigte Zuläufe erhält. Nicht selten bilden sich, z. B. Gegend von Casaes am Foyaabhang, im Foyait Tälchen parallel zum Kontakte aus, die, mit vielen anderen vereinigt, dann an einer besonderen Stelle durch den Kontakt hindurchbrechen. Begünstigt wird diese Talbildung parallel zum Kontakte durch die schon besprochene Klüftung parallel zur Grenze.

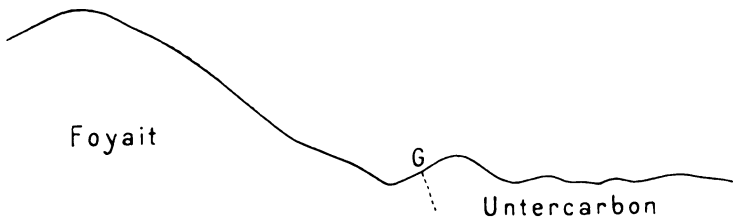


Fig. 6. Riegelartige Hervorragung der Kontaktzone. Ausbildung einer Mulde innerhalb des Eruptivgesteins nahe am Kontakte G.

### Die Deutung der Lagerungsverhältnisse.

K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN hatten in ihrer Bearbeitung des Eläolithsyenites der Serra de Monchique eine spezielle Deutung der Lagerungsverhältnisse

nicht gegeben. Ihre Karte, die ich als Textfig. 1 p. 229 wiedergegeben habe, ließ vermuten, daß es sich um ein stockförmiges Vorkommen handle.

In den vorstehenden Erörterungen habe ich die Hauptzüge der Struktur der Gesteine, das Auftreten verschiedenartiger Typen in einzelnen Zügen, die besondere Erstreckung der basischen Schlieren ebenso hervorgehoben, wie ich auch immer wieder betont habe, daß zwischen den Grenzlinien des Eruptivgesteins und den Nebengesteinsschichten eine ausgezeichnete Parallelität besteht. Die auf der Karte deutlich zum Ausdruck kommende Parallelität soll noch weiter veranschaulicht werden durch die beiden Profile, die ich auf Taf. XI wiedergebe. Diese beiden Profile sind konstruiert worden auf Grund der Karte und auf Grund zahlreicher Einzelskizzen, die ich an vielen Stellen des Kontaktes anfertigte. Auch die Textfig. 4 gibt ähnliche Verhältnisse am Südrande des Picotarückens bei Fornalhas und Corte Grande wieder, unter speziellem Hinweis auf die in der Nähe des Kontaktes eintretenden Strukturunterschiede des Eruptivgesteins (vergl. p. 240).

An allen von mir genauer untersuchten Grenzstellen ließ sich feststellen, daß es sich an der Grenze unseres Intrusivkörpers gegen die umgebenden Schiefer um einen **k o n k o r d a n t e n I n j e k t i o n s v e r b a n d** handelt, wobei ich mich eines Ausdrucks von G. STEINMANN<sup>1</sup> bediene, den auch F. v. WOLFF anwendet<sup>2</sup>. Von Westen und Osten keilen sich die Sedimente in das Eruptivgestein ein. Daß sich aber auch in vertikaler Richtung derartige Einschiebungen des Sedimentes erkennen lassen, das zeigen die speziellen Verhältnisse der Einlagerungen im Eruptiv-

---

<sup>1</sup> G. STEINMANN, Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kor-dillere Südamerikas. Geol. Rundschau 1910. 1. p. 12—35.

<sup>2</sup> F. v. WOLFF, Der Vulkanismus. I. Band. 1. Hälfte. Stuttgart 1913.

gestein (besonders das Sedimentband zwischen Foya und Moita-Pesorücken) wie auch das Auftreten der Einlagerungen von foyaitischen Gesteinen in der Umgebung des Hauptmassivs. Auch die Züge eingeschlossener basischer Schlieren scheinen zum Teil nur auf völlig resorbierte Züge von Sedimenten hinzuweisen.

Damit würde auch die Frage schon beantwortet sein, die sich in bezug auf die Deutung der Lagerungsverhältnisse ergibt: *Lakkolith* oder *Batholith*? Ich folge dabei der Zusammenfassung über die Lagerungsformen der Tiefengesteine, die uns kürzlich F. v. WOLFF<sup>1</sup> gegeben hat. Er gibt für die Lakkolithen folgende Definitionen. „Der Lakkolith ist ein Injektionskörper auf fremder Unterlage in annähernd konkordantem Injektionsverband zu dem durchbrochenen Gestein, dessen Hangendschichten stets aufgewölbt sind, dessen Liegendes zuweilen auch deformiert sein kann.“ „Lakkolith und Batholith stehen sich als die beiden wichtigsten Repräsentanten der Tiefengesteine gegenüber. Jener liegt auf fremder Unterlage und gehört durchweg einem höheren Niveau, meist den ersten zwei, höchstens 3 km der Strato-phäre an und ist eine hypoabyssische Tiefengesteinsform. Der Batholith ist dagegen die Erscheinungsform des eigentlichen Tiefengesteins, er hat keine Unterlage und ist in einem tiefen Niveau zu Hause, doch erreichen Batholithe häufig auch das Lakkolithenniveau.“ An anderer Stelle heißt es noch von den Batholithen: „Der Injektionsverband ist demnach ein diskordanter.“ Dieser im allgemeinen präzisen Definition folgend, muß man die Eläolithsyenitmasse der Serra de Monchique zu der Gruppe der Lakkolithen rechnen. Auf den konkordanten Injektionsverband habe ich durch die Besprechung zahlreicher Einzelheiten immer

<sup>1</sup> F. v. WOLFF, Der Vulkanismus. I. Band. 1. Hälfte. Stuttgart 1913. besonders p. 219.

wieder hingewiesen. Ich betrachte die südöstlich der Serra de Monchique an das Eruptivgestein herantretenden Massen als das Liegende, die nordöstlich gelegenen Sedimente, über deren etwaige Aufwölbung bei ihrer Eintönigkeit kaum etwas zu sagen ist, als das Hangende. Ich muß aus der Auflösung des ganzen Massivs in einzelne ostwestlich bzw. südost— nordwestlich streichende Teilstücke, weiter aus dem allmählichen Übergang der großen linsenförmig erscheinenden Körper in immer kleinere, aus dem Auftreten zahlreicher parallel verlaufender linsenförmiger Einlagerungen, die sich ebenfalls als dem Schichtenverband konkordant eingelagerte Injektionen darstellen, schließen, daß auch die Hauptmassen unserer eläolithsyenitischen Gesteine linsenförmige Einlagerungen darstellen. Ich nehme also an, daß auch die großen Massen des Picota- und des Foyarückens sich nach der Tiefe hin auskeilen, daß es sich nicht um sogenannte Liegendkörper, um Batholithen, handelt. Der Beweis, daß nach der Tiefe oder der Seite hin, wahrscheinlich letzteres, engere Zufuhrkanäle vorhanden sind, ist allerdings nicht zu führen. Einige Erscheinungen sprechen (vergl. z. B. den Abschnitt über die Thermen p. 264) dafür, daß ein Auskeilen in geringer Tiefe unter der Oberfläche vorliegt. Man könnte wohl versucht sein, die Intrusionen zu den Batholithen zu rechnen und damit auch, entsprechend den Ausführungen von DALY, v. WOLFF u. a., den Sitz der Intrusion in eine bestimmte Region zu verlegen. Ich gehe diesen Weg der Auslegung aber nicht, weil ich gerade der Konkordanz des Injektionsverbandes eine besondere Bedeutung zuspreche, die wie auch v. WOLFF ausführt, einen wesentlichen Unterschied gegenüber den Batholithen mit ihrem diskordanten Injektionsverbände bietet. Allerdings scheint zunächst das eine gegen die Deutung als Lakolithen zu sprechen: Die steile Stellung

unseres Lakkolithen. Nach der Einführung der Lakkolithen durch die amerikanischen Autoren waren wir gewohnt, einen ungefähr horizontalen Injektionsverband für alle lakkolithischen Intrusionen anzunehmen. Die theoretischen Äußerungen verlangen aber, soweit ich im Augenblicke übersehe, nicht, daß die Injektion nur an horizontal lagernde Schichten geknüpft ist. Die Ausführungen von HARKER<sup>1</sup> über Phakolithe zeigen, daß Injektionen, welche zu lakkolithenartigen Formen führen, auch an die Faltungszonen der Gebirge geknüpft sind. Die resultierenden Körper haben „im Querschnitt meniskusartige auch bikonvexlinsenförmige Gestalt. Der Grundriß ist in der Richtung der Faltenachse größer als senkrecht dazu.“ Das trifft auch für unseren Injektionskörper zu. Daß es notwendig ist, derartige Formen mit dem besonderen Namen als Phakolithe zu bezeichnen, scheint mir noch nicht unbedingt erwiesen zu sein. Immerhin könnte man bei genauerer Kenntnis weiterer steil gestellter, im Verbande mit Faltungserscheinungen stehender Lakkolithen diesen Körpern einen besonderen Namen geben. Ich vermute, daß sicher noch an vielen anderen Stellen ähnliche Intrusivkörper nachweisbar sind. BALTZER<sup>2</sup> spricht ebenfalls von Lakkolithen mit geneigter Unterlage. Auch die von STEINMANN<sup>3</sup> beschriebenen Granodiorite aus der Cordillera Blanco scheinen mir zu genetisch ganz ähnlichen Gebilden zu gehören, wie ich sie hier aus der Serra de Monchique beschreibe. STEINMANN bezeichnet die Intrusionen allerdings als Batholithe. Er

<sup>1</sup> HARKER, The natural History of Igneous Rocks. London 1909. p. 77, 78. — F. v. WOLFF, Der Vulkanismus. Stuttgart 1913. p. 228, 236.

<sup>2</sup> A. BALTZER, Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XVI. p. 292—324. — Die granitischen lakkolithenartigen Intrusionsmassen des Aarmassivs. Comptes rendu de la IX. session du congrès géologique international. Wien 1903. 2. p. 787.

<sup>3</sup> Vergl. Anm. 1 p. 255.

beschreibt aber ausdrücklich den konkordanten Injektionsverband und sagt weiter: „Es wäre aber unrichtig, anzunehmen, die Batholithe setzten überall als einheitliche und geschlossene Massen in die unendliche Tiefe fort.“ Ja er kann aus den mehr als 3000 m tief eingeschnittenen Tälern der Cordillera Blanca mehrere Punkte beschreiben, die zeigen, „daß in der Tiefe der Batholithe beträchtliche Massen der vom Granodiorit durchbrochenen Gesteinskomplexe erhalten sind“. Es heißt weiter: „Alle mit den Granodioritbatholithen verknüpften Erscheinungen deuten vielmehr darauf hin, daß das Magma in die gefalteten oder zerstückelten Sedimente injiziert worden ist.“ Alles das stimmt nicht mit der Auffassung der Batholithe, die sich allmählich aus dem leider sehr verzerrten und verwirrten Begriffe der Batholithen entwickelt, überein. Es ist mir nicht recht verständlich, wie F. v. WOLFF bei der von ihm gegebenen Definition der Batholithen die von STEINMANN beschriebenen Vorkommen noch als batholithische Körper auffaßt. Auch von JAGGAR<sup>1</sup> werden Lakkolithen mit geneigter Unterlage beschrieben.

Es kann an dieser Stelle nicht meine Aufgabe sein, alle Beispiele aufzuführen, die bisher eine Injektion von Intrusivkörpern mit konkordantem Injektionsverband bei geneigter Unterlage beschrieben haben. Hierfür wird sich in einer späteren Arbeit noch Gelegenheit bieten.

Die Frage, wie sich die Injektion des Eläolithsyenitlakkolithen der Serra de Monchique zeitlich zur paläozoischen Faltung der Umgebung stellt, bedarf noch einer kurzen Besprechung. Schon K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN<sup>2</sup> haben darauf hingewiesen, daß der Eläolithsyenit

---

<sup>1</sup> TH. A. JAGGAR, The Laccoliths of the Black Hills. XXI. Annual Report of the United States Geological Survey. 1899—1900. 3. p. 163—303.

<sup>2</sup> TSCHERMAK's min. u. petr. Mitt. 16. p. 200.

der Serra de Monchique auf allen Seiten von einem Kontakt-  
hufe umgeben sei, daß damit also, bei Annahme culmischen  
Alters der umgebenden Sedimente, die Eruption postculmisch  
sein müsse. Sie betonen auch, daß im Eruptivgestein  
nirgendwo bemerkenswerte Druck- oder Faltungserschei-  
nungen zu beobachten seien, zu welchem Schluß ich auch  
auf Grund von immer wiederholten Untersuchungen ge-  
kommen bin. Eine wesentliche Beeinflussung durch spätere  
tektonische Vorgänge liegt nicht vor. Die Steilstel-  
lung der Unterlage kann nicht nach der  
Intrusion erfolgt sein. Faltung und Intrusion  
stehen miteinander im Zusammenhange, indem sich bei  
der Faltung „durch Abstau“ Hohlräume oder Flächen ge-  
ringeren Widerstandes bildeten, in welche das Magma ein-  
dringen konnte. Der Intrusivkörper nahm die Form von  
Lakkolithen mit steiler Stellung an, in gewissem Grade  
vergleichbar den zusammengesetzten Lakkolithen oder den  
Lakkolithen vom Zederbaumtypus<sup>1</sup>. Wie weit der Me-  
chanismus der Intrusion auf die tektonischen Vorgänge  
zurückzuführen ist, das läßt sich natürlich schwer sagen.  
Daß aber das Magma selbst einen gewissen Anteil hat,  
das scheint mir aus der intensiven Aufblätterung hervor-  
zugehen, die in der Serra de Monchique nachweisbar ist.

Ob eine einheitliche Intrusion oder mehrere zeitlich  
aufeinanderfolgende Intrusionen vorliegen, scheint auf den  
ersten Blick zweifelhaft. Würde man mehrere zeitlich  
voneinander getrennte Intrusionen annehmen, so müßte  
man wahrscheinlich Bruchstücke der Gesteine älterer In-  
trusionen in den Gesteinen späterer Intrusionen auffinden.  
Ich habe keine Beobachtungen gemacht, die darauf hin-  
deuten. Überall sind Übergänge aus den grobkörnigen

---

<sup>1</sup> Vergl. F. v. WOLFF, Der Vulkanismus. 1. p. 220, 222. Bilder nach  
CROSS und HARKER, bezw. nach HOLMES und HARKER.



in die feinkörnigen Foyaite, aus den Foyaiten in die Pulaskite wie auch in die verschiedenen monzonitischen, essexitischen, theralithischen und peridotitischen Gesteine zu beobachten. Alle Foyaite, Pulaskite, wie auch die vorhergenannten sind als Differentiationsformen eines einheitlichen Magmas einer einzigen oder wenigstens rasch aufeinanderfolgenden Intrusionen anzusehen. Auffallend ist dann, daß die grobkörnigen Foyaite im südlichen und südöstlichen Teile, also nach meiner Annahme in dem liegendsten Teile des Lakkolithen auftreten. Die feinkörnigen Foyaite treten im mittleren Teile und endlich die Pulaskite vornehmlich im Moita-Pesozuge, den ich als den hangendsten Teil des Lakkolithen auffasse, auf. Diese Sonderung ist jedenfalls eigenartig und muß auch bei späteren Überlegungen über Differentiationserscheinungen in derartigen Lakkolithen im Auge behalten werden<sup>1</sup>. Die basischen Spaltgesteine zeigen sich in verschiedenstem Niveau, besonders aber im Picotazuge, also im liegendsten Teile des Lakkolithen. Die kleinen linsenförmigen Einlagerungen, welche den Hauptlakkolithen begleiten, werden von Foyaiten, Pulaskiten oder bostonitischen Gesteinen ausgefüllt, während basische Gesteine darin nicht, wenigstens nicht als konkordante Einlagerungen, sondern nur als querschlägige Gangausfüllungen auftreten. Aufmerksam gemacht habe ich bereits früher darauf, daß

<sup>1</sup> K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN fassen auch die Gesteinsmassen der Picota, nebst denen des Barrocal, als tiefer erstarrte Formen auf, während die Massen der Foya „dem Kontakt mit dem umliegenden Gesteine näher gelegen haben mögen“. Daß sie aber von einer ganz anderen Auffassung ausgehen, zeigt sich darin, daß sie sagen: „Diese Ansicht wurde auch durch die nicht unbedeutenden Höhenunterschiede unterstützt.“ — Gar nicht in Einklang zu bringen mit der oben von mir dargelegten Auffassung ist das Auffinden der Gläser an der Foya (vergl. p. 246—247). Wegen dieser Unstimmigkeit in bezug auf die geologischen Lagerungsverhältnisse halte ich eine Nachprüfung, ob es sich um natürliche Gläser handelt, für unbedingt notwendig. Ich selbst habe diese Gläser nicht an Ort und Stelle gesehen (vergl. p. 246).

die basischen Ganggesteine, wie Camptonite und Monchiquite, ihre Hauptverbreitung am Südabhange des Picotarückens, also wieder im liegendsten Teile des Lakkolithen haben, während die sauren Ganggesteine, wie Tinguaitite und Bostonite, ihre weiteste Verbreitung im hangendsten Teile, im Moita-Pesozuge haben. Dieses verschiedenartige Verhalten der basischen und sauren Ganggesteine sowohl in bezug auf das selbständige Auftreten in Einzellakkolithen wie in bezug auf die Verteilung im Hauptlakkolithen als Ganggesteine muß mit den Eigenschaften der betreffenden Magmen in Beziehung stehen, was wiederum Angaben von F. v. WOLFF über das verschiedene Verhalten saurer und basischer Magmen bei der Intrusion bestätigt.

Wenn ich die Annahme mache, daß Faltung und Intrusion in der Serra de Monchique miteinander zusammenhängen, daß die Intrusion, wie ich besonders hervorhebe, in die letzten Phasen des Faltungsvorganges fällt, so fragt man sofort danach, ob in dem Faltengebirge, dem das südliche Portugal angehört, nicht auch noch ähnliche Erscheinungen zu beobachten sind. Schon bald, nachdem ich zu der hier vorgetragenen Anschauung gekommen war, bemerkte ich auf den geologischen Blättern der spanischen Karte 1 : 400 000 eine Darstellung des Grenzverlaufes granitischer Gesteine, die ebenfalls auf eine eigenartige lappige, fingerförmige Erstreckung in der Richtung der Faltungsachse hindeutet. Schöne Beispiele liegen in der Gegend zwischen Cordoba und Fuenteovejuna<sup>1</sup>. Aber auch die vielen einzelnen als Granite, Diorite und Porphyrite bezeichneten Vorkommen des Rio Tinto-Gebietes zeigen alle eine besondere Erstreckung in Richtung der Faltungsachse. Schon bald nach meinen Untersuchungen in

<sup>1</sup> Mapa geologico de Espana 1 : 400 000 Blatt Cordoba No. 43.

der Serra de Monchique und einem Besuche der Rio Tinto-Gruben kam ich zu der Überzeugung, daß die Kiesvorkommen des Rio Tinto-Gebietes in einer Beziehung stehen könnten zu dem ganzen Vorgang der Bildung von Hohlräumen in den Faltungszonen und einer Injektion von Eruptivmaterial, sei es in der Gestalt von Silikatgesteinen oder Erzmassen. Ich sehe nun, daß diese Auffassung auch von anderer Seite geteilt wird. Wenn ich einiges aus der Literatur über die Genesis der Kieslagerstätten des Rio Tinto-Gebietes mit aufführe, so will ich damit auf die alte, viel erörterte und an mehreren Stellen übersichtlich dargestellte Literatur über die Kieslagerstätten nicht eingehen. Man lese darüber die Werke von BECK, STELZNER-BERGEAT und BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT<sup>1</sup> nach. Die letzteren weisen, unter Berufung auf DE LAUNAY, besonders darauf hin, daß die Faltung der Schiefer, das Empordringen der Porphyre und die Bildung des Kieses zusammengehörige Vorgänge seien und drei unmittelbar aufeinanderfolgende Phasen darstellten. Sie fassen auch die Porphyre und Porphyrite als intrusiv auf, unter Hinweis auf den lagerförmigen Charakter, der von KLOCKMANN als Beweis für Bildung auf der Oberfläche angesehen wurde, während sie den lagerhaften Charakter durch die Intrusion während der Gebirgskettenfaltung erklären. Bei der Besprechung der Kieslagerstätten Norwegens, die als denen der Iberischen Halbinsel analog aufgefaßt sind, bezeichnen die genannten Verfasser die Kieslagerstätten direkt als „lagerförmige Lakkolithe kleinen Maßstabes“. Ich glaube, daß diese Hinweise genügen, um darauf hinzudeuten, daß in dem ganzen südiberischen Gebirgs-

---

<sup>1</sup> BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. Bd. 1. Stuttgart 1910. p. 321.

bogen ähnliche Verhältnisse vorliegen, daß mit der Auffaltung gleichzeitige Eruptivinjektionen mannigfachster Differentiation zu lakkolithenartigen Lagerungsformen führten.

F. v. WOLFF<sup>1</sup> macht bei der Besprechung der mit tektonischen Störungen gleichzeitigen Intrusionen darauf aufmerksam, daß die tektonische Faltung „durch Abstau Hohlräume schaffe“, die sich mit Magma ausfüllen und mit lakkolithischen Gebilden zu verwechseln sind. Ob er damit alle diese Gebilde zu „Phakolithen“ HARKER's rechnen will, geht nicht klar aus seinen Worten hervor. Er sagt dann weiter: „Die Intrusion mit gleichzeitiger tektonischer Faltung birgt ohne Zweifel die größten Komplikationen, die sich im einzelnen noch lange nicht werden übersehen lassen.“ Ich hoffe, gezeigt zu haben, daß in dem südiberischen Gebirgsbogen verhältnismäßig einfache, auch regelmäßige Gebilde das Resultat der Intrusion im Verband mit tektonischen Vorgängen sind. Es wäre sehr wünschenswert, wenn die Beobachtungen in der Serra de Monchique an den Intrusionen der Silikatgesteine in der spanischen Sierra Morena nachgeprüft würden. Es könnte dann für die Deutung der Intrusionen im sich faltenden Gebirge sicher manche wertvolle Beobachtung gewonnen werden. Ich habe eine derartige Untersuchung schon seit langem ins Auge gefaßt, sie aber bis jetzt nicht in Angriff nehmen können.

### **Thermen der Serra de Monchique.**

Wie ich in der Einleitung erwähnt habe, liegt am Südrande der Serra de Monchique ein kleiner Badeort *Caldas de Monchique*. Eine noch kleinere, primitiv gefaßte

<sup>1</sup> Der Vulkanismus. 1. p. 232.

und verwandte, aber von weither von der Landbevölkerung aufgesuchte Quelle *F o n t a S a n t a* liegt südöstlich von dem Picotarücken. Das Auftreten der Wasser hatte früher zu der Auffassung geführt, daß die Kontaktgesteine durch diese Thermalwasser hervorgerufen wären, welcher Ansicht aber schon K. v. KRAATZ-KOSCHLAU und V. HACKMANN entgegentraten. Die Thermen stehen mit den Lagerungsverhältnissen in direktem Zusammenhang. Zu *Caldas de Monchique*<sup>1</sup> sind neben einigen kleinen eisenhaltigen Quellen, wie man sie auch an anderen Stellen der Serra de Monchique findet, 5 Quellen gefaßt, die zusammen etwa 450 000 l pro Tag liefern. Von der Hauptquelle S. João liegt folgende Analyse vom April 1899 vor, die in dem unten angegebenen Werke von CASTELBRANCO enthalten ist.

Ich gebe sie abgekürzt wieder:

	pro 1000 g Mineralwasser
Gesamt-Kohlensäure . . . . .	0,152
Freie Kohlensäure . . . . .	0,086
Kaliumsulfat . . . . .	0,074
Natriumsulfat . . . . .	0,018
Natriumchlorid . . . . .	0,062
Calciumhydrocarbonat . . . . .	0,005
Magnesiumhydrocarbonat . . . . .	0,001
Natriumhydrocarbonat . . . . .	0,110
Kieselsäure . . . . .	0,013
Eisenoxyd und Tonerde . . . . .	0,001
Summe der festen Bestandteile . . . . .	0,284

Temperatur des Wassers 32°, zu anderen Zeiten bis 32,6° C.

Die Quelle „das Chagas“ enthielt bei einer Temperatur von 30° C 1 g feste Bestandteile, worin 0,034 g Chlor bestimmt wurden.

<sup>1</sup> Ich folge bei einzelnen Angaben den Mitteilungen des Arztes und Leiters des Bades, Herrn J. Bentes Castel-Branco, wie dessen Schrift: *Estacão climaterica e sanitaria das Caldas de Monchique*. Lisboa 1906.

Nach der bei uns mehr und mehr allgemeinen Eingang findenden Einteilung von E. HINTZ und L. GRÜNHUT<sup>1</sup> müßten die Quellen von Caldas de Monchique als einfache warme Quellen wegen ihres geringen Gehaltes an festen Bestandteilen und an freier Kohlensäure gerechnet werden. Betrachten wir die einzelnen Bestandteile, so finden wir keine, die nicht aus Auslaugungserscheinungen der foyaitischen Gesteine hergeleitet werden könnten. Die Temperatur spricht nicht für eine große Tiefe, aus der das Mineralwasser aufsteigt. Die Menge des Gases ist äußerst gering.

Auffallend ist nun, daß Mineralquellen, soweit ich erfahren konnte und beobachtete, nur am Südrande des Picotarückens auftreten, daß sich im Picotarücken, im Barrocal, im Foya-, wie im Moita-Pesorücken und an deren Grenzen nur Süßwasserquellen zeigen. Vor allem ist, wie ich besonders betone, die hangende Grenze des zusammengesetzten Lakkolithen frei von Thermen.

Die Quellen von Caldas de Monchique sind an die Grenze der Lakkolithen selbst gebunden. Die Quellen von Fonta Santa (mehrere kleinere warme Quellen, über die einzelne Angaben nicht vorliegen) sind dagegen gebunden an eine Einlagerung parallel zu dem Lakkolithen selbst, die aber wohl mit dem Hauptlakkolithen unterirdisch in Zusammenhang stehen muß, denn sonst würde das Auftreten der Mineralquellen nicht erklärt werden können. Der Kontakthof erweist sich als undurchlässig für das Mineralwasser, während die Foyaite selbst durchlässig sind. Die Quellen sind typische Überfallquellen an dem Kontakte.

---

<sup>1</sup> Deutsches Bäderbuch, herausgegeben vom Kaiserl. Gesundheitsamt. Leipzig 1907.

Nach allem wäre es vollständig falsch, auf Grund ihrer Eigenschaften die Quellen als juvenil zu bezeichnen. Wasser und Mineralgehalt sind vadosen Ursprungs. Man würde bei juvenilen Quellen auch eine andere Verteilung erwarten, sie eher am hangenden wie liegenden Kontakte suchen.

Die Mineralquellen sind bei dieser Auffassung wieder völlig im Einklang mit dem Bilde, das ich von der Lagerung der Eläolithsyenite der Serra de Monchique entworfen habe. Das vadose Wasser geht nicht in große Tiefen hinunter, entsprechend der geringen Tiefenausdehnung der lakolithischen Intrusionen. Das Wasser steigt in dem Lakolithen oder den von ihm ausstrahlenden Apophysen, die als Paralleleinlagerungen in den Schiefeln erscheinen, auf und tritt dort über, wo dieser Kontakt besonders tief aufgeschlossen ist. Diese Stellen sind eben die Kontaktgrenzen bei Caldas de Monchique und an der Fonta Santa.

Bei einem Überblick über die gesamten besprochenen Gesichtspunkte zeigt sich, daß die Serra de Monchique nicht nur für die Gesteinsbeschreibung und Klassifikation, sondern auch für petrogenetische und geologische Gesichtspunkte allgemein interessante und wichtige Fragen der Beantwortung näher zu bringen gestattet.

Gießen, Mineralogisches Institut, 10. März 1914.

---

## Pseudoklase.

Von

**Raphael Ed. Liesegang.**

(Mineralogische Abt. d. Senckenberg-Museums, Frankfurt a. M.)

Mit 5 Textfiguren.

---

Aus einigen physikalisch-chemischen Experimenten geht hervor, daß etwas wie zerbrochen aussehen kann, ohne daß es dies in Wirklichkeit ist. Jene pseudoklastische Struktur kommt vielmehr primär zustande.

Dazu seien einige Beispiele angeführt, in welchen solches wahrscheinlich oder möglich ist:

### **I. Anastomosen in einem Jaspis vom Isteiner Klotz.**

Bei den früher beschriebenen rhythmischen Fällungen von Silberchromat in einer Gelatineschicht, welche die Achatstruktur nachahmen sollen, erhält man häufig Störungen in der Linienfolge (vergl. Fig. 1). Sie laufen nicht überall ununterbrochen weiter, sondern eine sehr schmale Lücke durchsetzt annähernd senkrecht eine Anzahl von Linien. Rechts und links von ihr ist der Rhythmus der Fällung um eine halbe „Wellenlänge“ verschoben. E. KÜSTER, welcher Analoges bei der rhythmischen Kristallisation von Trinatriumphosphat erhielt, spricht von einer „scheinbaren



Verwerfung“. — In anderen Fällen, und zwar dann, wenn der Unterschied nicht ganz eine halbe Wellenlänge ausmacht, anastomosieren die Linien. — Oder beide Arten der Störung treten nebeneinander auf.

Zwar beobachtet man dies seltener, wenn man dreidimensional arbeitet. Aber dies hindert nicht, daraus einen

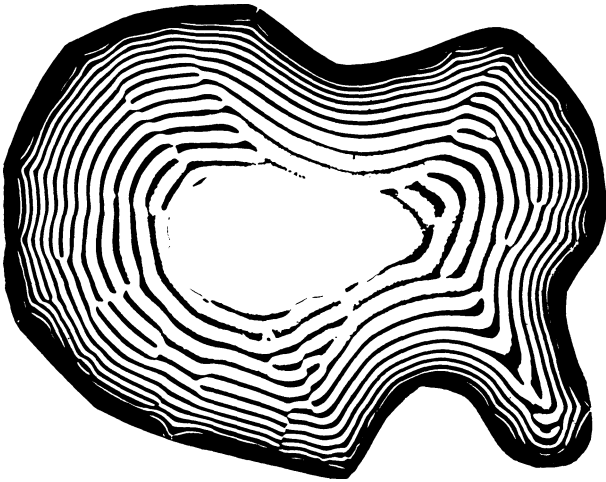


Fig. 1. Störungen der rhythmischen Fällung bei einer Achat-Nachahmung mit Silberchromat.

der Gründe zu schmieden, welcher gegen die neue Achat-hypothese vorgetragen werden kann.

Etwaigen Störungen in den natürlichen Gebilden wurde deshalb besondere Aufmerksamkeit zugewandt. — Das auffälligste Analogon zeigte sich bisher in einem Jaspis vom Isteiner Klotz. Das grau-weiß-gebänderte Stück hat einen Durchmesser von ca. 27 cm. Der Abstand der Linien, welche parallel zur ursprünglichen Oberfläche laufen, wächst von mikroskopischer Feinheit (am Rande) allmählich und regelmäßig bis zu 4 mm. Eine der darin enthaltenen Störungen ist in Fig. 2 etwas vergrößert wiedergegeben. Mehr nach der

Peripherie und mehr nach dem Zentrum zu verlaufen die Linien wieder vollkommen ungestört, was zweifellos beweist, daß es sich hier nicht, wie z. B. bei den Oberschlottwitzer Achaten, um echte Verwerfungen handelt. In diesem Fall sind Foraminiferen und kleine Molluskenschalen Anlaß für die Störung in der (durch eine rhythmische Fällung) bedingten Bänderung des ehemaligen Kieselsäuregels.

Mit dem Material des Gefällten hat die Angelegenheit nichts zu tun. Denn K. ENDELL hat das Phänomen auch bei

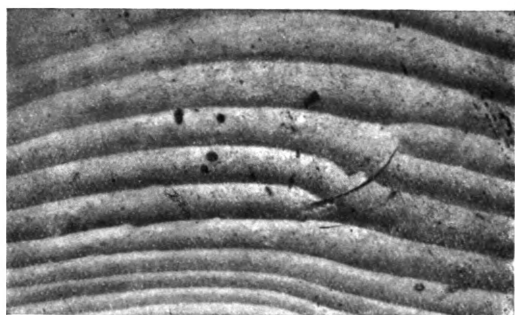


Fig. 2. Bänderung eines Isteiner Jaspis.

seinen Diffusionsversuchen im Feuerflüssigen gesehen und es zeigt sich ferner bei der Malachitsynthese im Kieselsäuregel.

Sind zwei Störungen benachbart, so kann der Eindruck eines Grabenbruchs en miniature erweckt werden. Vielleicht sind dadurch jene eigenartigen Ausbildungen des Tutenmergels bedingt, welche O. M. REIS beschrieb.

## II. Sogen. Schußkanäle bei Achaten.

Neben jenen Achaten, bei welchen das pigmentierende Material allein durch Diffusion in die Kieselsäuregallerte hineingelangte, gibt es auch solche, in welche das gleiche oder ein ähnliches Material außerdem noch auf eine andere Weise eindrang. Einmal war es ein Niedersinken einer

eisenreichen Masse. Die Kieselsäure war noch nicht gelatinisiert. Vielleicht war sie in Form von Wasserglas mit einem hohen Gehalt an kolloider Kieselsäure vorhanden. Jedenfalls war sie zunächst noch flüssig (worauf auch das Vorkommen der horizontal liegenden Uruguayformen hinweist) und noch nicht gebändert. Die Bänderung erfolgte hier nach dem Eindringen um das Eingesunkene herum.

In anderen Fällen ist es zweifellos, daß die Kieselsäure schon in Gallertform und schon gebändert war, als das eisenhaltige Material von außen eindrang. Hier handelt es sich nicht mehr um ein durch die Schwerkraft bedingtes, sanftes Einsinken, sondern es sieht so aus, als sei es hineingeschossen worden. Über die Ursache dieses Phänomens kann zunächst noch nichts ausgesagt werden. Beweis für die Präexistenz der Bänderung ist hauptsächlich der Umstand, daß das eisen- und manganhaltige Material, welches die Lumina der millimeterdünnen, meist geradlinig verlaufenden „Schußkanäle“ füllt, sich häufig dort etwas seitwärts ausgebreitet hat, wo zwei verschiedene Bänder zusammenstoßen. Die Bänderung ist in geringem Maß „aufgeblättert“ und das Neuhinzugetretene hat sich in Dendritenform in den engen Fugen abgelagert. Hier fand also tatsächlich eine geringe Zertrümmerung der noch ziemlich gefügigen Vorstufe des Achats statt.

Zwischen diesen beiden Extremen ist nun theoretisch noch eine mittlere Form möglich: daß nämlich die Kieselsäure schon gallertig, aber noch nicht gebändert war, als der „Einschuß“ erfolgte. — Es wäre zu voreilig, hierzu gleich alle jene Steine zu rechnen, bei welchen der gerade enge Schußkanal vorhanden ist, aber die Dendriten fehlen. Denn das Einstecken einer Nadel in ein künstliches gebändertes Kieselsäuregel zeigt, daß ein Aufblättern nicht unbedingt erfolgen muß.

Die Steine, welche wirklich hierhin gehören, zeigen eine eigenartige Pseudoklase. Wie sehr hierbei eine Irreführung möglich ist, geht daraus hervor, daß ein bedeutender Morphologe es bei der Besichtigung der Stücke als absolut sicher bezeichnete, daß der „Schuß“ von innen nach außen gegangen sei. Denn in der Nachbarschaft des Kanals, welcher die Bänder senkrecht durchsetzt, sind diese etwas nach der Peripherie hin verbogen.

Hätte die Bänderung präexistiert, so gäbe es tatsächlich keine andere Erklärung für diese Deformation, obgleich man sich dann nicht erklären könnte, woher der Schuß aus dem Innern gekommen wäre. Denn der Kanal endet dort blind.

Ganz anders ist es dagegen, wenn man mit einer epigenetischen Bänderung rechnet. Diese Bänderung wurde nicht, wie in dem zuerst beschriebenen Fall durch das so Eindringene bedingt. Denn die geringe Menge im Kanal lumen reichte dazu nicht aus. Vielmehr erfolgte sie wie bei den normalen Achaten durch Diffusion von der Peripherie aus. Die rhythmische Fällung wurde dabei in der Nachbar-

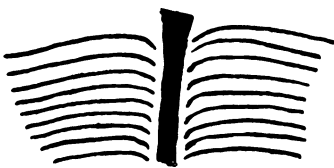


Fig. 3. Ablenkung der Silberchromat-Bänderung durch einen Keimstreifen. (Die Diffusion erfolgte von unten nach oben.)

schaft des Kanals derart durch eine Keimwirkung beeinflusst, daß jene Ablenkung der Bänder nach der Peripherie hin eintrat.

Es ist leicht, das Phänomen mit künstlichen Fällungen in Gallerten nachzuahmen: man braucht nur bei den Silberchromatversuchen einen Keimstreifen von Silberchromat vorher senkrecht zu den zu erwartenden Bändern (also in der Diffusionsrichtung) auf die Gallerte zu legen und dann Silbernitrat in die bichromathaltige Schicht eindiffundieren

zu lassen. Die Bänder werden dann rechts und links von dem Keimstreifen nach dem Diffusionszentrum hin abgelenkt (vergl. Fig. 3).

### III. Von einigen Kugelgraniten.

Namentlich bei denjenigen von Finnland findet man zuweilen solche, deren schalig aufgebaute Kugeln wie zer-

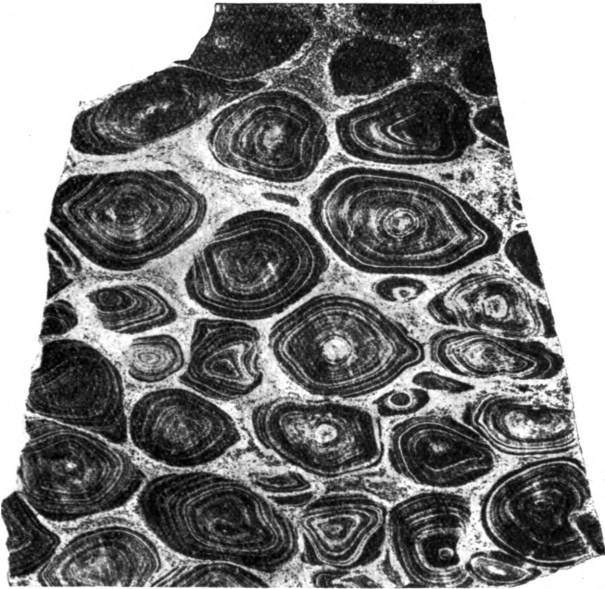


Fig. 4. Kugelgranit aus der Sammlung der Geol. Landesanstalt in Helsingfors.

brochen aussehen. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um partielle randliche Resorptionen, wie dies auch von K. v. CHRUSTSCHOFF, C. DOELTER, G. GÜRICH, L. MILCH u. a. angenommen worden ist. Aber ganz ausgeschlossen ist auch hier eine andere Erklärungsart nicht: daß nämlich diese Gebilde niemals vollkommener ausgebaut waren; daß sie vielmehr gleich in dieser unvollkommenen Form angelegt

wurden; daß man es also auch bei ihnen mit einer Pseudoklase zu tun habe.

Das Präparat, welches zur Stütze dieser Hypothese vorgeführt wird, ist wieder durch Fällung von Silberchromat in Gelatine entstanden. Nur befand sich hier das Silbernitrat in der Gallertschicht und Kaliumbichromat wanderte von einzelnen aufgesetzten Tropfen aus ein. (Würde man umgekehrt vorgehen, so würden sich die einzelnen Systeme leichter zu Lemniskaten vereinigen.) Die Tropfen, um welche

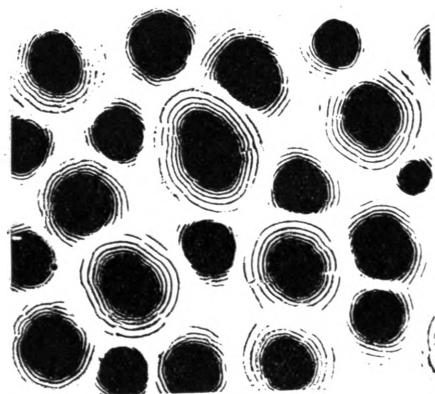


Fig. 5. Gruppe von unvollständig ausgebildeten Silberchromat-Ringsystemen.

herum sich die Ringe bilden, wurden nicht gleichzeitig aufgesetzt, sondern in Abständen von einigen Stunden. Jedenfalls entstehen hierbei unvollkommene Ringsysteme, welche mit denjenigen der Kugelgranite wenigstens eine entfernte Ähnlichkeit haben (vergl. Fig. 5).

Zwar sind es bei letzteren keine, von einzelnen Zentren ausgehende zentrifugale Diffusionen, welche zu den rhythmischen Fällungen führen, sondern hauptsächlich zentripetale Diffusionen der sich wechselweise übersättigenden Bestandteile des Magmas. Aber bei den nachahmenden Präparaten (die übrigens ebensogut dreidimensional hergestellt werden

können) ist es auch nur die nach den Bichromatzentren hin gerichtete Diffusion des vorher gleichmäßig verteilten Silbernitrats, welche zur Verarmung in den Gebieten zwischen den einzelnen Kugelsystemen und damit zur unvollkommenen Ausbildung an diesen Stellen führt. — Wesentlich für diese Strukturart wird es auch bei den Kugelgraniten sein, daß die Anwachszentren nicht alle gleichzeitig angelegt wurden.

#### IV. Die Gastrulaform eines Enhydros.

Es wurde früher geschildert, wie man durch Überschichten von Eisenchloridlösung über Wasserglaslösung die vollkommene Umhüllung des letzteren mit einer festen Kieselsäuremembran herbeiführen kann, deren runzelige Oberfläche derjenigen der Enhydros gleicht. Bei diesen Nachahmungsversuchen kam es in einzelnen Fällen dazu, daß sich das zuerst eiähnliche Gebilde nachher an einer Stelle einstülpte. Der Vorgang wurde — rein äußerlich — verglichen mit der Bildung der Gastrula aus der Blastula.

Ein derartig eingesenkener natürlicher Enhydros aus Brasilien fand sich in der Gewerbehalle zu Idar. Die innere Wandung der unteren Hälfte hat sich fast ganz an die innere Wandung der oberen Hälfte gelegt.

Ohne Kenntnis der nachahmenden Experimente würde zweifellos jeder sagen, daß die Eintreibung durch einen von außen kommenden Stoß herbeigeführt worden sei. Vergleicht man jedoch die große Ähnlichkeit des natürlichen und der künstlichen Gebilde, so wird man auch bei ersterem eine innere — durch osmotische Vorgänge bedingte — Ursache für möglich halten können.

#### V. Über weitere Möglichkeiten.

Schon bei den Letztbeschriebenen war die Anwendung des Ausdrucks Pseudoklase nicht mehr in jeder Beziehung

einwandfrei. Denn das Gebilde passierte während seiner Entwicklung sehr wahrscheinlich die normale Form der Enhydros. Die einzige Berechtigung, diese Erscheinung gleichzeitig mit den Erstbeschriebenen anzuführen, lag darin, daß auch hier innere, und nicht äußere Gründe für die Deformation möglich oder wahrscheinlich sind.

Das gleiche ist auch der Fall bei den Gebilden aus der Obersteiner Gegend, welche als Membrantrümmerachate beschrieben worden sind. Denn auch hier braucht das Zerbrechen der nach Art der bekannten Silikatgewächse entstandenen Zellen und Schläuche nicht unbedingt auf eine von außen kommende Ursache zurückgeführt zu werden. Auch hier könnte nämlich die Zertrümmerung als eine Weiterführung der osmotischen Vorgänge aufgefaßt werden. Jedenfalls sind die bisherigen grobmechanischen Vorstellungen nicht die allein berechtigten.

Von den Fossilien der Lebacher Knollen ist bekannt, daß sehr häufig die Schnauzenspitze, das Schwanzende oder die Extremitäten fehlen. Das kommt daher, weil nach den Diffusionsgesetzen die Ecken und Kanten weniger verkittet werden. Die Verkittung war also in früherer Zeit keine vollkommener. Dadurch steht auch dieses Phänomen in einem gewissen Zusammenhang mit den früher erwähnten.



## Zur Bezeichnungsweise der Kristallformen.

Von

**L. Milch** in Greifswald.

Dem Manne, der durch Wort und Schrift sich auch auf dem Gebiete des mineralogischen Unterrichts bleibendes Verdienst errungen hat, darf an seinem Ehrentage wohl ein Versuch vorgelegt werden, der bezweckt, eine den modernen Anschauungen von der Morphologie der Kristalle entsprechende Bezeichnungsweise durchzuführen.

Der Vorschlag beschränkt sich auf die drei niederen Kristallsysteme; für die höheren haben sich keine erheblichen Übelstände geltend gemacht. Das kubische System bildet eine Gruppe für sich, und seine historischen Namen für die einzelnen Kristallformen, denen sich die später erforderlich gewordenen Bezeichnungsweisen glücklich angepaßt haben, stehen mit den Anschauungen der Gegenwart nicht in Widerspruch, da jede Form eine ihrer Gestalt entsprechende, nicht durch den Begriff der Teilflächigkeit beeinflusste Bezeichnung erhalten hat. Bei dem hexagonalen (nebst trigonalem) und bei dem tetragonalen System beherrscht die Hauptachse den Kristallbau so vollständig, daß unwillkürlich in der Bezeichnung der Form die Lage der Fläche zur Hauptachse

zum Ausdruck kommt; es ist somit ein einheitlicher Grundsatz zur Durchführung gelangt. Gleichzeitig ist die Gestalt der kristallographisch möglichen Formen auch hier, wie im kubischen System, so charakteristisch, daß sich ausschließlich beschreibende Namen für sie den Kristallographen geradezu aufdrängen mußten — es fehlen daher mehrdeutige und somit von verschiedenen Forschern in verschiedenem Sinne angewendete Bezeichnungsweisen.

Um so ungünstiger liegen die Verhältnisse bei den drei niederen Systemen, für deren Formen noch heute durchaus verschiedene und auf verschiedene Gesichtspunkte begründete Bezeichnungsweisen angewendet werden. Wie groß die Verschiedenheit ist, soll eine kleine Tabelle (p. 279) für die monoklin-prismatische Klasse (Holoëdrie des monoklinen Systems) zeigen, die einer vom Verfasser im Auftrage der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im Jahre 1911 zusammengestellten tabellarischen Übersicht entnommen ist; sie faßt die in den verbreitetsten deutschen Lehrbüchern angewendeten Bezeichnungsweisen zusammen (mit Ausnahme der von TH. LIEBISCH eingeführten, die sich in dieser Tabelle nicht unterbringen ließ).

Daß diese Vielheit der Bezeichnungen auf den Anfänger in hohem Maße verwirrend wirken muß, der die Namen an verschiedenen Hochschulen in verschiedenem Sinne in Gebrauch findet, oder sie in den ihm gleichmäßig empfohlenen Lehrbüchern liest, wird erst klar, wenn man sich den verschiedenen Sinn der Worte Doma, Prisma, Pyramide usw. klar macht.  $\{hkl\}$  wird hier sowohl als Prisma wie als Hemipyramide und die völlig gleichwertige Form  $\{0kl\}$  auch als Doma bezeichnet; andererseits ist der Name Doma in der prismatischen Klasse mehrfach und zwar für grundsätzlich verschiedene Formen, wie  $\{h0l\}$  und  $\{0kl\}$  im Gebrauch, während umgekehrt die wesensgleichen, nur

**Monoklines System.**  
**Prismatische Klasse.**

	{100}	{010}	{001}	{0 k l}	{h 0 l} usw.	{h k 0}	{h k l} usw.
GROTH . . . . .	erstes Pinakoid	zweites Pinakoid	drittes Pinakoid	ein Prisma erster Art	ein Pinakoid zweiter Art	ein Prisma dritter Art	ein Prisma vierter Art
LINCK . . . . .	Orthopinakoid oder vordere Endfläche	Klinopinakoid oder seitliche Endfläche	Basis oder obere Endfläche	ein Klinodoma	ein (negatives) Hemidoma	ein monoklines Prisma	eine (negative) Hemipyramide
BAUER . . . . .	Querfläche (Ortho- pinakoid)	Längsfläche (Klinopinakoid)	Geradendfläche (Basis)	ein Horizontal- prisma (Klinodoma)	eine vordere Schiefendfläche	ein Vertikal- prisma	ein (vorderes) schiefes Prisma
KLOCKMANN . . . .	Querpinakoid oder Ortho- pinakoid (erstes Pinakoid)	Längspinakoid oder Klinopina- koid (zweites Pinakoid)	Endpinakoid (Basis) (drittes Pinakoid)	ein Längs- prisma oder Klinoprisma (ein Prisma erster Art)	ein Quer- pinakoid oder Orthopinakoid (ein Pinakoid zweiter Art)	ein Vertikal- prisma (ein Prisma dritter Art)	ein Prisma vierter Art
NAUMANN-ZIRKEL	Orthopinakoid oder Quer- fläche	Klinopinakoid oder Längs- fläche	Basis oder basisches Pinakoid	ein Klinodoma	ein (negatives) Orthodoma	ein [vertikales] Prisma	eine (negative) Hemipyramide
TSCHERMAK . . .	das Quer- flächenpaar	das Längs- flächenpaar	das End- flächenpaar	ein Längs- prisma	eine Quer- prismafläche	ein Prisma	Pyramiden- flächen

Zur Bezeichnungweise der Kristallformen.

durch die ihnen zugeteilte Stellung verschiedenen Formen  $\{hk1\}$ ,  $\{0k1\}$  und  $\{hk0\}$  vielfach noch als Pyramiden, als Domen und als Prismen unterschieden werden. Es werden somit in derselben Kristallklasse Formen von verschiedener Flächenzahl, die mithin stereometrisch verschieden sind, mit dem gleichen Namen belegt (wie  $\{h01\}$  und  $\{0k1\}$  als Domen), so daß grundsätzliche Verschiedenheiten verwischt werden; andererseits werden an sich gleiche und nur durch die Wahl der Achsen oder durch die dem Kristall gegebene Stellung zu unterscheidende Formen so verschieden benannt, daß der Anfänger an das Vorhandensein wesentlicher Unterschiede glauben muß.

Was dem Verfasser als Ziel vorschwebt und hier gewissermaßen in erster Annäherung durchgeführt wird, ist eine Art Vereinigung der von TH. LIEBISCH eingeführten, in erster Linie die Lage zu den Symmetrieelementen berücksichtigenden Bezeichnungsweise mit der von P. v. GROTH und E. v. FEDOROW vorgeschlagenen. Die an sich sehr einfache Bezeichnungsweise GROTH'S: Prisma erster, zweiter usw. Art kann hierbei nicht angewendet werden, da sie nicht gestattet, in allen Fällen die Lage zur Symmetrieachse zum Ausdruck zu bringen; für die hierdurch notwendig werdenden neuen Namen leistet die von F. RINNE vorgeschlagene Bezeichnung „Gyre“ statt Deckachse sehr gute Dienste. Für die Beziehungen der Flächen und Formen zu den Kristallachsen kann man mit BAUER und KLOCKMANN auf die alte Ausdrucksweise längs (oder seitlich) und quer zurückgreifen und auch den Ausdruck basal benützen. Unter den Kristallachsen, die nicht Gyren sind, werden als „Achsen“ schlechthin Richtungen unterschieden, die auf einer Symmetrieebene senkrecht stehen, selbst aber keine Symmetrieachsen sind; die übrigen zu

Kristallachsen gewählten Kantenrichtungen sollen *Kantenachsen* oder kürzer „Kanten“ heißen. Im übrigen werden die GROTH-FEDOROW'schen beschreibenden Bezeichnungen beibehalten, die sich im wesentlichen mit den LIEBISCH'schen decken: Pedion, Pinakoid, Doma (für zwei durch eine Symmetrieebene aneinander gebundene, schief zu ihr liegende Flächen), Sphenoid (für zwei Flächen, die durch eine Gyre zu einer Form verbunden werden), Bisphenoid, Prisma (für drei und mehr durch die Elemente der Symmetrie zu einer Form vereinigten Flächen einer Zone), Pyramide und Bipyramide — andere Formen finden sich in den drei niederen Systemen nicht. Formen, die einer Symmetrieebene parallel gehen, heißen Symmetriepinakoid, solche, die zwei kristallographisch ausgezeichneten Richtungen parallel laufen, werden nach diesen benannt und heißen somit Gyrenpinakoid (beispielsweise  $\{100\}$  in der bisphenoidischen Klasse des rhombischen Systems = Querpinakoid) und „Achsenpedion“ (beispielsweise  $\{001\}$  in der pyramidalen Klasse des rhombischen Systems = oberes basales „Achsenpedion“) usw.; solche, die einer ausgezeichneten Richtung parallel gehen, lassen die Zugehörigkeit zu dieser Richtung im Namen erkennen, so daß beispielsweise  $\{hk0\}$  in der pyramidalen Klasse des rhombischen Systems als Prisma der (Vertikal-)Gyre bezeichnet wird.

In der bipyramidalen Klasse des rhombischen Systems gestalten sich unter diesen Voraussetzungen die Verhältnisse sehr einfach. Es gibt drei Arten von Formen: die drei den Symmetrieebenen parallel laufenden werden je nach der Stellung, die sie erhalten, bezeichnet als Querpinakoid  $\{100\}$ , Seit-

liches Symmetriepinakoid  $\{010\}$  und Basales Symmetriepinakoid  $\{001\}$ ; die einer Gyre parallel laufenden Prismen sind, gleichfalls nach ihrer Stellung unterschieden, Prismen der Längsgyre  $\{0kl\}$ , der Quergyre  $\{h0l\}$  und der Vertikalgyre  $\{hk0\}$ ; die Formen  $\{hkl\}$  sind Bipyramiden.

In der rhombisch-pyramidalen Klasse ist unter den drei senkrecht aufeinander stehenden Kristallachsen nur eine Gyre — man stellt sie gewöhnlich vertikal. Die beiden anderen sind ansich keine Symmetrieelemente, kristallographisch aber durch ihre Stellung senkrecht zu einer Symmetrieebene ausgezeichnet; derartige Kristallachsen sollen, wie oben ausgeführt wurde, als „Achsen“ schlechthin bezeichnet werden. Die beiden den vorhandenen Symmetrieebenen parallel laufenden Formen, in der üblichen Aufstellung der Kristalle  $\{100\}$  und  $\{010\}$ , sind wieder das Quere Symmetriepinakoid und das Seitliche Symmetriepinakoid;  $\{001\}$  und  $\{00\bar{1}\}$  gehen aber keiner Symmetrieebene parallel, sondern nur noch den beiden „Achsen“, so daß sie als Oberes und Unteres Achsenpedion bezeichnet werden können<sup>1</sup>.  $\{hk0\}$  sind Prismen der Vertikalgyre,  $\{0kl\}$  und  $\{0k\bar{l}\}$  obere und untere Domen der Längsachse und entsprechend  $\{h0l\}$  und  $\{h0\bar{l}\}$  obere und untere Domen der Querachse;  $\{hkl\}$  und  $\{h\bar{k}l\}$  sind obere und untere Pyramiden. Es müssen somit im ganzen 5 Arten von Flächen unterschieden werden, die jetzt auch eindeutige Bezeichnungen erhalten: 1. die beiden Symmetriepinakoide, 2. das obere und das untere Achsenpedion, 3. die Prismen der (Vertikal-)Gyre, 4. die oberen und die unteren Domen der Längs- und Querachse und 5. die oberen und die unteren Pyramiden.

<sup>1</sup> Vielleicht würde es sich empfehlen, die Indices eines Pedion ohne Klammern zu schreiben.

In der rhombisch-bisphenoidischen Klasse sind wieder nur drei Arten von Formen möglich: das Quere, Seitliche und Basale Gyrenpinakoid, die Prismen der Quer-, Längs- und Vertikalgyre und die rechten resp. linken Bisphenoide.

In den drei Klassen des monoklinen Systems ordnen sich die Formen in anderer Weise als im rhombischen System zu logisch zusammengehörigen Gruppen: die Flächen stehen entweder auf der einzigen Gyre resp. „Achse“ senkrecht, oder sie laufen ihr parallel, oder sie stehen schief zu ihr; es gibt somit in Wirklichkeit nur drei Arten von Formen.

Die Form  $\{010\}$  nimmt in allen drei Klassen des monoklinen Systems eine besondere Stellung ein: in der prismatischen und der domatischen Klasse ist sie das Symmetriepinakoid, in der sphenoidischen das rechte oder linke Kantenachsenpedion, kürzer „Kanten“-pedion oder Längspedion. Daß sie in der sphenoidischen Klasse auf der Gyre senkrecht steht, kann zunächst im Namen nicht direkt zum Ausdruck kommen, folgt aber unmittelbar aus der Bezeichnung Pedion, da bei Vorhandensein einer Gyre nur eine auf dieser senkrecht stehende Fläche eine selbständige Form bilden kann. Andererseits wäre es möglich, eine auf einer Gyre senkrecht stehende Fläche einfach als „Fläche“ zu bezeichnen, entsprechend dem oben gemachten Vorschlag, eine auf einer Symmetrieebene senkrechte Richtung „Achse“ zu nennen; dies würde dann mit dem von LIEBISCH in der sphenoidischen Klasse gebrauchten Ausdruck „rechte Fläche“ für  $\{010\}$  und „linke Fläche“ für  $\{0\bar{1}0\}$  im Einklang stehen. Bei den parallel der Gyre resp. Achse oder den schief zu ihr liegenden Formen lassen sich dann noch weitere,

nicht durch die Symmetrieverhältnisse bedingte Unterschiede durchführen, indem man auch die Flächenlage gegenüber den zu Kristallachsen gewählten Kanten, die von der Symmetrie abhängen, aber sie nicht bedingen, durch besondere Bezeichnungen hervorhebt. Daß in den bisher üblichen Bezeichnungsweisen dieser Unterschied zwischen Symmetriegerichtungen und den zu Kristallachsen gewählten Kantenrichtungen, den „Kanten“, vielfach gar nicht oder doch nicht ausreichend scharf hervortritt, scheint mir zur Förderung der für den kristallographischen Unterricht dringendst erforderlichen Klarheit am meisten einer Abhilfe zu bedürfen.

In der prismatischen Klasse unterscheidet man nach den hier befolgten Grundsätzen unter den Pinakoiden der Gyre  $\{h0l\}$  das zu  $\{100\}$  gewählte als Queres und das zu  $\{001\}$  gewählte als Basales Pinakoid der Gyre; ganz entsprechend werden unter den schief zur Gyre liegenden Prismen die Formen, die durch die Aufstellung das Zeichen  $\{0kl\}$  erhalten haben. Prismen der Längskante, und die als  $\{hk0\}$  aufgestellten Formen Prismen der Vertikalkante genannt. Eine Schwierigkeit besteht noch für die Unterscheidung der im stumpfen und der im spitzen Winkel  $\beta$  liegenden Formen. Mit positiv und negativ bezeichnet man in den übrigen Systemen stets winkelige, nur durch ihre Stellung unterschiedene Formen, so daß die Anwendung von  $+$  und  $-$  zur Unterscheidung von  $\{hkl\}$  und  $\{h\bar{k}l\}$  schon aus diesem Grunde unerwünscht ist, ganz abgesehen davon, daß die bisher übliche Verwendung (negativ für  $h\bar{k}l$ , positiv für  $hkl$ ) keineswegs glücklich war, eine Vertauschung der Bezeichnungsweise sich aber jetzt auch nicht mehr empfehlen würde. Die Bezeichnungen „stumpf“ und „spitz“ (auf den Winkel  $\beta$  bezogen) würde für  $\{h0l\}$  und  $\{\bar{h}0l\}$  vielleicht brauchbar sein, müßten aber bei  $\{hkl\}$



und  $\{hkl\}$  zu Mißverständnissen führen; ich finde daher, so wenig ansprechend die Namen an sich sind, zunächst keinen anderen Ausweg, als vorderes oberes und hinteres oberes Pinakoid der Gyre und entsprechend vorderes oberes und hinteres oberes Prisma zu sagen.

In der domatischen Klasse sind die auf der Symmetrieebene senkrecht stehenden, mithin der „Achse“ parallel laufenden Formen als Pedion entwickelt; sie sind daher vordere obere, hintere untere, hintere obere und vordere untere Pedia der „Achse“ mit den durch die Wahl der Kantenachsen bedingten Sonderfällen des queren vorderen, queren hinteren, basalen oberen und basalen unteren Pedions der „Achse“. Nimmt man für ›Pedion der „Achse“‹ die Bezeichnung „Ebene“ an, so vereinfachen sich die Namen erheblich:  $\{100\}$  wird vordere Quer„ebene“,  $\{h0l\}$  hintere obere „Ebene“ u. s. w. Die schief zur „Achse“ liegenden Formen sind Domen, die je nach der Wahl der Kantenachsen zu oberen und zu unteren Domen der Längskante und zu hinteren Domen der Vertikalkante und zu vorderen oberen, hinteren oberen, vorderen unteren und hinteren unteren Domen werden.

In der sphenoidischen Klasse zerfallen die der Gyre parallelen Formen in vordere obere und hintere obere Pinakoide der Gyre mit den Spezialfällen des queren und des basalen Pinakoids der Gyre; von den Sphenoiden im engsten Sinne  $\{hkl\}$  (obere vordere rechte, obere hintere rechte, obere vordere linke, obere hintere linke) unterscheiden sich die durch Wahl der Kantenachsen zu rechten und zu

linken Sphenoiden der Längskante  $\{0kl\}$  resp.  $\{0\bar{k}l\}$  gewordenen ebensowenig wie die als rechte und als linke Sphenoiden der Vertikalkante aufgestellten  $\{hk0\}$  und  $\{h\bar{k}0\}$ .

Im triklinen System hat man es lediglich mit Kantenachsen („Kanten“) zu tun; die Ausdrücke positiv und negativ werden auch hier besser vermieden. Im übrigen bietet die Bezeichnungsweise, die sich durchaus nach denselben Grundsätzen richtet, wie sie in den höheren Klassen befolgt wurden, keinerlei Schwierigkeiten, ist aber recht schleppend; da in jeder der beiden Klassen nur eine Art von Flächen auftritt, kann man wohl die Namen ganz entbehren und sich auf die Angabe der Indices beschränken.

## Verzeichnis der Kristallformen der drei niederen Systeme.

### I. Triklines System<sup>1</sup>.

#### 1. Asymmetrische (pediale) Klasse<sup>2</sup>.

- $\{100\}$  Vorderes queres Kantenpedion.
- $\{100\}$  Hinteres queres Kantenpedion.
- $\{010\}$  Rechtes seitliches Kantenpedion.
- $\{010\}$  Linkes seitliches Kantenpedion.
- $\{001\}$  Oberes basales Kantenpedion.
- $\{001\}$  Unteres basales Kantenpedion.
- $\{0kl\}$  Rechtes oberes Pedion der Längskante.
- $\{0kl\}$  Linkes oberes Pedion der Längskante.
- $\{0kl\}$  Rechtes unteres Pedion der Längskante.
- $\{0kl\}$  Linkes unteres Pedion der Längskante.
- $\{h0l\}$  Vorderes oberes Pedion der Querkante.
- $\{h0l\}$  Hinteres oberes Pedion der Querkante.
- $\{h0l\}$  Vorderes unteres Pedion der Querkante.
- $\{h0l\}$  Hinteres unteres Pedion der Querkante.

<sup>1</sup> Im triklinen System ist die Bezeichnung durch Indices auch beim Sprechen den Namen vorzuziehen; auf die Namen kann man verzichten, da in der ersten Klasse alle Flächen Pedia, in der zweiten sämtlich Pina-koiden sind.

<sup>2</sup> Wenn man die Pedia ohne Klammern schreiben will, fallen in dieser Klasse alle Klammern fort (vergl. d. Anm. auf p. 282).

- $\{hk0\}$  Vorderes rechtes Pedion der Vertikalkante.  
 $\{hk0\}$  Vorderes linkes Pedion der Vertikalkante.  
 $\{hk0\}$  Hinteres rechtes Pedion der Vertikalkante.  
 $\{hk0\}$  Hinteres linkes Pedion der Vertikalkante.  
 $\{hk1\}$  Vorderes rechtes oberes Pedion.  
 $\{hk1\}$  Vorderes linkes oberes Pedion.  
 $\{hk1\}$  Vorderes rechtes unteres Pedion.  
 $\{hk1\}$  Vorderes linkes unteres Pedion.  
 $\{hk1\}$  Hinteres rechtes oberes Pedion.  
 $\{hk1\}$  Hinteres linkes oberes Pedion.  
 $\{hk1\}$  Hinteres rechtes unteres Pedion.  
 $\{hk1\}$  Hinteres linkes unteres Pedion.

## 2. Pinakoidale Klasse.

- $\{100\}$  Querres Kantenpinakoid.  
 $\{010\}$  Seitliches Kantenpinakoid.  
 $\{001\}$  Basales Kantenpinakoid.  
 $\{0k1\}$  R. o.(—l. u.) Pinakoid der Längskante  
 $\{0k1\}$  L. o.(—r. u.) Pinakoid der Längskante.  
 $\{h01\}$  V. o.(—h. u.) Pinakoid der Querkante.  
 $\{h01\}$  H. o.(—v. u.) Pinakoid der Querkante.  
 $\{hk0\}$  V. r.(—h. l.) Pinakoid der Vertikalkante.  
 $\{hk0\}$  V. l.(—h. r.) Pinakoid der Vertikalkante.  
 $\{hk1\}$  V. r. o.(—h. l. u.) Pinakoid.  
 $\{hk1\}$  V. l. o.(—h. r. u.) Pinakoid.  
 $\{hk1\}$  H. r. o.(—v. l. u.) Pinakoid.  
 $\{hk1\}$  H. l. o.(—v. r. u.) Pinakoid.

## II. Monoklines System.

### 3. Sphenoidische Klasse.

- |                 |   |   |
|-----------------|---|---|
| ⊥ zur Gyre      | { | $\{010\}$ <sup>1</sup> Rechtes Längspedion. (Rechte „Fläche“) |
|                 |   | $\{010\}$ <sup>1</sup> Linkes Längspedion. (Linke „Fläche“)   |
| der Gyre        | { | $\{100\}$ Querres Pinakoid der Gyre.                          |
|                 |   | $\{001\}$ Basales Pinakoid der Gyre.                          |
|                 |   | $\{h01\}$ V. o.(—h. u.) Pinakoid der Gyre.                    |
|                 |   | $\{h01\}$ H. o.(—v. u.) Pinakoid der Gyre.                    |
| schief zur Gyre | { | $\{0k1\}$ Rechtes Sphenoid der Längskante.                    |
|                 |   | $\{0k1\}$ Linkes Sphenoid der Längskante.                     |
|                 |   | $\{hk0\}$ Rechtes Sphenoid der Vertikalkante.                 |
|                 |   | $\{hk0\}$ Linkes Sphenoid der Vertikalkante.                  |
|                 |   | $\{hk1\}$ R. v. o.(—r. h. u.) Sphenoid.                       |
|                 |   | $\{hk1\}$ L. v. o.(—l. h. u.) Sphenoid.                       |
|                 |   | $\{hk1\}$ R. h. o.(—r. v. u.) Sphenoid.                       |
|                 |   | $\{hk1\}$ L. h. o.(—l. v. u.) Sphenoid.                       |

<sup>1</sup> Über die Klammern vergl. die Anm. auf p. 282

## 4. Domatische Klasse.

$\perp$ der Symmetrieebene $= \underline{\perp}$ zur „Achse“	{	{010} Symmetriepinakoid.
$\perp$ der „Achse“ $= \underline{\perp}$ zur Symmetrieebene	{	{100} <sup>1</sup> Vorderes queres Pedion der „Achse“, Vordere Quer„ebene“. $\bar{\{100}}$ Hinteres queres Pedion der „Achse“, Hintere Quer„ebene“. {001} Oberes basales Pedion der „Achse“, Obere Basal„ebene“. $\bar{\{001}}$ Unteres basales Pedion der „Achse“, Untere Basal„ebene“. $\{h\ 0\ 1\}$ Vorderes oberes Pedion der „Achse“, Vordere obere „Ebene“. $\bar{\{h\ 0\ 1\}}$ Hinteres oberes Pedion der „Achse“, Hintere obere „Ebene“. $\{h\ 0\ \bar{1}\}$ Vorderes unteres Pedion der „Achse“, Vordere untere „Ebene“. $\bar{\{h\ 0\ \bar{1}\}}$ Hinteres unteres Pedion der „Achse“, Hintere untere „Ebene“.
schief zur Symmetrieebene (und zur „Achse“)	{	{0 k l} Oberes Doma der Längskante. $\bar{\{0 k l}}$ Unteres Doma der Längskante. $\{h k 0\}$ Vorderes Doma der Vertikalkante. $\bar{\{h k 0\}}$ Hinteres Doma der Vertikalkante. $\{h k l\}$ Vorderes oberes Doma. $\bar{\{h k l}}$ Hinteres oberes Doma. $\{h k \bar{l}\}$ Vorderes unteres Doma. $\bar{\{h k \bar{l}\}}$ Hinteres unteres Doma.

## 5. Prismatische Klasse.

$\perp$ der Symmetrieebene $= \underline{\perp}$ zur Gyre	{	{010} Symmetriepinakoid.
$\perp$ der Gyre $= \underline{\perp}$ zur Symmetrieebene	{	{100} Queres Pinakoid der Gyre. {001} Basales Pinakoid der Gyre. $\{h\ 0\ 1\}$ V. o.(–h. u.) Pinakoid der Gyre. $\bar{\{h\ 0\ 1\}}$ H. o.(–v. u.) Pinakoid der Gyre.
schief zur Symmetrieebene (und zur Gyre)	{	{0 k l} Prisma der Längskante. $\{h k 0\}$ Prisma der Vertikalkante. $\{h k l\}$ Vorderes oberes Prisma. $\bar{\{h k l\}}$ Hinteres oberes Prisma.

<sup>1</sup> Über die Klammern vergl. d. Anm. auf p. 282.

### III. Rhombisches System.

#### 6. Bisphenoidische Klasse.

/ 2 Gyren	{	{100}	Queres Gyrenpinakoid.
		{010}	Seitliches Gyrenpinakoid.
		{001}	Basales Gyrenpinakoid.
, 1 Gyre	{	{0 k l}	Prisma der Längsgyre.
		{h 0 l}	Prisma der Quergyre.
		{h k 0}	Prisma der Vertikalgyre.
schief zu den 3 Gyren	{	{h k l}	Rechtes Bisphenoid.
		{h k l}	Linkes Bisphenoid.

#### 7. Pyramidale Klasse.

/ einer Symmetrie- ebene	{	{100}	Queres Symmetriepinakoid.
		{010}	Seitliches Symmetriepinakoid.
beiden „Achsen“ = $\perp$ zu beiden Symmetrieebenen		{001} <sup>1</sup>	Oberes basales „Achsen“pedion.
		{001} <sup>1</sup>	Unteres basales „Achsen“pedion.
/ der Gyre	{	{h k 0}	Prisma der (Vertikal-)Gyre.
, einer „Achse“ = $\perp$ zu einer Symmetrieebene	{	{0 k l}	Oberes Doma der Längs„achse“.
		{0 k l}	Unteres Doma der Längs„achse“.
		{h 0 l}	Oberes Doma der Quer„achse“.
		{h 0 l}	Unteres Doma der Quer„achse“.
schief zu beiden Symmetrieebenen (und zur Gyre)	{	{h k l}	Obere Pyramide.
		{h k l}	Untere Pyramide.

#### 8. Bipyramidale Klasse.

/ einer Symmetrie- ebene	{	{100}	Queres Symmetriepinakoid.
		{010}	Seitliches Symmetriepinakoid.
		{001}	Basales Symmetriepinakoid.
, einer Gyre	{	{0 k l}	Prisma der Längsgyre.
		{h 0 l}	Prisma der Quergyre.
		{h k 0}	Prisma der Vertikalgyre.
schief zu allen Symmetrieelementen	{	{h k l}	Bipyramide.

<sup>1</sup> Über die Klammern vergl. die Anm. auf p. 282.

## Ueber die Tatraranite.

(Übersicht der bisher erworbenen Untersuchungsergebnisse.)

Von

**J. Morozewicz** in Krakau.

Mit Taf. XIII—XVIII.

### Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Topographisches . . . . .	290
Übersicht der Literatur . . . . .	294
Der petrographische Bestand des kristallinen Kernes . . . . .	300
Der Granit des Hauptkernes . . . . .	302
Der Granit der nördlichen kristallinen Insel . . . . .	308
Mikrostruktur und Verwitterungserscheinungen der Tatraranite . . . . .	313
Die Tatraranite und ihre magmatischen Verhältnisse . . . . .	320
Die Erz- und Mineralgänge des kristallinen Kernes . . . . .	330
Über den Komagmatismus der Karpatengranite . . . . .	333
Vergleich der Karpatengranite mit denen der angrenzenden Gebiete . . . . .	341

### Topographisches.

Das Tatragebirge bildet bekanntlich den am meisten nach Norden vorgeschobenen Teil des großen Karpatenbogens. Es ist auch die höchste Bergkette Mitteleuropas, deren einzelne Kulminationen beinahe 2670 m Höhe erreichen und als Wasserscheide zwischen den Flußsystemen der Weichsel und Donau eine wichtige Rolle spielen. Hier entspringen die bedeutenden Nebenflüsse der beiden Ströme: Dunajec, Poprad und Waag. Die Hauptrichtung des Tatrages

läuft fast geradlinig von Westen nach Osten hin, etwa zwischen den Parallelen  $49^{\circ} 8'$  und  $49^{\circ} 16'$  n. Br. Geologisch wurde die Tatra als typisches Beispiel eines „Kerngebirges“ (V. UHLIG) anerkannt und in mancher Hinsicht besser als andere analoge Einzelglieder des Karpatensystems untersucht. Die Kerne sind überall aus dem von einer Hülle sedimentärer Bildungen bekleideten Kristallinicum ausgebaut. In der Tatra ist die kristallinische Achse durch den stark überwiegenden Granit und die nur untergeordnet vorkommenden Gneise und kristallinen Schiefer vertreten. Die sedimentäre Hülle erreicht in der Osttatra nur an ihren nördlichen und östlichen Abhängen eine größere Entwicklung; sonst spielt sie eine untergeordnete Rolle.

Die kristallinische Längsachse der Tatra beginnt am Fuße des Berges Siwy Wierch im Westen (etwa  $37^{\circ} 19'$  östl. v. Ferro) und zieht sich bis an den Paß Kupferschächte im Osten (etwa  $37^{\circ} 56'$  östl. v. Ferro). Da ihre mittlere Breite sich auf ungefähr 9 km beläuft, so mißt die Oberfläche des kristallinischen Tatragebirges etwa 415 km<sup>2</sup>. Den Hauptteil davon nimmt der Granit ein und man nennt die Tatra mit Recht das Granitgebirge.

Die petrographische Zusammensetzung des kristallinischen Tatrakerns ist ziemlich eintönig, doch ist das nicht immer der Fall. Man gliedert ihn gewöhnlich in drei petrographisch und morphologisch gut unterscheidbare Teile. Der am meisten imposante östliche Teil, der fast durchweg aus Granit besteht, erstreckt sich zwischen dem Kupferschächtepaß im Osten und dem Liliowepaß im Westen. Das ist die eigentliche *H o h e T a t r a*, die durch ihre scharfen, kühn hervorspringenden Spitzen, Käme und Grate bekannt ist. Ihr gehören die höchsten Kulminationen der ganzen Kette an: die Lomnitzer Spitze (2634 m), die Eistaler Spitze (2629 m) und die Gerlsdorfer oder Franz

Josefs-Spitze (1663 m); dann mehr gegen Westen folgt die 2555 m hohe Tatraspitze (Wysoka), die Meeraugespitze (Rysy, 2508 m) und die Mengsdorfer Spitze (2437 m), von der ein Zweig gegen Süden läuft und die Gruppe des Hruby (2431 m) und des Krivan (2496 m) bildet, der andere aber gegen Norden, indem er sich in die sogen. Galizische Tatra ausbreitet. Die höchsten Gipfel dieser ziemlich abgesonderten Berggruppe sind: die 'Swinica (2306 m), der Kozi Wierch (2295 m) und die Kosista (2193 m).

Der zweite mittlere Teil steht gegen den vorigen in einem merklichen Gegensatz. Seine Erhebungen sind abgerundete, meist mit Gräsern bewachsene Kegelberge („Kopy“), welche in der Hauptsache aus Gneis und kristallinen Schiefeln aufgebaut sind; eigentlicher Granit kommt in ihnen nur untergeordnet vor. Die Höhe der einzelnen Berge ist in diesem Teile bescheidener, ihre gegenseitige Entfernung größer. Einige für diesen Teil typische Kegelberge sind: Wielka Kopa (2054 m), Tomanowa Polska (1979 m), Kamienista (2125 m), Bystra (2250 m) usf. bis den Wołowiec (2065 m) im Westen.

Durch einen gemischten petrographischen Charakter zeichnet sich der dritte westliche Teil des granitischen Tatrakernes aus. Seine höchsten Gipfel, wie Rohacz Wielki (2072 m), Banikowski Wierch (2178 m) und Salatynski Wierch (2050 m), sind lauter scharfe Granitkämme, während deren südliche Ausläufer großenteils aus kristallinen Schiefeln zusammengesetzt sind und demzufolge die milden abgerundeten Bergformen zeigen.

Was die hypsometrischen Verhältnisse der äußeren sedimentären Hülle anbetrifft, so erreicht sie in der Regel nicht die Höhe der entsprechenden Teile des kristallinen Kernes. Der sein östliches Ende umsäumende schöne Zug der Beler Kalkalpen mit Hawrań (2151 m), Fleischbank



(2019 m) usw. ist um etwa 500—600 m niedriger als das gegenüberliegende Granitmassiv der Lomnitzer Spitze. Am Westende der Granitkette liegt der aus cretacischen Dolomiten und Kalken bestehende Siwy Wierch (1806 m) in der Nähe des 2050 m hohen granitischen Salatyński Wierch. Nur in dem Mittelteile der Tatra gestalten sich die Verhältnisse anders, da hier die nach Norden vorgeschobene, vorzugsweise aus den liassischen Kalken zusammengesetzte mächtige Berggruppe der Czerwone Wierchy seiner Höhe nach die benachbarten Gipfel des kristallinen Kernes überwiegt. So z. B. stößt die 2128 m hohe Kalkalpe Krzesanica mit der kristallinen Kuppe Tomanowa Polska, die nur 1979 m hoch ist, zusammen. Weiter gegen Westen nimmt das Kristallinum wieder die dominierende Stelle ein.

Die drei bezeichneten Teile des Tatragebirges bilden allerdings eine orographisch geschlossene Einheit, die dadurch ausgezeichnet ist, daß sie im Vergleich mit ihrer unbedeutenden Breite ziemlich lang und hoch ist. Im Süden ist die Hohe Tatra von dem breiten Zipser Tal umgeben, dessen mittlere Höhe nur etwa 800 m beträgt und unmittelbar mit dem Fuße der 2664 m hohen Gerlsdorfer Spitze verfließt. Gegen Norden fällt die Tatra rasch in das ausgedehnte Hügelland von Podhale ab, wo nur selten Erhebungen von über 1000 m Höhe vorkommen und in dem breiten Tale des Czarny Dunajec bei Nowy Targ (Neumarkt) sogar bis 500—600 m heruntergehen. Das kleine modellartige Granitgebirge springt auf einen Ruck aus seiner Umgebung heraus, die hauptsächlich aus den spättertiären und obercretacischen Flyschsandsteinen besteht. Der von Norden her kommende Beschauer, der einen Hügel des Podhale erstiegen hat, sieht vor sich überraschend eine erstaunliche Schaar dicht zusammengedrängter, himmelhoher nackter Granitriesen, die aus dem schwarzen Kranze der

Tannenwälder kühn emporragen — ein zaubervolles Bild, das besonders beim Sonnenuntergange einen ergreifenden Eindruck auszuüben pflegt (vergl. Taf. XIII).

### Übersicht der Literatur.

Ist die geologische Literatur über das Tatragebirge als ziemlich reich zu benennen, so könnte man nicht dasselbe in betreff seiner Petrographie behaupten. Die bezüglichlichen Arbeiten waren lange ihrer Zahl und ihrem Inhalt nach sehr bescheiden. Nur in den letzten 10—12 Jahren ist auch in dieser Hinsicht ein erfreulicher Fortschritt zu verzeichnen. Die wichtigsten unser Thema behandelnden oder nur berührenden Arbeiten sind im folgenden chronologisch zusammengestellt.

- (1). 1815. S. STASZIC, Über die Geognosie der Karpathen etc. Warschau. (Poln.)
- (2). 1829. L. ZEUSCHNER, Briefliche Mitteilung an die Redaktion des Jahrb. f. Min. etc. 1830. p. 74.
- (3). 1845 (?). — Carte géologique de la chaîne du Tatra et des soulèvements parallèles. Berlin, chez Simon Schropp et Co.
- (4). 1848. — Über den Bau des Tatragebirges und der parallelen Hebungen. Verhandl. d. miner. Ges. St. Petersburg.
- (5). 1851. — Beschreibung der plutonischen Gesteine der Tatra etc. Jahrb. d. Krakauer wissensch. Ges. **5**, p. 342. (Poln.)
- (6). 1853. A. STRENG, Beitrag zur Theorie der vulkanischen und plutonischen Gesteinsbildung. POGGEND. Ann. **90**, p. 125—127.
- (7). 1889. J. MOROZEWICZ, Mikroskopische Beschreibung der eruptiven Gesteine Volhyniens und der Tatragebirge. Pam. Fizyogr. **9**. Warschau. (Poln.)
- (8). 1891. — Verbreitung der Granite, Gneise und kristallinen Schiefer in der Tatra. Ebenda. **11**.
- (9). 1892. J. SZADZCZYK, Der Granit der Hohen Tatra. T. M. P. M. **13**, p. 222.
- (10). 1897. V. UHLIG, Die Geologie des Tatragebirges. Denkschr. d. Akad. Wien. **64** u. **68** (1899).
- (11). 1898. L. GORAZDOWSKI, Über die chemische Zusammensetzung der gesteinsbildenden Minerale der Tatra. Pam. Fizyogr. **15**. Warschau. (Poln.)
- (12). 1902. Z. WEYBERG, Beiträge zur Petrographie der kristallinen Achse der Tatra. Pam. Tow. Tatr. (Denkschr. des Tatravereins). **23** u. **24**. Krakau. (Poln.)

- (13). 1903. V. UHLIG, Bau und Bild der Karpaten. Wien. p. 58 etc.
- (14). 1909. J. MOROZEWICZ, Zur Mineralogie und Petrographie der Tatra. Kosmos. **34**. p. 580. (Poln.) Ref. in dies. Jahrb. 1910. I. -341- u. 1913. I. -437-.
- (15). 1909. Z. WEYBERG, Materialien zur Erkenntnis der chemischen Zusammensetzung der gesteinsbildenden Glimmer. Nachrichten der Warsch. Universität. Warschau. (Russ.) Ref. in dies. Jahrb. 1912. I. -398-.
- (16). 1911. J. MOROZEWICZ, Über den Granit der Karpaten. Denkbuch des XI. Kongr. poln. Naturf. Krakau. (Poln.)
- (17). 1913. S. KREUTZ, Der Granat- und Sillimanit-führende Biotitschiefer in der Tatra. Bull. intern. Acad. Sc. Crac. Juli 1913.
- (18). 1913. W. PAWLICA, Die Pegmatite der Tatra. Verhandl. d. Krakauer Akad. **53**. Ser. A. p. 107. (Poln.)
- (19). 1913. Cz. KUŹNIAR, Die sedimentären Gesteine der Tatra. Ebenda. **53** (1913). p. 131.
- (20). 1914. J. MOROZEWICZ, Der Tatragranit in bautechnischer Hinsicht. Techn. Zeitschr. Lemberg. (Poln.)

Die älteren Verfasser, wie STASZIC und ZEUSCHNER, beschäftigten sich natürlich nur mit den äußeren Kennzeichen der Granite, wobei sie aber deren viele charakteristische Einzelheiten schon damals richtig beobachtet und gedeutet haben. Besonders ZEUSCHNER, der unermüdliche und hochverdiente Forscher der Karpatenländer, hat uns das reiche Beobachtungsmaterial hinterlassen, das auch heutzutage seine Bedeutung in mancher Beziehung nicht eingebüßt hat. Er erkannte nicht nur den makroskopischen Bestand des am meisten verbreiteten Tatragranites (Quarz, Feldspat, zweierlei Glimmer), sondern betonte auch seine unverkennbare gneisartige Struktur, seine Neigung zur „Schichten-Absonderung“, die sehr verbreitete Chloritisierung des Biotites, infolge deren das Gestein stellenweise eine schmutzig grüne Farbe bekommt, das häufige Vorkommen des grün-gelblichen Epidotes usw.

Den wesentlichen Fortschritt bietet STRENG's Arbeit (6), worin die ersten drei chemischen Analysen des Tatragranites mitgeteilt wurden. Das Material hat dem Verfasser BUNSEN

an Ort und Stelle gesammelt und mitgebracht. Die Analysen zeigten einen erheblichen Gehalt an Kalkerde (über 3 %) und Alkalien (über 6 %), worunter meistens Natron überwog. Im Bestande der analysierten Proben hat STRENG neben Orthoklas auch den Oligoklas wohl zum erstenmal erwähnt.

Die weiteren vier chemischen Analysen und die erste mikroskopische Beschreibung der Tatrgranite wurde erst 1889 vom Verfasser (7) gegeben. Er unterschied damals zwei mineralogisch und chemisch abweichende Granitarten: den grauen oder zweiglimmerigen Granit und den rötlichen oder weißlichen Muscovitgranit. Der erste ist ziemlich basisch ( $\text{Si O}_2$  67—68 %), enthält ziemlich viel Ca O und zeichnet sich besonders durch starkes Vorherrschen des  $\text{Na}_2\text{O}$  über  $\text{K}_2\text{O}$  aus. Mineralogisch charakterisiert ihn der hier verbreitete, nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingte, gegenüber dem Orthoklas idiomorphe Oligoklas, der in den Chlorit, Epidot und Muscovit übergehende Biotit und auch der primäre Kaliglimmer. Die zweite Granitart ist im Vergleich mit der ersten kieselsäurereicher ( $\text{Si O}_2$  74—75 %), enthält meist sehr wenig Ca O und Mg O, dagegen viel Alkalien, unter denen aber  $\text{K}_2\text{O}$  über  $\text{Na}_2\text{O}$  überwiegt. Der Mineralbestand ist auch verschieden, da hier der Mikroklin und Mikroperthit die erste Rolle spielen und die Glimmer bloß durch den Muscovit vertreten sind. Die Struktur dieses Muscovitgranites ist z. T. mikropegmatitisch. Es zeigte sich nun später, daß der zweiglimmerige Granit das Hauptgestein des kristallinen Kernes ist und daß der Muscovitgranit nur Gänge in ihm bildet und als spätere Pegmatitinjektionen angesehen werden muß.

SZADECKY, dem die vorige Arbeit unbekannt geblieben ist, hat einen Beitrag (9) zur mikroskopischen Physiographie des Tatrgranites gegeben, indem er neben den Hauptmengenteilen auch eine Reihe sekundärer Neubildungen anführt

und mit Recht den hohen Grad der Druckdeformationen der gesteinsbildenden Minerale betont, was auch durch meine früheren Beobachtungen bewiesen wurde.

Mit GORAZDOWSKI'S Arbeit (11) tritt die Erkenntnis der Tatragranite in eine neue Phase ein. Auf Anregen des Verfassers hat er eine Reihe gesteinsbildender Minerale chemisch untersucht. Seine Analysen beziehen sich hauptsächlich auf die leicht isolierbaren gröberen Gemengteile der Pegmatite, auf den Muscovit und die Feldspäte. Aus dem Pegmatit vom Passe Zawrat isolierte er den rötlichen porphyrischen Orthoklas und den grünlichen, dem Albit nahestehenden Plagioklas, der in der Grundmasse vorkommt. Auch einige Bestandteile der kristallinen Schiefer, wie Biotit, Granat, Amphibol, wurden von GORAZDOWSKI analysiert. Die unmittelbare Fortsetzung und Erweiterung dieser Untersuchungen finden wir in den WEYBERG'Schen Abhandlungen (12, 15), der sich die Mühe gegeben hat, alle Gemengteile des Granites von Kosista auszusondern und zu analysieren. Dadurch wurde die chemische Zusammensetzung des Oligoklases, des Orthoklases, des Biotites und Muscovites bekannt. Besondere Aufmerksamkeit widmete WEYBERG den Biotiten der Tatragranite und bestrebte sich, ihre Zusammensetzung in Abhängigkeit von der allgemeinen Gesteinszusammensetzung zu erklären.

Seit einigen Jahren wurden im mineralogischen Institute der Universität Krakau systematische Untersuchungen des Tatragesteins unternommen. Die Arbeit hat den Zweck, nicht nur alle Komponenten des kristallinischen Kernes der Tatra nach den neuen chemisch-analytischen und optischen Methoden näher zu bestimmen, sondern auch den Tatrakern mit den anderen karpatischen Kernen zu vergleichen. Einige Kapitel der beabsichtigten Monographie wurden schon publiziert, z. B. die von W. PAWLICA (18)

sorgfältig bearbeiteten Pegmatite. Manche Fragen müssen aber noch im Felde und im Laboratorium studiert werden. Bevor die erzielte größere Arbeit durchgeführt werden kann, muß man sich die Rechenschaft darüber geben, was schon geleistet wurde und was noch zu bearbeiten wäre. Und das ist der Zweck der vorliegenden Zeilen.

Die vorgeschickte Übersicht der die Tatragranite betreffenden Literatur hätte eine bedeutende Lücke, wenn wir nicht noch einige Worte über manche Arbeiten geologischen Inhaltes zufügen würden, insoweit dieselben die Frage nach der gegenseitigen Beziehung des Granitkernes zu der sedimentären Hülle berühren.

ZEUSCHNER (4, 5) schrieb dem Granit eine aktive Rolle bei Aufhebung des Tatragebirges zu, obwohl er den monosymmetrischen Bau des Zuges und den Umstand ausdrücklich betont, daß die sedimentären Gesteine (Sandsteine und Liaskalke) „nicht im mindesten“ von der intrudierenden Granitmasse verändert wurden. Diese Ansicht mußte aber mit der Zeit der Faltungstheorie Platz machen, die in dem wohlbekannten Werke von E. SUESS ihren schönsten Ausdruck gefunden hat. Die tektonischen Verhältnisse des großen Karpatenbogens und speziell des Tatragebirges sind Gegenstand vieler Arbeiten und Diskussionen geworden. Die Stratigraphie der sedimentären Hülle bot erhebliche Schwierigkeiten wegen des Mangels an Versteinerungen und wegen der Entwicklung der am meisten verbreiteten mesozoischen Schichten (Trias und Jura) in zweierlei Fazies. Es ist ein großes Verdienst von V. UHLIG, in die verwickelten stratigraphischen Verhältnisse der Tatra Licht gebracht und manche ihrer Rätsel gelöst zu haben. Seine Monographie über die Geologie des Tatragebirges (10), der viele lehrreiche Profile und eine geologische Karte beigegeben wurde, ist eine epochemachende Arbeit. Nach UHLIG bildet die

Tatra mit ihren in zwei Fazies entwickelten mesozoischen Ablagerungen, die er hochtatratisch und subtatratisch nennt, eine Serie von Falten, nämlich 4 Antiklinen und 4 Synklinen. Der granitische Kern wurde als erste Antikline betrachtet, auf der die erste hochtatratische, mit dem Permsandstein beginnende Syncline liegt. Dann gegen Norden folgt die zweite hochtatratische Antikline und ebensolche Syncline, auf denen weiter je zwei subtatratische Antiklinen und Synklinen auflagern. Außer dem Hauptgranitkerne kommen noch in der Ost- und Mitteltatra kristallinische Inseln (Szeroka Jaworzyńska, Kasprowy-Kondracka, Czerwone Wierchy) vor, die von den sedimentären Bildungen umgeben und unterteuft sind und die UHLIG in die zweite Antikline eingerechnet hat.

Diese Anschauungen UHLIG's, die seinerzeit einen bedeutenden Fortschritt in der Tektonik der Tatra bildeten, mußten im Jahre 1903 eine gründliche Umgestaltung erfahren, als M. LUGEON<sup>1</sup> auch hier den Deckenbau erkannte. Die subtatratische Fazies der sedimentären Hülle (UHLIG's 3. und 4. Anti- und Syncline) ist jetzt eine Decke geworden, die über die hochtatratische Fazies (UHLIG's 1. und 2. Anti- und Syncline) von Süden her übergeschoben wurde. UHLIG selbst hat später<sup>2</sup> noch eine zweite hochtatratische Decke (seine früheren 1. und 2. Anti- und Syncline) angenommen, indem er sich den granitischen Kern als eine schwimmende, wurzellose Masse vorgestellt hat. Diese letzte Idee des verdienten Forschers ist heute als eine nicht genügend begründete Annahme zu bezeichnen und scheint nicht viele Anhänger zu haben. Wir behalten den Standpunkt, daß der granitische Hauptkern der Tatra eine autochthone und eingewurzelte Masse darstellt.

<sup>1</sup> Les nappes de recouvrement de la Tatra etc. Bull. soc. Vaud. des Sc. natur. 39, 1903.

<sup>2</sup> Über Tektonik der Karpaten. Sitzungsber. Wiener Akad. 1907.

Die oben erwähnten kristallinen Inseln im Bereiche der hochtatischen Fazies werden heute als eine liegende antiklinale Falte interpretiert, von der nur der ventrale Teil mit stark reduziertem, kristallinischem Kern sich erhalten hat, was namentlich M. LIMANOWSKI<sup>1</sup> zu begründen versuchte.

Was nun die Frage nach der Intrusionszeit der Tatrgranite anbetrifft, so ist dieselbe nicht direkt zu beantworten. Es ist nur bewiesen, daß die den Granitkern überlagernden Permsandsteine aus dem granitischen Detritus bestehen und daß sie lange nach der Granitintrusion als charakteristische Wüstenbildung abgelagert wurden. Während der Permzeit unterlag der Tatrgranit einer starken Abrasion und Verwitterung, die auch darauf liegende, vorpermische Sedimente vernichtet haben (vergl. darüber: Cz. KUŹNIAR, 19).

In anderen Kerngebirgen der Karpaten ist die sedimentäre Hülle vollständiger erhalten. In dem Zips-Gömörer Erzgebirge besteht dieselbe aus den carbonischen und devonischen Schichten, die durch den Granit kontaktmetamorphisch beeinflußt wurden. UHLIG (10) meint demnach, daß hier die Intrusionszeit vordevonisch wäre. Nach JUNGHANN<sup>2</sup> ist der Granit von Tiszlocz (Komitat Gömör) postuntercarbonisch. Betrachtet man alle Granitkerne der Karpaten als gleichzeitig, so muß man einnehmen, daß der Tatrgranit jünger als Untercarbon, älter als Perm ist.

### **Der petrographische Bestand des kristallinen Kernes.**

Wie schon bemerkt, besteht das Kristallinicum der Tatra aus dem stark überwiegenden Granit und den untergeordnet vorkommenden kristallinen Schiefen, die nur im Mittel-

<sup>1</sup> Bull. intern. d. Acad. Sc. Cracovie. 1911. p. 279.

<sup>2</sup> Das Eruptivgebiet von Tiszlocz. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIII. (1912.) p. 1.



teile und im Westteile des Gebietes stärker entwickelt sind. Ihrer Struktur und ihrem Mineralbestande nach sind sie hauptsächlich Gneise, Amphibolite und verschiedene Glimmerschiefer. Alle kristallinen Schiefer bilden einen einheitlichen Mantel, der den eigentlichen Granitkern teilweise an seiner Peripherie zu bekleiden pflegt. Viele Gründe sprechen dafür, daß dieser Mantel ursprünglich bedeutend größer gewesen ist und daß der Granit gegen Ende des Paläozoicums in die kristalline Schiefermasse und die darüber liegenden paläozoischen Schichten intrudiert hat. Man beobachtet nicht selten im Granite Gneiseinschlüsse, die während der Intrusion eingeschmolzen wurden, andererseits bildet der Granit zwischen den Gneisschichten konkordant eingeschaltete Partien, die als Intrusionskeile zu deuten sind. Solche Verhältnisse können stellenweise im horizontalen Durchschnitte zu einem recht komplizierten Bilde führen, in dem man neben der konkordanten Wechsellagerung der Gneisschuppen und Granitlinsen auch die regellos im Granit liegenden Gneisschollen beobachtet.

Die petrographischen Eigenschaften der kristallinen Schiefer der Tatra sind uns zur Zeit noch nicht genügend bekannt. Die betreffenden Untersuchungen im Felde und im Laboratorium sind noch nicht abgeschlossen und deswegen kann dieser Gegenstand im folgenden nicht berücksichtigt werden. Hier sei nur erwähnt, daß die auf der nördlichen kristallinischen Insel (Kondracki-Goryczkowa-Kasprowy) vorkommenden Gneise, Amphibolite und Glimmerschiefer, welche von W. PAWLICA schon studiert wurden, den Charakter der „Ortho“-Gesteine zeigen und mit dem Granite des Hauptkernes als komagmatisch bezeichnet werden müssen. Das ist aber keineswegs eine allgemeine Regel. Die sporadisch im Granitkerne eingeschlossenen Glimmerschieferschollen, z. B. die bekannte granatreiche

Einlagerung im Felker Tale (in der sogen. Granatenwand), die jüngst von S. KREUTZ (17) eingehend untersucht wurde und die neben Quarz, Biotit und Granat auch Sillimanit führt, müssen wohl als „Para“-Gesteine betrachtet werden.

Es ist auch zu betonen, daß die von GORAZDOWSKI, UHLIG und WEYBERG beschriebenen „Quarzglimmerdiorite“ oder „Amphiboldiorite“ usw. nicht selbständige Bildungen, sondern nur körnige Strukturvarietäten der normalen Amphibolite sind und folglich den kristallinen Schiefen zugerechnet werden müssen.

Einen interessanten und durchaus selbständigen, obwohl geologisch nur unbedeutenden Bestandteil des kristallinen Kernes bilden dagegen die Pegmatitgänge, deren detaillierte Bearbeitung wir W. PAWLICA verdanken.

### **Der Granit des Hauptkernes.**

(Kosistatypus.)

Bisherige Untersuchungen haben genügend dargetan, daß in der Tatra der mittelkörnige, graue Granit vorherrscht und daß er das eigentliche Baumaterial jener scharfen Bergformen bildet, die besonders im Ost- und Westteile des kristallinen Kernes so scharf in das Auge fallen. Die Hauptmerkmale des Gesteines sind überall dieselben, abgesehen von den Einzelheiten, die größtenteils der Kategorie von Neubildungen und Verwitterungserscheinungen angehören und den äußeren Habitus des Gesteines von Ort zu Ort mehr oder weniger beeinflussen.

**C h e m i s c h e B a u s c h a n a l y s e n.** Wir verfügen über mehrere Analysen dieses wichtigsten Gesteines der Tatra. Indem ich auf die älteren Arbeiten hier verzichte, teile ich nur die zwei neuesten Analysen mit, die in meinem Laboratorium von geübten Analytikern ausgeführt wurden.

	I.		II.	
	Gew.-%	Mol.-%	Gew.-%	Mol.-%
Si O <sub>2</sub> . . .	67,84	73,35	68,27	72,26
Ti O <sub>2</sub> . . .	0,59	0,47	0,91	0,70
Zr O <sub>2</sub> . . .	0,05	0,03	n. best.	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . .	0,22	0,10	0,32	0,13
F <sub>2</sub> . . .	0,21	0,35	0,27	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	16,42	10,49	14,59	9,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	0,85	0,34	2,82	1,08
Fe O . . .	1,57	1,42	1,52	1,34
Mn O . . .	Spuren	—	0,18	0,12
Ba O . . .	0,01	—	0,05	—
Ca O . . .	3,78	4,41	3,43	3,89
Mg O . . .	0,87	1,41	0,96	1,53
K <sub>2</sub> O . . .	1,87	1,29	1,64	1,08
Na <sub>2</sub> O . . .	5,11	5,37	3,94	4,03
Li <sub>2</sub> O . . .	Spuren	—	n. best.	—
+ H <sub>2</sub> O . . .	0,27	0,97	1,24	4,33
— H <sub>2</sub> O . . .	0,20	—	0,38	—
	99,86	100,00	100,52	100,00
— O = F <sub>2</sub> . . .	0,08	—	0,11	—
	99,78	—	100,41	—
Spez. Gew. . .	2,6923	—	2,7051	—

I. Granit von Kosista, analysiert von Dr. W. PAWLICA.

II. Granit von Roztoka, analysiert von Dr. Z. ROZEN.

Außer den in der Tabelle angeführten Elementen (Oxyden), deren Vorhandensein im positiven Sinne konstatiert wurde, waren noch besondere Proben auf folgende Stoffe angestellt: V<sub>2</sub> O<sub>5</sub>, Cr<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, Sr O, C O<sub>2</sub>, S, mit dem Ergebnis, daß sie im Granit von Kosista gar nicht oder höchstens in unbestimmbaren Quantitäten vorhanden sein können.

Wie diese Analysen beweisen, hat der Tatrgranit eine recht charakteristische Zusammensetzung, die sich besonders durch den hohen Ca O- und Na<sub>2</sub> O-Gehalt und durch den ungewöhnlich niedrigen Gehalt an K<sub>2</sub> O auszeichnet. Das Gestein ist ein typischer Vertreter der Alkalikalkreihe der Granite im Sinne von H. ROSENBUSCH, und wir können es genauer als Natronkalkgranit bezeichnen. In Zusammenhang mit starkem Überwiegen des Ca O und Na<sub>2</sub> O

über dem  $K_2O$  steht auch der verhältnismäßig niedrige  $SiO_2$ -Gehalt, so daß der Tatrageranit als ziemlich „basisch“ bezeichnet werden muß. Charakteristisch sind auch der nie fehlende, allerdings sehr kleine  $BaO$ -Gehalt und die in erheblichen Quantitäten vorhandenen  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  und  $F_2$ . Dieselben Eigentümlichkeiten zeigen auch alle übrigen richtig ausgeführten Analysen des normalen Tatrageranites, dessen Natronkalkcharakter schon genügend bewiesen ist. Die Schwankungen, die auch gute Analysen zeigen, hängen von dem verschiedenen Erhaltungszustand der analysierten Proben ab. Die angewitterten Gesteinsproben enthalten in der Regel immer weniger  $Na_2O$ ,  $CaO$  und  $Al_2O_3$ , dagegen mehr  $H_2O$  und  $Fe_2O_3$  — Verhältnisse, die auch in beiden angeführten Analysen einen merklichen Ausdruck gefunden haben. Man bemerkt sofort, daß der Granit von Kosista (I) frischer ist, als der von Roztoka (II).

Chemische Zusammensetzung der wichtigsten Gemengteile. Wie oben erwähnt, hat WEYBERG (12) alle wichtigsten Gemengteile des Granites von Kosista ausgesondert und analysiert. Seiner Arbeit entnehmen wir folgende vier Analysen.

	1.	2.	3.		4.
	Oligoklas	Orthoklas	Biotit	Mol.-%	Muscovit
$SiO_2$ . . .	62,16	63,73	34,62	35,46	42,21
$TiO_2$ . . .	—	—	2,15	1,61	1,71
$Al_2O_3$ . . .	22,45	19,07	16,82	10,15	29,70
$Fe_2O_3$ . . .	—	—	8,97	3,47	6,65
$FeO$ . . .	—	—	14,31	12,31	—
$MnO$ . . .	—	—	0,47	0,37	—
$CaO$ . . .	5,41	1,58	0,81	0,87	0,55
$MgO$ . . .	0,19	—	5,49	8,35	1,16
$K_2O$ . . .	0,88	10,50	8,26	5,38	9,79
$Na_2O$ . . .	8,03	3,33	1,87	1,85	1,00
$H_2O$ . . .	0,65	0,47	5,88	20,18	6,73
$R^1$ . . .	0,40	1,02	0,30	—	0,35 <sup>2</sup>
	100,17	99,70	99,95	100,00	99,85

<sup>1</sup> R bedeutet einen sich in  $H_2SO_4$  und HF nicht lösenden Rest.

<sup>2</sup> BaO.

In betreff dieser Analysen ist folgendes zu bemerken:

1. Die Zusammensetzung des Oligoklases entspricht ziemlich gut der Formel  $Ab_3 An_1$  ( $Ab_{75} An_{25}$ ).

2. Der analysierte „Orthoklas“ enthielt augenscheinlich eine bedeutende Beimischung von Oligoklas, da der Ca O-, Na<sub>2</sub> O- und Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>-Gehalt zu hoch ausgefallen ist. Die ungefähre Rechnung zeigt, daß die Menge des beigemischten Oligoklases etwa 30 % betrug.

3. Wichtig ist die Frage nach der Zusammensetzung des Biotites. Angenommen, daß das analysierte Material genügend rein war, erhält man aus den Molekularzahlen eine Formel, in der das Orthosilikat  $(Mg, \overset{II}{Fe})_6 Si_3 O_{12}$  zu dem Alumosilikat  $H K_2 Al_3 Si_3 O_{12}$  in dem Verhältnis 3 : 2 steht, und in der  $\overset{II}{Fe} : Mg = 3 : 4$  ist. In dieser Formel wurde Na<sub>2</sub> O mit K<sub>2</sub> O, Mg O mit Ca O, Fe O mit Mn O vereinigt. Außerhalb der angenommenen zwei Molekularkerne stehen Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> und der größere Teil H<sub>2</sub> O, deren Rolle zweifelhaft ist und deren Eintritt in die Moleküle des Biotites vielleicht mit sekundärer Umbildung desselben verknüpft ist. Das Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> kann nicht als Vertreter des Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> betrachtet werden, da die Summe des K<sub>2</sub> O und Na<sub>2</sub> O mit  $\frac{1}{3}$  H<sub>2</sub> O kaum genügt, um die mol. Menge des Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> zu sättigen. Der so abgeleiteten Formel entsprächen folgende Gewichtsprocente: Si O<sub>2</sub> 38,62, Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> 21,80, Fe O 17,53, Mg O 7,38, K<sub>2</sub> O 13,39, H<sub>2</sub> O 1,28, Sa. 100,00. Dieser Zahlen werden wir uns bei Berechnung des Mineralbestandes des Kosistagranites bedienen.

4. Was endlich die Analyse des Muscovits betrifft, so zeigt dieselbe im Vergleich mit der theoretischen Formel  $H_2 K Al_3 Si_3 O_{12}$  einen unwahrscheinlich großen Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub>-Gehalt, was wohl durch eine Beimischung von Biotit oder auch durch die sekundäre Bildung des Muscovites aus dem Biotite zu erklären wäre. Der Wassergehalt ist auch zu hoch und deutet auf eine sekundäre Hydratisation hin. Das

in der Analyse angegebene Bariumoxyd ist höchst unsicher, da die anderen Analysen der Tatrarnuscovite keinen Ba O-Gehalt zeigen. Hier sei auch bemerkt, daß der sich in den stärksten Säuren nicht lösende Rückstand (R) keineswegs in die analysierte Mineralsubstanz eingerechnet werden dürfte.

Quantitativer Mineralbestand des Kosistagranites. Auf Grund der oben abgeleiteten Biotitformel und der Zusammensetzung des theoretisch gedachten Oligoklases  $Ab_{75} An_{25}$  und Orthoklases kann man jetzt den Mineralbestand des Granites von Kosista zahlenmäßig bestimmen. Grundlegend für die Berechnung sind die in der Bauschanalyse PAWLICA's angeführten Mengen von Mg O,  $Na_2 O$ ,  $K_2 O$  und  $P_2 O_5$ , aus den man die Quantitäten von Biotit, Oligoklas, Orthoklas, Apatit und dann auch von Quarz zu schätzen imstande ist. Das Endresultat dieser Rechnung ist folgendes:

Biotit . . . . .	11,8	Gew.-%
Oligoklas $Ab_{75} An_{25}$ . . . . .	58,6	"
Orthoklas . . . . .	2,0	"
Quarz . . . . .	25,5	"
Apatit . . . . .	0,5	"
Erz, Zirkon etc. . . . .	1,6	"
	<hr/>	
	100,0	

Rechnet man diese Quantitäten in einzelne Oxyde um, so bekommt man folgende Zahlenreihe:

$Si O_2$ . . . . .	67,84	Gew.-%
$Al_2 O_3$ . . . . .	16,84	"
Fe O . . . . .	2,07	"
Ca O . . . . .	3,29	"
Mg O . . . . .	0,86	"
$K_2 O$ . . . . .	1,91	"
$Na_2 O$ . . . . .	5,10	"
$H_2 O$ . . . . .	0,16	"
$P_2 O_5$ . . . . .	0,22	"
$F_2$ . . . . .	0,02	"
$Fe_2 O_3$ , $Ti O_2$ etc. . . . .	1,69	"
	<hr/>	
	100,00	

Man sieht, die erhaltenen Zahlen entsprechen ganz befriedigend der Bauschanalyse des Granites von Kosista. Nur der Ca O-Gehalt ist ein wenig zu niedrig ( $-0,49$ ), der  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt ist dagegen ein wenig zu hoch ( $+0,42$ ). Das kommt einerseits daher, daß der angenommene Oligoklas ( $\text{Ab}_{75}\text{An}_{25}$ ) um  $0,16\%$  Ca O weniger, als der von WEYBERG analysierte enthält, und andererseits daher, daß alle Alumosilikate als wasserfrei gedacht wurden, während in der Wirklichkeit sie immer wasserführend sind. Wir restituieren damit die Zusammensetzung eines sozusagen magmatisch frischen Granites, in der nur ein Gemengteil, nämlich der Muscovit, keinen zahlenmäßigen Ausdruck gefunden hat. Die Bestimmung der Muscovitmenge stößt auf Schwierigkeiten, da die genaue Trennung des primären Kaliglimmers und des sekundären Sericits zurzeit unmöglich erscheint. Jedenfalls ist seine Quantität nicht groß und verbirgt sich in dem Biotit- und Orthoklasgehalte. Die größtenteils sekundäre Natur des Tatrasmuscovites macht diesen Mangel der Rechnung allerdings nicht so empfindlich.

Wir gelangen nun zu interessanten Resultaten. Das Hauptgestein des kristallinen Kernes der Tatra ist ein Granit, worin der Orthoklas eine minimale Rolle spielt, dagegen der Oligoklas, der in  $58-59\%$  vorhanden ist, stark überwiegt. Der Biotit und der Quarz, dessen Menge kaum  $25\%$  überschreitet, bilden weitere Hauptgemengteile. Demzufolge ist das wichtigste Bauelement des Tatragebirges ein Oligoklas-Biotit-Granit. Seinem mineralischen und chemischen Bestande nach steht er an der Grenze zwischen den alkalikalkgranitischen und dioritischen Magmen. Ich bezeichne den vorherrschenden Granit der Tatra als „Kosistatypus“, da er von diesem Massive am besten untersucht wurde.

Merkwürdigerweise wurde die wahre Natur des wichtigsten Gesteins der Tatra lange Zeit mißverstanden. Obwohl schon STRENG's Analysen den überwiegenden Ca—Na-Charakter des Tatragegranites gezeigt haben, hat er dieses Ergebnis nicht bemerkt und in der kurzen Charakteristik der analysierten Handstücke spricht er, daß „Feldspat (d. h. Orthoklas) und Oligoklas in ziemlich gleicher Menge vorhanden sind,“ oder sogar, daß der Orthoklas über dem Oligoklas vorherrscht. Denselben Fehler habe ich selber 1889 begangen und alle späteren Forscher bis 1909 haben ihn wiederholt. SZADÉCZKY schrieb noch 1892, daß die Bestandteile des Tatragegranites ihrer Quantität nach folgendermaßen gruppiert werden müßten: Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit . . . , was ein doppelter Fehler ist, da schon ZEUSCHNER und STRENG das Vorherrschen des Feldspates über dem Quarz mehrmals betont haben. Auch WEYBERG (1909) zählt den Orthoklas zu den Hauptgemengteilen des normalen Tatragegranites und bemerkt gar keinen Widerspruch zwischen dem angegebenen Mineralbestande und dem Ergebnisse seiner chemischen Analysen. Dieses Mißverständnis hatte seinen Grund in der ungenügenden Erkenntnis der optischen Eigenschaften des vorherrschenden Feldspates, worüber noch später die Rede sein wird.

### **Der Granit der nördlichen kristallinen Insel.**

Indem wir die weitere Charakteristik des normalen Tatragegranites unterbrechen, wenden wir uns jetzt zu dem Granit, der den Kern der liegenden nach Norden überkippten Falte bildet und unter dem Namen der nördlichen kristallinen Insel bekannt ist. Die Insel besteht aus den Bergmassen von Kondracki, Goryczkowa, Kasprowy und Beskid\* und wurde von WEYBERG und besonders von



W. PAWLICA eingehender untersucht. Der Granit kommt hier als Intrusion in den Gneisen und kristallinen Schiefern vor, die eine äußere Hülle des Kernes bilden.

Seinem Habitus nach unterscheidet er sich von dem Granit des Hauptkernes durch sein etwas gröberes Korn, durch die dunklere, graubläuliche Farbe, durch den schwarzen, reichlicher vorhandenen Biotit, endlich durch die Struktur, die stellenweise an den Granitgneis mehr erinnert, als das bei dem Granite des Kosistatypus der Fall zu sein pflegt.

Chemische Zusammensetzung. Zwei Bauschanalysen dieses Granites haben folgende Resultate geliefert:

	I.		II.	
	Gew.- <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	Mol.- <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	Gew.- <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	Mol.- <sup>o</sup> / <sub>o</sub>
SiO <sub>2</sub> . . . . .	67,35	73,37	67,10	74,34
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,59	0,46	0,59	0,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,28	0,13	0,21	0,10
F <sub>2</sub> . . . . .	0,20	0,33	0,20	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,91	10,83	15,87	10,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,90	0,32	1,67	0,70
FeO . . . . .	1,97	1,78	1,98	1,85
MnO . . . . .	Spuren	—	0,14	0,13
BaO . . . . .	0,05	0,02	0,06	0,02
CaO . . . . .	3,78	4,41	3,12	3,73
MgO . . . . .	1,47	2,37	1,32	2,22
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,85	1,24	2,04	1,45
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,48	4,74	3,90	4,22
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,84	—	1,66	—
	100,67	100,00	99,89	100,00
— O = F <sub>2</sub> . . . . .	0,08		0,08	
	100,59		99,81	
Spez. Gew.	2,6942		2,6932	

I. Granit von Uhrocie Kasprowe, ziemlich frisch, analysiert von W. PAWLICA.

II. Granit von Goryczkowy Pośredni, ein wenig verwittert, analysiert von Z. WEYBERG.

Man bemerkt die allgemeine Ähnlichkeit der angeführten Zahlenreihen den auf p. 303 mitgeteilten Bauschanalysen des Granites vom Kosistatypus. Doch gibt's auch Unterschiede. Die Granite der kristallinischen Insel sind vor

allem reicher an Mg O und ein wenig kieselsäureärmer. Daß diese Unterschiede kein Zufall sind, sondern von der abweichenden chemischen Zusammensetzung der gesteinsbildenden Minerale abhängen, beweist die Analyse des Biotites, der von WEYBERG aus dem Granite von Goryczkowy Pośredni isoliert und analysiert wurde. Diese Analyse teilen wir im folgenden mit und fügen eine Diskussion der sich daraus ergebenden Molekularverhältnisse hinzu:

	Gew.-%	Mol.-%
Si O <sub>2</sub> . . . . .	33,36	36,31
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	2,71	2,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,44	11,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,59	2,70
Fe O . . . . .	13,79	11,58
Mn O . . . . .	0,67	0,54
Ca O . . . . .	1,04	1,14
Mg O . . . . .	9,30	13,88
K <sub>2</sub> O . . . . .	7,16	4,53
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,47	1,46
Li <sub>2</sub> O . . . . .	0,16	0,30
H <sub>2</sub> O . . . . .	4,25	14,06
	100,94	100,00

Aus den beigegeführten Molekularprozenten leitet man die Biotitformel ab, indem man die einzelnen Oxyde üblicherweise in die entsprechenden Gruppen vereinigt. Werden die drei Alkalioxyde in der Form des Alumosilikates  $\text{HK}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$ , die vier Oxyde zweiwertiger Metalle dagegen in der Form des Orthosilikates  $(\text{R}_2\text{SiO}_4)_3$  vereinigt, so fallen auf 1 Mol. Alumosilikat beinahe 2 Mol. Orthosilikat zu. Das Orthosilikat von Magnesium steht zu dem von Eisen (wenn man Fe O, Mn O und Ca O zusammenrechnet) in äquimolekularem Verhältnis. Der Biotit von Goryczkowy Pośredni enthält also um  $\frac{1}{2}$  Mol. Orthosilikat mehr als der von Kosista, was in der Bauschanalyse in dem höheren Gehalt an Mg O zum Ausdruck kommt. Die so abgeleitete Formel entspricht in Gewichtsprozenten: Si O<sub>2</sub> 38,55, Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> 19,57, Fe O 18,38, Mg O 10,31, K<sub>2</sub> O 12,03 und H<sub>2</sub> O 1,16; Sa. 100,00.

Der Mineralbestand. Auf Grund der Biotitformel und der chemischen Zusammensetzung des Oligoklases, die nach den optischen Bestimmungen PAWLICA's der durchschnittlichen Mischung  $Ab_{70}An_{30}$  entspricht, also im Vergleich mit dem Oligoklas von Kosista um einige Procente mehr An enthält, kann man den Mineralbestand des Granites der kristallinen Insel ermitteln. Als Grundlage der Rechnung nehmen wir die Bauschanalyse des frischeren Granites von Uhrocie Kasprowe an. Aus dem Gehalte von Mg O und  $Na_2O$  ergeben sich die Quantitäten des Biotites und des Oligoklases. Die vom Biotit restierende  $K_2O$ -Menge wird in der Orthoklasform gebunden usw. Das Ergebnis der Rechnung ist folgendes:

Biotit . . . . .	14,3 Gew.- <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	14,2 Mol.- <sup>o</sup> / <sub>o</sub>
Oligoklas $Al_{70}An_{30}$ . . . . .	55,2 "	53,6 "
Orthoklas . . . . .	1,0 "	0,5 "
Quarz . . . . .	27,6 "	30,1 "
Apatit . . . . .	0,6 "	0,6 "
Erz, Zirkon etc. . . . .	1,3 "	1,0 "
	100,0	100,0

Auch hier wurde der Muscovit nicht namhaft gemacht, seine ganze Menge ist also in den Quantitäten beider kalihaltigen Minerale, des Biotites und des Orthoklases, vorhanden. Daß diese Rechnung der Wirklichkeit nicht widerspricht, beweist die Umrechnung in die einzelnen Oxyde,

$SiO_2$ . . . . .	67,35 Gew.- <sup>o</sup> / <sub>o</sub>
$Al_2O_3$ . . . . .	16,65 "
Fe O . . . . .	2,63 "
Ca O . . . . .	3,79 "
Mg O . . . . .	1,47 "
$K_2O$ . . . . .	1,89 "
$Na_2O$ . . . . .	4,47 "
$H_2O$ . . . . .	0,16 "
$P_2O_5$ . . . . .	0,28 "
$F_2$ . . . . .	0,02 "
$Fe_2O_3, TiO_2$ etc. . . . .	1,29 "
	100,00

deren Resultat mit der Bauschanalyse des Granites von Uhrocie Kasprowe ganz gut zusammenstimmt.

Diese Zahlen stellen allerdings die Zusammensetzung eines magmatisch frischen Granites dar, der noch keine Zersetzung erlitten hat.

Vergleicht man nun den Granit des Hauptkernes mit dem der nördlichen kristallinen Insel, so bemerkt man, daß beide Gesteine zwar denselben extremen petrographischen Charakter besitzen, d. h. beide *Natronkalkgranite* oder *Oligoklasbiotitgranite* sind, aber auch merkbare Unterschiede aufweisen. In chemischer Hinsicht ist der Granit der Insel reicher an Magnesiumoxyd, was im Mineralbestande eine Erhöhung der Biotitmenge hervorruft. Der Biotit ist dabei reicher an Orthosilikat ( $(Mg Fe Si O_4)_3$ ), der Oligoklas an Anorthitmolekülen. Diese Eigentümlichkeiten reichen aus, um den Granit der Insel als einen besonderen Typus der Tatrgranite, und zwar als den *Goryczkowatypus* zu unterscheiden, im Gegensatz zu dem *Kosistatypus*, der für den kristallinen Hauptkern der Tatra charakteristisch ist. Die Trennung beider Typen erscheint auch aus dem Grunde berechtigt, daß der Granit des Hauptkernes das autochthone Gebilde darstellt, während der Granit der nördlichen kristallinen Insel von Süden her aufgeschoben scheint, da sein Muttervorkommen im eigentlichen Tatragebirge aus petrographischen Gründen unwahrscheinlich ist.

Auch in mechanischer Hinsicht verhalten sich beide Granittypen verschieden. Die Druckfestigkeit der Granite des *Kosistatypus* ist immer größer, als die des *Goryczkowatypus*. Für die Abnutzbarkeit sind die Verhältnisse umgekehrt. Die Granite der kristallinen Insel erscheinen härter als die des Hauptkernes, da sie etwas mehr Quarz enthalten (vergl. 20).

### Mikrostruktur und Verwitterungserscheinungen der Tatragranite.

Daß der Tatragranit beider Typen eine gewisse Ähnlichkeit mit dem körnigen Gneise zeigt, ist eine längst bekannte Tatsache. ZEUSCHNER (4, 5) hat das ausdrücklich betont. „Der Tatragranit,“ schreibt er, „unterscheidet sich durch die eigenthümliche Vertheilung der tombakbraunen Glimmerblätter, die zwischen den Körnern von Feldspath und Quarz so vertheilt sind, daß sie parallele Flächen und eine Neigung zur Schichten-Absonderung andeuten; es ist aber darin zu wenig Glimmer vorhanden, als daß derselbe zu Gneis würde, und daher bleibt dieser Granit ein Mittel Ding zwischen beiden Gesteinen, und daher sehr treffend Granit-Gneis benannt wurde.“ Man vergesse aber nicht, daß dieser Gneischarakter des Tatragranites nur in gewissen Partien zum Vorschein kommt, während in anderen die normale körnige Struktur herrscht. Aber nicht nur der Glimmer, wie ZEUSCHNER meinte, sondern auch der Quarz hat bisweilen eine Tendenz, sich in parallelen Lagen zu ordnen, wie das Fig. 1 Taf. XV zeigt. Allerdings sind diese Anzeichen des Parallelismus nicht primäre, magmatische Erscheinungen, sondern Ergebnisse einer späteren mechanischen Einwirkung, deren andere Beweise noch weiter mitgeteilt werden.

Mikroskopisch betrachtet stellt der Tatragranit ein körniges Gemenge vor, worin der Oligoklas eine dominierende Rolle spielt (vergl. Fig. 1 Taf. XVII). In der Regel sind seine Körner ein wenig nach der z-Achse verlängert, sonst aber entbehren sie jedes merklichen Idiomorphismus. Nur hier und da begegnet man größeren Granitpartien, in denen porphyrische Einsprenglinge von Plagioklas mit deutlichen Kristallumrissen vorkommen. Solche porphyrartige Granite, die schon ZEUSCHNER unterschied, sind besonders

im Tale der fünf ungarischen Seen und in der Umgebung des großen Kohlbachwasserfalles ziemlich verbreitet. Die nähere Untersuchung dieser Varietät muß der Zukunft überlassen werden. Auch im Goryczkowatypus hat der Oligoklas eine Neigung, sich in größeren Individuen auszuschneiden.

Der Oligoklas der Tatragranite ist nach dem Albit-, Periklin- und Karlsbader Gesetz verzwillingt, aber die Zwillinglamellen sind meist sehr dünn und in schlechten Dünnschliffen, besonders wenn dieselben aus angewittertem Material gefertigt wurden, kaum erkennbar. Da dabei die Durchschnitte  $\perp$  M beinahe gerade Auslöschung zeigen, so ist kein Wunder, daß der Oligoklas früher für Orthoklas angenommen wurde. Die Bestimmungen, welche in unserem Institute nach den heute üblichen optischen Methoden (M. LÉVY, F. BECKE u. a.) mehrmals unternommen und neuerdings von Dozent Dr. ST. KREUTZ durchgeführt wurden, beweisen, daß der vorherrschende Plagioklas der Granite des Kosistatypus dem Oligoklas  $Ab_{75} An_{25}$  genau entspricht oder dieser Formel sich nähert, was in gutem Einklange mit WEYBERG'S Analyse steht. Im Granite des Goryczkowatypus ist der Oligoklas etwas anorthitreicher und entspricht durchschnittlich der Formel  $Ab_{70} An_{30}$  (W. PAWLICA).

In beiderlei Granittypen ist der Orthoklas sehr selten und gegenüber dem Oligoklas stets xenomorph. Der Mikroklin oder Mikroperthit wurde bisher im normalen Tatragranit nie beobachtet.

Mechanische Deformationen des Oligoklases bemerkt man nicht selten. Besonders charakteristisch sind die  $\perp$  M getroffenen Durchschnitte, die bisweilen eine sehr deutliche wellige Auslöschung zeigen (vergl. Fig. 1 Taf. XVII).

Von dem Quarz der Tatragranite ist nichts besonderes zu bemerken. Seine durchaus xenomorphen Körner liegen in der stark überwiegenden Feldspatmasse regellos

zerstreut. Stellenweise nehmen sie aber oblonge linsenförmige Gestalten an, die sich dann parallel zu ordnen pflegen (vergl. Taf. XV). Obwohl der Quarz der Tatrageranite in der Regel die letzte Bildung des kristallisierenden Magmas darstellt, kommt er doch auch, besonders im Granit des Goryczkowatypus, in kleinen, rundlichen oder ellipsoidalen Körnchen vor, die mit dem Oligoklas poikilitisch verwachsen sind und auf eine z. T. gleichzeitige Ausscheidung hinweisen. Recht selten ist dagegen die wahre mikropegmatitische Verwachsung (am Rande der Oligoklaskörner) zu beobachten.

Der Quarz unserer Granite ist dadurch merkwürdig, daß er durchwegs Merkmale einer starken mechanischen Deformation oder selbst Kataklasstruktur zeigt. Im Gegensatz dazu, was davon von V. UHLIG (10) berichtet wurde, kann man gewiß in jedem Dünnschliff Quarze finden, die mit ihrer anomalen optischen Orientierung, mit ihrem Zerfall in verschieden orientierte Felder, mit welliger Auslöschung usw. zur Genüge beweisen, daß das dieselben führende Gestein einst einer starken mechanischen Einwirkung unterworfen war (vergl. Fig. 2 Taf. XV).

Der Biotit ist das wichtigste femische Mineral der Tatrageranite. Von seiner Zusammensetzung und seiner Menge in beiden Granittypen ist schon oben die Rede gewesen. Er ist keineswegs in ganzer Gesteinsmasse gleichmäßig verteilt. Gewöhnlich bildet er kleine Zusammenhäufungen, die in den Ecken zwischen den Feldspat- und Quarzkörnern eingedrängt sind und nicht selten gebogen und zusammengefaltet erscheinen. Sein optisches Verhalten ist normal mit Ausnahme der deformierten Blättchen. Der Biotit verwächst oft mit Muscovit, dessen Blätter meist schief oder auch quer zur Biotitspaltung laufen. Selbständig scheint der primäre Kaliglimmer nicht vorzukommen, und da seine Menge immer der des Magnesiaeisenglimmers

nachsteht, so ist er makroskopisch nicht immer zu bemerken.

Was nun die primären Nebengengenteile der Tatrgranite anbelangt, so spielen darunter die Eisenerze wohl die erste Rolle. Der Ilmenit ist ziemlich verbreitet und fehlt in keinem Dünnschliffe. Er kommt in kleinen Körnern oder in rhomboedrischen Kriställchen vor und wird gewöhnlich vom Magnetit oder auch vom Hämatit begleitet. Aus der Bauschanalyse des Kosistagranites und der Menge des in ihm vorhandenen Biotites geht hervor, daß der Ilmenitgehalt etwa 0,5—0,6 % beträgt. Ebensoviel macht die Summe beider oxydischen Eisenerze aus. Von SZADÉCKY wurde außer dem Ilmenit noch der Sphen erwähnt. Unter den farblosen akzessorischen Mineralien ist der Apatit recht verbreitet. Seine gut ausgebildeten, dickprismatischen Kriställchen erreichen bisweilen 0,3 mm Dicke. Man kann dieselben leicht mikrochemisch bestimmen. Die Apatitmenge beträgt nicht weniger als 0,5 %. Sehr schöne, spitzpyramidale Zirkonmikrolithe sind oft zu sehen. Sie durchspicken nicht nur den Quarz, Feldspat und Biotit, sondern auch den Apatit. Die oben mitgeteilte Analyse PAWLICA's beweist, daß der Zirkongehalt im Kosistagranite 0,075 % beträgt. Rutilnadelchen sind im Quarz nur spärlich vorhanden. Als Seltenheit sind noch winzige Pyritwürfelchen zu erwähnen.

Merkwürdigerweise kommt der Apatit am liebsten in enger Paragenese mit den Eisenerzmineralien und dem Biotit vor und bildet mit ihnen im Granitmagma eine Art basischer Mikroschlieren.

Die sekundären Mineralien. Es gibt deren viele. Das häufigste sekundäre Mineral ist der Sericit, dessen stark licht- und doppelbrechenden Schüppchen in gewissen Granitpartien sehr reichlich vorhanden sind. Er



ist das charakteristische Zersetzungsprodukt der Feldspate und seine Menge bietet guten Maßstab der Verwitterung eines Tatragranites. Der Sericitisierungsvorgang fängt gewöhnlich in der Mitte eines Feldspatkornes an und schreitet sukzessive nach seiner Peripherie fort (vergl. Taf. XV und Fig. 2 Taf. XVII). Ob der Orthoklas der Tatragranite leichter zu Sericit wird, als der Oligoklas, wie WEYBERG meint, ist zweifelhaft, da seine Analysen gerade das umgekehrte zu beweisen scheinen (s. p. 304). Der als Hauptumbildungsprodukt der Feldspate von den früheren Forschern oft erwähnte Kaolin spielt, wenn er überhaupt vorhanden ist, nur eine ganz untergeordnete Rolle. Selbst jenes weiße charakteristische Mehl, das bei der oberflächlichen Verwitterung des Tatragranites unter Bedeckung der Moos- und Flechtenwurzeln sich bildet, besteht in der Hauptsache nicht aus Kaolin, sondern aus Sericit. Dies Verhalten steht im Einklange mit der Tatsache, daß der verwitternde Tatragranit dieselbe  $K_2O$ -Menge wie der frische enthält und daß dagegen sein  $Na_2O$ - und  $CaO$ -Gehalt sich rasch vermindert (vergl. die Analysen I und II auf p. 303 und 309). Neben Sericit kommt auch sekundärer Muscovit vor, der sich auf Kosten des Biotites bildet oder als Einschaltungen in den Spaltungsebenen des Feldspates erscheint. Seine Menge wächst proportional dem Verwitterungs- und Auflockerungsgrad des Granites. WEYBERG macht darauf aufmerksam, daß der Biotit in der unmittelbaren Nachbarschaft der sedimentären Hülle, wo der Granit am meisten verwittert zu sein pflegt, beinahe gänzlich durch den sekundären Muscovit vertreten ist.

Der Magnesiaglimmer ist auch das Muttermineral des im Tatragranit so verbreiteten Chlorites. Genetischer Zusammenhang beider Minerale wird durch die oft vorkommenden sehr deutlichen Übergänge des Biotites in den

Chlorit außerhalb jeden Zweifels gestellt. Ob Pennin oder Klinochlor oder eine andere Chloritgattung vorliegt, bleibt zurzeit eine offene Frage, da es bisher noch nicht gelungen ist, ein geeignetes Material zur chemischen und optischen Prüfung auszusondern. Jedenfalls ist der Chlorit einer der wichtigsten Farbstoffe der Tatragranite, der sich besonders in den stärker angewitterten gneisartigen Partien anreichert und schmutzig-dunkelgrüne Anflüge auf den linsenförmigen oder kleinplattigen Absonderungsstücken bildet. Es wurde mehrmals beobachtet, daß bei der Chloritisierung des Biotites sich als Nebenprodukte die oxydischen Erze und — was besonders interessant ist — auch Rutil in größeren Kriställchen ausscheiden. Daß bei der Verwitterung des Tatragranites die Mg O-Menge sich merklich nicht vermindert, das hängt von der gleichzeitigen Chloritisierung des Biotites ab.

Als ein wichtiges und verbreitetes sekundäres Mineral ist noch der Epidot zu nennen. Mikroskopisch kann festgestellt werden, daß er sich sowohl auf Kosten des Oligoklases als auch des Biotites bildet. Im letzten Falle lagern sich seine langellipsoidalen Neubildungen in den Spalt-rissen des Biotites ein. Jedem Touristen sind weiter jene gelblichgrünen Flecke bekannt, die den grauen Tatragranit meterweit bedecken und eigentümlicherweise mit zahlreichen, parallelen glänzenden Rutschflächen überzogen sind. Nach WEYBERG's Analysen bestehen diese „Harnisch“-Decken aus einem Gemenge von Epidot und Quarz neben den restierenden Anteilen des zersetzten Feldspates und Biotites. Der Epidot hätte dabei eine recht variable Zusammensetzung, indem er einmal nur 10% (Rysy), das andere Mal aber 30% Ferrisilikat  $H Ca_2 Fe_3 Si_3 O_{13}$  (fünf ungarische Seen) enthielte. Demzufolge wäre das Vorkommen sowohl des Epidotes als auch des Klinozoisits zu vermuten. Sehr selten

wird endlich auch der Calcit als Neubildung in dem Oligoklase und in Begleitung des Sericites angetroffen.

Erwägt man diese Beobachtungen im Zusammenhange mit den chemischen Bauschanalysen des Tatraranites und den gesetzmäßigen Veränderungen, die bei seiner Zersetzung zum Vorschein kommen, so kann man sich die Hauptmomente dieses Vorganges folgendermaßen vorstellen. Bei der Sericitisierung des Oligoklases spalten sich  $\text{Ca O}$  und  $\text{Na}_2 \text{O}$  ab. Das Calciumoxyd kann z. T. bei der Neubildung des Epidotes verwendet, z. T. als Bicarbonat fortgeführt werden, indem nur der kleinste Teil in der Calcitform kristallisiert. Das zur Sericitbildung nötige  $\text{K}_2 \text{O}$  findet sich z. T. im Oligoklas selbst, wird aber zum größeren Teil von dem sich gleichzeitig in Chlorit umwandelnden Biotit übernommen. Das Natriumoxyd wird als Bicarbonat oder als Alumosilikat in kolloidaler Lösung ausgelaugt. Die Chloritisierung ist in der Hauptsache ein Zersetzungsprozeß, bei dem das Kalialumosilikat abgespaltet werden muß. Unterliegt der Granit einer Umwandlung, an der nur die atmosphärischen Agentien teilnehmen, so muß er einerseits sich hydratisieren, andererseits einen Teil des  $\text{Na}_2 \text{O}$ ,  $\text{Ca O}$ ,  $\text{Al}_2 \text{O}_3$  und  $\text{Si O}_2$  einbüßen. Die  $\text{K}_2 \text{O}$ - und  $\text{Mg O}$ -Menge bleibt dabei fast unverändert, was die chemischen Analysen der in verschiedenem Erhaltungszustande befindlichen Granite zu beweisen pflegen.

Die mechanische Verwitterung der Tatraranite wurde bisher wenig studiert. Es ist einleuchtend, daß in unserem Klima und in einer Höhe von 1000 bis 2700 m die mechanische Arbeit des Frostes, Wassers und Windes eine recht energische sein muß. In der Tatra ereignen sich partielle Bergstürze nicht selten, aber die Wirkung dieser allerdings vereinzelt Katastrophen ist verhältnismäßig gering. Der größte Teil der destruktiven Arbeit des

Klima und der Atmosphären wird aber in den unzähligen Schluchten, Rinnen und Furchen geleistet, welche sich in *locis minoris resistentiae*, d. h. in den bröckeligen und mürben Gesteinspartien bilden. Am Fuße derselben sammeln sich mit der Zeit jene enormen Aufschüttungen von Block- und Schottermaterial, die dem Inneren des Tatragebirges ein z. T. so ödes und wildes Gepräge verleihen (vergl. Fig. 2 Taf. XIV).

**A b s o n d e r u n g s f o r m e n.** Allgemein gesagt, zeigt der Tatragebirgsgranit am häufigsten die parallelepipedischen Absonderungsformen, die eine Folge dreier sich kreuzenden Spaltensysteme sind. In gewissen Gebieten, besonders im Hochgebirge, scheinen aber einige Spaltenrichtungen vorzuherrschen, und die Granitmassive bekommen dann eine mehr oder weniger deutlich ausgesprochene Bankung. Das Streichen und Fallen der Bänke wurde noch nicht systematisch verfolgt. Ob die südwärts geneigten Klufflächen prädominieren, wie V. UHLIG anzunehmen geneigt war und was auch ich oftmals beobachtet habe, werden erst zukünftige eingehendere Messungen entscheiden (vergl. Fig. 1 und 2 Taf. XV).

### **Die Tatrapegmatite und ihre magmatischen Verhältnisse.**

Seit ZEUSCHNER'S Zeiten waren in vielen Punkten des kristallinen Tatrakernes besondere Einschaltungen bekannt, die sich ihrer helleren Farbe und groben Struktur nach von dem dieselben einschließenden Gestein scharf unterscheiden. Am meisten sind das schmale Gänge, deren Mächtigkeit von 0,5 bis 10 cm schwankt und nur in Ausnahmefällen diese Grenze überschreitet. Aber auch die größeren stockartigen Massen des rosagefärbten „Granites“ kommen nicht selten vor, z. B. die viel besprochene porphyrtartige Masse des Passes Zawrat oder

der feinkörnige Granit der Lomnitzer Spitze usw. Die Struktur dieser im normalen grauen Granit befremdend aussehenden Massen ist oft grobkörnig, ihr Mineralbestand zeichnet sich durch den Mangel an femischen Gemengteilen und durch die Anwesenheit des primären Muscovites aus, der stellenweise in großen silberweißen Blättern ausgebildet ist und dem ganzen Gebilde den Charakter eines Pegmatites verleiht. Wohl am häufigsten begegnet man den Pegmatitgängen auf der nördlichen kristallinischen Insel, wo sie nicht nur im Granit, sondern auch im Gneise und Amphibolit vorkommen. Mineralogisch sind sie dadurch interessant, daß sie einige charakteristischen Gemengteile, wie Turmalin, Mangangranat, Apatit und auch Pyrit führen. Von W. PAWLICA wurden diese Pegmatite in geologischer und petrographischer Hinsicht sorgfältig bearbeitet. Aus dessen Arbeit (18) entnehmen wir folgendes.

Es gibt mehrere Generationen der Pegmatitgänge. Der zeitliche Unterschied ihrer Injektion kann in gewissen Fällen, nämlich bei den sich kreuzenden Gängen unmittelbar konstatiert werden. Besonders lehrreich sind zwei gekreuzte Pegmatitgänge von Goryczkowa. Der ältere von ihnen ist gefaltet, der jüngere verläuft geradlinig (vergl. Fig. 1 Taf. XVIII). Da das umgebende Gestein (Orthogneis) keine merklichen Spuren einer mechanischen Deformation zeigt und überhaupt ganz normale Strukturverhältnisse beobachten läßt, so ist daraus zu schließen, daß die Injektion des älteren Pegmatites zu einer Zeit erfolgt ist, als das Nebengestein sich noch im halbplastischen magmatischen Zustande befand. Die Faltung beider Gesteine sollte nachträglich im selben Zustande nachfolgen. Der zweite jüngere Pegmatit wurde dagegen in das feste Gestein injiziert. Sehr beachtenswert ist nun die chemische Zusammensetzung beider in Rede stehenden Pegmatite.

	P. I.		P. II.	
	Gew.-%	Mol.-%	Gew.-%	Mol.-%
Si O <sub>2</sub> . . . .	75,64	79,08	71,80	76,94
Ti O <sub>2</sub> . . . .	0,21	0,16	0,15	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	0,30	0,14	0,96	0,43
F <sub>2</sub> . . . . .	0,12	0,13	0,16	0,27
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	—	—	0,31	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	14,43	8,91	14,63	9,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	0,23	0,08	0,38	0,15
Fe O . . . . .	0,17	0,14	0,48	0,42
Mn O . . . . .	Spuren	—	0,48	0,43
Ba O . . . . .	—	—	0,05	0,02
Ca O . . . . .	3,69	4,04	2,70	3,10
Mg O . . . . .	0,45	0,70	0,20	0,32
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,88	0,58	3,80	2,60
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,09	4,16	4,18	4,34
Li <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	0,04	0,08
+ H <sub>2</sub> O . . . .	0,51	1,88	0,44	1,57
— H <sub>2</sub> O . . . .	0,16	—	0,14	—
	100,88	100,00	100,90	100,00
— O = F <sub>2</sub> . . .	0,05		0,07	
	100,83		100,83	
Spez. Gew. . . .	2,6630		2,6613	

P. I. Der Biotit-Oligoklas-Pegmatit. Gefalteter Gang. Goryczkowa.

P. II. Der Oligoklas-Orthoklas-Pegmatit. Geradliniger Gang. Goryczkowa.

Erinnert man sich der chemischen Zusammensetzung des Granites vom Goryczkowatypus (s. p. 309), so muß man konstatieren, daß schon die älteste gefaltete Pegmatit-injektion sich merklich davon unterscheidet. Einerseits ist sie Si O<sub>2</sub>-reicher geworden, andererseits hat hier der Gehalt an basischen Oxyden, namentlich an K<sub>2</sub> O, Mg O, Fe O und auch an Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> stark abgenommen. Noch größer ergeben sich die stofflichen Unterschiede des zweiten jüngeren Pegmatitganges. Hier hat sich die Ca O- und Mg O-Menge vermindert, die des K<sub>2</sub> O dagegen stark vermehrt; außerdem kommen hier noch die neuen Bestandteile wie B<sub>2</sub> O<sub>3</sub> und Mn O vor.

Damit steht auch der Mineralbestand beider Injektionen im Einklang. Der ältere Gang führt hauptsächlich Quarz

und Oligoklas, der dieselbe Mischung  $Ab_{70} An_{30}$ , wie im Granit darstellt. Die Biotitmenge hat sich mehr als dreimal vermindert, die des Orthoklases ist dieselbe geblieben oder hat nur unwesentlich zugenommen. Das primäre Granit-magma büßte somit den größeren Teil des Biotites ein, bereicherte sich dagegen an Quarz.

Im zweiten jüngeren geradlinigen Gange ist der Biotit spurlos verschwunden und seine Stelle haben teilweise neue Minerale: Turmalin und Granat, eingenommen. Einen wesentlichen Unterschied bemerkt man auch in den Feldspäten, indem hier der Kalifeldspat zum ersten Male als wesentlicher Gemengteil erscheint, und zwar z. T. in der Form des Mikroklines und des Mikroperthites, die in dem normalen Tatragranite beider Typen bisher nie beobachtet wurden. Auch die Zusammensetzung des Oligoklases, dessen Menge stark herabgesunken ist, hat sich zugunsten des Albits verschoben, da sie etwa der Formel  $Ab_{84} An_{16}$  entspricht. Die charakteristischen Gemengteile dieses Pegmatites, Turmalin, Granat und z. T. Apatit, nehmen merkwürdigerweise den mittleren Teil des Ganges ein. W. PAWLICA hat alle Komponenten dieser Injektion sorgfältig analysiert und gefunden, daß der Turmalin ein Eisen-Magnesium-Natrium-Schörl ist, daß der Granat 52 Mol.-%  $Mn_3 Al_2 Si_3 O_{12}$  enthält und daß der Muscovit einen Gehalt von 0,9 %  $F_2$  und 0,2 %  $Li_2 O$  aufweist.

Betrachtet man die beiden Injektionen als einen zurückgebliebenen Rest oder eine Mutterlauge des granitischen Magmas, das nach der Verfestigung seiner Hauptmasse nachträglich in die vorhandenen Spalten hereingedrückt wurde, so bemerkt man zugleich, daß das primäre Magma sich in charakteristischer Weise differenziert hat: es hat die Eisen-, Magnesium- und z. T. Calciumoxyde (d. h. die dieselben enthaltenden Minerale) beinahe gänzlich oder teil-

weise verloren, es hat sich dagegen an  $K_2O$  und  $SiO_2$  (d. h. an Kalifeldspatmolekülen und Quarz) bereichert.

Nun zeigt die chemische Zusammensetzung des jüngeren Ganges, daß eine weitere Differenzierung des Restmagmas in angegebener Richtung möglich wäre, da  $CaO$  darin noch in erheblicher Quantität vorhanden ist. W. PAWLICA hat in der Tat auf dem Gebiete der nördlichen kristallinen Insel eine Reihe von Pegmatitgängen gefunden, die als weitere Differentiationsprodukte desselben primären granitischen Magmas angesehen werden können. Die Analysen dreier solcher Pegmatite stellen wir in der folgenden Tabelle zusammen.

	P III.		P IV.		P V.	
	Gew.-%	Mol.-%	Gew.-%	Mol.-%	Gew.-%	Mol.-%
$SiO_2$ . .	72,63	76,53	71,85	77,34	74,11	79,31
$TiO_2$ . .	0,27	0,21	0,17	0,13	0,14	0,11
$P_2O_5$ . .	0,25	0,11	0,39	0,17	0,33	0,13
$F_2$ . . .	0,18	0,14	0,10	0,16	0,08	0,13
$B_2O_3$ . .	—	—	0,43	0,39	—	—
$Al_2O_3$ . .	16,00	10,11	14,72	9,35	14,49	9,16
$Fe_2O_3$ . .	0,38	0,15	0,97	0,38	0,21	0,08
$FeO$ . .	0,29	0,26	0,37	0,33	0,15	0,12
$MnO$ . .	Spuren	—	0,31	0,28	Spuren	—
$CaO$ . .	2,30	2,65	0,90	1,04	0,71	0,87
$MgO$ . .	0,23	0,36	0,29	0,46	0,31	0,49
$K_2O$ . .	1,45	0,99	6,51	4,55	6,74	4,60
$Na_2O$ . .	6,16	6,41	3,02	3,16	2,26	2,35
+ $H_2O$ . .	0,58	2,08	0,63	2,26	0,73	2,65
— $H_2O$ . .	0,23	—	0,17	—	—	—
	100,95	100,00	100,83	100,00	100,26	100,00
— $O = F_2$ . .	0,06	—	0,04	—	0,03	—
	100,89	—	100,79	—	100,23	—
Spez. Gew.	2,6652	—	2,653	—	2,6285	—

P. III. Oligoklasalbit-Pegmatit von Kasprowy Wierch.

P. IV. Albit-Mikroklin-Pegmatit von demselben Vorkommen.

P. V. Albit-Orthoklas-Pegmatit von Czuba Goryczkowa.

Vor uns steht eine interessante Reihe von Spaltungsgesteinen. Der Pegmatit von Kasprowy Wierch (P III)



führt in seinem Bestande hauptsächlich Quarz und stark überwiegenden Plagioklas, der nach dem optischen Verhalten etwa 5—10 % An enthält, also dem Oligoklasalbit zugerechnet werden muß. Untergeordnet kommt noch Orthoklas, Muscovit, Granat und Apatit vor. Die Vorherrschaft des Oligoklasalbits drückt sich in sehr hohem  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalte aus, dessen mol. Menge 6,4 % ausmacht.

Andere Verhältnisse findet man im zweiten Pegmatitgange von demselben Vorkommen (P IV), worin schon der Kalifeldspat in der Mikroklinform vorherrscht (vergl. Fig. 2 Taf. XVIII). Daneben ist auch ein Albit vorhanden, dessen optisches Verhalten nur auf einige Prozente beigemischten Anorthit hinweist, und der vorzugsweise in der Form eines Mikroklinmikroperthit erscheint. Muscovit, Turmalin, Granat und Apatit bilden weitere untergeordnete Gemengteile. In diesem Albit-Mikroklin-Pegmatit erkennen wir ein Gestein, in welchem das  $\text{K}_2\text{O}$  schon über dem  $\text{Na}_2\text{O}$  vorherrscht und die Oxyde zweiwertiger Metalle eine ganz untergeordnete Rolle spielen. Es liegt also ein Alkaligestein der granitischen Reihe (in ROSENBUSCH'S Sinne) vor.

Derselben Kategorie gehört auch der Pegmatit von Czuba Goryczkowa (P V) mit Orthoklas als vorherrschendem Kalifeldspat an, und auch jene größeren stockartigen Massen des „rosa“ oder des „Muscovitgranits“, der früher als selbständige Granitart der Tatra beschrieben wurde.

Die letzten zwei Pegmatite können als Endresultat des Differentiationsprozesses des primären granitischen Magmas betrachtet werden. Nach der reichlichen Ausscheidung des Oligoklasalbits im Pegmatit P III beraubte sich die restierende Lösung der vormals herrschenden Ca-Na-Feldspatmoleküle, was zur Konzentration der K-Feldspatmoleküle führen mußte, die am Ende des Vorganges stark überwiegen.

Somit haben wir eine Reihe granitischer Spaltungsgesteine kennen gelernt, die unzweifelhaft einem und demselben magmatischen Herde angehören, an deren Anfang ein primärer typischer Natronkalkgranit und an deren Ende ein sekundärer Alkalipegmatit steht, der im Wege der Differentiation aus dem ersteren entsprossen ist.

Zum bequemen Überblick stellen wir die bei der Differentiation eines granitischen Magmas wichtigsten Stoffe in folgender Tabelle zusammen, wo die Zahlen Molekularprozentage bedeuten.

	Primäres Granitmagma	P I	P II	P III	P IV	P V
MgO . . .	2,4	0,7	0,3	0,4	0,5	0,5
Ca O . . .	4,4	4,0	3,1	2,7	1,0	0,9
Na <sub>2</sub> O . . .	4,7	4,2	4,3	6,4	3,2	2,4
K <sub>2</sub> O . . .	1,2	0,6	2,6	1,0	4,6	4,6

Die Mg O-Menge, die im primären Muttermagma 2,4 Mol. betrug, verminderte sich schon im ersten Pegmatit bis 0,7 Mol. und nach der Endausscheidung des Biotites hält sie sich auf dem Niveau von 0,3—0,5 Mol., gebunden im Muscovit und den Nebengemengteilen (Turmalin und Granat). Der Ca O-Gehalt sinkt regelmäßig mit dem Fortschreiten des Differentiationsvorganges. Das Natriumoxyd ist in den ersten drei Stadien beinahe in derselben Quantität vorhanden und erst nach der massenhaften Ausscheidung des Oligoklasalbits im P III reduzierte sich seine Menge fast bis zur Hälfte. Den größten Schwankungen unterliegt das Kaliumoxyd, da es an der Zusammensetzung mehrerer Komponenten des Magmas teilnimmt, deren einige, z. B. der Biotit, eine Tendenz haben, sich am frühesten, die anderen aber, z. B. der Kalifeldspat, am spätesten auszuschcheiden. Dadurch erklärt sich die zweimalige Depression seines Gehaltes: im P I nach der Ausscheidung des Biotites bei der Kristallisation des Muttergranits und im P III nach der Eliminierung

einer größeren Menge von Orthoklas bei der Verfestigung des P II. In den Endstadien (P IV und P V) konzentrierte sich seine Menge so stark, daß sie die Summe des Na<sub>2</sub>O und Ca O überwiegt.

Mineralogisch genommen könnte man sich die Differentiation des Muttermagmas folgendermaßen vorstellen:

	Der Mutter- granit	P I	P II	P III	P IV	P V
Biotit (u. Muscovit)	14,2	4,8	2,0	6,8	3,6	8,9
Plagioklas . . .	53,6	48,2	35,0	60,0	25,6	21,1
	Ab <sub>70</sub> An <sub>30</sub>	Ab <sub>70</sub> An <sub>30</sub>	Ab <sub>84</sub> An <sub>16</sub>	Ab <sub>90</sub> An <sub>10</sub>	Ab <sub>94</sub> An <sub>6</sub>	Albit
Kalifeldspat . . .	0,5	2,6	25,4	5,0	35,5	33,3
Quarz . . . . .	30,1	43,6	31,0	26,5	29,2	36,0

Der Differentiationsgang wurde am deutlichsten in der Zusammensetzung des Plagioklas ausgedrückt, dessen Albitgehalt stetig wächst. Der Biotit ist bloß in dem ältesten Pegmatit vorhanden, in den weiteren Injektionen nimmt seinen Platz der Muscovit ein. Der Kalifeldspat konzentriert sich reichlich nach dem Zurücktreten im P III in den letzten zwei Injektionsstadien. Die Menge der Kieselsäure ist stets in den Spaltungsmagmen größer als in dem Muttermagma, auch die des Quarzes pflegt größer zu sein, ausgenommen den Pegmatit P III, wo der Feldspatgehalt enorm hoch ist.

Die akzessorischen Minerale, wie der Turmalin, der Mn-Granat und z. T. Apatit, sind für die Pegmatite bezeichnend. Ihre Menge schwankt in ziemlich weiten Grenzen und ihre Verbreitung ist sogar im selben Gange ungleichmäßig. Den größten Gehalt vom Turmalin 3,8 Mol. zeigt der Pegmatit P IV, vom Granat 1,8 Mol. und Apatit 2 Mol. der Pegmatit P II. Das Vorkommen dieser Minerale sowie des Muscovits ist dadurch wichtig, da sie flüchtige Stoffe, wie Fluor, Bor und Wasserstoff enthalten, die die Dün-

flüssigkeit des Magmas und dessen Schmelzpunkterniedrigung beeinflussen konnten. In der Regel begleitet der Turmalin nur die Kalifeldspatpegmatite.

Aus dem oben Dargelegten geht hervor, daß die Differentiation des primären Granitmagmas in die einzelnen sekundären Spaltungsmagmen eine ins Auge fallende Analogie mit der Kristallisationsfolge der Minerale in einem Alkalkgranitmagma offenbart. Bekanntlich scheiden sich aus einem solchen Magma zuerst der Biotit und die Ca-Na-Feldspäte, zuletzt die Kalifeldspäte und der Quarz aus. Dementsprechend ist der älteste Pegmatit (P I) biotitführend, sein Feldspat ist ein Oligoklas mit 30 % Anorthitgehalt, der jüngste dagegen enthält nur Albit und Kalifeldspat neben Muscovit. Diesen Parallelismus der Differentiationsfolge und der Kristallisationsfolge hat schon W. C. BRÖGGER<sup>1</sup> vor 15 Jahren bemerkt und entsprechend geschätzt. Unser Beispiel bestätigt trefflicherwise die Beobachtung des genannten Forschers.

Vom physikalisch-chemischen Standpunkte aus sollten die Pegmatitmagmen nach Ausscheidung der Nebengemengteile, des Glimmers und des Überschusses vom Feldspat und Quarz, als eine eutektische Mischung erstarren. Diese sollte die Mikropegmatitstruktur und die Zusammensetzung von 31 % Quarz und 68,5 % Feldspat besitzen<sup>2</sup>. Unsere Pegmatite zeichnen sich durch die typisch körnige Struktur aus, indem die Merkmale einer eigentlichen Eutektstruktur gänzlich fehlen. Der Quarz bildet allerdings hie und da Einschlüsse im Feldspat, was teilweise auf die gleichzeitige Kristallisation hinweist. Die Zusammensetzung des Eutek-

<sup>1</sup> Die Eruprivgesteine des Kristianiagebietes. II. Das Gangfolge des Laurdalites. Kristiania 1898. p. 354, 364 u. a.

<sup>2</sup> J. H. L. VOGT, T. M. P. M. 25. Über anchimonomineralische und anchieutektische Eruptivgesteine. Kristiania 1908. p. 68.

tikum muß hier unbestimmt bleiben, da die Menge der sich vor seinem Erstarren ausgeschiedenen Komponenten nicht geschätzt werden kann. Nehmen wir einmal die These an, die wir nicht anerkennen, die aber von mancher Seite verteidigt wird<sup>1</sup>, alle Granitmagmen seien ihrer Natur nach eutektisch, so bekämen wir, in Anwendung dieses Satzes auf die Tatrapegmatite, stark divergierende und mit den theoretischen nicht zusammenstimmende Verhältnisse.

	Muttergranit	P I	P II	P III	P IV	P V
Quarz. . .	35,7	46,2	33,9	29,0	32,3	39,5
Feldspat. .	64,3	53,8	66,1	71,0	67,7	60,5

In der Tabelle sind die mol. Quarz- und Feldspatmengen gegeben. Einige der gefundenen Verhältnisse nähern sich den theoretischen Zahlen, die anderen sind davon entfernt. Wir wollen damit nicht behaupten, daß die Theorie in unserem Falle unrichtig sei, wir möchten nur betonen, daß das Verhältnis Quarz-Feldspat in den Tatrageranitgesteinen unbeständig ist und daß das granitische Magma, als Ganzes, eutektisch nicht benannt werden könnte.

Die in diesem Abschnitte erworbenen Resultate stellen wir kurz wie folgt zusammen:

1. Das Alkalikalkmagma des Tatrageranites im Endstadium seiner Verfestigung hat eine Mutterlauge hinterlassen, die zu einer Reihe von Pegmatitinjektionen Veranlassung gegeben hat.

2. Die ältesten Pegmatitinjektionen behalten noch z. T. den Charakter des Muttergesteines, d. h. sie sind kalkalkalisch, die jüngsten dagegen sind ihrer chemischen Zusammensetzung nach echte Alkaligesteine.

3. Die Differentiation des Muttergesteines in einzelne sekundäre Spaltungsmagmen ist der Kristallisationsfolge der

<sup>1</sup> Vergl. P. TSCHIRWINSKY, Quantitative mineralogische und chemische Zusammensetzung der Granite. Moskau 1911. p. 588.

einzelnen Minerale im primären Granitmagma vollkommen analog.

Diese Folgerungen sind dadurch von Bedeutung, daß sie die viel besprochene Frage nach der Exklusivität der petrographischen Provinzen berühren und jene nicht begründeten Anschauungen von neuem widerlegen, gemäß deren die kalkalkalischen und alkalischen Gesteine sich sozusagen zu vermeiden streben und ihre Differentiation nur die Spaltungsgesteine derselben Sippe geben kann<sup>1</sup>.

### **Die Erz- und Mineralgänge des kristallinen Tatra-kernes.**

Die Charakteristik der Tatra-Granite wäre gewiß unvollständig, wenn nicht noch einige Worte über die in ihnen vorkommenden Erz- und Mineralgänge zugefügt würden. In den früheren Zeiten pflegte man zu glauben, in der Tatra seien unerschöpfte Metallschätze verborgen. Selbst die Schriftsteller des 18. Jahrhunderts, wie BUCHHOLZ, TORNET, HACQUET, GENERSICH u. a. konnten die Vorstellung über die fabelhaften Erzlager der Tatra nicht aufgeben. Auch STASZIC, der anfangs des 19. Jahrhunderts die Tatra besuchte, gibt, wahrscheinlich unter Einfluß der mit lebhafter Phantasie begabten Bergleute, eine übertriebene Beschreibung mehrerer Erzgänge. Erst ZEUSCHNER hat den richtigen Maßstab der „metallarmen Gänge“ erkannt und erläutert, warum trotz wiederholter Bestrebungen der polnischen Könige und später

<sup>1</sup> Vergl. dazu: H. ROSENBUSCH, Mikroskop. Physiogr. IV. Ausg. Bd. II, 1. p. 142. — F. BECKE, T. M. P. M. **22** (1903). p. 248. — CROSS. Quart. Journ. Geol. Soc. **66** (1910). p. 477. — A. MEISTER, Sur les roches du district d'Jénissej. St. Petersburg 1910. p. 449. — Z. SARZYŃSKI. Beitrag zur Kenntnis der pazifischen Andesite. Bull. Acad. sc. Cracovie, Juli 1912. — A. OSANN, Petrochemische Untersuchungen. Heidelberg 1913. p. 57 u. m. a.

der österreichischen Regierung der Bergbau in der Tatra niemals zum Blühen gebracht werden konnte. Die Gruben, deren Spuren sich in den Halden und Schürfen bis heute erhalten haben, sind nur wenige bekannt: Kunszta bei Pyszna, Czarny Zleb auf dem Bergrücken Ornak, einige alte Stollen im Stara Robota-Tale (d. h. im Tale des alten Bergbau), auf dem Südabhange des Krivan, im Kleinkohlbach-tale, auf der Nordseite der Lomnitzer Spitze (die sogen. Kupferbank) u. a. Alles das sind Erzlagerstätten von demselben Typus. Die im Granit oder öfters im Gneis durchlaufenden Gänge enthalten hauptsächlich Quarz, Schwerspat und Siderit, in denen fein eingesprengtes Fahlerz, Chalkopyrit und auch Pyrit vorkommen. Die Kupferminerale sind gewöhnlich in die sekundären Hydrocarbonate (Kupferlasur und Malachit), Pyrit und Siderit in Limonit umgewandelt. Auf dem Krivan sollte auch Antimonglanz mit Gold- und Silberspuren vorkommen. Einige alte Benennungen, wahrscheinlich bergmännischen Ursprungs, z. B. der Spießglanzpaß auf dem Miedziane (d. h. auf dem Kupferbergrücken) deuten auf das wirkliche oder nur vermutete Vorhandensein des Antimonglanzes und der Kupfererze hin. Ob die erzführenden Gänge eine bestimmte Streichrichtung haben, ist nicht näher bekannt, obwohl die alten Stollen am Ornak auf eine der ganzen Gebirgskette parallele Richtung hinzuweisen scheinen.

Unter den die Erzgänge begleitenden Mineralen muß noch besonders der Turmalin erwähnt werden, den man nicht selten in dem Quarz oder Siderit eingewachsen beobachtet. Er nimmt dadurch eine besondere Stelle ein, daß er das einzige Mineral ist, den kosmopolitischen Pyrit ausgenommen, das auch in den Pegmatitgängen vorkommt. Es ist nicht ausgeschlossen, daß beide Gangserien in gewissem genetischen Zusammenhange stehen.

Jedenfalls zeigen die Erzgänge der Tatra eine charakteristische Paragenese, die sich merkwürdigerweise in den anderen karpatischen Kerngebirgen fast buchstäblich, nur öfters in größerem Maßstabe, wiederholt.

Die Mineralgänge der Tatra sind ziemlich verbreitet, aber ihrem Umfang nach geringfügig. Ihre Richtung ist wechselnd, dabei keilen sich die Gänge gewöhnlich schnell aus. Am häufigsten trifft man die Quarz-Siderit-Gänge, deren Mächtigkeit bisweilen bis 0,6 m anschwellt. Sie bestehen in der Hauptsache aus dichtem Quarz und grobkörnigem Siderit, die sich mehrmals wiederholen. Der Siderit bedeckt sich in der Regel mit einer oberflächlichen Limonitkruste. Die Schotterkegel am Fuße der das Meer-auge umgebenden Spitzen sind besonders an solchen oxydierten Sideritstufen reich.

Den etwas selteneren Gangmineralien gehört der weiße grobkörnige Kalkspat an, der gewöhnlich in der Paragenese mit dem gelblichen nadelförmigen Epidot vorkommt. Der Epidot bildet auch selbständige Drusen, an deren prismatischen pistaziengrünen Kriställchen man einige besser ausgebildete Flächen unterscheiden kann. Der Kalkspat und Epidot werden auch stellenweise von Pyrit begleitet, dessen kleine Würfelchen meist oxydiert erscheinen. Als Seltenheit sei noch der Albit erwähnt. Seine nach der x-Achse verlängerten Kriställchen kommen zusammen mit Quarz- und Epidotsäulchen in den kleinen Hohlräumen und Nestern der Granite der Mengsdorfer Spitze und des Smreczyner Tales vor. Ein oft vorkommendes Gangmineral ist Eisenglanz, dessen Spiegel und Harnische zu den häufigen Mineralfunden in der Tatra besonders in der Umgebung des Pysznepasses und des Błyszcz gehören. Alle diese Vorkommnisse warten noch auf eine genauere wissenschaftliche Bearbeitung.



In den verschiedenen Punkten der granitischen Tatra kommen auch Zeolithe vor. Bisher wurden nur Chabasit in kleinen rhomboedrischen Kriställchen und Penetrationszwillingen und Desmin in bündelförmigen oder sternartigen Gruppen gefunden. Ihr Muttergestein ist der stark verwitterte, mürbe Granit, dessen Klüfte und Löcher mit den zeolithischen Inkrustationen oft reichlich bekleidet sind. Wohl das bedeutendste Zeolithvorkommen der Tatra findet sich am Passe Rohatka (Kerbchen) bei der Kleinen Wysoka.

Die hier nur kürzlich erwähnten Gangminerale haben einen gemeinsamen Zug: sie sind hauptsächlich (den Quarz ausgenommen) Ca- oder Fe-Verbindungen, was der stofflichen Natur des Tatrgranites gut entspricht. Als hydrothermale Auslaugungsprodukte könnten sie ja nicht eine gründliche substantielle Abweichung von ihrem Muttergestein aufweisen.

### **Über den Komagmatismus der Karpatengranite.**

In dem Tatrgranit haben wir ein eigenartiges und sogar extremes Gestein kennen gelernt und es wäre von Interesse zu ermitteln, ob und inwieweit dieser exklusive Gesteinscharakter sich in den anderen karpatischen Kerngebirgen erhalten hat. Ein genauer Vergleich der Tatrgranite mit den anderen karpatischen Graniten ist zurzeit leider nicht gut möglich, die Karpaten sind ja in petrographischer Hinsicht noch sehr mangelhaft bekannt. Der Verfasser hat sich daher die Aufgabe gestellt, die wichtigsten Granitkerne der Karpaten zu besuchen und das erwünschte Vergleichsmaterial an Ort und Stelle zu sammeln. Die Bearbeitung der reichlichen Kollektion wurde noch nicht beendigt. Die bisher gewonnenen Resultate erlauben aber

die aufgeworfene Frage mindestens in einer allgemeinen Form zu beantworten.

Bekanntlich hat V. UHLIG (13) die karpatischen Kerngebirge in zwei Reihen, die äußere und die innere Reihe geteilt. Der äußeren Reihe gehören die kleinen Karpaten, das Inovecgebirge, die Mala Magura und das Fatra-Krivangebirge an. In die innere Reihe werden das Neutra-Triebecgebirge, das Zjar- und Lubochniagebirge, die Niedere Tatra und das Zips-Gömörergebirge bis zum Hernadtal eingerechnet. Die Hohe Tatra nimmt die nördliche zentrale Lage ein.

Die Granite der inneren Kerngebirgsreihe zeigen viele gemeinsame Züge mit denen der Hohen Tatra. Schon bei oberflächlicher Betrachtung fallen in das Auge dieselbe grauliche Farbe, dieselbe mittelkörnige Struktur, dieselben Zeretzungsprodukte (Epidot und Chlorit) und die Häufigkeit der Pegmatitgänge. U. d. M. sieht man die stellenweise überraschend vollkommene Identität sowohl des Gesamtbildes als auch der Einzelheiten, die den Tatrgranit charakterisieren. Überall findet man die so bezeichnende Vorherrschaft des Oligoklases, die gänzliche Abwesenheit des Mikroklin oder Mikroperthites, die Sericitisierung des Feldspates, die stete Umwandlung des Biotites in den Chlorit und Epidot usw. Die bisher durchmusterten Granite des Lubochniagebirges, der Niederen Tatra (im Bocatale), des Zjar, der Stadt Neutra und des Hernadtales bei Abos — sind lauter Oligoklasbiotitgranite von scharf ausgesprochenem Tatrtypus.

Etwas abweichend sind die Verhältnisse in der äußeren Kerngebirgsreihe. Der Granit ist auch hier im allgemeinen dem der Hohen Tatra sehr ähnlich. Besonders die so schön in den Durchbruchstätern der Arva und des Waag entblößten Granite sind bei makroskopischer Betrachtung kaum von dem tatrischen zu unterscheiden. Die Granite

der Mala Magura und namentlich die der Kleinen Karpaten zeigen in ihrem äußeren Habitus schon merkliche Unterschiede. Die Farbe ihres Biotites ist schwärzer, ohne dem Stich ins Grüne, und demzufolge ist die Gesamtfarbe des Gesteines mehr bräunlichgrau. Die Struktur des an beiden Ufern der Donau in großartigen Steinbrüchen anstehenden Granites ist auch etwas grobkörniger als die des normalen Tatragranites. Besonders die Pegmatite des Wolfstales kommen in einer prachtvollen grobkörnigen Varietät vor, die schöne silberweiße Muscovittafeln und faustgroße, schmutzig dunkelblaue, von Granatschnüren umsäumte Mikroklinkristalle führt.

U. d. M. bemerkt man sofort neue Komponenten, nach denen man in dem normalen Tatragranit vergeblich suchte, d. h. Mikroklin, Mikropertthit und Mikropegmatit. Sie sind gegen den jedenfalls überwiegenden Plagioklas entschieden xenomorph und bilden zwischen seinen Ausscheidungen eine Art von Mesostasis. Der Biotit unterscheidet sich merklich von dem tatriscen durch seine rötlichbraune Farbe. Die angedeuteten Unterschiede treten am schärfsten im Granit der Kleinen Karpaten hervor, weiter gegen Norden, im Fatra-Krivangranit, sind sie schwächer ausgedrückt.

Es wäre nun von Interesse, diese Verhältnisse der verschiedenen Karpatengebirge zahlenmäßig zu verfolgen. Wir verfügen zurzeit über 2 Analysen der Granite der äußeren Kerngebirgsreihe und über 1 Analyse des am östlichen Rande der inneren Kerngebirgsreihe vorkommenden Granites vom Hernadtale. Diese Analysen führen wir nachstehend an.

In betreff dieser Analysen wird noch folgendes bemerkt: K I. Der Granit vom Hernadtal zeichnet sich durch den verhältnismäßig niedrigen  $\text{Si O}_2$ -Gehalt und durch den Biotitreichtum aus. Setzt man voraus, daß die Zusammen-

	K I		K II		K III	
	Gew.-%	Mol.-%	Gew.-%	Mol.-%	Gew.-%	Mol.-%
Si O <sub>2</sub> . .	62,55	66,70	68,42	72,54	69,48	73,06
Ti O <sub>2</sub> . .	1,84	1,48	0,62	0,49	n. best.	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . .	0,51	0,23	0,17	0,08	0,15	0,07
F <sub>2</sub> . . .	0,32	0,54	0,25	0,41	n. best.	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	14,64	9,22	15,31	9,60	15,21	9,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	3,43	1,38	1,38	0,55	1,63	0,65
Fe O . .	2,39	2,13	1,43	1,31	1,34	1,17
Mn O . .	Spuren	—	Spuren	—	Spuren	—
Ba O . .	n. best.	—	0,03	0,01	0,04	0,01
Ca O . .	3,50	4,02	3,13	3,57	3,74	4,24
Mg O . .	2,06	3,28	1,44	2,28	1,03	1,61
K <sub>2</sub> O . .	2,38	1,62	2,54	1,71	2,88	1,93
Na <sub>2</sub> O . .	4,88	5,07	4,01	4,14	3,87	3,95
+ H <sub>2</sub> O .	1,21	4,33	0,93	3,31	1,11	3,87
— H <sub>2</sub> O .	0,28	—	0,26	—	0,15	—
	99,99	100,00	99,92	100,00	100,63	100,00
— O = F <sub>2</sub>	0,13		0,10			
	99,86		99,82			
Spez. Gew.	2,758		2,700		2,699	

K I. Granit vom Hernadtales bei Abos, biotitreich, in den Klüften eisen glanz- und epidotführend. Analysiert von J. STACHIEWICZ.

K II. Granit vom Durchbruchstale der Arva bei Králován, dem normalen Tatragranit äußerlich sehr ähnlich. Analysiert von Dr. W. PAWLICA.

K III. Granit vom Wolfstal. Steinbruch am Fuße des Öden Schlosses, von vielen Pegmatitgängen durchtrüert. Analysiert von Fr. K. LOSIÓWNA.

setzung dieses Biotites der des Goryczkowabiotites (p. 310) ähnelt, so kann man den Mineralbestand des Granites vom Hernadtal folgendermaßen berechnen.

Biotit . . . . .	19,0	Gew.-%
Orthoklas . . . . .	0,5	"
Oligoklas . . . . .	54,0	"
Quarz . . . . .	20,0	"
Apatit . . . . .	1,2	"
Eisenerz, Epidot etc . . .	5,3	"

Demzufolge ist das Gestein von Hernad auch ein typischer Oligoklasbiotitgranit. Er unterscheidet sich von

dem Tatragranit nur quantitativ, indem er mehr Biotit, weniger Quarz enthält. U. d. M. bemerkt man keinen Kalifeldspat. Der sich aus der Rechnung ergebende Orthoklas ist als chemische Beimischung in dem vorherrschenden Oligoklas zu betrachten.

K II. Der Granit von Královan steht seiner chemischen Zusammensetzung nach dem Tatragranit des Goryczkowa-typus sehr nahe. Nur ist hier der  $K_2O$ -Gehalt entschieden größer. Im Einklang damit zeigt das Mikroskop, daß der Kalifeldspat mit bekannter Mikroklinstruktur vorhanden ist. Seine Menge ist hier nicht groß: etwa einige Körner in einem Dünnschliffe. Das Überwiegen des Oligoklases ist auch in diesem Vorkommen sehr bedeutend. Nun zeigt die Rechnung, der die chemische Zusammensetzung des Biotites von Goryczkowa zugrunde liegt, daß dem Granit von Královan folgender Mineralbestand zukommt.

Biotit . . . . .	13,5	Gew.-%
Mikroklin . . . . .	5,5	„
Oligoklas . . . . .	49,0	„
Quarz . . . . .	30,0	„
Apatit . . . . .	0,5	„
Eisenerz etc. . . . .	1,5	„

Kalifeldspat (Mikroklin) ist auch in dem Granit von Mala Magura und zwar in etwas erheblicher Quantität vorhanden.

K III. Wie schon bemerkt, unterscheidet sich der Biotit des kleinkarpatischen Granites von dem tatriscen durch seine rotbraune Farbe. Das Gestein von Theben und vom Wolfstal wurde mikroskopisch von P. S. RICHARZ beschrieben<sup>1</sup>. Die Kalifeldspatmenge ist hier bedeutend größer als in dem Granit von Královan. Leider ist die chemische Zusammensetzung des Biotites des analysierten Granites von Wolfstal noch nicht bekannt. Um den Mineralbestand des Gesteins wenigstens annäherungsweise zu be-

<sup>1</sup> Jahrb. d. geol. Reichsanst. 58 (1908). p. 1.

rechnen, nehmen wir einmal an, sein Biotit habe die Zusammensetzung des Biotites von Tatra (Goryczkowa), der nur 10,3 % Mg O enthält, das andere Mal die des Biotites vom Riesengebirge (Schneekoppe), der fast doppelt so viel Magnesia (19,9 %) aufweist<sup>1</sup>. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die chemische Zusammensetzung des im Wolfstaler Granit vorkommenden Biotites zwischen diesen beiden Extremen liegt. Der Mineralbestand des Gesteines wäre je nachdem der folgende:

Biotit (Schneekoppe)	5,0 Gew.-%	oder Biotit (Goryczkowa)	9,7 Gew.-%
Mikroclin	15,0	Mikroclin	10,1
Oligoklas	51,5	Oligoklas	51,5
Quarz	28,1	Quarz	28,6

Diese Zahlen beweisen, daß der Granit vom Wolfstal ein Plagioklasgestein ist, worin die Kalifeldspatmenge schon bis 10—15 % aufgestiegen ist. Nach dieser Berechnung stünde der Plagioklas des Wolfstaler Granites an der Grenze zwischen basischem Oligoklas und saurem Andesin. Die Biotitmenge kann nicht größer als 10 % und weniger als 5 % sein. Das von P. RICHARZ für den Wolfstaler Granit nach der ROSIWAŁ'schen Methode angegebene Mengenverhältnis der Bestandteile: Quarz 38 %, Mikroclin 28 %, Oligoklas 26 %, Biotit 6 %, scheint schon aus dem Grunde der Wirklichkeit nicht entsprechen zu können, da der Si O<sub>2</sub>-Gehalt dann etwa 75 % betragen müßte, während die Analyse nur 69,5 % Si O<sub>2</sub> angibt.

Der kleinkarpatische Granit wäre demnach als ein kalifeldspatführender Oligoklas-Biotit-Granit zu benennen.

Aus den angeführten Erörterungen geht hervor, daß alle bisher erkannten karpatischen Granite viel gemeinsames haben. Wohl am meisten charakteristisch ist die stetige

<sup>1</sup> L. MILCH, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XII (1899). p. 146.

Vorherrschaft des Oligoklases, dessen Menge größtenteils 50 0<sub>0</sub> übersteigt. Die Granite der inneren Kerngebirgsreihe sind beinahe kalifeldspatfrei, die der äußeren Kerngebirgsreihe sind mikroklinführend, aber auch hier wird die Menge des Kalifeldspates immer durch die des Oligoklases stark unterdrückt. Da auch in den Einzelheiten, z. B. dem wohl nie fehlenden Ba O-Gehalt, dem Reichtum an Ti O<sub>2</sub>, P<sub>2</sub> O<sub>5</sub> und F, in den gleichen Zersetzungsprodukten, in den Erzgängen, die dieselbe Paragenese der Minerale zeigen, alle Karpatengranite einander ähnlich sind, so kann man dieselben mit gutem Recht als k o m a g m a t i s c h nennen<sup>1</sup>.

Vereinzelt steht nur der von H. JUNGHAN<sup>2</sup> beschriebene Granit von Tiszlocz. Das ist ein grobkörniges Gestein, das makroskopisch nur Orthoklas, Quarz und Biotit erkennen läßt. Die w e i ß r ö t l i c h e n Orthoklase sind mehrere Zentimeter groß und dicktafelig nach M entwickelt. U. d. M. findet sich vereinzelt auch Oligoklas — also die Verhältnisse, die in der Tatra nur in den grobkörnigen Pegmatiten erscheinen. Leider ist der nähere Vergleich nicht möglich, da keine chemische Analyse beigegeben wurde.

Um diesem Komagmatismus der Karpatengranite einen quantitativen Ausdruck zu geben, stellen wir die vier wichtigsten und das granitische Magma vollkommen charakterisierenden Oxyde im Molekularverhältnis (K<sub>2</sub>O als 1 angenommen) zusammen und fügen der Tabelle noch den Si O<sub>2</sub>-Gehalt in Gew.-% hinzu:

K <sub>2</sub> O : Na <sub>2</sub> O : CaO : MgO				SiO <sub>2</sub> Gew.-%	
1,0	4,1	3,4	1,1	67,84	Tatra. Kosista
1,0	3,8	3,6	1,9	67,35	„ Uhrocie Kaspr.
1,0	3,1	2,5	2,0	62,42	Hernadtal bei Abos.
1,0	2,4	2,1	1,3	68,42	Fatra-Krivan. Kráľovan.
1,0	2,0	2,2	0,8	69,48	Kl. Karpaten. Wolfstal.

<sup>1</sup> Vergl. H. S. WASHINGTON, The roman comagmatic region. Washington 1906.

<sup>2</sup> N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIII (1912). p. 5.

In chemischer Hinsicht sind alle Karpatengranite reich an  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{CaO}$ , arm an  $\text{K}_2\text{O}$ . Die mol. Menge der ersteren Oxyde ist 2—7mal größer als die des letzten Oxydes. Man vergesse dabei nicht, daß die Gesteine von Hernad, Královan und Wolfstal schon merklich angewittert sind und daß im Falle des vollkommen frischen Materiales die entsprechenden molekularen Verhältnisse sich zugunsten des  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{CaO}$  vergrößerten, da diese beiden Oxyde bei Zersetzung des Gesteines bekanntlich am frühesten ausgelaugt werden. Der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt schwankt in engen Grenzen, 67—69 %, den Granit von Hernad ausgenommen, wo der reichlich vorhandene Biotit und das Eisenerz die Depression der Kieselsäuremenge hervorgerufen haben. Die Magnesiummenge nähert sich der des  $\text{K}_2\text{O}$ , nur in den biotitreichen Graniten des Goryczkowatypus und des Hernadtales kann sie sich auf das Doppelte vergrößern.

Ob dieselben Verhältnisse sich auch in den Graniten der Ost- und Südkarpaten wiederholen, darauf kann eine bestimmte Antwort zurzeit nicht gegeben werden. Aus den Arbeiten von REINHOLD<sup>1</sup>, TRAUTH<sup>2</sup> u. a. scheint hervorzugehen, daß die in dortigen kristallinen Schiefen vorkommenden Granite und Orthogneise erhebliche Mengen von  $\text{CaO}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  enthalten, obwohl der  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt in ihnen noch größer ist, als in den Graniten der Kleinen Karpaten.

Wenn wir uns indessen nur auf die Westkarpaten beschränken, müssen wir den Komagmatismus ihrer Granite schon heutzutage als eine Tatsache anerkennen, die übrigens im vollen Einklange mit dem sonst so ähnlichen geologischen

---

<sup>1</sup> M. REINHOLD, Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpaten. Bukarest 1906. — Die kristallinen Schiefer in den rumänischen Karpaten Bukarest 1910.

<sup>2</sup> F. TRAUTH, Ein Beitrag zur Kenntnis des ostkarpat. Grundgebirges. Mitt. d. geol. Ges. Wien, **3** (1910).



Bau aller karpatischen Kerngebirge steht. Es ist auch nicht zu verschweigen, daß diese Blutverwandtschaft der karpatischen Granite am deutlichsten in der inneren Kerngebirgsreihe ausgesprochen ist, wo das Granitmagma sich dem dioritischen so stark nähert. In einigen Punkten der Karpaten sind auch echte amphibolführende Diorite bekannt, so z. B. in Preßburg, in dem Tribecgebirge, in Dobschau (der viel besprochene „Grünstein“) usw. Ein Vergleich derselben mit dem Karpatengranit muß der Zukunft überlassen werden.

### **Vergleich der Karpatengranite mit denen der angrenzenden Gebiete.**

Nun versuchen wir noch die Karpatengranite mit denen der angrenzenden Gebiete und zwar des sudetischen Vorlandes und der wolynisch-ukrainischen Platte kurz zu vergleichen. Die sudetischen und moravischen Granite sind uns aus den neueren Arbeiten von L. MILCH, FR. E. SUESS, J. MOCKER u. a. bekannt. Mit den wolynisch-ukrainischen Graniten habe ich selbst einst viel zu tun gehabt.

Was zuerst die schlesischen Granite anbetrifft, so verfügen wir über eine große Anzahl der Analysen von HERZ, die in L. MILCH'S<sup>1</sup> Arbeiten mitgeteilt wurden. Das Hauptgestein des Riesengebirges zeichnet sich durch einen intermediären Charakter aus, da es neben Kalifeldspat auch erhebliche Quantitäten von Plagioklas (Oligoklas) führt. Dadurch wurde L. MILCH veranlaßt, den am meisten verbreiteten Granit des Riesengebirges in die Übergangsgruppe der Adamellite (BRÖGGER'S MOZONITREIHE) einzureihen. Diese Eigenschaft des riesengebirgischen Granites ergibt sich klar

<sup>1</sup> Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. I. T. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XII (1899). p. 115; II. T. ibid. Beil.-Bd. XV (1902). p. 105. Vergl. auch Festschrift HARRY ROSENBUSCH. 1906. p. 127.

aus den folgenden molekularen Verhältnissen, die sich auf die drei frischen Gesteine des Gebietes beziehen.

K <sub>2</sub> O : Na <sub>2</sub> O : CaO : MgO					SiO <sub>2</sub> Gew.-%	
1,0	1,9	1,3	1,0	71,7	Bärndorf bei Schmiedeberg.	
1,0	1,1	1,1	1,0	72,2	Heidelberg bei Krummhübel.	
1,0	1,0	1,3	0,9	71,5	Pfaffenberg - - -	

Man sieht, im Hauptgestein des Riesengebirges sind die vier Konstitutionsoxyde des Granitmagmas beinahe in äquimolekularen Mengen vorhanden, ein scharfer Unterschied von dem normalen Tatragranit, worin die mol. Mengen des CaO und Na<sub>2</sub>O 3—4mal größer sind als die des K<sub>2</sub>O. Außerdem ist der Granit des Riesengebirges um 2—3% reicher an SiO<sub>2</sub>.

Aber neben diesem dominierenden Granite von Adammellittypus kommt im Riesengebirge auch ein plagioklasreicher Granit, z. B. in Oberbuchwald vor, der sehr lebhaft an den Tatragranit des Kosistatypus erinnert.

K <sub>2</sub> O : Na <sub>2</sub> O : CaO : MgO				SiO <sub>2</sub> Gew.-%
1,0	3,0	4,3	0,7	70,5

Das Hauptgestein des Riesengebirges, das sich durch die beinahe äquimolekularen Mengen der Oxyde von Kalium, Natrium, Calcium und Magnesium auszeichnet, werden wir im folgenden der Kürze halber als den Granit des „schlesischen Typus“ bezeichnen.

Dem schlesischen Typus gehört auch mindestens ein Teil der Granite der Brünner Eruptivmasse an, die von C. v. JOHN und FR. E. SUESS<sup>1</sup> untersucht wurde.

K <sub>2</sub> O : Na <sub>2</sub> O : CaO : MgO				SiO <sub>2</sub> Gew.-%	
1,0	1,7	1,4	0,5	68,22	Königsfeld.
1,0	3,0	3,7	1,4	70,02	Deutsch-Branitz.

Der Granit von Königsfeld steht dem schlesischen Typus nahe, dagegen hat das Gestein von Deutsch-Branitz deut-

<sup>1</sup> Die Gauverwandtschaft der Gesteine der Brünner Eruptivmasse. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 58 (1908). p. 247.

lichen Tatrgranittypus. Es wäre interessant zu wissen, welches von beiden Gesteinen in Brüner Eruptivmasse vorwiegt?

Einen echten schlesischen Granit erkennen wir auch in dem Gestein von Maissau, das ein besonderes Massiv am Ostrand des niederösterreichischen Waldviertels bildet. Aus der von F. MOCKER<sup>1</sup> mitgeteilten Analyse ergeben sich folgende Molekularverhältnisse:

K <sub>2</sub> O	: Na <sub>2</sub> O	: CaO	: MgO	SiO <sub>2</sub> Gew.-%
1,0	1,1	1,2	0,5	73,2

Wendet man sich nun zu der wolynisch-ukrainischen Granittafel, so findet man ganz abweichende Verhältnisse. Die sogenannten roten wolynischen Granite sind lauter Alkaligesteine, die nur Kalifeldspat (Orthoklas, Mikroklin, Mikroperthit usw.) führen. Denselben alkalischen Charakter offenbaren auch die Granite des kristallinen Plateau von Asow, jenseits des Dnieprstromes. Aus meiner jugendlichen Arbeit (7) und den späteren Forschungsreisen entnehme ich folgendes:

K <sub>2</sub> O	: Na <sub>2</sub> O	: CaO	: MgO	SiO <sub>2</sub> Gew.-%	
1,0	0,8	0,4	0,2	74,3	Mittel aus 6 Analysen des roten wolyn. Granites.
1,0	0,8	0,1	0,06	74,2	Wali Tarama. Kreis Mariupol <sup>2</sup> .
1,0	0,8	0,05	0,08	70,1	Pegmatit von Zawrat. Tatra <sup>3</sup> .

Die ausschließliche Vorherrschaft der Alkalifeldspate und die Armut an Biotit (und überhaupt an femischen Gemengteilen) ist für die wolynisch-ukrainischen Granite charakteristisch. Ihre magmatischen Verhältnisse kontrastieren scharf mit denen der Tatrgranite. Nur die am weitesten differenzierten Pegmatite der Tatra sind mit ihnen merkwürdigerweise beinahe identisch. In der obigen Tabelle

<sup>1</sup> Der Granit von Maissau. T. M. P. M. 29 (1910). p. 334.

<sup>2</sup> Nach einer Analyse von R. ROZEN.

<sup>3</sup> Vergl. Z. WEYBERG (12).

wurden zum Vergleich die mol. Verhältnisse des Pegmatites von Zawart mitgeteilt.

Die hier kurz zusammengestellten Beobachtungen ergeben, daß die drei benachbarten Granitgebiete in interessantem Verhältnis zueinander stehen. Die wolynisch-ukrainische Tafel ist ein Land der extremen Alkalifeldspatgranite. In den Karpaten und namentlich in den Westkarpaten kommen nur Granite vor, in denen Oligoklas die stark dominierende Rolle spielt. Die „monzonitischen“ Granite des Sudetischen Vorlandes, und zwar die schlesischen, stehen gerade in der Mitte zwischen beiden ersteren. Der Gegensatz der in Rede stehenden Gebiete tritt besonders scharf hervor, wenn die typischen Vertreter ihrer Granite nebeneinander gestellt werden.

$K_2O$	$Na_2O$	$CaO$	$MgO$	$SiO_2$ %	Typus.
1,0	4,1	3,4	1,1	67,8	Karpatisch. Tatra. Kosista.
1,0	1,1	1,1	1,0	72,2	Schlesisch. Riesengebirge. Heidelberg.
1,0	0,8	0,1	0,06	74,2	Wolynisch-ukrainisch. Mariupol. Wali Tarama.

Alle drei Granittypen scheinen von besonderen, vollkommen abgeschlossenen Magmaherden abzustammen. Besonders scharfe Grenze ist zwischen dem wolynischen und dem karpatischen Gebiete durchzuführen. An der westlichen Peripherie des karpatischen Bogens gibt es Kerngebirge, in deren Graniten man gewisse Merkmale bemerkt, die an die Granite des angrenzenden schlesischen oder moravischen Gebietes erinnern und als Übergangskennzeichen betrachtet werden könnten. Diese Abweichungen vom normalen karpatischen Typus sind aber eher als eine Folge des inneren magmatischen Vorganges zu erklären. Namentlich die kalifeldspatführenden Granite der äußeren Kerngebirgsreihe (Fatra-Krivan—Kleine Karpaten) stellen wahrscheinlich nur das Ergebnis einer r a n d l i c h e n

D i f f e r e n t i a t i o n innerhalb des karpatischen Magmaherdes vor.

Die in dieser Arbeit hervorgehobenen petrographischen Eigentümlichkeiten des karpatischen Gebietes verdienen noch weitere ausführlichere Studien. Eine dankbare Aufgabe wäre es auch gewiß, die karpatische Gesteinswelt mit der des ganzen Alpensystems zu vergleichen.

# Beiträge zur Kenntnis der Zinnerzlagerstätten in Tasmanien.

Von

**Fritz Noetling** in Hobart (Tas.)

Mit Taf. XIX—XXI.

## Einleitung.

Im Laufe des Jahres 1912 leitete ich die Arbeiten zur Aufschließung der Guiding Star-Zinnerzgrube bei Branxholm<sup>1</sup>, und während dieser mehrmonatigen Tätigkeit hatte ich Gelegenheit, die geologische Beschaffenheit dieses Teils von Tasmanien näher kennen zu lernen. Außerdem hatte ich Gelegenheit, mehrere der größten Seifenzinngruben Tasmaniens, wie die Pioneer-, Briseis- und Arbagrube zu sehen. Diese Studien in Verbindung mit meinen Beobachtungen in der Nähe von Branxholm, ließen es mir zweifelhaft erscheinen, ob die bisher akzeptierte Ansicht vom fluviatilen Ursprung der Zinnseifen richtig sei. Eine Reihe von Beobachtungen waren mit der Hypothese eines fluviatilen Ursprunges unverträglich. Eine Zusammenfassung aller Tatsachen machte es mehr als wahrscheinlich, daß die bisher akzeptierte Ansicht, wenn auch nicht in toto unrichtig,

<sup>1</sup> Branxholm liegt 71 engl. Meilen östlich von Launceston, ziemlich genau in der Mitte der Nordostecke Tasmaniens.

so doch ganz erheblich modifiziert werden muß. Kurz gesagt, ich kam zum Schlusse, daß mit Ausnahme der in den heutigen Flußtälern abgelagerten Zinn-drifts, die weitaus überwiegende Mehrzahl, namentlich die in größerer Meereshöhe abgelagerten, m a r i n e n Ursprunges sein müssen. Das mag manchem als eine kühne Hypothese erscheinen, allein nur im Lichte eines marinen Ursprunges sind die vielen erfolglosen Versuche, den Verlauf eines alten Flusses, in welchem die Zinnseifen abgelagert sind, zu verfolgen, erklärlich.

Gleichzeitig beschäftigte ich mich mit der Genesis der Zinnerzgänge, deren Studium in Tasmanien bisher ziemlich vernachlässigt geblieben ist, obschon kaum ein Zweifel darüber herrschen kann, daß in relativ kurzer Zeit, wenn die Seifen erschöpft sind, die Zinnproduktion auf den Abbau von Gängen angewiesen sein wird.

Je weiter ich meine Beobachtungen ausdehnte, um so zahlreicher und komplexer wurden die Probleme, die sich darboten. Es ist unmöglich, in dem engen Rahmen dieser Arbeit allen diesen Problemen gerecht zu werden. Dazu bedarf es überdies noch jahrelangen, mühevollen Studiums und ich muß mich darum hier auf eine kurze Übersicht beschränken, die wie bei Erst-Beobachtungen nur allzu natürlich ist, späterhin in mancher Hinsicht modifiziert werden wird. Es wird am besten sein, im ersten Teil dieser Arbeit einen kurzen Überblick über die geologische Struktur der Umgebung von Branxholm zu geben; im Anschluß hieran behandle ich die Zinnsteingänge, die ich untersucht habe, im Zusammenhang mit dem Granit; im zweiten Teil gebe ich einen Überblick über die Zinnseifen, wobei ich die Gründe, welche mich veranlaßt haben, den größten Teil derselben als marine Ablagerungen anzusehen, ausführlich behandeln werde.

Recht fühlbar war der Mangel einer guten topographischen Karte in größerem Maßstabe. Die einzig verfügbare Karte, im Maßstabe von 1 : 316 800, ist viel zu klein und obschon im Jahre 1901 gedruckt, steht dieselbe, was die Darstellung des Terrains angeht, noch auf der „raupenartigen“ Wiedergabe der Gebirgszüge auf den Karten zu Anfang des vorigen Jahrhunderts.

### **Erster Teil.**

## **Geologie der Zinnerzgänge in der Umgebung von Branxholm.**

### **1. Kurzer Überblick der geologischen Grundzüge.**

Das älteste System, welches in der Umgebung von Branxholm beobachtet werden kann, sind Schiefer von wechselnder Zusammensetzung und Farbe. Im Eisenbahneinschnitt in der Nähe der Station Tulendeena beobachten wir Tonschiefer von brauner Farbe, welche in merkwürdiger Weise mit roten und weißen Sandsteinen verknüftet sind (Taf. XIX); bei Branxholm selbst sind die Schiefer dunkelrot, von stark toniger Beschaffenheit. In einem Aufschluß der sog. Kontaktmine erscheinen Quarzitschiefer von weißlicher und grauer Farbe, die sich ebenfalls in großer Menge in den Alluvionen des Guiding Star-Baches finden.

Bisher ist es mir nicht möglich gewesen, irgendeine bestimmte Reihenfolge der einzelnen Glieder zu ermitteln. Mit aller Reserve möchte ich die Ansicht aussprechen, daß es scheint, als ob die quarzitischen Glieder die ältere, die tonigen und sandigen die jüngere Gruppe des Schiefersystems repräsentieren. Das Alter dieser Schiefer ist nicht bekannt; die Beschaffenheit der quarzitischen Schiefer erinnert mich lebhaft an gewisse Quarzite untercambrischen Alters in Südaustralien, allein eine solche allgemeine Ähnlichkeit



ist von geringem Werte. Die tasmanischen Geologen sind geneigt, die Schiefer ins Cambrium oder selbst ins Untersilur (Ordovician) zu versetzen. Fossilien sind bisher noch nicht in dieser Schichtserie gefunden worden, und solange wir nicht in der Lage sind, uns auf gute paläontologische oder stratigraphische Beobachtungen stützen zu können, müssen alle Schlüsse bezüglich des Alters dieser Schiefer problematisch bleiben, fest steht nur, daß dieselben prä-granitischen Alters sind. Möglich, daß dieselben ins Cambrium gehören, allein es ist auch mit der Möglichkeit zu rechnen, daß sie prä-cambrischen Alters sind. Auf alle Fälle steht jedoch fest, daß sie ein sehr hohes Alter besitzen.

Das Profil im Eisenbahneinschnitt bei Tulendeena beweist aufs deutlichste, daß die Schieferserie v o r der Eruption des Granites bereits intensiv gefaltet war. TWELVETREES ist geneigt, die Eruption des Granites in Tasmanien ins Devon zu verlegen. Das würde dann beweisen, daß die großen tektonischen Störungen, durch welche die Schiefer gefaltet wurden, im Silur stattfanden. Daraus könnte man dann wiederum schließen, daß die Schiefer älter als Silur sein müssen.

Nach KEITH WARD<sup>1</sup> sind im Nordwesten Tasmaniens die Schiefer von Silur überlagert; allein wenn die Schiefer Nordost-Tasmaniens mit jenen des Nordwestens gleichalterig sind, und erstere aller Wahrscheinlichkeit nach während des Silurs gefaltet wurden, so muß das Silur im Nordwest die Schiefer diskordant überlagern.

Wenn die gegenwärtige Ansicht vom Alter der Schiefer korrekt ist, so muß das Untersilur (Ordovician) in Australien eine Periode intensiver struktureller Störungen und Faltungen

<sup>1</sup> An investigation of the relationship between the ore bodies of the Hemskirk—Comstak—Zeehap region and the associated igneous rocks. Rep. Austral. Ass. Advanc. Sc. 1911. p. 148 ff.

repräsentiert haben. Dies würde einen scharfen Gegensatz zu Europa und Amerika bilden, wo das Untersilur eine Periode ruhiger sedimentärer Ablagerung darstellt. Keine jüngeren Sedimentärschichten sind in der Gegend von Branxholm anstehend. Nicht einmal Spuren des Perms, das sonst in Tasmanien fast überall anzutreffen ist, haben sich nachweisen lassen. Da es kaum denkbar ist, daß das Perm hier nicht zur Ablagerung gelangte, wenn Kohlenflöze permischen Alters wenige Meilen südwestlich von Branxholm abgebaut werden, so sind wir zur Annahme gedrängt, daß das Perm vollkommen durch Denudation abgetragen wurde.

Von Eruptivgesteinen haben wir zwei Typen, den älteren Granit und den jüngeren Basalt. Da ersterem ein spezielles Kapitel gewidmet ist, so möchte ich nur wenige Worte über letzteren sagen. Der Basalt, ein typischer Olivin-Basalt, bildet das südliche Ende eines großen Stromes, der, augenscheinlich von Norden kommend, den zinnführenden Sanden aufgelagert ist. Am Wege von Derby nach Pioneer, kurz nachdem die Straße den Rengarooma-Fluß überschritten hat, ist das Ende des Basaltstromes in ganz vorzüglicher Weise zu sehen. Er bildet hier eine Anhäufung von kopfgroßen Knauern, die an den südlich sich erhebenden Abhang des Granitmassives anstößt. Es geht hieraus zur Genüge hervor, daß die gegenwärtig bestehende Konfiguration des Terrains bereits in ihren Grundzügen herausmodelliert war, als der Ausbruch des Basaltes stattfand. Da derselbe die zinnführenden Sande überlagert, so ist er als das allerjüngste Glied der dortigen Schichten anzusehen. Der Ursprung des Basaltstromes ist zurzeit nicht bekannt, er muß aber im Norden zu suchen sein.

In der Pioneer-Grube findet sich jedoch ein Basalt ganz augenscheinlich von höherem Alter, als der oben beschriebene. Derselbe durchsetzt als Gang den Granit und

wird von den zinnführenden Sanden überlagert, die er wohl verstanden nicht durchbricht. Leider ist dieser Basalt, augenscheinlich ein Dolerit, da wo ich den Gang untersuchen konnte, durch tiefgründige Verwitterung vollkommen zersetzt und die Teile, wo derselbe nach Aussage des Grubendirektors unverwittert war, sind von Abraummassen überschüttet.

Es geht hieraus hervor, daß wir im nördlichen Tasmanien mit zwei Perioden der Basalteruption rechnen müssen; einer älteren, welche vor der Ablagerung der zinnführenden Sande stattfand, und deren Produkte wahrscheinlich meist wieder denudiert sind, und einer jüngeren, welche nach der Ablagerung der zinnführenden Sande eintrat, und in verhältnismäßig junger geologischer Zeit stattgefunden haben muß, d. h. dann, als wenigstens das Granitmassiv in seiner heutigen Gestalt in seinen Grundzügen bereits herausmodelliert war. Andererseits muß die Eruption des jüngeren Basaltes vor der großen Denudations- und Erosionsperiode, deren Tätigkeit wir in den tiefen Cannons Tasmaniens erblicken, stattgefunden haben, da die heutigen Täler die Basaltströme durchschnitten haben. Da ich die große Erosionsperiode um die Zeit des Abschmelzens der Gletscher beginnen und bis zu einem Stand des Meeresspiegels 250 Fuß unter dem heutigen dauern lasse, so könnte man die jüngere Basalteruption etwa ins frühe Präglazial versetzen. In Victoria werden jüngere und ältere Basalte seit langer Zeit unterschieden, in Tasmanien war dies noch nicht nachgewiesen.

## 2. Der Granit.

### A. Allgemeine Charaktere.

Anscheinend existieren mehrere Granitmassive zwischen Scotsdale und der Ostküste, aber es steht noch nicht fest,

ob dieselben tatsächlich isolierte Massen oder miteinander verbunden sind. Soweit unsere gegenwärtige Kenntnis reicht, ist eine größere Masse in der Nähe von Scotsdale durch ein schmales Band von Schiefen in der Gegend von Tulendeena von dem Branxholmmassiv getrennt. Die Längserstreckung dieser Schieferzone läßt sich zurzeit noch nicht nachweisen, aber es hat fast den Anschein, als ob dieselbe nicht zwei verschiedene Granitmassive trennte, sondern als ein gewaltiger Einschluß aufzufassen ist. Dieses Problem ist leider noch nicht geklärt. Im Eisenbahneinschnitt von Tulendeena scheint es, als ob der Granit die Schiefer durchbrochen habe, in einiger Entfernung, nördlich sowohl als südlich vom Einschnitt läßt sich der Schiefer auf der Oberfläche nicht nachweisen, wohl aber ist Granit an der Stelle, wo man Schiefer erwarten sollte. Die Möglichkeit, daß die Schiefer bei Tulendeena in der Tat nichts anderes als einen Einschluß im Granit, allerdings von gewaltiger Größe, bilden, wäre hier noch nicht ganz von der Hand zu weisen. Andererseits muß man jedoch auch mit der Möglichkeit rechnen, daß die Schiefer nicht eine isolierte Scholle, sondern in der Tat einen Rest der Schichten bilden, durch welche der Granit brach und der nun allseitig von Granit umgeben ist. Könnte letztere Auffassung als richtig erwiesen werden, so würde dieselbe ein eigenartiges Licht auf die Lakkolithennatur dieses Granitmassives werfen.

Wie dem auch sein mag, so viel steht fest, daß der Granit j ü n g e r als die Schiefer ist. Im Eisenbahneinschnitt Tulendeena scheint der Granit durch die Schiefer zu brechen und der Kontakt zwischen Schiefer und Granit ist schön zu sehen<sup>1</sup>. In einem Aufschluß der Kontaktgrube (Taf. XX) sind große Blöcke von Ton- und Quarzitschiefer im Granit

<sup>1</sup> Der Kontakt wäre noch viel klarer, wenn nicht gerade an dieser Stelle der Granit tiefgründig zersetzt wäre.

eingeschlossen. Die Tonschiefer zeigen makroskopisch nur geringe Änderung, die Quarzitschieferblöcke sind gefrittet und geborsten, vielfach sind dünne Apophysen von Granit in diesen Blöcken, die jedoch nicht sehr weit ins Innere dringen, zu sehen<sup>1</sup>. Die eingeschlossenen Blöcke wechseln sehr in Größe, von Faustgröße bis zu vielen Kubikmetern. Die geringfügige Metamorphosierung läßt auf eine verhältnismäßig niedrige Temperatur des granitischen Magmas schließen. Auffällig ist die vollkommene, wenigstens makroskopisch vollkommene, Abwesenheit von Kontaktmineralien in diesen Einschlüssen.

Das granitische Magma der Nordostküste scheint etwas von dem der Nordwestküste abzuweichen. Nach KEITH WARD<sup>2</sup> kann man im Westen Tasmaniens zwei verschiedene Typen, ein basisches und ein saures Magma unterscheiden. Ersteres, welches die ältere Eruption bezeichnet, ist durch Gabbros, Norite und Pyroxenite, letzteres durch Granite und Quarzporphyre repräsentiert. Soweit meine Untersuchungen lehren, fehlen die basischen Vertreter in der Gegend von Branxholm und Scotsdale gänzlich. Nirgends habe ich dieselben weder im Westen, Norden oder Osten des Granitmassives gefunden. Die einzige Richtung, in welcher sie auftreten könnten, ist südlich, in der Richtung des sog. Blue Teir's, jedenfalls sind dieselben auch hier nicht sehr vorherrschend. Die einzige Andeutung vom Vorkommen basischer Gesteine in dieser Richtung sind seltene Gerölle von Pyroxenit (?) in den Geschieben des Wynniford-Flusses.

Wenn der Nachweis geführt werden kann, daß die basischen Gesteine in der Tat im Osten Tasmaniens fehlen,

<sup>1</sup> Sollte jemand bereit sein, eine mikroskopische Untersuchung dieser Einschlüsse ausführen zu wollen, so bin ich gerne bereit, ihm das betreffende Material zu übersenden.

<sup>2</sup> l. c. p. 150.

so würde dies ein sehr gutes Unterscheidungsmerkmal von dem Granit des Westens, wo die basischen Gesteine eine solch hervorragende Rolle spielen, bilden.

Der Granit des Branhholm-Massives ist von blaugrauer Farbe, mit großen Orthoklas- und Plagioklas- und Biotitkristallen. Das spez. Gewicht ist 2,55. Da die Feldspatkristalle oft erhebliche Größe erreichen, so wäre vielleicht die Bezeichnung Granitporphyr angebrachter, ebenso möchte man denselben, da Muscovit fehlt, als Granitit ansehen. Ich bin jedoch nicht sicher, ob die Abwesenheit des weißen Glimmers im Granit der Umgebung von Branhholm nur als eine lokale Variation aufzufassen ist. Auffällig ist jedenfalls, daß in den zinnführenden Quarzgängen, welche den Granit durchsetzen, nur weißer Glimmer vorkommt, der dunkle dagegen fehlt.

Die bemerkenswerteste Varietät des Granites findet sich auf der Guiding Star-Grube; hier sind die großen Orthoklaskristalle von einem ziemlich breiten Rand von Plagioklas (Oligoklas?) umgeben, so daß dieser Granit beinahe ein rapakiwiartiges Aussehen hat.

In der Richtung nach Derby und Pioneer verschwinden die großen Kristalle, der Granit nimmt ein mehr gleichförmiges kristallines Gefüge an, obschon er immer noch ein Einglimmer-Granit bleibt. Durch die völlige Abwesenheit von Muscovit unterscheidet sich der Granit des Ostens von dem des Westens.

Soweit ich ersehen kann, ist der Granit verhältnismäßig frei von akzessorischen Mineralien; Turmalin, wenn auch nicht völlig fehlend, ist selten; Apatit, Flußspat und Topas<sup>1</sup> habe ich noch nicht beobachtet. Dagegen ist Zirkon in den Alluvionen des Guiding Star-Baches nicht selten, in an-

---

<sup>1</sup> Topas findet sich, wenn auch recht selten, in kleinen Geröllen in den Geschieben des Wynniford-Flusses.

stehendem Granit habe ich denselben jedoch noch nicht beobachtet.

### B. Gänge, welche den Granit durchsetzen.

Obgleich, wie ich ausführte, vorläufig keine Beobachtungen vorliegen, daß der Eruption des sauren Granites eine solche basischer Gesteine vorausging, so steht fest, daß der Granit späterhin von zahlreichen Gängen saurer Gesteine durchsetzt wurde. Diese Gänge sind bergmännisch von der größten Bedeutung, da das Zinnerz ganz ausschließlich in diesen Gängen, niemals aber im umgebenden Granit vorkommt.

In der Gegend von Branxholm haben diese Gänge ein sehr gleichmäßiges Streichen, das zwischen  $285^{\circ}$  und  $297^{\circ}$  schwankt, also ziemlich nahe Ost—West. Alle mir bekannten Gänge fallen beinahe vertikal ein; falls eine Neigung vorhanden ist, so ist das Einfallen nach Norden gerichtet. So weit ich in der Lage bin, ohne mikroskopische Hilfsmittel festzustellen, kann man die folgenden Gänge unterscheiden:

1. Aplitgänge.
2. Greisengänge.
3. Grob-kristallinische Quarzgänge.
4. Dichte Quarzgänge.
5. Trümmer-Gänge.
6. Metasomatische Gänge.

Raummangel gebietet es, daß ich mich nur auf eine ganz kurze Beschreibung dieser Gänge beschränke.

1. **A p l i t g ä n g e.** Diese Gänge sind am zahlreichsten vertreten und erreichen vielfach eine große Mächtigkeit. Allerwärts längs der Eisenbahn von Scotsdale nach Branxholm sieht man dieselben den Granit durchsetzen, vielfach scharf absetzend, häufig aber auch mehr als Ausscheidungen

im Granit erscheinend. Die Aplitgänge haben häufig eine Neigung zu unregelmäßig sphärischer Struktur. Eine weitere Eigentümlichkeit ist die, daß die Aplitgänge der Verwitterung weit energischer Widerstand leisteten als der umgebende Granit. Letzterer ist häufig ganz weich, mit dem Messer schneidbar, dagegen sind die Aplitgänge ganz unversehrt. Auf diesen Punkt komme ich weiter unten zurück. Allem Anschein nach sind die Aplitgänge im Zentrum des Granites frei von metallischen Beimengungen, dagegen sind die mehr peripheren Gänge zinnsteinführend, mit Beimengungen von Sulfiden, namentlich Kupferkies. Auf diesen Punkt, der bergmännisch von größter Bedeutung ist, werde ich weiter unten zurückkommen.

2. *Greisengänge*. Vorläufig kenne ich nur einen oder zwei Gänge dieser Art, den Guiding Star-Gang und den Argyle-Gang. Die Gangmasse besteht aus Quarz und dunkelbraunem Glimmer, und in dieser sind größere Nester von dunkelbraunem Glimmer ausgeschieden. Auffällig ist das Vorkommen des Zinnsteines; obschon in der Gangmasse nicht gänzlich fehlend, so ist die weitaus größere Menge in den Glimmernestern konzentriert. Das Vorkommen ist so reich, daß in einzelnen Nestern 30 % und mehr Zinnstein nachgewiesen wurden.

Der Zinnstein kommt gewöhnlich in guten Kristallen vor, die jedoch nur mäßige Größe erreichen, allein neben den Kristallen finden sich unregelmäßige Fragmente, anscheinend zerbrochene Kristalle. Das spez. Gew. dieses Erzes wechselt natürlich sehr mit dem Prozentsatz an Zinnstein, von 3,42 bis 4,84, im Mittel ist dasselbe 4,23, also verhältnismäßig recht hoch.

Der dunkle Glimmer kommt hauptsächlich im Liegenden des Ganges vor; im Hangenden wird er durch einen lichtgelblichgrünen Glimmer ersetzt. Gleichzeitig nimmt der



Quarzgehalt zu und der Zinnstein tritt in unregelmäßig geformten Fragmenten auf. Akzessorisch ist Kupferkies in ziemlicher Menge beigemischt, ebenso kommt Turmalin vor. Das spez. Gew. ist 3,26, dieses Erz ist also erheblich leichter als das den dunkeln Glimmer führende.

Es ist ziemlich sicher, daß mindestens noch drei oder vier Greisengänge vorkommen. Einstweilen sind dieselben aber nur im Ausgehenden bekannt. Einer derselben, der Argyle-Gang, scheint ganz ungemein reich an Zinnstein zu sein.

Eine auffällige Erscheinung ist die, daß die Aplitgänge, die zwischen den Greisengängen auftreten und von denen mehrere bekannt sind, nicht zinnführend sind.

### 3. Grobkristallinische Quarzgänge.

Durchaus verschieden von den beiden erstgenannten Typen, die wahrscheinlich in gewissem Zusammenhange stehen, sind die Gänge, die in der Kontaktgrube vorkommen, und die Ganggruppe, die als Williamson's-Gang bekannt ist. Diese Gänge sind gewöhnlich nicht mehr als 5—8 cm mächtig und setzen entweder isoliert im Granit auf oder erscheinen im Innern mächtiger Aplitgänge. Williamson's-Gang (Taf. XXI) z. B. ist augenscheinlich ein Aplitgang von nicht weniger als 20 m Mächtigkeit, der von einer großen Anzahl dieser Quarzgänge, die aber in erstaunlicher Regelmäßigkeit parallel zueinander verlaufen, durchsetzt wird.

Diese Quarzgänge bestehen aus grobkristallinischem Quarz von milchiger Farbe, mit Blättern von weißem Glimmer, der auffallenderweise längs des Salbandes konzentriert ist.

Der Zinnstein kommt in großen, meist wohlgebildeten Kristallen vor, die mit Vorliebe im Zentrum des Ganges konzentriert sind. Neben den Kristallen finden sich jedoch zahlreiche zerbrochene Fragmente solcher, welche gleichsam im Quarze schwimmen, vielfach stark korrodiert und häufig durch dünne Quarzäderchen verkittet sind.

Diese Gänge sind außerordentlich reich an Zinnstein von großer Reinheit.

3 a. *Chalcedongänge*. Anstehend ist dieser Typus noch nicht bekannt, ich schließe auf sein Vorkommen nur aus lose unter den Geschieben vorkommenden Geröllen; diese sind jedoch so außerordentlich frisch, und die Zinnsteinkristalle so wenig beschädigt, daß sie keinenfalls einen weiten Transport erfahren haben, sondern ziemlich in der Nähe des Platzes, wo sie gefunden wurden, anstehend vorkommen müssen. Die Gangmasse besteht aus zelligem Chalcedon von lichtgrauer Farbe, die Höhlungen sind häufig mit einer braunen tonigen Masse erfüllt, die Wände mit weißem Glimmer überkleidet.

Der Zinnstein, der in dieser Gangmasse vorkommt, ist durchweg gut kristallisiert und bildet manchmal Adern von 3—4 cm Dicke, welche von dünnen Chalcedonadern durchsetzt sind.

Es ist möglich, ja sogar wahrscheinlich, daß diese aus faserigem Quarz bestehenden Gänge nur eine Abart der zuvor aufgeführten Gänge von grobkristallinischem Quarz bilden, mit denen sie in irgendwelchem Zusammenhange stehen. Ist es denkbar, daß dieselben den ursprünglich näher der Oberfläche liegenden Teil der Quarzgänge repräsentieren?

4. *Dichte Quarzgänge*. Diese sind bisher nur aus Geschieben bekannt, die sich nordwestlich von Branxholm gefunden haben. Diese sind vollkommen frei von metallischen Beimengungen und sind wahrscheinlich Trümmer eines verkieselten Kaolinganges.

5. *Trümmergeänge*. Bisher ist uns nur ein einziger Gang dieser Art bekannt, der nordwestlich von Branxholm aufsetzt. Seine Struktur ist so durchaus verschieden von denen der anderen Gänge, die wahrscheinlich trotz ihrer Verschiedenheiten doch alle in gewissem Zusammenhange

stehen, daß ganz unzweifelhaft ein besonderer Typus vorliegt. Die Gangmasse besteht aus Quarztrümmern, welche wieder verkittet sind. Der Zinnstein kommt in kleinen Körnchen vor, welche unregelmäßig durch die ganze Masse zerstreut sind und manchmal förmliche Wolken bilden. Leider war dieser Gang sehr ungenügend aufgeschlossen, nicht einmal der Kontakt mit dem umgebenden Granit konnte beobachtet werden. Das merkwürdige Aussehen der Gangmasse legt den Gedanken nahe, daß dieselbe aus der Zertrümmerung von zinnführenden Quarzggängen entstanden ist. Das zertrümmerte und zerriebene Material wurde an geeigneter Stelle, vielleicht einer Spalte im Granit, wieder abgelagert. Wenn diese Ansicht richtig ist, so gehört dieser Gang nicht unter die Rubrik, der den Granit durchsetzenden Gänge. Ich hatte leider keine Zeit, dieses merkwürdige Vorkommen genauer zu untersuchen. Die Gangmasse ist außerordentlich weich, allein es scheint, als ob der Gang nicht sehr ausgedehnt sei.

6. *M e t a s o m a t i s c h e G ä n g e*. Auch dieser Typus ist nur aus Geschieben bekannt, die in der Zinndrift des Guiding Star-Baches recht häufig sind. Alle diese Gerölle, „nuggets“ oder „slugs“, wie sie lokal bezeichnet werden, sind stets gut gerollt und abgeschliffen, ganz im Gegensatz zu den Geschieben der Gruppe 3a. Die Struktur ist bemerkenswert, als es ganz augenscheinlich ist, daß diese Art von Zinnerz einen Sandstein repräsentiert, der mit Zinnstein imprägniert wurde. Einzelne Stücke, die zur einen Hälfte noch Sandstein sind, beweisen das zur Genüge. Der Zinnstein ist mikrokristallinisch, in feinen Nadeln ausgebildet und durchsetzt die Sandsteinmasse, sie beinahe ganz verdrängend. Die Oberfläche desjenigen Teils der Geschiebe, in welchem Zinnstein überwiegt, ist gewöhnlich pockennarbig und man kann deutlich sehen, daß diese

Struktur durch Reste der ursprünglichen Sandsteinmasse, die nicht völlig verdrängt sind, hervorgerufen wurde.

Auch diese Gänge gehören nicht ganz zur Klasse der, welche im Granit aufsetzen, denn soviel steht fest, daß diese Geschiebe von Gängen kommen müssen, welche die Schiefer (siehe oben) durchsetzen. Wie weit diese Art von Gängen die Fortsetzung von solchen in der metamorphisierten Schieferzone, welche den Granit umgibt, darstellen, läßt sich zurzeit nicht sagen. Wenn man von der Größe mancher Nuggets einen Schluß auf die Mächtigkeit dieser Gänge machen darf, so müssen dieselben vielfach von großer Mächtigkeit gewesen sein, und da das Erz durchweg 50—60 % Zinnstein führt, so wäre die Auffindung eines solchen Ganges von allergrößtem Werte.

### C. Die Beziehungen zwischen dem Granit und den Zinnerzgängen.

KEITH WARD<sup>1</sup> hat gezeigt, daß im Nordwesten Tasmaniens der Charakter der Erzgänge in gewisser Hinsicht durch die größere oder geringere Entfernung vom Granitmassiv bestimmt wird. Er unterscheidet die folgenden Gruppen:

1. Zinnsteinführende Gänge. Alle Gänge innerhalb der Grenzen des Granitmassives sind ganz ausschließlich zinnführend, und obschon dieselben sich über die Granitgrenze hinauserstrecken können, so geschieht dies jedoch niemals auf eine größere Entfernung hin<sup>2</sup>.

2. Magnetitführende Gänge, welche durchweg auf die kontaktmetamorphische Zone, die den Granit umgibt, beschränkt sind.

<sup>1</sup> l. c. p. 154.

<sup>2</sup> Diese Beobachtung ist von großer Wichtigkeit in bezug auf die Erklärung der metasomatischen Gänge der Umgebung von Branxholm. Man könnte wohl annehmen, daß diese nichts anderes als die Fortsetzung eines Zinnerzganges in das Nebengestein sind.

3. Sulfidische und sideritische Gänge; diese finden sich am weitesten vom Granitherde entfernt.

Soweit meine Untersuchungen in der Gegend von Branxholm gelehrt haben, trifft diese Ansicht im großen und ganzen auch für den Nordosten von Tasmanien zu. Allerdings mit einigen Modifikationen. Die zinnsteinführenden Gänge sind, soweit ich beobachtet habe, auf die periphere Zone des Granitmassives beschränkt, dagegen fehlen sie im Innern desselben anscheinend gänzlich. Weiter steht fest, daß die Zinnerzföhrung sich über die Grenzen des Granites hinaus bis in das Nebengestein erstreckt. Der beste Beweis sind die obenerwähnten Geschiebe.

Diese Tatsachen machen die folgende Annahme höchst wahrscheinlich, wenn man bedenkt, daß die Gänge den Granit in nahezu ost—westlicher Richtung durchsetzen. Diese Richtung fällt in der Gegend von Branxholm im allgemeinen mit der Granitgrenze zusammen. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die Gänge weiter von der Kontaktgrenze nach dem Zentrum des Massives zu, reine Aplitgänge ohne Erzführung sind; diejenigen, die sich näher der Grenze finden, sind zinnerzföhrnde Greisengänge, und wenn es sich so ereignete, daß die Spalte genau auf die Grenze zwischen Nebengestein und Granit fiel, so wurde ein Teil des Nebengesteines mit Zinnerz imprägniert. Es ist klar, daß, wenn diese Ansicht die richtige ist, dieselbe von größter Bedeutung für den bergmännischen Betrieb sein muß, namentlich mit Rücksicht auf die Auffindung neuer Gänge. Schürfungen würden sich alsdann auf die verhältnismäßig enge Zone des Granites in nächster Nähe des Kontaktes mit den Schieferen zu beschränken haben.

Soweit meine Beobachtungen gehen, sind bisher noch keine Magnetitgänge in der dem Granit unmittelbar benachbarten Zone der Schiefer gefunden worden.

Was die Sulfid-(Kies)gänge anbetrifft, so sind solche augenscheinlich recht häufig in nord- und nordwestlicher Richtung vom Granitmassiv. Diese Gänge wurden früher auf Gold ausgebeutet, aber gegenwärtig befindet sich nur eine einzige Grube im Betrieb. Wenn man die Gänge im Granit genauer untersucht, so wird man finden, daß häufig nur eine Seite scharf absetzt, die andere scheint in den Granit überzugehen. Dies scheint meiner Ansicht nach darauf hinzudeuten, daß das granitische Magma noch nicht völlig abgekühlt war, als die Eruption der Aplitgänge stattfand. Häufig genug sind diese späteren Eruptionen den Abkühlungsflächen gefolgt, wie dies Williamson's-Gang deutlich zeigt.

Es ist meiner Ansicht nach sehr wahrscheinlich, daß die Zinnsteinkristalle in dem sauren Magma bereits ausgeschieden waren, als dasselbe in die Spalten des Granites eindrang. Auf der anderen Seite muß die Abkühlung sehr langsam vor sich gegangen sein, wie die großen Rauchquarze, die sich in den Zinnseifen finden, beweisen. Diese Rauchquarze, die oft beträchtliche Größe erreichen, — ich habe einen Kristall von mehr als einem Zentner Schwere gesehen — sind ein weiteres Problem. Bisher sind dieselben noch nicht im anstehenden Granit gefunden worden, während sie in den Zinnseifen recht häufig sind, und was am merkwürdigsten ist, man findet alle Stadien vom unverletzten Kristall bis zum vollkommen abgerollten, kugelförmigen Geschiebe nebeneinander. In der Drift des Guiding Star-Baches habe ich einen 15 cm langen, 3 Pfund schweren, vollkommen unverletzten Kristall von trübem Quarz gefunden. Kleinere sind ungemein häufig. Bemerkenswert ist, daß diese Kristalle häufig die Struktur von Kappenquarz haben.

Nun kann kaum ein Zweifel darüber obwalten, daß, wenn ich einen Kristall mit vollkommen scharfen Kanten

durchaus unverletzt in einer Geröllablagerung finde, daß dieser Kristall nicht weit transportiert sein kann, sondern aus allernächster Nähe stammen muß. Ferner macht die Größe es notwendig, daß er in einer großen Druse gebildet wurde und letztere verlangt wieder einen Gang<sup>1</sup> von erheblicher Mächtigkeit.

Neben den großen Quarzkristallen findet man, wenn auch seltener, große Zinnsteinkristalle. Ich besitze einen solchen von  $6\frac{1}{4}$  Pfund Gewicht, der trotz seiner Abrollung die Kristallflächen noch deutlich erkennen läßt. Auch bei den Zinnsteinkristallen beobachten wir nebeneinander alle Übergänge vom vollkommen unverletzten Kristall bis zum völlig abgerollten Geschiebe. Auf diesen Punkt werde ich weiter unten zurückkommen; hier möchte ich nur die Größe der Quarz- und Zinnkristalle besprechen. Die gewaltige Größe dieser lose gefundenen Stücke deutet meiner Ansicht nach darauf hin, daß dieselben aus Gängen von erheblicher Mächtigkeit stammen, und weiter deutet die tadellose Erhaltung darauf hin, daß sie aus allernächster Nähe kommen müssen.

Nun haben sich aber trotz allen Suchens Gänge von großer Mächtigkeit nicht auffinden lassen. Die mir bekannten Gänge, mit Ausnahme von Williamson's-Gang, der eigentlich ein Aggregat von schmalen Gängen ist, übersteigen selten die Mächtigkeit von 5 Fuß. Da wir als feststehend annehmen müssen, daß Quarz, Rauchtopyas und Zinnsteinkristalle als Reste eines durch Denudation zerstörten Ganges anzusehen sind, so drängt sich ganz unwillkürlich der folgende Gedankengang auf.

Wenn die Kristalle aus allernächster Nähe stammen, allein nirgendwo in den bisher bekannten Gängen gefunden

<sup>1</sup> Kleinere Quarzkristalle finden sich in den zinnsteinführenden Quarzgängen.

wurden, so erscheint es sehr wahrscheinlich, daß sie aus den oberen Teufen dieser Gänge stammten, die durch Denudation zerstört worden sind. Daraus würde folgen, daß die Gänge, welche wir gegenwärtig an der Oberfläche sehen, und welche bis zu unbekannter Teufe hinabsetzen, nur Teile von Gängen sind, welche in früherer Zeit ganz erheblich über das heutige Niveau hinauftraten und dabei eine größere Mächtigkeit besaßen. Durch Denudation sind diese Gänge mit dem umgebenden Granit bis auf ihr heutiges Niveau abgetragen worden.

Diese Ansicht erlaubt es, uns eine Vorstellung von der Größe der Denudation zu machen, die vor der Eruption des jüngeren Basaltes stattfand, wobei wir die Produktion an Zinnstein als Basis benutzen wollen. Eine sorgfältige Schätzung, die sich auf die Statistik stützt, ergibt, daß die Produktion des nordöstlichen Tasmaniens in der Periode 1882—1900 rund 2000 tons per Jahr, also 36 000 Tonnen insgesamt betrug. Zwischen 1900 und 1911 wurden insgesamt 13 000 Tonnen produziert, also zusammen 49 000 oder rund 50 000 Tonnen. Nun hat eine sorgfältige Analyse der Erzgänge ergeben, daß wir im höchsten Falle einen Gehalt von 3 % Sn O<sub>2</sub> annehmen dürfen. Würden wir also annehmen, daß all dies Zinnerz von einem einzigen Gange stammt, der einen gleich hohen Prozentsatz wie der Guiding Star-Gang aufweist, so würden 18 $\frac{1}{3}$  Millionen Kubikfuß Gangmasse abgetragen worden sein.

Leider ist es zurzeit unmöglich, die noch in den Zinnseifen vorhandene Quantität mit Genauigkeit zu schätzen. Unter der Annahme, daß ein Kubikyard = 27 Kubikfuß engl. im Durchschnitt  $\frac{1}{3}$  Pfund engl. = 5 $\frac{1}{3}$  Unzen engl. Zinnstein enthält, eine Schätzung, die eher zu hoch als zu niedrig ist, und wenn wir ferner annehmen, daß die gleiche Quantität, die ausgebeutet wurde, in den noch unverritzten



Zinnseifen enthalten ist (eine Schätzung, die sicherlich zu niedrig ist), so würde die Gesamtquantität des Schuttes, der von dem Granitmassiv abgetragen wurde, auf 18 000 Millionen Kubikfuß engl. zu veranschlagen sein. Diese Quantität würde genügen um 1 engl. Quadratmeile um 666 Fuß zu erhöhen. Leider ist das genaue Areal der oder des Granitmassives noch nicht bekannt. Doch ist es sicher, daß dasselbe eine Quadratmeile erheblich übersteigt. Das Maß der Denudation muß daher geringer als 666 Fuß sein. Ich bin mir wohl bewußt, daß diese Zahlen recht unsicher sind, ich erwähne dieselben auch nur um eine annähernde Vorstellung von den gewaltigen Schuttmassen zu geben, die seit der Glazialzeit, wahrscheinlich während derselben, sicherlich aber vor dem Ausbruch des jüngeren Basaltes, von den Graniten abgetragen und im nördlichen Vorlande wieder abgelagert wurden.

Wenn wir nun berücksichtigen, daß die abgetragenen Teile des Granitmassives der ursprünglichen Oberfläche desselben näherlagen, mit anderen Worten, daß das was uns heute als Oberfläche erscheint, vor Beginn der Denudation vielleicht 600 Fuß tiefer lag, so erscheint es etwas merkwürdig, daß die höher gelegenen Teile des Granites, resp. der denselben durchsetzenden Gänge, die großen Quarz- und Zinnsteinkristalle enthielten, während die tieferen die kleineren Kristalle führen. Es scheint dies darauf hinzuweisen, daß Ausscheidung der metallischen Teile innerhalb der Grenzen des Granitmassives nur in den Teilen stattfand, die genügend abgekühlt waren, um die metallischen Dämpfe zur Kondensation zu bringen. Allerdings spricht gegen diese Vermutung die Beobachtung, daß die Zinnsteinkristalle anscheinend bereits ausgeschieden waren, bevor das saure Magma zur Abkühlung gelangte.

KEITH WARD hat in seiner mehrfach zitierten Arbeit

eine eigenartige Theorie entwickelt. Er nimmt an, daß die sukzessiven Zonen der metallischen Ausscheidungen in horizontaler Richtung ein genaues Abbild der Ausscheidung in vertikaler Richtung gaben. Mit anderen Worten, die geologische Karte stellt ein genaues Abbild des Vertikalprofils dar.

Ohne es direkt zu sagen, nimmt er also an, daß die Granite als Lakkolithe anzusehen sind, mit anderen Worten, daß das granitische Magma in der Tiefe, bedeckt von einer mächtigen Lage sedimentären Gesteins, erstarrt sei. Granit und überlagernde Schichten (Schiefer) wurden, bevor noch der Granit völlig erstarrt war, von den erzführenden Gängen durchbrochen. Die logische Konsequenz dieser Hypothese ist die, daß ein und derselbe Gang in den höheren Teufen (im Schiefer) zunächst ein Kiesgang ist, im metamorphisierten Teile der Schiefer sideritisch ist und in der Tiefe zinnsteinführend würde. Die letzte Konsequenz wäre die, daß mit größerer Teufe die Erzgänge frei von metallischen Beimengungen sind. Dies wäre, wenn richtig, ein sehr schlechtes Prognostikon für die Zukunft der Zinnsteingänge, denn wie ich oben ausführte steht fest, daß das, was uns heute entgegentritt, nur einen Rest der früheren Gänge darstellt.

Dieser Theorie gegenüber möchte ich folgende Einwände machen. Zunächst kann ich mich nicht davon überzeugen, daß die Granite in der Tat Lakkolithe sind. Ich kann mir nicht vorstellen, daß das granitische Magma, das imstande war, solche Schollen und Trümmer vom Nebengestein, wie dieselben in der Kontaktgrube zu beobachten sind, abstoßen konnte, nicht auch die nötige Kraft besaß, die überliegenden Schiefer zu durchbrechen, während die späteren Gänge, die auch nicht annähernd eine solche Massenverschiebung repräsentieren wie der Granit, dies tun konnten.

Dies jedoch nur nebenbei. Der wesentliche Punkt ist der, daß bei Branxholm die Zinnsteingänge einen ganz erheblichen Prozentsatz von Kupferkies führen. Da wir mit Bestimmtheit wissen, daß die oberen Teile der Gänge abgetragen sind, so müßte in diesem Falle die Kieszone bis tief in den Granit hinabgereicht haben, also durchaus nicht bloß auf die Schiefer beschränkt sein.

WARD's Hypothese, so bestechend dieselbe auch im ersten Augenblick erscheinen möchte, ist demnach für das nordöstliche Tasmanien nicht ganz zutreffend, oder besser gesagt, dieselbe würde erheblich modifiziert werden müssen, bevor sie für die Gegend von Branxholm zutreffend wäre. Möglich, daß die den Granit durchsetzenden Gänge nicht alle gleichen Alters sind; es wäre durchaus denkbar, daß im Einklang mit WARD's Hypothese die ältesten Gänge innerhalb des Granitmassives zinnsteinführend sind, während die jüngeren, deren Eruption erfolgte, als die Abkühlung bereits ziemlich weit fortgeschritten war, neben Zinnstein auch Sulfide enthalten. Ich will durchaus nicht behaupten, daß dies der Fall sei, ich werfe diese Frage nur so nebenbei auf, um zu zeigen, daß es durchaus nicht unmöglich ist, daß die verschiedene Erzführung der Gänge als eine Funktion des geologischen Alters anzusehen ist.

#### D. Die Verwitterung des Granites.

Selbst einem oberflächlichen Beobachter, wenn er längs der Eisenbahnlinie von Scotsdale nach Branxholm wandert, muß die intensive, tiefgründige Verwitterung des Granites auffallen. Statt eines harten, splitterigen Gesteines beobachtet man eine weiche Masse, in der alle die einzelnen Mineralien noch erhalten sind. Aber nur der Quarz ist intakt, der Glimmer ist umgewandelt, und alle Feldspatkrystalle sind in Kaolin umgeändert. Im Tale des Guiding

Star-Baches, besonders schön aber in der Pioneer-Mine kann man diese Zersetzung des Granites beobachten. Es würde zu weit führen, die Einzelheiten hier zu beschreiben, allein zwei Tatsachen heben sich heraus.

Erstens ist es sicher, daß, trotzdem die chemischen Agentien, welche diese tiefgründige Zersetzung bewirkten, sehr energisch gewesen sein müssen, sie nicht allerwärts mit der gleichen Energie gewirkt haben, da feststeht, daß an einzelnen Stellen die Zersetzung viel tiefer geht als an anderen ganz in der Nähe, und zweitens der Granit über 2000 Fuß Meereshöhe nirgends Spuren dieser Zersetzung zeigt, die in den niedriger gelegenen Teilen so auffallend ist.

Was noch mehr erstaunlich ist, ist die Tatsache, daß diese zersetzten, weichen Granitmassen nicht abgetragen wurden.

Ich glaube es dürfte sich kaum ein Widerspruch erheben, wenn ich annehme, daß diese Zersetzung des Granites der chemischen Einwirkung des Wassers zuzuschreiben ist. Allein wenn dem so ist, warum wurden dann die zersetzten Massen nicht weggeführt, wenn dieselben an der Oberfläche den Atmosphärien ausgesetzt waren? Man braucht nur die Wirkung eines heftigen Regengusses zu beobachten, wie die Wasser in kurzer Zeit tiefe Rinnen im zersetzten Granit auswaschen, wo immer derselbe aufgeschlossen ist, um die Erhaltung desselben als ein großes Rätsel zu finden. Meiner Ansicht nach muß der zersetzte Granit durch irgend etwas vor der Wegwaschung geschützt gewesen sein. In der Pioneergrube, ebenso im Tale des Guiding Star-Baches kann man nun deutlich beobachten, daß die Zersetzung des Granites vor der Ablagerung der zinnführenden Drift stattgefunden hat. Es ist schwer anzunehmen, wie dieselbe durch die überlagernden Grande und Sande, die eine Mächtigkeit von oft über 100 Fuß erreichen, hindurch-

gewirkt haben kann. Es gebricht an Raum, diesen Punkt hier näher zu besprechen, allein wenn die Zersetzung des Granites der chemischen Aktion des Wassers zuzuschreiben ist, und dieselbe stattfand, ohne daß der zersetzte Granit weggewaschen wurde, so kann man nur annehmen, daß die Zersetzung unter Wasser stattfand, mit andern Worten, daß der Granit bis zur heutigen Meereshöhe von 2000 Fuß sich im Wasser befand.

Wenn man z. B. an der Nordküste Tasmaniens entlang wandert, so kann man beobachten, daß all diejenigen Partien des Basaltes, die sich in der Zone der Gezeiten befinden, eine intensive Zersetzung erleiden.

Es erscheint mir daher durchaus nicht unwahrscheinlich, daß der Granit des Branxholm-Massiv diese Zersetzung erfuhr, während bei allmählicher positiver Verschiebung des Meeresniveaus sukzessive Teile desselben in die Zone der Gezeiten kamen. Die allmählich tiefer unter Wasser sinkenden Teile des Granites wurden somit von der bedeckenden Wasserschicht vor Abtragung geschützt, soweit sie nicht eine weitere Schutzdecke durch Wiederablagerung der durch Denudation zerstörten Granitmassen erfuhren. Die Abtragung des zersetzten Granites konnte erst dann einsetzen, als derselbe wieder aus dem Wasser auftauchte und nicht durch Schuttmassen geschützt war.

Ich erblicke in der tiefgründigen Zersetzung des Granites bis zu einer gewissen Meereshöhe den gewichtigsten Beweis für eine frühere Bedeckung desselben mit Wasser, mit andern Worten für eine frühere Höhe des Meeresniveaus um rund 2000 Fuß über dem heutigen Meeresspiegel. Man möchte demgegenüber einwenden, daß der Granit unterhalb der 2000 Fußlinie überall zersetzt sein muß. Dies ist durchaus nicht notwendig, denn man darf nicht vergessen, daß

der rückweichende Meeresspiegel einen großen Teil des zersetzten Granites bis auf den unversehrten Teil wegführte.

Leider muß ich es mir versagen, auf diesen Punkt näher einzugehen. Eine richtige Würdigung wird derselbe erst durch kartographische Eintragung der Zinnseifen und der zersetzten Granitpartien erlangen.

## **Zweiter Teil.**

### **Die Zinnseifen.**

#### **1. Geologischer Überblick.**

Die zinnführenden Schichten oder die Zinndrift zeigen über ganz Tasmanien, wo ich auch dieselben gesehen habe, denselben gleichförmigen Charakter. Es sind durchweg grobe Grande von grauweißer Farbe, welche fast ausschließlich aus milchweißen, meist durchsichtigen Quarzkörnern bestehen. Das Bindemittel ist tonig, ebenfalls von weißer Farbe, wahrscheinlich Kaolin. Der Zinnstein kommt meist in der Form von kleinen abgerollten Körnern vor, die gewöhnlich unregelmäßig durch die ganze Masse verteilt sind, häufig aber auch in Streifen und Nestern konzentriert sind. Sehr vielfach findet sich die größte Quantität des Zinnsteines an der Basis, unmittelbar über dem Granit, allein häufig genug über einem sog. false bottom, d. h. einem Tonstreifen von größerer oder geringer Mächtigkeit, der die Sande durchsetzt und häufig genug für die Basis der Zinndrift gehalten wurde. Innerhalb der Grenzen der heutigen Flußläufe bilden die reicherer Lagen gut bestimmte Zonen, sog. leads, die ganz augenscheinlich einen früheren Flußlauf markieren, aber diese „leads“ werden in ihrem Verlaufe sehr unregelmäßig in all den Ablagerungen, die sich außerhalb der Grenzen der heutigen Flußläufe finden.

Die Mächtigkeit der zinnführenden Ablagerungen wechselt sehr; von wenigen Zoll, wie z. B. bei Mount Balfour an der Nordwestküste, bis zu mehreren hundert Fuß im Tale des Ringarooma-Flusses an der Ostküste. Bisher wurde angenommen, daß die zinnführenden Ablagerungen auf die Täler der heutigen Flüsse beschränkt seien. Seitdem aber der hohe Preis des Zinnes die Veranlassung zu ausgedehnten Schürfungen (prospecting) war, hat sich herausgestellt, daß die zinnführenden Ablagerungen eine weite Verbreitung außerhalb der heutigen Täler haben. Hoch hinauf an den Berglehnen, bis zu 2000 Fuß über dem heutigen Meeresspiegel, finden sich ausgedehnte Ablagerungen; auf der anderen Seite haben die Bohrungen in der Briseisgrube ergeben, daß dieselben sich bis auf 75 Fuß, wahrscheinlich aber noch tiefer unter das heutige Flußniveau erstrecken. Bei Boobyalla, direkt an der Meeresküste, sind die zinnführenden Schichten bis 100 Fuß unter dem heutigen Meeresspiegel nachgewiesen.

Diese vertikale Verbreitung der zinnführenden Schichten ist bisher gänzlich übersehen oder nicht beachtet worden, ich erblicke aber in ihr einen der gewichtigsten Beweisgründe gegen die Ansicht, daß alle zinnführenden Ablagerungen fluviatilen Ursprunges sind. Wenn auch kein Zweifel an dem fluviatilen Ursprung der zinnführenden Ablagerungen in den heutigen Tälern besteht, so fragt man sich, wo kam der Fluß her, der die zinnführenden Schichten z. B. in 2000 Fuß Meereshöhe in der Nähe von Branxholm in merkwürdigen, geschlossenen, flachen Kesseltälern, oder längs eines schmalen Bergkammes zur Ablagerung brachte?

Eine dieser Ablagerungen habe ich genauer untersucht; die Sande, mit Transversalstreifung, schmiegen sich diskordant dem Gehänge an und hören 100 Fuß unterhalb des Kammes ganz plötzlich auf. In diesen Sanden finden sich

viele große Quarz- und Rauchtöpfkristalle; manche sind vollständig abgerollt, andere vollkommen scharfkantig. Sehr merkwürdig ist ein vollkommen abgerolltes Geschiebe, das ganz unzweifelhaft von dem in allernächster Nähe anstehenden Trümmergang kommt. Dieses Geröll erscheint mir theoretisch von der allergrößten Bedeutung; wie ich bereits erwähnt habe, endigen die Sande 100 Fuß unterhalb des Kammes; sie können also schwerlich über die Kämme hinweg transportiert sein. Auch von einer anderen Himmelsrichtung her kann dieses Geröll nicht kommen, es sei denn, daß man annimmt, daß Wasser bergaufwärts fließe. Die einzige Möglichkeit ist die, daß dieses Geröll von dem Gange stammt, der etwa 20 Fuß höher am Gehänge ansteht, der, wie ich bemerken möchte, der einzige seines Typus ist, der mir bisher bekannt wurde. Allein selbst wenn andere dieser Art anderwärts existierten, die oben erwähnten Transport-schwierigkeiten bleiben immer noch bestehen. Das Geröll entstammt diesem Gange, aber nun entsteht die Frage, wie ist es möglich, daß dasselbe innerhalb der kurzen Distanz so stark abgerollt wurde? Wie ist es ferner erklärlich, daß sich scharfkantige Kristalle nebeneinander mit solchen, die vollkommen abgerollt sind, finden?

Ein weiterer Fund gab die Möglichkeit einer Lösung dieses schwierigen Problems. Ungemein häufig sind in diesen Sanden kantige Fragmente eines dichten Quarzes von weißer Farbe, in dem häufig Körner oder Nester kristallinen Quarzes eingebackten erscheinen. Der Ursprungsort dieses dichten Quarzes ist nicht bekannt. Bildet derselbe Gänge im Granit, oder, ich werfe diese Frage nur nebenhin auf, hätten wir es hier mit Kaolिंगängen zu tun, die nachträglich verkieselt wurden? Die Kaolinknollen, die sich in der Drift der Pioneergrube finden, würden dann verkieselt genau die Struktur dieser Gerölle zeigen. Das



Aussehen dieser Quarzgerölle ist nun ein sehr eigenartiges; zunächst beweisen sie durch ihr kantiges Äußere, daß dieselben als Fragmente, entstanden aus der Zertrümmerung größerer Massen, anzusehen sind. Aber nicht nur sind alle Kanten wohl abgerundet, die ganze Oberfläche ist glatt, ohne daß die Unebenheiten derselben vollkommen ausgelöscht wären. Weiter ist noch zu bemerken, daß gewöhnlich, namentlich bei den größeren Stücken, eine Seite meist rauher ist als der übrige Teil der Oberfläche. Das merkwürdigste Stück ist jedoch folgendes: durch einen Stoß oder Schlag, gleichgültig durch welche Ursache, wurde ein Splitter von etwa 40 mm Länge und 10 mm Breite losgelöst; etwa die Hälfte dieses Splitters brach sofort heraus, und die Oberfläche wurde geglättet; die andere Hälfte, obschon im Zusammenhang gelockert, blieb noch einige Zeit hängen und fiel dann später heraus, und der Glättungsprozeß begann, aber bevor derselbe vollendet war, wurde er unterbrochen. Wir haben also das folgende höchst auffallende Verhalten; die durch das Ausbrechen des Splitters geschaffene Vertiefung ist in ihrem Umrisse noch deutlich zu sehen, aber ein Teil ist vollkommen geglättet, die Kanten abgerundet, der andere Teil rauh, die Bruchkanten scharf, doch sieht man deutlich unter der Lupe, daß der Glättungsprozeß bereits begonnen hat.

Diese Geschiebe lehren deutlich, daß die Agentien, welche die Glättung bewirkten, überall in Vertiefungen eindringen konnten. Was war es nun, das diese eigentümliche Glättung bewirkte?

Ich habe zunächst an Politur durch Sand gedacht, und es ist nicht ganz ausgeschlossen, daß dieselbe mitgewirkt hat. Aber so viel steht fest, die Geschiebe sind nicht nachträglich poliert, als sie an der Oberfläche dem Winde exponiert waren, sondern dieselben waren bereits

geglättet, als sie zur Ablagerung in den Sanden kamen. Davon habe ich mich überzeugen können, indem ich Stücke nicht auf der Oberfläche sammelte, sondern aus den Granden entnahm. Eine Abrollung oder Glättung durch bewegtes Wasser erscheint mir gänzlich ausgeschlossen. Wären die Geschiebe etwa in einem Flusse transportiert worden, wie wäre es möglich, daß meistens eine Fläche rauh bleibt? Wie wäre es denkbar, daß Vertiefungen geglättet sind, ohne daß die umgebenden Kanten vollkommen abgeschliffen wurden? Es ist nahezu unmöglich, das merkwürdige Äußere dieser eckigen, kantigen und doch beinahe vollkommen glatten, polierten Geschiebe zu beschreiben<sup>1</sup>, aber ein Blick genügt, um darzutun, daß die Glättung und Abrundung der Kanten unmöglich dadurch hervorgerufen wurde, daß diese Geschiebe gerollt wurden.

Der Glättung durch Sandschliff habe ich bereits gedacht: nun habe ich vielfach an der Meeresküste Steinwerkzeuge der Tasmanier aufgelesen, welche die unverkennbare, glänzende Politur, die durch den Sandschliff erzeugt wird, besitzen. Allein diese Geschiebe sind mit Ausnahme eines einzigen nicht glänzend, sondern vollkommen matt.

Wenn ich mich nicht sehr irre, wird der Sandschliff nur durch feinen, nicht aber durch groben Sand hervor gebracht; doch mag dies nicht ganz zutreffend sein; ein grobes vom Winde bewegtes Korn mag schließlich ebenfalls eine glättende Wirkung ausüben wie feinere Körner. Die Schichten, in denen sich diese Gerölle finden, sind jedoch mehr ein grober Grand, und auf alle Fälle nicht sehr geeignet, um eine schöne Sandpolitur zu ergänzen, aber das Wichtigste bleibt eben doch, daß die Geschiebe bereits poliert waren als dieselben abgelagert wurden.

<sup>1</sup> Ich habe versucht, dieselben zu photographieren, aber der Versuch ist infolge blendender Weiße des Materials gänzlich mißglückt.

Ich habe über dieses Problem hin und her nachgedacht und bin zur Überzeugung gelangt, daß, da die Wirkung durch fließendes Wasser absolut ausgeschlossen erscheint und die Glättung und Politur durch von Wind bewegtem Sand auch nicht ganz überzeugend ist, wir eine andere Lösung suchen müssen.

Diese finde ich in der Annahme, daß diese Stücke sich im Bereiche der Brandung an einem alten Meeresstrande befanden. Man braucht nur das Spiel der Wellen am heutigen Strande zu beobachten, um zur Überzeugung zu gelangen, daß diese Auffassung nicht unwahrscheinlich ist. Man höre, wie die am Strande liegenden Geschiebe knattern und rasseln, wenn die mit Sand beladene Welle, die darüber geschlagen ist, wieder abfließt. Man kann auch deutlich beobachten, wie durch dieses Spiel eckige Fragmente zunächst kantengerundet und geglättet und schließlich vollkommen abgerollt werden. Die Tatsache, daß eine vollkommene Rundung und Abrollung eines eckigen Gesteinsfragmentes zustande kommen kann, ohne daß das betreffende Stück einen Horizontaltransport erfährt, oder sich vom Platze bewegt, einfach dadurch, daß das betreffende Stück in der Brandung hin und her geschleudert wird, scheint mir nicht hinlänglich gewürdigt zu sein. Ich erblicke in diesen Quarzgeschieben Gesteinsfragmente, welche im Bereiche der Brandung lagen und während dieser Zeit oberflächlich geglättet wurden, wobei eine Mitwirkung durch geblasenen Sand nicht ausgeschlossen ist. Nur war die Zeit nicht lange genug, um die Geschiebe vollkommen zu rollen; dieselben wurden dem Bereich der Brandung entzogen, lange bevor sie vollkommen gerollt waren. Diese Hypothese erklärt das merkwürdige Aussehen dieser Geschiebe vollständig; sie erklärt auch ohne Zwang die Doppelnatur der obenerwähnten Bruchfläche;

wir brauchen nur anzunehmen, daß derjenige Teil, der vollkommen freilag, mit dem Reste der Oberfläche vollkommen geglättet wurde, während das Geschiebe dem Bereich der Brandung entzogen wurde kurz nachdem der andere Teil sich losgelöst hatte. Sie erklärt auch, warum so häufig ein Teil der Oberfläche viel rauher ist als der Rest: es war eben die Seite, mit der das Geschiebe auflag, und die nicht den Einwirkungen des Wassers direkt ausgesetzt war.

Ich finde in diesen Stücken also einen vortrefflichen Beweis für die Hypothese eines marinen Ursprunges, wenigstens der hochgelegenen zinnführenden Schichten. Es sind alte Strandlinien mit denen wir es zu tun haben, und sie liefern den besten Beweis, daß in geologisch verhältnismäßig junger Zeit, aber vor dem Ausbruch des jüngeren Basaltes, der Meeresspiegel in Tasmanien rund 2000 Fuß höher lag als heute. Diese Theorie ist durchaus nicht neu, vor mir haben bereits R. M. JOHNSTON und GREGORY sich in ähnlicher Weise ausgesprochen. Ich habe verschiedentlich gezeigt, daß die Rumpfflächen, welche namentlich im Norden und Nordwesten Tasmaniens von der Küste her langsam bis zu 2000 Fuß Meereshöhe ansteigen, wahrscheinlich während des Pleistocäns gebildet wurden. Das heißt zu einer Zeit, während welcher die Hochflächen Tasmaniens über 2000 Fuß Meereshöhe vergletschert waren.

Einem Einwand gegen meine Hypothese möchte ich von vornherein begegnen; man wird mir einwenden, daß der marine Ursprung der zinnführenden Schichten doch mit Leichtigkeit durch etwaige Fossilien zu erweisen sei. Demgegenüber möchte ich bemerken, daß es durchaus nicht notwendig ist, daß marine Ablagerungen fossilführend sein müssen. Wir kennen ausgedehnte Ablagerungen, deren marinen Ursprung niemand bezweifelt und die doch keine Fossilien enthalten. Die Anwesenheit oder das Fehlen von

Fossilien beweist also an sich nichts bezüglich des Ursprunges gewisser Schichten; kommen dieselben vor, so sind sie natürlich ungemein nützlich, fehlen sie aber, so ist damit noch nichts gesagt. Ich möchte aber bemerken, daß wenn meine Auffassung richtig ist, die marinen Fossilien bereits gefunden sind, allerdings nicht in Schichten die zinnführend sind. Ich habe wiederholentlich auf die Ähnlichkeit der Quarzgerölle in den fossilführenden Ablagerungen Wynyards mit jenen der Zinndrift aufmerksam gemacht. Ich habe es auch direkt ausgesprochen, daß der Gesamttypus der Fauna der *Crassatella*-Schichten ein sehr jugendlicher ist, und daß die ältere Auffassung dieser Schichten als Eocän vollkommen unbegründet ist und nur darauf beruht, daß ältere Autoren wie TATE und DENNISON-WOODS, die Arten einfach mit neuen Namen belegten, statt deren Verwandtschaft und Beziehungen mit der rezenten Fauna genauer zu studieren. Der erstere Weg ist ja unzweifelhaft der bequemere, aber er führt nicht zur Erkenntnis. Aber ganz abgesehen hiervon möchte ich bemerken, daß die Gleichaltrigkeit der *Crassatella*-Schichten von Wynyard mit den zinnführenden Schichten im Osten Tasmaniens bestehen bleibt, ob wir dieselben als Eocän, was sicherlich falsch ist, oder als jüngeres Tertiär, oder, wie ich glaube, als Pleistocän (Glazial) ansehen. Obschon Fossilien in den zinnführenden Schichten anscheinend fehlen, so sind doch in der Pioneergrube und in der Gegend von Gladston Ablagerungen von Schwemmh Holz durchaus nicht selten. Das Holz, das ich in der Pioneergrube gesammelt habe, bildet eine unregelmäßige Lage etwa in Mitte der Ablagerungen. Diese wird gebildet aus einem Haufen zusammenschwemmten Holzes, das aber nicht etwa gerollt ist, oder in Stämmen, sondern meist in Platten oder unregelmäßigen Fragmenten vorkommt.

Nun scheint es, als ob das Vorkommen dieses Schwemmhholzes unverträglich mit einer Vergletscherung Tasmaniens wäre. Weitaus der größte Teil des heutigen Tasmaniens würde verschwinden, wenn der Meeresspiegel um 2000 Fuß steigen würde; und wenn der Teil, der übrig bliebe, vergletschert war, so würde man sich fragen, wo sind die Bäume gewachsen, welche das Schwemmhholz lieferten? Diesem Einwand läßt sich leicht begegnen. Wir wissen hinlänglich, daß sich an arktischen Küsten, z. B. Grönland, Ablagerungen von Schwemmhholz finden, trotzdem dort keine Bäume wachsen. Das Holz, das in den zinnführenden Schichten vorkommt, braucht also nicht notwendigerweise in Tasmanien gewachsen zu sein. Es kann von weither angeschwemmt worden sein, und der Charakter der Holzstücke ist mit dieser Ansicht durchaus verträglich<sup>1</sup>. Auf alle Fälle ist Vorsicht geboten, und es wäre durchaus falsch, aus dem Charakter des Holzes auf die klimatischen Bedingungen Tasmaniens, die zur Zeit der Ablagerung der zinnführenden Schichten herrschten, schließen zu wollen, es sei denn, daß gleichzeitig der Nachweis geführt werden könnte, daß das betreffende Holz auch in Tasmanien gewachsen ist.

## **2. Bemerkungen über den Charakter des Seifenzinns.**

Wenn man das Seifenzinn, das aus den Anschwemmungen im Tale des Guiding Star-Baches stammt, auch nur oberflächlich untersucht, so wird man finden, daß dasselbe von eigenartiger Zusammensetzung ist. Leider stehen mir nicht die Hilfsmittel zu Gebote, eine mechanische Analyse auszuführen, allein es kann mit ziemlicher Sicherheit be-

<sup>1</sup> Dieses Holz ist bisher noch nicht untersucht worden; sollte jemand diese Untersuchung ausführen wollen, so bin ich gerne bereit, ihm Material zu senden.

hauptet werden, daß die überwiegende Anzahl der Körner mehr als 1 mm im Durchmesser mißt. Dieses Seifenzinn ist daher von grober Art und durchaus verschieden z. B. von dem, das in den Seifen des Wynniford-Flusses erhalten wird, bei dem die Mehrzahl der Körner unter 1 mm ist. Körner von 2—3 mm sind sehr häufig und solche bis zu 15 mm nicht ungewöhnlich, selbst größere sind nicht selten. Wenn wir diese Körner unter der Lupe untersuchen, so finden wir, daß dieselben durchweg eckige Fragmente sind, die ganz augenscheinlich aus der Zertrümmerung größerer Kristalle entstanden sind. Neben diesen Kristallfragmenten finden sich häufig genug Kristalle, die so frisch sind, als hätte man dieselben soeben den Gängen entnommen. Aber daneben finden sich andere, deren Kanten leicht abgestoßen sind, dann solche, deren Kristallflächen, statt Diamantglanz zu zeigen, matt und trübe, beinahe graphitfarbig sind, und schließlich finden wir Körner, die beinahe vollkommen abgerollt sind und bei denen die Kristallform nur noch eben angedeutet ist. Alle diese Übergänge vom vollkommen unversehrten Kristall bis zum aus diesem entstandenen Geröll finden sich nebeneinander.

Eine andere Eigentümlichkeit ist die Häufigkeit von farbigen Varietäten, die unter dem Namen „Rubin“-Zinn und „Bernstein“-Zinn gehen. Das „Rubin“-Zinn ist, wie der Name sagt, von schön rubinroter Farbe; die rote Farbe wechselt von lichtrot bis dunkelrubin; das „Bernstein“-Zinn ist strohgelb bis dunkelbraun. Neben diesen Varietäten haben wir vollkommen weiße Stücke und schließlich dunkel-schwarze.

Häufig genug kommen Kombinationen verschiedener Farben in einem und demselben Stücke vor, wobei die Farben-varietäten in Bändern angeordnet sind. Schwarz und rot ist sehr häufig, auch gelb und rot, oder weiß und rot ist

nicht selten, eine Kombination jedoch, die dem patriotischen Australier tiefen Kummer bereitet, ist schwarz-weiß-rot!

Die Kristalle und Kristallfragmente sind häufig genug vollkommen durchsichtig, meist aber trübe. Bei den hiesigen Bergleuten existiert der Glaube, daß das Rubin-Zinn durch Erhitzen des schwarzen Zinns entsteht. Wie diese Ansicht entstanden ist, vermag ich nicht zu sagen, dieselbe ist aber keinesfalls richtig, wenigstens in dieser Form. Es wäre ja allerdings nicht unmöglich, daß wenn das schwarze Zinn von einer Anzahl mikroskopischer Sprünge durchsetzt wird, die Farbe sich ändert, und daß durch Erhitzen des Zinnsteines mit nachheriger schneller Abkühlung solche Sprünge entstehen, die einen Farbenwechsel hervorrufen.

Der Gedanken liegt nahe, die Farbenverschiedenheiten mit einer Verschiedenheit des spez. Gew. in Verbindung zu bringen. Allein ungefähr 250 Bestimmungen, die ich mit der WESTPHAL'schen Wage ausführte, ergaben ein durchaus negatives Resultat. Das einzige, was sich etwa sagen läßt, wäre dies, daß es scheint, als ob das Rubin-Zinn etwas leichter ist als das dunkle Zinn; dies stünde im Einklang mit der Ansicht, daß die rote Farbe durch Sprünge hervorgerufen wird.

Ich möchte jedoch bemerken, daß eine Anzahl Kristalle vorliegen, die anscheinend beweisen, daß die Farbenverschiedenheiten auf einen Kristallisationsprozeß zurückzuführen sind, und etwa mit dem Farbenwechsel in Kappenquarzen zu vergleichen sind<sup>1</sup>.

Das Problem der Ursachen der Farbenvarietäten des Zinnsteins ist von großem Interesse; bei den mangelhaften mir zu Gebote stehenden Hilfsmitteln bin ich nicht imstande zu sehen, ob sich jemand bereits damit beschäftigt

---

<sup>1</sup> Unter den Quarzkristallen finden sich übrigens häufig genug schöne Kappenquarze.



hat oder nicht. Vorläufig kann ich nicht sagen, ob die Farbenvarietäten physikalischer oder chemischer Natur sind. A priori würde es wahrscheinlich sein, daß chemisch vollkommen reines  $\text{Sn O}_2$  weiß ist, daß also die rein weißen durchsichtigen Varietäten den reinsten Zinnstein darstellen. Aber das sind Spekulationen, die ohne Analyse und mikroskopische Untersuchung wenig Wert haben<sup>1</sup>.

Neben dem eigentlichen Zinnstein, der, wie wir wissen, von Quarz- oder Greisengängen kommt, findet sich eine Art Zinnerz, das anstehend bisher noch nicht gefunden wurde. Dieses Zinnerz findet sich durchweg in wohl abgerundeten Geröllen, oft von ziemlicher Größe, die eine dunkelblaugrüne Farbe haben. Das spez. Gew. derselben ist niedrig und übersteigt selten 5, meist ist dasselbe zwischen 4 und 5. Eine Untersuchung hat ergeben, daß dies Sandstein ist, der mehr oder minder mit Zinnstein imprägniert ist. Einige Stücke, die zur Hälfte aus Sandstein, zur Hälfte aus Zinnerz bestehen, beweisen dies unwiderleglich.

Wie ich oben ausführte sind die Gänge, von welchen diese Art Zinnerz kommt, zurzeit noch nicht bekannt, fest steht jedoch, daß wir dieselben in der metamorphosierten Schiefer- und Sandsteinzone zu suchen haben. Ein weiteres Problem, das mit diesem Erz verknüpft ist, ist das, daß die Stücke stets stark abgerollt sind. Kantige Fragmente sind bisher noch nicht gefunden worden.

### **3. Erklärungsversuch des merkwürdigen physikalischen Charakters des Seifenzinns.**

Der merkwürdige Charakter dieser Geröllablagerungen, in welchen wir nebeneinander vollkommen scharfkantige Kristalle und solche, die vollkommen abgerollt sind und

<sup>1</sup> Wenn jemand diese Untersuchungen ausführen will, so bin ich gerne bereit, ihm das nötige Material zur Verfügung zu stellen.

keine Spur ihrer ursprünglichen Kristallform erkennen lassen, finden, erscheint mir als ein sehr schwieriges Problem dynamischer Geologie. Das eine oder das andere wäre leicht verständlich, aber wie es möglich ist, daß ein Stück, das unzweifelhaft eine starke Abnützung erlitten hat, sich auf gleicher Lagerstätte mit einem anderen findet, das so frisch ist, als sei es soeben dem Ganggestein entnommen, ist sehr schwer erklärlich.

Darüber kann kein Zweifel bestehen, daß die Schichten, in welchen sich das Seifenzinn findet, unter Mitwirkung des Wassers abgelagert wurden. Hierbei ist es vollkommen gleichgültig, ob wir dieselben als marin oder als fluviatil auffassen, es genügt festzustellen, daß die Geröllschichten im Wasser und durch Wasser abgelagert wurden. Wir sind nun daran gewöhnt, die schön abgerollte Gestalt eines Geschiebes der Abnützung zuzuschreiben, die es auf dem Transport von seinem Ursprungsort bis zum Fundort erfahren hat. Mit anderen Worten, der Abnützung auf dem Horizontaltransport. Natürlich geht mit der Bewegung in horizontaler Richtung auch solche in vertikaler Richtung vor sich, aber die letztere ist im Vergleich zu ersterer unbedeutend. Auf der andern Seite habe ich oben ausgeführt, daß eine vollkommene Abrollung auch ohne Horizontaltransport am Meeresstrande durch die Brandung stattfinden kann. Mit anderen Worten, die vollkommen gerundete, abgerollte Form eines Geschiebes braucht nicht notwendigerweise auf einen weiten Horizontaltransport zu deuten, das Geröll kann auch zustande kommen, ohne daß es sich mehr als wenige Meter von seinem Ursprungsplatze bewegt hat, vorausgesetzt, daß die nötigen physikalischen Bedingungen gegeben sind.

Hieraus können wir schließen, daß es durchaus nicht notwendig ist, daß die wohl abgerundeten Zinnstein- und Quarzgerölle, die wir z. B. in den Ablagerungen des Guiding

Star-Baches finden, einem weiten Horizontaltransport ausgesetzt waren. Wir können aber mit Sicherheit behaupten, daß die vollkommen unversehrten Zinnstein- und Quarzkristalle keinem langen Transport ausgesetzt waren, sondern aus allernächster Nähe stammen müssen. Wenn wir uns auch bezüglich der Zinnsteinkristalle überzeugen können, daß dem so sein muß, so entsteht eine neue Schwierigkeit bezüglich der Quarzkristalle. Fest steht, daß dieselben keinerlei Abnützung oder Abrollung erfahren haben, also aus allernächster Nähe stammen müssen, aber nirgends ist bisher wenigstens auch nur eine Andeutung eines Vorkommens so großer Kristalle in anstehendem Granit beobachtet worden. Je mehr man diese Dinge betrachtet, um so komplexer gestaltet sich also das Problem.

Die Geröllablagerungen im Tale des Guiding Star-Baches haben durchaus den Charakter von Wildbachablagerungen, ein Charakter, der mit der zahmen Natur des Wasserleins, das heute in diesem Tale dahinsickert, vollständig unverträglich erscheint. Vollständig gerundete Gerölle sind selten, meistens sind die Schiefer- und Sandsteingeschiebe kantig, aber die Kanten sind in kurioser Weise bestoßen und abgerundet<sup>1</sup>, gleichsam als ob dieselben mit großer Gewalt aufeinander geprallt wären.

<sup>1</sup> Diese Stücke haben mich sehr an gewisse Eolithe erinnert. Allein hier ist auch jede Spur einer menschlichen Einwirkung ohne weiteres ausgeschlossen. Hier anschließend möchte ich erwähnen, daß ich auf einem solchen Quarziteschiebe einen wunderschönen „Gletscher“schliff gefunden habe. Leider lag dieses „geschrammte“ Geschiebe mitten im Fahrweg und die Schrammen wurden durch die Kufen eines Holzschlittens erzeugt, der seit Wochen darüber hingegangen war. Ich frage mich, zu welchen Schlüssen wäre ein Geologe gelangt, wenn er dieses Stück zufällig nach Jahren gefunden hätte, nachdem längst jede Spur des alten Holzweges verschwunden war? In Tasmanien verschwinden solche temporären Wege rasch, und in wenigen Jahren ist das, was ein Weg war, überwachsen, und jede Erinnerung daran, daß hier früher ein Weg war, verschwunden.

Je mehr ich diese Ablagerungen studierte, um so rätselhafter erschien mir die Natur derselben. Ich gebe zu, daß ich anfangs an Eis dachte, aber die Struktur der Geröllablagerung erscheint mit Moränenstruktur nicht verträglich. Ich bin schließlich zur Ansicht gelangt, daß wir in diesen Schichten zum größten Teil die Wiederablagerung einer früheren Geröllschicht vor uns haben und daß wir nur auf diesem Wege die vielen rätselhaften Probleme erklären können.

Ich habe oben ausgeführt, daß aller Wahrscheinlichkeit nach bei weitem der größte Teil der zinnführenden Schichten marinen Ursprunges ist und wahrscheinlich aus der Zerstörung des Granites resp. der Schiefer und Sandsteine durch die Brandung auf ihrem Wege landeinwärts entstanden ist. Alle Anzeichen deuten darauf hin, daß die positive Verschiebung des Meeresspiegels auf einer Höhe von etwa 2000 Fuß über dem heutigen Meeresspiegel zum Stillstand gelangte, wo die letzte Strandterrasse gebildet wurde. Es ist weiter mehr als wahrscheinlich, daß der Meeresspiegel diese Maximalhöhe nicht lange Zeit innehatte; wenigstens deuten die obenbeschriebenen Quarzgeschiebe darauf hin. Alle Anzeichen sprechen dafür, daß die darauffolgende negative Verschiebung des Meeresspiegels rapide vor sich ging. Während dieses Zurückweichens wurden die tiefen Cannons ausgehöhlt, die wir heute staunend betrachten, aber gleichzeitig muß ein großer Teil der beim Steigen des Meeresspiegels abgelagerten Schichten wieder zerstört worden sein. Ein Teil derselben, vielleicht sogar ein großer Teil wurde in den neu ausgehöhlten Schluchten wieder abgesetzt, und so hätten wir denn in den in den heutigen Tälern lagernden Schuttmassen eine Mischung von dem Schuttalter Strandterrassen und

jüngerer Flußalluvionen zu erblicken. Die gerundeten abgerollten Zinnstein- und Quarzgerölle entstammten den älteren, beim Zurückweichen des Meeresspiegels wieder zerstörten Schuttmassen, und die unverlehrten, scharfen Kristalle entstammen den anstehenden Schichten, welche beim Zurückweichen des Meeresspiegels zerstört wurden und die dann, ohne längerem Transport ausgesetzt gewesen zu sein, zusammen mit einem Teil der älteren Schuttmassen in den neugeschaffenen Tälern zur Ablagerung gelangten. Ich gestehe, daß dieser Erklärungsversuch etwas kompliziert erscheint, und auf Prämissen aufgebaut sind, die ihrerseits wieder Hypothesen sind, allein vorläufig vermag ich keine andere Erklärung dieses auffallenden Vorkommens zu geben. Nach meinen Beobachtungen erscheint es mir jedoch sicher, daß wir scharf zwischen

1. älteren marinen zinnführenden Ablagerungen,
  2. jüngeren fluviatilen zinnführenden Ablagerungen
- unterscheiden müssen.

Die älteren Ablagerungen kommen meist an den Gehängen bis zu 2000 Fuß Meereshöhe hinauf vor, aber sie finden sich ebenfalls auf den dem heutigen Meeresspiegel sanft zugeneigten Rumpfflächen und können daher bis zum Meeresspiegel, ja selbst unterhalb desselben hinabsteigen. Wenn wir in Betracht ziehen, daß mit größter Wahrscheinlichkeit der Meeresspiegel, als derselbe seinen tiefsten Stand erreichte, 250 Fuß tiefer lag als heute, mit anderen Worten, daß seither wieder eine positive Verschiebung einsetzte, so ist es nicht verwunderlich, daß die als marin angesehenen Ablagerungen bis unter den heutigen Meeresspiegel reichen.

Die jüngeren, fluviatilen Ablagerungen finden sich im wesentlichen im Tale der heutigen Flüsse, und da diese ausgebeutet wurden, lange bevor man daran dachte, an den Hängen der Berge bis zu 2000 Fuß Meereshöhe nachzuforschen,

Rezent	Ablagerungen der heutigen Tage. (Positive Strandverschiebung anhaltend?) Zinnführende Alluvionen in den heutigen Tälern.
Pleistocän	Erosion der heutigen Täler unter das Niveau des heutigen Meeresspiegels. Meeresspiegel etwa 250 Fuß unter dem heutigen. Eruption des jüngeren Basaltes. Negative Strandverschiebung. Ablagerung der marinen zinnführenden Schichten; Vergletscherung des tasmanischen Hochlandes; Meeresspiegel ungefähr 2000 Fuß über dem heutigen. Positive Strandverschiebung; intensive Verwitterung des Granites.
Tertiär (?)	Älterer Basalt der Pioneer-Grube.
Enormer Zwischenraum, die ganze mesozoische und wahrscheinlich den allergrößten Teil der Tertiärzeit repräsentierend.	
Perm	Schiefer, Sandsteine, Kohlenflöze, Kalksteine etc. Glazialschichten
	{ Soweit nicht in der Nachbarschaft von Branxholm beobachtet. Wahrscheinlich durch Denudation zerstört.
Devon (?)	Eruption von Aplit- und Pegmatitgängen Eruption des Granites.
	{ Sulfid-Gänge Magnetit-Gänge Zinnstein-Gänge.
Silur (?)	Große prägranitische Faltung der älteren Schichten.
Cambrisch oder Präcambrisch	Fossilleere Schiefer, Sandsteine und Quarzitschiefer.

so ist es im allgemeinen nicht erstaunlich, daß sich die Hypothese vom fluviatilen Ursprung aller zinnführenden Ablagerungen mit solcher Hartnäckigkeit erhalten hat. Es war natürlich, daß man zunächst aus den heutigen Tälern auf die zunächst liegenden niedrig gelegenen Teile der Rumpffläche hinausging, wo die Schichten marinen Ursprunges lagerten. In diesen bemühte man sich dann, einen alten hypothetischen Flußlauf (lead) zu finden, aber, wie zu erwarten, meist mit negativem Erfolge. Ich will durchaus nicht behaupten, daß sich nicht auch in den marinen Schichten solche „leads“ finden. Die Gezeiten und die Meeresströmungen mögen das ihrige getan haben, das Zinn in bestimmten horizontal ausgedehnten Streifen zu konzentrieren, diese sind aber natürlich nicht mit alten Flußläufen zu wechseln. Meiner Ansicht nach sind die vielen Fehlschläge, den „alten Flußlauf“ aufzufinden, einfach darauf zurückzuführen, daß man noch nicht gelernt hat, zwischen marinen und echt fluviatilen Zinnseifen zu unterscheiden. Zum Schluß möchte ich noch erwähnen, daß die vielen Probleme des Mount Bischof, der als ein Inselberg über dem umgebenden Plateau herausragt, ihre einfachste Erklärung in der Hypothese vom marinen Ursprung der reichen sog. Alluvionen, welche dem Gehänge des Porphyrostokes angelagert sind, finden.

Die vorstehenden Ausführungen sind in nebenstehender Übersicht (p. 386) tabellarisch zusammengefaßt.

### **Erklärung zu Tafel XIX—XXI.**

- Taf. XIX. Sandstein, in Schiefer eingefaltet.  
Eisenbahneinschnitt Tulendeena.
- . XX. Quarzit-Schiefer einschluß im Granit.  
Kontaktmine bei Branxholm.
- . XXI. Zinnerzführende Quarzgänge (Williamson's Lode).  
Guiding Star Tin Mine.

# Beitrag zur optischen Kenntniss der kolloidalen Kieselsäure.

Von

**F. Rinne** in Leipzig.

Mit 12 Textfiguren.

Die Hydrogele der Kieselsäure gehören einer Reihe an, die sich kontinuierlich vom Anfangsgliede  $\text{Si O}_2$  bis zum anderen Ende, dem  $\text{H}_2 \text{O}$ , spannt. Das anhydrische Extrem liegt im Kieselglas (sogen. Quarzglas) vor; als mehr und mehr gewässerte Glieder schließen sich die Opale an; die Kieselgallerten leiten zum Wasser über. Daß Kieselglas hyalin, d. h. ein Erzeugnis des Schmelzflusses ist, die Opale wohl aus Thermen sich gebildet haben und die künstlichen Gallerten auch bei gewöhnlicher Temperatur darzustellen sind, tut der Einheitlichkeit der Reihe in physikalisch-chemischem Sinne keinen Abbruch. Feurig-flüssige und wässerige Entstehung bekunden auch hier nur graduelle Verschiedenheit.

Als Sekundärstoffe neben den kennzeichnenden Bestandteilen  $\text{Si O}_2$  und  $\text{H}_2 \text{O}$  findet man bei den Opalen bekanntermaßen oft mancherlei Beimengungen; sie heben sich z. T. schon durch die Färbung der  $\text{Si O}_2, x\text{H}_2 \text{O}$ -Substanz heraus. Ein Analogon hat man bei den Schmelzfluß-



erstarrungen in den mehr und minder wasserhaltigen vulkanischen Gläsern. Sie sind im physikalisch-chemischen Sinne den unreinen Opalen an die Seite zu stellen, zumal wenn ihr Kieselsäuregehalt, wie bei den liparitischen Arten, ein sehr hoher ist.

In dem Sinne bietet sich also eine Reihe verwandter Stoffe künstlicher und natürlicher Entstehung dar, deren wechselseitige Beziehungen in optischer Hinsicht zu erforschen das Ziel der nachstehend geschilderten Untersuchung war. Angeschlossen ist eine Betrachtung über ein Gel der Kieselsäure, welches man durch chemischen Abbau aus dunklen Glimmern, also aus komplizierten Silikaten erhält, wenn alle basischen Bestandteile aus ihnen durch Säuren entfernt werden. Es liegt dann eine Pseudomorphose nach dem Ausgangsmaterial vor mit der chemischen Zusammensetzung  $\text{Si O}_2, x\text{H}_2\text{O}$ ; sie kann durch Glühen in das Endglied  $\text{Si O}_2$  verwandelt werden.

## 1. Die Opalreihe.

Bei dieser Untersuchung erfreute ich mich der eifrigen Hilfe meines Assistenten Dr. OTTO WESTPHAL, dem ich für die ausdauernde Betätigung bei den oft sehr langwierigen und mühevollen Beobachtungen sehr zu Dank verpflichtet bin.

### a) Apparatur.

Um recht große Genauigkeit bei der Bestimmung der Brechungsexponenten zu erreichen, wurde als Spektrometer ein Goniometer Modell I von R. FUESS verwandt. Wie die Fig. 1 zeigt, ist es auf einem Grundbrett 1 mit den übrigen Apparatenteilen (Schiene 2 mit Bogenlampe [bezw. Nernstlampe] 3, Kondensorlinse 4, Monochromator 5, Auerlampe 8) montiert, und zwar so, daß es auf einem Untersatz 7 ruht,

dem eine kleine Drehbewegung gegeben werden kann, wenn ein Wechsel zwischen der Beleuchtung durch die Auerlampe und durch den Monochromator hindurch vorgenommen werden soll. Das Goniometer 6 besitzt zwei Ablesemikroskope mit verschiebbarem Doppelfaden und Trommel, deren Rand in Teilstriche mit der Bedeutung von je 2 Sekunden geteilt ist. Die Streuung der Messungen bei völlig einheitlichen

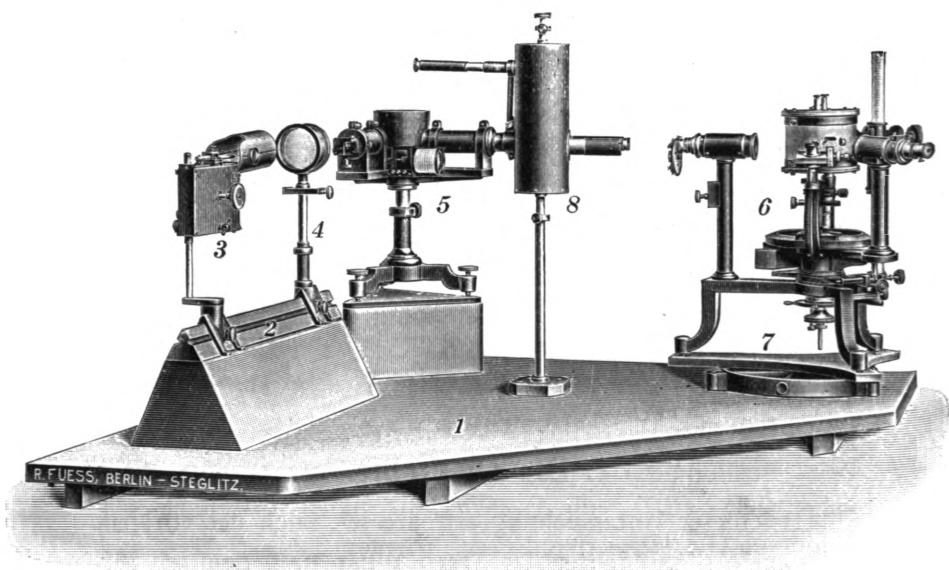


Fig. 1. Apparatur.

Bildern, wie sie die Herstellung der Prismen mittels Schleifapparat von E. WÜLFING zu erzielen gestattet, und allen angeführten Messungen zugrunde liegen, betrug 4—5" im reflektierten Lichte, bei der Beobachtung im durchfallenden Lichte 6". Seien einige aufeinanderfolgende Ablesungen als Beispiele beliebig herausgegriffen. Messung des Prismenwinkels bei Opal von Ungarn: Ablesungen 52° 49' 32"; 52° 49' 30"; 52° 49' 32". Minimalablenkung bei einem Prisma aus demselben Opal von Ungarn:

Ablesungen für Rot . .	33° 12' 52"	; 33° 12' 51"	; 33° 12' 50"
„ „ Gelb . .	33 25 23	; 33 25 26	; 33 25 22
„ „ Grün . .	33 44 51	; 33 44 54	; 33 44 53
„ „ Blau . .	33 54 5	; 33 54 3	; 33 54 3

Die Erhitzung der Präparate wurde in einem elektrischen Ofen ausgeführt, in dessen Mitte der Kristallträger des FUESS'schen Zentrier- und Justierapparates hineinragte. Entsprechend der Ofenhöhe von ca. 13 cm sind diese Träger etwa 6 cm lang; sie wurden aus den feuerfesten Aufhängestangen von Auerglühstrümpfen hergestellt. Die Befestigung der Präparate geschah durch sehr feinen geschlemmten feuchten Ton. Die Orientierung wurde zunächst mit der Hand vollzogen und nach einer Trocknungszeit von 2—3 Stunden mittels der Zentrier- und Justiervorrichtung bewirkt. Auf der rechtwinkeligen Umbiegung eines Fußes des Goniometers erhebt sich (in Fig. 1 rechts) eine feste Stange, an welcher durch Seitenarm der Erhitzungs-ofen befestigt wurde. Die Isolierung dieser Trägerstange geschah mittels Vulkanfiberring; er wirkte in ausgezeichnetster Weise. Zur weiteren Wärmeabhaltung vom Goniometer diente eine Asbestscheibe, die über den Teilkreis gelegt wurde. Sehr nützlich erwies sich die vertikale Verstellbarkeit des Ofens durch Zahnstange und Trieb am Trägerarme, ebenso die Verschiebungsmöglichkeit des Erhitzungsapparates zur Achse des Goniometers hin oder von ihr ab.

Der Heizraum war aus Marquardtmasse gefertigt und etwas tonnenförmig gestaltet. Zur elektrischen Widerstandserhitzung wurde eine Wicklung aus Platinfolie benutzt. Drei Öffnungen, davon zwei einander gegenüberliegend, die dritte zur benachbarten unter 40° gestellt, dienten am Apparat zur Beobachtung. Vorteilhaft erwies sich eine kleine seitliche Verstellbarkeit der dritten Öffnung durch einen Schieber. Auf die Weise konnten Variationen des Minimal-Ablenkungswinkels von 34° bis 46° bewältigt

werden. Als Füllmasse zwischen Heizrohr und dem aus Asbestplatten gefertigten Außenwänden des zylindrischen Ofens diente Asbestwolle. Deckel und Boden des Apparates bestanden aus Asbestplatten mit peripheren verschraubbaren Messingringen. Die untere Öffnung des Heizapparates, durch welche der Kristallträger in den Ofen hineinragt, war durch einen Schieber einengbar. Ein Thermoelement (Silber-Konstantan für Temperaturen von  $-180$  bis  $-600^{\circ}$ ; Platin-Platinrhodium für höhere Wärmegrade) tauchte von oben in den Ofen ein. Die Lötstelle befand sich stets ganz nahe am Präparat; die Isolierung der Drähte geschah durch Tonröhrchen, die dem Pyrometer zugleich die nötige Stand-

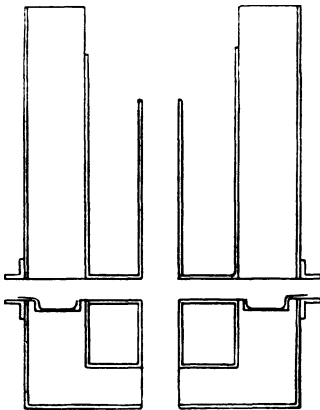


Fig. 2. Abkühlungsvorrichtung.

festigkeit gaben, um es in ein Stativ bequem einklemmen zu können. Die Drähte führten in üblicher Weise zu einem Galvanometer mit Temperatur- und Millivoltsskala. Die Heizung geschah mit 220 Voltstrom bei Sicherung von 6 Ampère. Zwei regulierbare Widerstände von je maximal 140 Ohm dienten zur Abstufung. Die Abkühlungsvorrichtung Fig. 2 ist aus Neusilber gefertigt und besteht aus einem zentralen Rohr von 13 mm lichter Weite und 12,5 cm Höhe, ferner einem dies Rohr umgebenden, unten geschlossenen, oben offenen Gefäß von 5 cm Weite zur Aufnahme der abkühlenden Mittel (Eiswasser, Gemisch von Alkohol und fester Kohlensäure, flüssiger Luft). Umgeben ist dieses Abkühlungsgefäß von einem 3 cm starken Mantel und einem Boden aus Preßkork, der seinerseits nach außen durch eine Neusilberhülle abgeschlossen wurde. Zur Beobachtung dienten,

wie beim Erhitzungsapparat, drei Rohre, bei deren Konstruktion es sich von besonderem Vorteile erwies, daß sie nicht durch die ganze Wandung des Ofens metallisch hindurchgeführt wurden. Der vom zentralen Rohre auslaufende Teil endet vielmehr an der Korkschale; durch letztere setzen sich die Beobachtungsrohre lediglich als wandlose Bohrungen fort. Am metallenen Außenmantel wurde über den Rohröffnungen je eine Messinghülse angebracht, auf welcher ein kurzes Glasrohr drehbar paßte. Letzteres konnte nach außen durch eine aufgekittete Scheibe abgeschlossen werden. Die dadurch eventuell bewirkte Strahlenablenkung war durch passende Drehung des Glasrohres leicht auszugleichen. Um die Beobachtungsrohre und das Fenster vor Beschlagen und Eisbildung zu bewahren, wurde in eine untere Vertiefung der Rohre je ein Schiffchen mit Chlorcalcium eingeschoben. Bei Benutzung von flüssiger Luft empfiehlt es sich, den ganzen Ofen bis auf die Durchsicht in dicke Wattedülle einzupacken. Die Temperaturmessung bei den Kälteversuchen geschah durch Pentanthermometer bezw. mittels Thermoelement. Natürlich wurden diese Apparatenteile verschiedentlich geeicht, und zwar unter Benutzung des Siedepunktes flüssiger Luft, ferner der Verdampfungstemperatur fester Kohlensäure und mittels Eiswasser; bei höheren Wärmegraden dienten Paraffinöl mit eingetauchtem Normalthermometer sowie der Umschlag von Quarz zur Kontrolle.

Beide Apparate, der Erhitzungsapparat, welcher vom Universitätsmechaniker DONNER ausgeführt war, wie die Kältevorrichtung, die der Mechaniker LANGNAESE anfertigte, wirkten in ausgezeichneter Weise. Mit ersterem kann man mit voller Sicherheit Temperaturen bis über  $1000^{\circ}$  ausnutzen; mit letzterem gelang es, Temperaturen bis  $-170^{\circ}$  dauernd zu bewahren.

### b) Das Material.

Es wurden untersucht:

1. Kieselglas.
2. Hyalit von Waltsch in Böhmen.
3. Hyalit von Bonames bei Frankfurt a. M.
4. Edelopal von Ungarn.
5. Moldavit von Slavitz bei Trebitsch in Mähren.
6. Obsidian von Lipari.
7. Marekanit von der Marekanka bei Ochotzk.

Aus Kieselglas sowie aus den natürlichen vulkanischen Gläsern und aus dem Moldavit Prismen zu schleifen, die nicht nur völlig einwandfreie Reflexe an ihren beiden Flächen gaben, sondern auch im durchfallenden monochromatischen Lichte sehr scharfe Bilder des WEBSKY'schen Spaltes lieferten, machte keine sonderliche Mühe. Anders liegen die Verhältnisse beim Opal, von dem eine ganze Reihe von Varietäten außer den genannten herangezogen wurde. Trübungen und Spannungsdoppelbrechung erwiesen sich hier oft hinderlich. Solche Materialien mußten natürlich ausgeschaltet werden. So blieben denn die genannten Arten über, die ganz einwandfreie Präparate lieferten. Allerdings gelang das beim Hyalit von Waltsch auch nur in einem einzigen Falle bei vielen Versuchen. Dieses Prisma liegt den Angaben zugrunde. Beim Hyalit von Bonames bei Frankfurt erwies sich ein Prisma nur für Heliumgrün einwandfrei meßbar. Der Edelopal von Ungarn war hell, von ganz zarter Trübung, ohne Irisieren zu zeigen; Präparate aus seinem Material erwiesen sich immer als sehr gut brauchbar. Ein Feueropal von Mexiko wurde nur zum Vergleich für Heliumrot und -grün herangezogen.

Bezüglich der chemischen Zusammensetzung der benutzten Materialien interessiert hier neben dem vorwaltenden  $\text{Si O}_2$  zunächst ihr Gehalt an Wasser. Er ist natürlich

Null beim Kieselglas. Beim Hyalit von Waltsch ergab er sich zu 3,4 ‰, bei dem von Bonames zu 4,84 ‰. Der Edelopal von Ungarn lieferte 9,73 % H<sub>2</sub>O. So lag also eine erwünschte Reihe mit steigendem Wassergehalt vor, die für eine Messung bei Zimmertemperatur noch ergänzt wurde durch den Feueropal von Mexiko mit 8,5 ‰ H<sub>2</sub>O.

Die natürlichen Gläser führen außer Si O<sub>2</sub> und eventuell H<sub>2</sub>O noch mancherlei andere Stoffe in wechselnder Menge, bei den so gut wie anhydrischen Moldaviten beträgt der Si O<sub>2</sub>-Gehalt, wie bekannt, 70—80 %. Eine Untersuchung des verwandten Stückes ergab 79,05 % Si O<sub>2</sub> und 0,14 Glühverlust. Es war im durchfallenden Lichte von hellgrünlicher Färbung. Der Obsidian von Lipari enthielt 73,03 % Si O<sub>2</sub> und lieferte 0,40 Glühverlust. Er erschien im Stück schwärzlich, wies aber in Splintern eine schöne Klarheit auf. Die Perlitkugeln des Marekanits, welcher 74,41 Si O<sub>2</sub> und 0,36 Glühverlust ergab, waren im durchfallenden Lichte hell. Alle benutzten Gläser erwiesen sich im Dünnschliff als sehr rein.

### c) Die Versuche und ihre Ergebnisse.

Der experimentelle Zweck der Studien war die Bestimmung der Brechungsexponenten bei den in Rede stehenden Stoffen in einem recht großen Temperaturintervall. Wegen Freisein von Wassergehalt konnten die Versuche beim Kieselglas bis auf sehr hohe Temperaturen fortgesetzt werden, da eine stoffliche Veränderung bei ihm auch dann nicht eintritt; es wurde von — 160° bis + 1000° untersucht. Der Moldavit, Obsidian und Marekanit wurden von — 170 bis + 600° beobachtet. Das optische Verhalten der Hyalite konnte bis 240° festgestellt werden. Der Edelopal von Ungarn gestattete Messungen bis + 58°. Bei den erwähnten Temperaturen bereitete die Wasserabgabe der Opale den Untersuchungen ein Ende.

## a) Ergebnisse beim Kieselglas.

Temperatur	n für Heliumrot 667,8 $\mu\mu$	n für Heliumgelb 587,6 $\mu\mu$	n für Heliumgrün 501,6 $\mu\mu$	n für Heliumblau 471,3 $\mu\mu$
— 160°	1,4549	1,4571	1,4607	1,4625
— 64	1,4557	1,4580	1,4618	1,4635
18	1,4565	1,4588	1,4625	1,4645
130	1,4576	1,4601	1,4639	1,4657
235	1,4589	1,4614	1,4652	1,4673
365	1,4606	1,4631	1,4670	1,4690
475	1,4623	1,4647	1,4687	1,4706
590	1,4638	1,4662	1,4702	1,4721
1000	1,4705	1,4728	1,4771	— <sup>1</sup>

Für Zimmertemperatur 18° wurde die Reihe der Beobachtung noch weiter ausgedehnt. Für diese Wärmegrade gelten danach folgende Zahlen.

n für Heliumrot 735 $\mu\mu$	n für Heliumrot 667,8 $\mu\mu$	n für Heliumgelb 587,6 $\mu\mu$	n für Heliumgrün 501,6 $\mu\mu$	n für Heliumblau 471,3 $\mu\mu$	n für Violett 440 $\mu\mu$
1,4551	1,4565	1,4588	1,4625	1,4645	1,4664

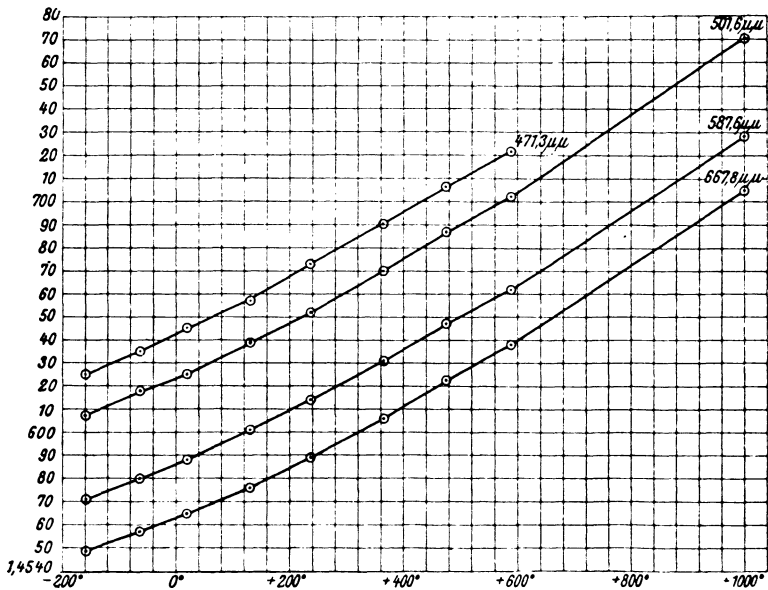


Fig. 3. Brechungsexponenten des Kieselglases im Temperaturintervall — 160° bis 1000°.

<sup>1</sup> Im blauen Lichte war das durchfallende Bild zufolge der starken Glut des Präparats nicht hell genug für eine präzise Messung.



In Kurvenform stellen sich diese Ergebnisse dar, wie Fig. 3 es zeigt.

**b) Ergebnisse beim Hyalit von Waltsch.**

Das vollkommen fehlerfreie Prisma, das aus vielen ausgewählt wurde, lieferte Daten von 20—245°, bei welcher

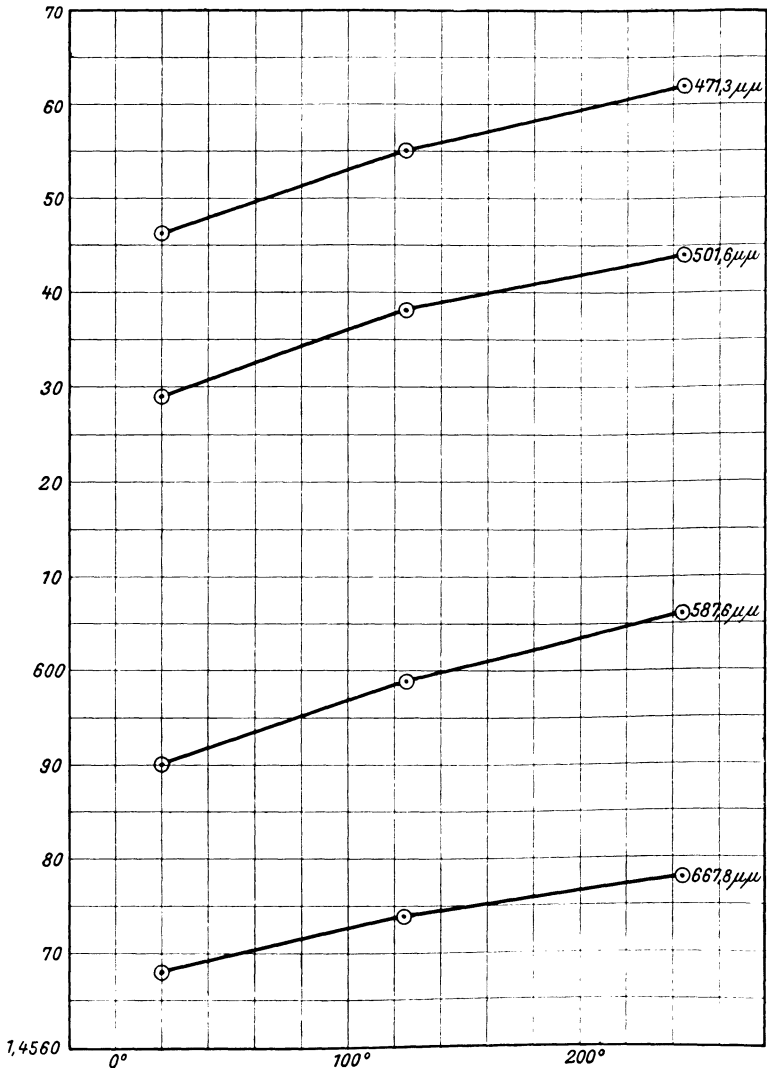


Fig. 4. Brechungsexponenten des Hyalits von Waltsch in Böhmen im Temperaturintervall 20° bis 245°.

Temperatur es sich durch Wasserabgabe schon etwas trübte. Für die Kältemessungen ein neues, taugliches Präparat zu gewinnen, gelang trotz vieler Bemühungen nicht.

Temperatur	n für Heliumrot 667,8 $\mu\mu$	n für Heliumgelb 587,6 $\mu\mu$	n für Heliumgrün 501,6 $\mu\mu$	n für Heliumblau 471,3 $\mu\mu$
20°	1,4568	1,4590	1,4629	1,4646
125	1,4574	1,4599	1,4638	1,4655
245	1,4578	1,4606	1,4644	1,4662

### c) Ergebnisse beim Hyalit von Bonames bei Frankfurt.

Der Bonames-Hyalit erwies sich nur für Heliumgrün in erforderlichlich genauer Weise bis 225° meßbar. Bei 300° wurde das Material bereits trübe.

Temperatur	n für Heliumgrün 501,6 $\mu\mu$
20°	1,4600
125	1,4606
225	1,4614
300	1,4617

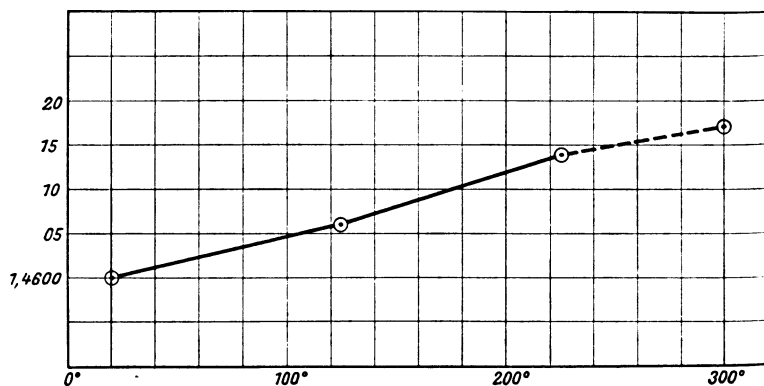


Fig. 5. Brechungsexponenten beim Hyalit von Bonames bei Frankfurt a. M. im Temperaturintervall 20° bis 300°.

### d) Ergebnisse beim Feueropal von Mexiko.

Temperatur	n für Heliumrot 667,8 $\mu\mu$	n für Heliumgelb 587,6 $\mu\mu$
18°	1,4491	1,4514

e) Ergebnisse beim Edelopal von Ungarn.

Zur Kontrolle wurden zwei Beobachtungsreihen an verschiedenem Material angestellt, das zwar vom nämlichen Stück stammte, dessen Wassergehalt aber wohl ein wenig verschieden gewesen ist.

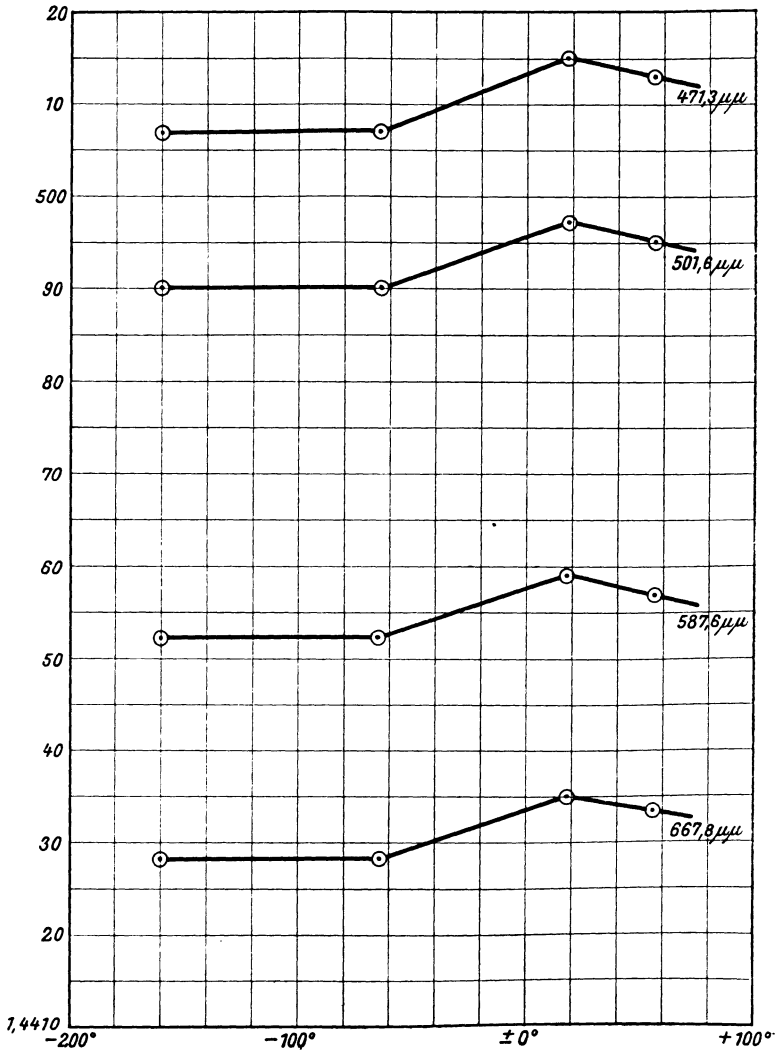


Fig. 6. Brechungsindizes bei Edelopal von Ungarn im Temperaturintervall  $-160^{\circ}$  bis  $55^{\circ}$ .

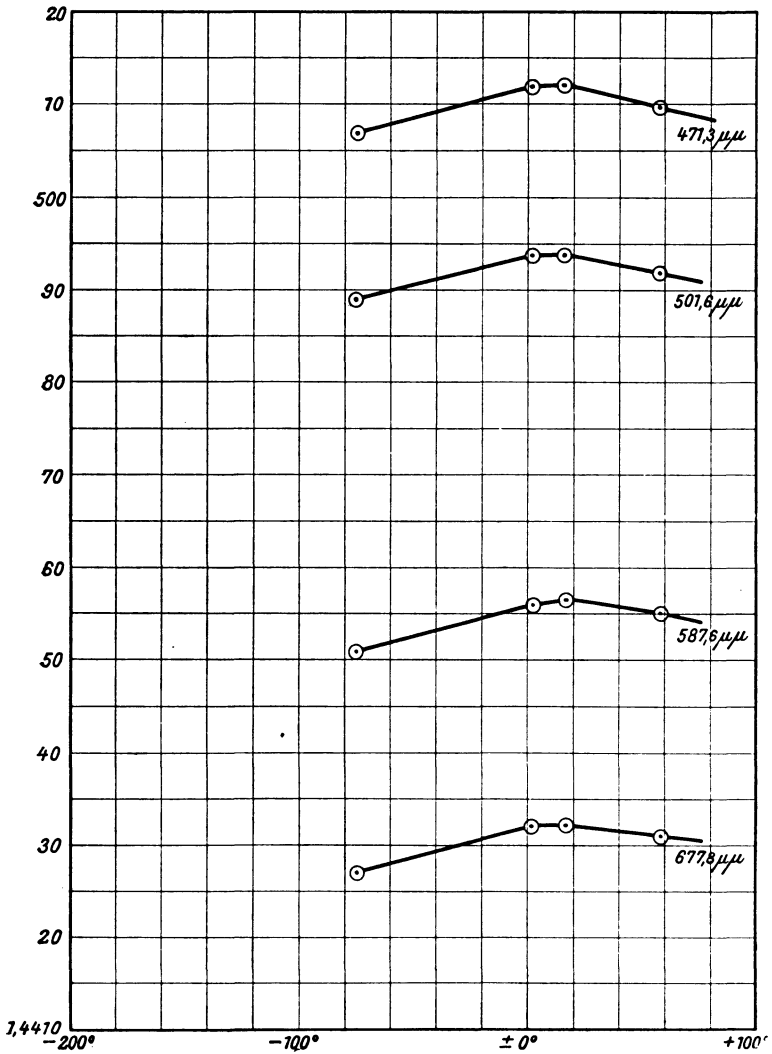


Fig. 7. Brechungsexponenten bei Edelopal von Ungarn im Temperaturintervall  $-74^{\circ}$  bis  $58^{\circ}$ .

Erste Beobachtungsreihe.

Temperatur	n für	n für	n für	n für
	Heliumrot 667,8 $\mu\mu$	Heliumgelb 587,6 $\mu\mu$	Heliumgrün 501,6 $\mu\mu$	Heliumblau 471,3 $\mu\mu$
$-160^{\circ}$	1,4428	1,4452	1,4490	1,4507
$-64$	1,4428	1,4452	1,4490	1,4507
18	1,4435	1,4459	1,4497	1,4515
55	1,4433	1,4457	1,4495	1,4513

Zweite Beobachtungsreihe.

— 74	1,4427	1,4451	1,4489	1,4507
2	1,4432	1,4456	1,4494	1,4512
16	1,4432	1,4457	1,4494	1,4512
58	1,4431	1,4455	1,4492	1,4510

Die Fig. 6 und 7 stellen die Ergebnisse in Kurvenform dar.

f) Ergebnisse bei Moldavit von Slavitz bei Trebitsch in Mähren.

Temperatur	n für Heliumrot 667,8 $\mu\mu$	n für Heliumgelb 587,6 $\mu\mu$	n für Heliumgrün 501,6 $\mu\mu$	n für Heliumblau 471,3 $\mu\mu$
— 170°	1,4853	1,4881	1,4923	1,4945
— 74	1,4863	1,4891	1,4933	1,4954
18	1,4871	1,4898	1,4941	1,4963
170	1,4885	1,4911	1,4957	1,4979
350	1,4902	1,4929	1,4974	1,4996
500	1,4918	1,4947	1,4993	1,5018
600	1,4931	1,4959	1,5006	1,5030

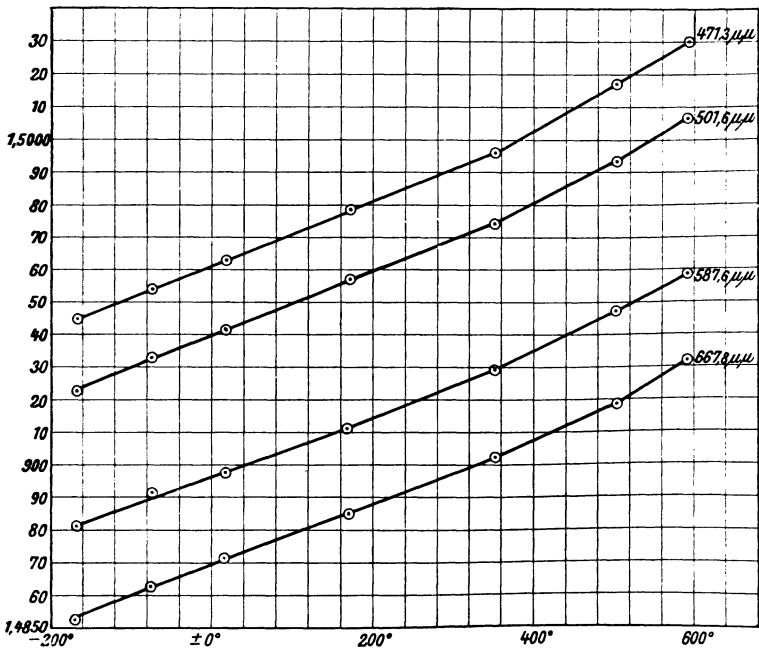


Fig. 8. Brechungsexponenten bei Moldavit von Slavitz bei Trebitsch im Temperaturintervall — 170° bis 600°.

## g) Ergebnisse bei Obsidian von Lipari.

Temperatur	n für Heliumrot 667,8 $\mu\mu$	n für Heliumgelb 587,6 $\mu\mu$	n für Heliumgrün 501,6 $\mu\mu$	n für Heliumblau 471,3 $\mu\mu$
— 170°	1,4861	1,4888	1,4931	1,4952
— 74	1,4863	1,4890	1,4933	1,4955
18	1,4865	1,4892	1,4937	1,4959
170	1,4875	1,4903	1,4949	1,4971
355	1,4889	1,4918	1,4963	1,4985
500	1,4900	1,4929	1,4975	1,4997
600	1,4907	1,4937	1,4984	1,5007

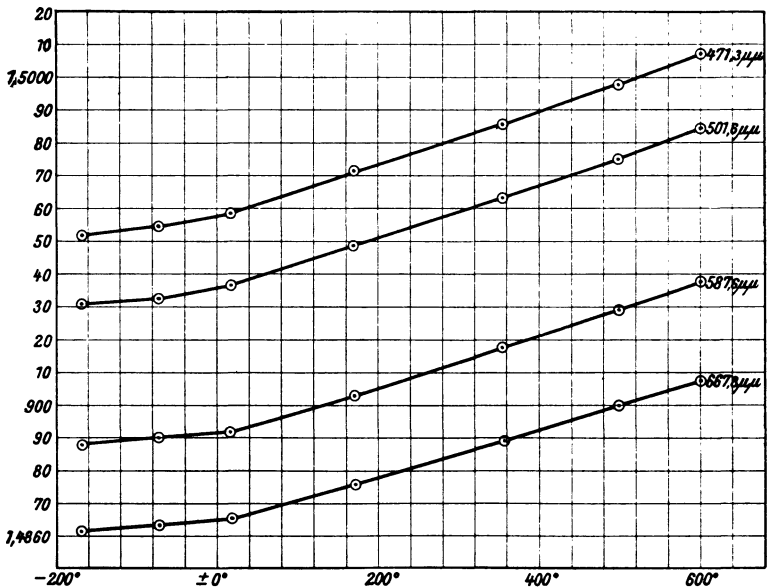


Fig. 9. Brechungsexponenten bei Obsidian von Lipari im Temperaturintervall — 170° bis 600°.

## h) Ergebnisse bei Marekanit von der Marekanka bei Ochotzk.

Temperatur	n für Heliumrot 667,8 $\mu\mu$	n für Heliumgelb 587,6 $\mu\mu$	n für Heliumgrün 501,6 $\mu\mu$	n für Heliumblau 471,3 $\mu\mu$
— 170°	1,4835	1,4860	1,4902	1,4923
— 74	1,4837	1,4863	1,4906	1,4926
18	1,4842	1,4869	1,4911	1,4932
160	1,4851	1,4878	1,4922	1,4944
342	1,4865	1,4895	1,4939	1,4960
495	1,4879	1,4910	1,4955	1,4976
600	1,4891	1,4922	1,4969	1,4991

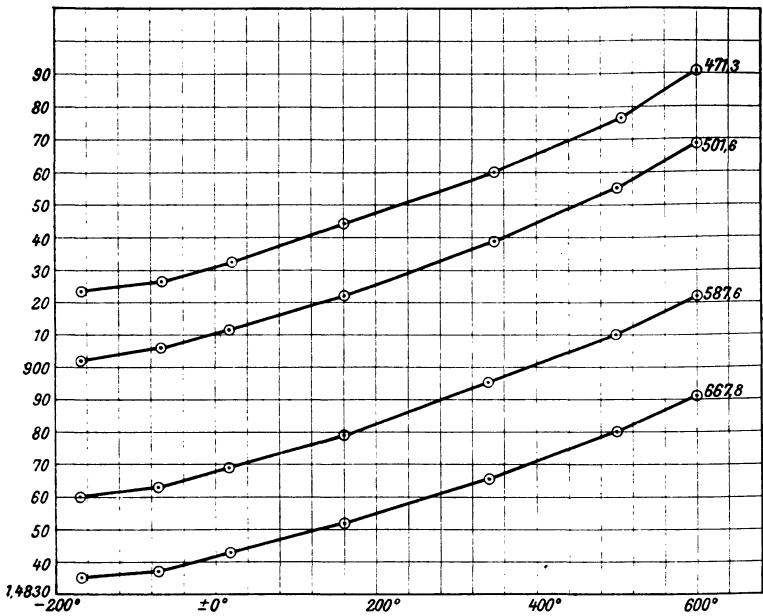


Fig. 10. Brechungsexponenten bei Marekanit von der Marekanka bei Ochotzk im Temperaturintervall  $-170^{\circ}$  bis  $600^{\circ}$ .

Bei der allgemeinen Übersicht der obigen Zahlen läßt sich zunächst eine optische Verwandtschaft der zu vergleichenden Stoffe nicht verkennen. Eine kleine Tabelle, die sich lediglich auf  $n$  für Heliumgelb ( $587,6 \mu\mu$ ) und Zimmertemperatur beziehen möge, zeigt das ganz deutlich.

Kieselglas	Hyalit von Wälsch	Edelopal von Ungarn	Moldavit	Obsidian	Marekanit
1,4588	1,4590	1,4459	1,4898	1,4892	1,4869

Weiterhin heben sich 2 Gruppen durch jeweils größere Näherung der Werte heraus: 1. Kieselglas und die Opale und 2. die natürlichen kieselsäurereichen Gläser.

Eine Beziehung zwischen chemischer Zusammensetzung und Brechungsexponent wird man natürlich am ehesten innerhalb der ersten

Gruppe erwarten, in der es sich in stofflicher Hinsicht wesentlich nur um den Wechsel im Wasser- bzw. Kieselsäuregehalt handelt. Dieser Zusammenhang tritt auch deutlich in der Kurve von Fig. 11 heraus, die sich auf Gelb

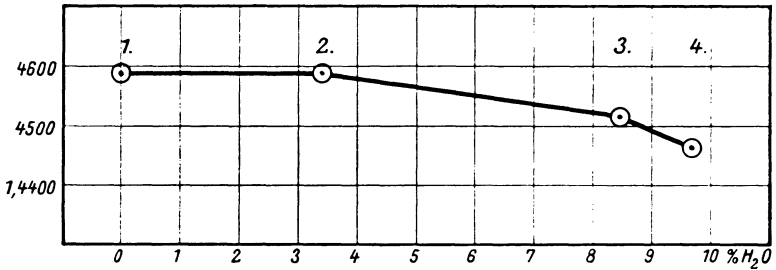


Fig. 11. Beziehung zwischen Wassergehalt und Brechung bei Opalen. 1. Kieselglas. 2. Hyalit von Waltsch. 3. Feueropal von Mexiko. 4. Edelopal von Ungarn.

587,6  $\mu\mu$  und Zimmertemperatur bezieht. Für die anderen Farben liegen die Verhältnisse entsprechend. Es ist dabei von Interesse, zu sehen, wie nahe das Kieselglas den Hyaliten steht; erst bei beträchtlichem Gehalt an H<sub>2</sub>O erfolgt eine kräftigere Erniedrigung der Brechbarkeit. Eine weitläufige Zwischenlagerung von Wasserteilchen in der Kieselsubstanz hat also nur sehr geringen optischen Effekt. Bei größeren Konzentrationen als 5 % stellt er sich deutlich ein.

Hinsichtlich der Dispersion der Brechung liegen die Verhältnisse bei Zimmertemperatur folgendermaßen. Beim Kieselglas ist die Differenz

$$n_{440 \mu\mu} - n_{735 \mu\mu} = 0,0113; \text{ für } n_{471,3 \mu\mu} - n_{667,8 \mu\mu} = 0,0080.$$

Für die Opale von Waltsch und aus Ungarn gibt folgende Tabelle die Vermerke für die Dispersion  $n_{471,3 \mu\mu} - n_{667,8 \mu\mu}$ ; es ist der entsprechende Wert für Kieselglas auch hier aufgenommen.

Dispersion	Kieselglas	Hyalit von Waltsch	Edelopal von Ungarn
$n_{471,3 \mu\mu} - n_{667,8 \mu\mu}$	0,0080	0,0078	0,0080



Man erkennt eine sehr große Ähnlichkeit der 3 Substanzen in der in Rede stehenden Hinsicht.

Hinsichtlich des Moldavits, Obsidians und Marekanits sind die betreffenden Zahlen:

Dispersion	Moldavit	Obsidian	Marekanit
$n_{471,3} \mu\mu - n_{667,8} \mu\mu$	0,0092	0,0094	0,0090

Man erkennt gegenüber den reinen Si O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub> O-Substanzen eine ziemlich gleichmäßige Erhöhung der Dispersion.

Bei der Beurteilung der Veränderung der Brechungsexponenten beim Temperaturwechsel erkennt man, daß sich die untersuchten Substanzen nach ihrem allgemeinen Verhalten in zwei Gruppen teilen. Die eine umfaßt die wasserfreien bzw. wasserarmen Stoffe. Sie stehen mit einem ständigen Steigen der Brechung bei wachsender Temperatur im Gegensatz zum wasserreichen Opal, dessen sehr merkwürdiger optischer Typus außer beim Edelopal von Ungarn im übrigen durch qualitative Untersuchungen in der in Rede stehenden Hinsicht auch beim Edelopal von Queretaro (Mexiko) festgestellt wurde. Bei diesen wasserreichen Opalen hat die Kurve der Brechungsexponenten ein Maximum in der Nähe von 0°.

### Erste Gruppe.

Beim Kieselglas steigen die Brechungsexponenten mit der Temperatur und zwar im Beobachtungsintervall von — 160° bis 1000°

für Heliumrot	667,8 $\mu\mu$	von 1,4549	auf 1,4705;	Differenz 0,0156
• Heliumgelb	587,6	• 1,4571	• 1,4728;	• 0,0157
• Heliumgrün	501,6	• 1,4607	• 1,4771;	• 0,0164

Das Maß des Ansteigens tritt am besten aus der Fig. 3 heraus. Die Berechnung zeigt, daß auf je 100° im Durch-

schnitt entfällt eine Steigerung von 0,0013 für Rot und Gelb, sowie von 0,0014 für Grün. Für das Intervall von  $-160^{\circ}$  bis  $590^{\circ}$  (welche Temperatur, genauer  $600^{\circ}$ , als maximale beim Moldavit, Obsidian und Marekanit genommen wurde) ergibt sich eine Steigerung

für Heliumrot	667,8 $\mu\mu$	von 1,4549	auf 1,4638;	Differenz	0,0089
„ Heliumgelb	587,6	„ 1,4571	„ 1,4662;	„	0,0091
„ Heliumgrün	501,6	„ 1,4607	„ 1,4702;	„	0,0095
„ Heliumblau	471,3	„ 1,4625	„ 1,4721;	„	0,0096

Auf  $100^{\circ}$  kommt also in diesem Intervall eine Steigerung von 0,0012 für Rot und Gelb, von 0,0013 für Grün und Blau.

Beim Hyalit von Waltsch stehen folgende Zahlen zur Verfügung. Es steigt die Brechung im Intervall von  $20^{\circ}$  bis  $245^{\circ}$ :

für Heliumrot	667,8 $\mu\mu$	von 1,4568	auf 1,4578;	Differenz	0,0010
„ Heliumgelb	587,6	„ 1,4590	„ 1,4606;	„	0,0016
„ Heliumgrün	501,6	„ 1,4629	„ 1,4644;	„	0,0015
„ Heliumblau	471,3	„ 1,4646	„ 1,4662;	„	0,0016

Auf  $100^{\circ}$  kommt somit im Durchschnitt eine Erhöhung von 0,0004 für Rot, für die drei anderen Farben um 0,0007. Diese Differenz wurde bei einer Kontrolle bestätigt.

Der Hyalit von Bonames bei Frankfurt zeigt folgende Umänderungen:

Intervall	Heliumgrün	Veränderung
$20-225^{\circ}$	501,6 $\mu\mu$	1,4600 auf 1,4614; Differenz 0,0014

Für  $100^{\circ}$  macht das aus 0,0007, wie beim Hyalit von Waltsch.

Der Moldavit von Slavitz bietet in der in Rede stehenden Hinsicht das Nachstehende dar:

Intervall	Veränderung
$\left\{ \begin{array}{l} -170^{\circ} \\ \text{bis } 600^{\circ} \end{array} \right.$	Heliumrot 667,8 $\mu\mu$ von 1,4853 auf 1,4931; Differenz 0,0078
	Heliumgelb 587,6 „ 1,4881 „ 1,4959; „ 0,0078
	Heliumgrün 501,6 „ 1,4928 „ 1,5006; „ 0,0083
	Heliumblau 471,3 „ 1,4945 „ 1,5030; „ 0,0085

Somit entfällt im Durchschnitt auf je 100° eine Erhöhung von 0,0010 gleichmäßig für Rot und Gelb, von 0,0011 für Grün und Blau.

Beim Obsidian von Lipari wurde gefunden:

		Veränderung			
Intervall — 170° bis 600°	}	Heliumrot	667,8 $\mu\mu$	von 1,4861 auf 1,4907; Differenz	0,0046
		Heliumgelb	587,6	„ 1,4888 „ 1,4937; „	0,0049
		Heliumgrün	501,6	„ 1,4931 „ 1,4984; „	0,0053
		Heliumblau	471,3	„ 1,4952 „ 1,5007; „	0,0055

Also berechnet sich auf je 100° eine Steigerung von 0,0006 für Rot sowie für Gelb, von 0,0007 für Grün und Blau.

Der Marekanit weist nachstehende Umstände auf:

		Veränderung			
Intervall — 170° bis 600°	}	Heliumrot	667,8 $\mu\mu$	von 1,4835 auf 1,4891; Differenz	0,0056
		Heliumgelb	587,6	„ 1,4860 „ 1,4922; „	0,0062
		Heliumgrün	501,6	„ 1,4902 „ 1,4969; „	0,0067
		Heliumblau	471,3	„ 1,4923 „ 1,4991; „	0,0068

Hiernach kommt auf je 100° im Durchschnitt eine Erhöhung von 0,0007 für Rot, von 0,0008 für Gelb, von 0,0009 für Grün sowie für Blau.

Wie sich die Veränderung der Brechungsexponenten auf die Abschnitte in den angeführten Temperaturintervallen verteilen, läßt sich am einfachsten den Kurven entnehmen. Herausgehoben sei in der Hinsicht, daß besonders beim Obsidian die Erniedrigung der Brechung bei abnehmender Temperatur unter 0° bedeutend geringer ist als in den Stufen höherer Wärmegrade. Hinsichtlich der Veränderung der Dispersion der Brechung mit der Temperatur läßt sich im allgemeinen bekunden, daß ein Ansteigen des Wärmegrades sie etwas vergrößert. Sie beträgt zwischen Rot 667,8  $\mu\mu$  und Blau 471,3  $\mu\mu$ :

beim Kieselglas . . . . .	0,0076	bei — 160° ; 0,0080	bei 18° ; 0,0083	bei 590°
„ Hyalit von Waltsch	0,0078	„ 20 ; 0,0081	„ 125 ; 0,0084	„ 245
„ Moldavit . . . . .	0,0092	„ — 170 ; 0,0092	„ 18 ; 0,0099	„ 600
„ Liparit . . . . .	0,0091	„ — 170 ; 0,0094	„ 18 ; 0,0100	„ 600
„ Marekanit . . . . .	0,0088	„ — 170 ; 0,0090	„ 18 ; 0,0100	„ 600

## Zweite Gruppe.

Der Edelopal von Ungarn zeigt, wie die Kurven Fig. 6 u. 7 anschaulich vorführten, ein sehr eigenartiges Verhalten. Von den tiefen Temperaturen aus gerechnet, macht sich zunächst ein Ansteigen der Brechungsexponenten mit der Erhöhung des Wärmegrades geltend, dann ein Abfallen. Dies besondere Verhalten wurde durch eingehende Untersuchung mehrerer Prismen sichergestellt, und auch durch Zwischen-

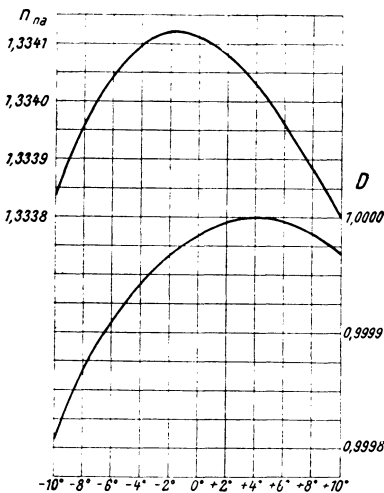


Fig. 12. Brechung und Dichte des Wassers im Intervall  $-10^{\circ}$  bis  $+10^{\circ}$ .

schaltungen einer Temperatur von  $2^{\circ}$  gekennzeichnet. So stellt sich denn für dieses Material die Veränderung der Brechung wie folgt dar. Es zeigt sich im Intervall von  $-74^{\circ}$  bis  $2^{\circ}$  für alle Farben ein Ansteigen um 0,0005, darauf ein horizontaler Verlauf der Brechungskurve in der Strecke von  $2^{\circ}$  bis  $16^{\circ}$  und ein Abfallen um etwa 0,0002 für den Verlauf der Kurve zwischen 16 und  $58^{\circ}$ , wo der Wasser-

verlust die Beobachtung beschloß. Der Verlauf der Kurve ist unsymmetrisch. Die Dispersion der Brechung bleibt bei diesem Vorgange so gut wie konstant, nämlich etwa 0,0080. Dies Verhalten des wasserreichen Edelopales von Ungarn verdient in nähere Überlegung gezogen zu werden. Das beobachtete Maximum der Brechung in der Nähe von  $0^{\circ}$  ist von Interesse im Hinblick darauf, daß beim rechten Endgliede der Reihe  $\text{Si O}_2 \dots \text{H}_2 \text{O}$  sich eine solche Abnormität gleichfalls findet. Bekanntermaßen besitzt das Wasser bei  $+4^{\circ}$  ein Dichtemaximum, und PULFRICH hat

durch sehr genaue Versuche nachgewiesen, daß auch bezüglich der Brechbarkeit des Wassers ein solches Maximum mit unsymmetrischem Kurvenverlauf besteht. Er fand es bei  $-1,5^{\circ}$ . Die nach seinen Zahlen gezeichnete Fig. 12 gibt darüber Aufschluß.

Es scheint also, daß diese bedeutsame Abnormität des Wassers sich auch in den kolloidalen Materialien  $\text{SiO}_2$ ,  $x\text{H}_2\text{O}$  bekundet, wenn der Wassergehalt ein erheblicher ist. Das in Rede stehende Maximum wird beim anhydrischen Kieselglas nicht beobachtet; es trat auch beim Hyalit von Waltsch mit 3,4 %  $\text{H}_2\text{O}$  und dem von Bonames bei Frankfurt mit einem Wassergehalt von 4,84 % noch nicht in Erscheinung. Der Edelopal von Ungarn mit 9,73  $\text{H}_2\text{O}$  zeigt die Erscheinung aber sehr deutlich. Eine Unregelmäßigkeit etwa zufolge von Spannung ist ausgeschlossen, da gerade dies Material sich durchaus einwandfrei verhielt.

Im Sinne dieser Auffassung der Verhältnisse stellt sich der wasserreiche Opal von Ungarn als ein besonders interessantes Material dar, insofern hier der Einfluß des in kolloidaler Beimischung befindlichen Wassers mit besonderer Deutlichkeit sich hervorhebt und die Unterkühlung dieses Wassers bis Hunderte von Graden unter  $0^{\circ}$  verfolgt werden kann. Ein Ausfrieren beim Abkühlen des Opals tritt nicht ein. Er bleibt selbst in flüssiger Luft klar und bietet bei  $-180^{\circ}$  nach wie vor sehr scharfe Bilder im durchfallenden Lichte. Man muß also annehmen, daß die ja immerhin in der Opalmaterie sehr weitläufig verteilten Wasserteilchen sich nicht zu Eis zusammenfügen, vielmehr als amorphe Teilchen sich stark unterkühlen. Im gleichsinnigen Effekt von  $\text{SiO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  steigt die Brechbarkeit beim Erwärmen von tiefen Temperaturen an, erreicht ein Maximum wie beim Wasser und von hier aus tritt der vorherrschende optische Einfluß dieses Stoffes in der Erniedrigung der Brechbarkeit heraus.

## 2. Über baueritisches Kieselgel.

Wie bekannt, lassen sich aus mancherlei Silikaten, so aus Zeolithen, aus Olivin, Nephelin sowie dunklen Glimmern durch Behandeln mit Säuren die basischen Bestandteile entfernen, so daß Kieseldioxyd und zwar als Hydrogel zurückbleibt. Das Produkt ist bei der Einwirkung von Salzsäure auf Natrolith, Olivin, Nephelin, wie bekannt, von gallertiger Art, in anderen Fällen, so bei Heulandit oder Biotit aber in sich so gut gefestigt, daß eine förmliche Pseudomorphose des Gels nach dem Ausgangsmaterial vorliegt. Wie zu erwarten, gibt es auch Übergänge in der Hinsicht, bei denen das entstandene Kieselgel nur locker zusammenhält. Das ist z. B. bei Chabasit und Phillipsit der Fall.

In der Natur beobachtet man bei dunklen Glimmern sehr häufig einen Vorgang, der im obigen Sinne verläuft, wenn er auch bislang nicht bis zum Endziel vorgedrungen beobachtet wird. Es ist das die sehr verbreitete Glimmerbleichung, die ich zu Ehren von M. BAUER *Baueritisierung* genannt habe im Gedenken an die bedeutsamen Untersuchungen unseres Jubilars über die Glimmer und in Ansehung des Umstandes, daß im Kieselhydrogel  $\text{SiO}_2, x\text{H}_2\text{O}$  ein chemisches Seitenstück zum Aluminiumoxydhydrogel  $\text{Al}_2\text{O}_3, x\text{H}_2\text{O}$  des Laterits vorliegt, dessen Erforschung ein besonders großes Verdienst von Professor M. BAUER ist.

Wie schon der Augenschein lehrt, handelt es sich bei der Baueritisierung um die Entfernung von Eisen. Die Untersuchungen von ZSCHIMMER haben erwiesen, daß aber auch andere basische Stoffe aus dem Kristallgebäude hinausgehen. Die bekannte Optik in Bleichung begriffener Glimmer zeigt, daß der kristalline Charakter der Substanz gewahrt bleibt; es handelt sich um einen kristallographisch-chemischen

Abbau im Sinne des Verfassers, d. h. um chemische Eingriffe ohne Einsturz des Kristallgebäudes. In der Hinsicht ist die Baueritisierung mit der Chloritisierung dunkler Glimmer verwandt. Auch bei dieser behält das Material seine kristalline Art mit dem allgemeinen Charakter des Ausgangsmaterials. Im Falle künstlicher Bleichung dunkler Glimmer mittels Salzsäure oder Schwefelsäure gelangt man zum Endgliede  $\text{Si O}_2, x\text{H}_2\text{O}$  der Baueritreihe. Es stellt eine weiße, wie Naphthalin seidig glänzende, auf dünnen Blättchen und an Spaltrissen irisierende Pseudomorphose nach Biotit dar, dessen leichte Teilbarkeit und allgemeinen optischen Charakter sie bewahrt hat. Die negative (in einem Falle positiv befundene) Doppelbrechung ist indes weit schwächer als beim Ausgangsmaterial.

Der Wassergehalt des lufttrockenen Stoffes beträgt etwa 12 %; er hängt von der Temperatur ab, mit deren Höhe wechselnd sich jeweils Gleichgewichte einstellen, ähnlich wie man es bei Zeolithen findet. Durch Glühen kann man den Gehalt von  $\text{H}_2\text{O}$  auf Null reduzieren, ohne daß der allgemeine optische Charakter sich ändert. Die Doppelbrechung wird etwas verstärkt.

Mit dem in Rede stehenden Endprodukt der Baueritreihe läßt sich, wie hier weiter berichtet werden soll, ein merkwürdiger Versuch anstellen. Legt man nämlich das lufttrockene Baueritkieselgel in Wasser, so quillt es sofort in Richtung der Blättchennormale (senkrecht dazu nicht merklich) um etwa 50 % auf und behält zwar auch in dieser volumgrößeren Form noch seinen Zusammenhalt, zeigt aber nun in keiner Richtung mehr Doppelbrechung. Läßt man die Blättchen an der Luft liegen, so kehren sie in ihren früheren optisch wirksamen Zustand zurück, beim Befeuchten mit Wasser werden sie wieder isotrop und so kann man beliebig oft ihren Zustand wechseln lassen.

Statt Wasser läßt sich auch Benzin mit nämlichem Effekt benutzen.

Diese merkwürdige Erscheinung dürfte folgende Deutung zulassen. Man hat es in dem lufttrockenen Abbauprodukt des Biotits mit einem gegenüber dem Ausgangsmaterial molekular bereits stark gelockerten Körper zu tun, denn aus dem komplizierten Bau der dunklen Glimmer  $(K, H)_3 Al_3 Si_3 O_{12} + x(Mg, Fe)_2 Si O_4$ , in dem auch noch Eisen das Aluminium isomorph vertritt und neben Kalium Natrium vorkommt, ist durch die energisch wirkende Salzsäure im Gegensatz zu den sanfter angreifenden Bleichungsagentien in der Natur alles Basische ausgelaugt, derart, daß nur  $Si O_2, xH_2 O$  in Form des früheren Glimmers vorliegt. Diese Lockerung des Gefüges macht sich in veränderter Optik des Materials geltend, ohne daß die allgemeinen Verhältnisse in der Hinsicht von denen des Biotits abweichen. Die optische Wirksamkeit ist aber wesentlich geschwächt.

Man wird sich zur Erklärung dieser Umstände wohl die erläuternde Vorstellung machen können, daß jedes Teilchen eines Körpers in optischer Beziehung gewissermaßen von einer nach außen abklingenden Interessensphäre umgeben ist und daß die Art und das Zusammenwirken der regelmäßig gruppierten Teile die jeweils vorliegende Doppelbrechung zuwege bringt; so denn auch bei dem Kieselbau. Wird das Aggregat der regelmäßig gestellten Teilchen durch Quellung geweitet, und damit ihre wohl schon in lufttrockenem Zustande des sehr lockeren Baues nur wenig eingeschränkte Beweglichkeit erhöht, so wird der optische Effekt entsprechend geschwächt, und schließlich unmerklich. Rücken die Teilchen durch Schrumpfen einander wieder näher und näher, so daß sie sich gegenseitig wieder in festere Stellung bannen, so macht sich der regelmäßige optische Effekt wieder geltend.



Eine andere Erklärung der in Rede stehenden Verhältnisse könnte darin gesehen werden, daß die Doppelbrechung des im Abbau begriffenen Biotits Spannungseffekt sei, und das Verschwinden der optischen Wirksamkeit beim Endbauerit zufolge Quellens einen Ausgleich der Spannung vorstelle. Indes spricht manches gegen eine solche Erklärung, so schon das Vergleichsbeispiel des Chlorits als eines gleichfalls im Abbau befindlichen Biotits. Man wird die optische Art der aus Biotit entstandenen Chloritpseudomorphose wohl kaum für Spannungseffekt halten. Auch bei den in natürlicher Bleichung befindlichen dunklen Glimmern wird man diesen Schluß nicht machen wollen, zumal es nicht möglich sein würde, anzugeben, wo in der Reihe vom Biotit zu den mehr und mehr gebleichten Glimmern die gewöhnliche Doppelbrechung aufhören und Spannungsdoppelbrechung anfangen soll. Auch die lufttrockene oder geglühte feste Kieselsäure-Pseudomorphose schließlich, die man durch künstliche Bleichung aus Biotit erhält, erweckt nicht den Eindruck sekundärer Doppelbrechung. Es fehlen z. B. alle Anzeichen des Einflusses der randlichen Begrenzung der Blättchen. Jedes von ihnen verhält sich konoskopisch und orthoskopisch, auch bei der Betrachtung im Drehapparat, wie ein Kristallindividuum, und zwar nach Art der Glimmer.

Zwecks Entscheidung, ob amorphe oder kristalline Art im vorliegenden Falle anzunehmen ist, könnte man den Laue-Effekt heranziehen. Die Punktdiagramme, welche man mittels Röntgenstrahlen, die Kristallplatten durchlaufen haben, erhält, sind Anzeichen und Sinnbilder des kristallinen Gefüges der betreffenden Stoffe. Indes ist zu bedenken, daß ein Ausbleiben des Laue-Effektes nicht gleichbedeutend ist mit dem Fehlen von Kristallstruktur. Die Fähigkeit, beim Auftreffen von Röntgenlicht Sekundär-

strahlen auszusenden, deren Interferenz beobachtet wird, kommt den wechselnden Stoffen in verschieden starkem Maße zu und des weiteren hängt der Effekt offenbar sehr wesentlich mit ab von dem Grade der Beweglichkeit, welche man den kleinsten Teilen zuschreiben muß. Während das Steinsalz bei gewöhnlicher Temperatur ein ausgezeichnetes Diagramm liefert, versagt es in der Hinsicht nach LAUE gänzlich, wenn das Mineral auf einige hundert Grad erwärmt ist, obwohl man ihm doch auch dann ein kristallines Gefüge zuschreiben muß. Die Beweglichkeit seiner Teilchen ist dann zu groß, als daß eine regelmäßige Interferenzerscheinung zustande kommen könnte.

In dem Sinne wichtig ist es, daß baueritisches Kieselgel schon bei gewöhnlicher Temperatur keinen Laue-Effekt zeigt. Es läßt sich das im Verfolg obiger Überlegung erklären durch die Annahme, daß bei diesem strukturell außerordentlich gelockerten Material die Bewegungsfreiheit der Teilchen auch in niederen Wärmegraden bereits eine so hohe ist, daß ein Laue-Diagramm sich ebensowenig ergibt wie bei einem Steinsalz, dessen Teilchen zufolge hoher Wärme in starker Bewegung sind.

L e i p z i g , Institut für Mineralogie und Petrographie.

## Die Hölle von Masaya.

Von

**Karl Sapper** in Straßburg i. E.<sup>1</sup>

Mit Tafel XXII.

### Einleitung.

Unter allen vulkanischen Erscheinungen, welche die Spanier zur Zeit der Conquista in der Neuen Welt kennen lernten, hat keine so großen und tiefgehenden Eindruck gemacht, als das Schauspiel eines feurigflüssigen Lavasees, das sich ihnen im Westkrater des Vulkans Masaya-Nindirí während längerer Zeit darbot. Es ist dies sehr wohl begreiflich, war es ja doch das erstemal, daß die europäische Menschheit mit dem Anblick eines „Feuersees“ bekannt wurde; kein Wunder, daß Phantasie und Unternehmungsgeist aufs lebhafteste angeregt wurden und die einen hier den Eingang zur Hölle vermuteten, während die andern, welche in der geschmolzenen Masse Gold oder Silber annehmen, die Möglichkeit zu einem höchst lukrativen Unternehmen gegeben glaubten. Dem großen Aufsehen, das die

---

<sup>1</sup> Zu großem Dank für Literaturhinweise und sonstige Hilfe bin ich den Herren M. SERRANO Y SANZ in Zaragoza, Prof. Dr. O. STOLL in Zürich, Hauptmann a. D. Dr. G. FRIEDERICI in Dorlisheim, Geheimrat R. PIETSCHMANN in Göttingen und Prof. Dr. SCHULTZ-GORA in Straßburg i. E. verpflichtet, ebenso Herrn JOSÉ GONZALEZ VERGER, der mir die Kopie zweier Manuskripte zu Sevilla besorgte.

merkwürdige Erscheinung hervorrief, ist es zu danken, daß zahlreiche Spanier im 16. Jahrhundert den Masaya bestiegen, um das prachtvolle Schauspiel des Lavasees zu sehen, und daß außerdem eine nennenswerte Zahl von Schriftstellern jener Zeit teils nach eigenem Augenschein, teils nach Berichten von Augenzeugen über den jeweiligen Zustand des Feuersees berichteten, so daß es uns nun möglich ist, uns ein ziemlich gutes Bild der Erscheinungen machen zu können.

Der älteste und zugleich beste und ausführlichste Bericht stammt von dem ersten Historiographen der Neuen Welt, GONZALO FERNANDEZ DE OVIEDO Y VALDÉS<sup>1</sup>, der im Jahre 1529 den Masaya selbst bestiegen hat und außer seinem eigenen Bericht auch noch den einiger anderer Besucher aus demselben Jahre mitteilt. Andererseits aber hat er auch den genauen Bericht des Fray BLAS DEL CASTILLO über seine Expeditionen an und in den Krater des Masaya in den Jahren 1537 und 1538 in den Händen gehabt und das Wichtigste daraus mitgeteilt<sup>2</sup>. Einen weiteren Bericht eines Augenzeugen besitzen wir in der Apologética Historia de las Indias des FR. BARTOLOMÉ DE LAS CASAS<sup>3</sup> (Kap. CXII), der zwar offenbar erst spät aus dem Gedächtnis niedergeschrieben ist, aber doch für die wesentlichen Er-

<sup>1</sup> Historia General y Natural de las Indias. Madrid 1855. T. IV. p. 65—92.

<sup>2</sup> Die „Relacion de la entrada de JUAN SANCHEZ en 1538 al Volcán de Masaya“, ein schon von A. v. HUMBOLDT im Kosmos IV, p. 532, zitiertes Manuskript der Biblioteca Real, Miscelanea de Ayala. T. 51. pág. 34 á 41. jetzt im Archivo de las Indias in Sevilla aufbewahrt (Estante 64 Cajon 1 Legajo 9), habe ich mir kopieren lassen und kann daher feststellen, daß sie außer einigen Zahlen nichts Genaueres über den Zustand des Masaya 1537 und 1538 enthält. Auch ein im gleichen Archiv aufbewahrtes zweites Manuskript, das sich auf die Untersuchung der vom Masaya mitgebrachten Gesteinsproben bezieht, bietet leider wenig Neues.

<sup>3</sup> Herausgegeben von M. SERRANO Y SANZ in Nueva Biblioteca de Autores españoles. 13. Madrid 1909.

scheinungen des Westkraters des Masaya zuverlässig sein dürfte. Leider hat LAS CASAS das Datum seines Besuches nicht mitgeteilt. Nach FABRÉ bezw. REMESAL ist aber LAS CASAS Anfang 1532 24 Tage lang in Realejo (Nicaragua) gewesen; dann fuhr er nach Peru, war aber schon im März wieder in Realejo und gründete nun mit anderen Geistlichen das Dominikanerkloster in Leon. Nach einer Reise nach Haiti treffen wir ihn Mitte 1534 wieder in Leon, von wo er Ende des Jahres nach Guatemala zurückkehrte. Nun stellt aber MANUEL JOSÉ QUINTANA dem gegenüber in seinen „Vidas de los Españoles Celebres“<sup>1</sup>, einem Werke, in dem auch ungedrucktes Archivmaterial verwertet ist, fest, daß LAS CASAS zwischen 1527 und 1536 mehrfach in Nicaragua gewesen ist, in letzterem Jahre sogar längere Zeit (mindestens vom 23. März bis 23. August). Es scheint mir wahrscheinlich, daß der Besuch des Masaya 1534 oder 1536 erfolgt ist, weil er in diesen Jahren am ehesten Zeit dafür gehabt haben dürfte. Jedenfalls muß ich nach seiner Beschreibung des Kraters es für wahrscheinlich halten, daß sein Besuch später als der des OVIEDO gewesen ist.

Einen sicher datierbaren Bericht, denjenigen des Fray TORIBIO MOTOLINIA vom Jahre 1544 hat JUAN DE TORQUEMADA<sup>2</sup> mitgeteilt: als Gewährsmänner für seine Darstellung nennt er FR. BARTOLOMÉ DE LAS CASAS und Fray TORIBIO MOTILINIA; in der Hauptsache hat sich TORQUEMADA freilich offenbar an die Berichte von LAS CASAS gehalten, die uns, wie schon erwähnt, in etwas anderer Fassung, auch sonst erhalten sind.

Zeitlich nicht genau datierbar, aber von einem Augenzeugen stammt die kurze Beschreibung des Adelantado

<sup>1</sup> Madrid 1906. II. p. 125—130 und 419—502, besonders aber p. 266 f.

<sup>2</sup> Veinte y un libros rituales y Monarquía Indiana. Lib. XIV. Cap. 33 f. 2. Aufl. Madrid 1723. II. Bd. p. 596—603.

PASCUAL DE ANDAGOYA<sup>1</sup>, der 1514 bis 1542 in der Neuen Welt gewesen war; ob er den Masaya nach 1538 besuchte, ist aus dem Umstand, daß er die Goldexpedition des Fray BLAS bereits erwähnt, nicht zu erschließen, vielmehr ist es sehr wohl möglich, daß er wie LAS CASAS zwar vorher den Vulkan besuchte, aber die Niederschrift seiner Erinnerungen erst nach jener aufsehenerregenden Episode vollzog.

Spätere, zeitlich leider nicht genau bestimmbare Berichte stammen von JUAN LOPEZ DE VELASCO<sup>2</sup>, der zwischen 1571 und 1574 geschrieben hat, von LOPEZ DE GOMARA<sup>3</sup> und ANTONIO DE HERRERA<sup>4</sup>.

Gibt schon HERRERA nichts Neues mehr, so fehlt solches vollends bei den späteren Schriftstellern. Die Bericht-erstattung über den Masaya und seine Vorgänge wird vom 17. Jahrhundert ab sehr dürftig und erst in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts wird sie wieder besser.

Der Doppelberg Masaya-Nindiri<sup>5</sup> wurde zuerst durch K. v. SEEBACH genauer untersucht (1865) und beschrieben<sup>6</sup>, neuerdings wieder durch mich<sup>7</sup>. Leider gibt es aber bis zum heutigen Tage noch keine hinreichende Beschreibung und kartographische Darstellung des Berges; auch meine

<sup>1</sup> M. F. DE NAVARRETE, Coleccion de los Viajes y Descubrimientos que hicieron por mar los Españoles desde fines del Siglo XV., Tomo III. Madrid 1880. p. 396 ff. — Relacion de los sucesos de Pedrarias Dávila. p. 415 f.

<sup>2</sup> Geografia y Descripcion Universal de las Indias, ed. Justo Zaragoza. Madrid 1894. p. 322 f.

<sup>3</sup> Historia general de las Indias, in: VEDIA, Historiadores primitivos. Madrid 1858. I. p. 282.

<sup>4</sup> Dec. III Buch 4 Cap. 7 und Dec. VI Buch 5 Cap. 4.

<sup>5</sup> Masaya (Massaya) ist nach OVIEDO ein Chorotega-Wort und bedeutet „brennender Berg“; die Nicaraguaner (Nahuas) nannten ihn Popogatepe = Rauchberg.

<sup>6</sup> Über Vulkane Zentralamerikas. Göttingen 1892. p. 45–60 u. Taf. IX.

<sup>7</sup> Die mittelamerikanischen Vulkane. Erg.-H. No. 178 zu PETERMANN'S Mitteilungen. Gotha 1913. Vergl. auch Taf. 50 in PET. Mitt. 1913. I.

dreimalige Besteigung des Vulkans 1897 hat keine zufriedenstellende Ergebnisse ermöglicht, da ich damals durch Malaria in der Aufnahme sehr stark beeinträchtigt war und durch äußere Umstände zudem am Umwandern des Westkraters verhindert war.

Der Doppelberg erhebt sich etwas exzentrisch in einem älteren ovalen, ostwestlich gestreckten Maar von etwa 10 km Länge und 6 km Breite, dessen tiefster östlicher Teil noch von einem See, dem Masaya-See<sup>1</sup>, eingenommen ist. Die höchste Erhebung erreicht der östliche Kegel (ca. 660 m ü. d. M.), während der etwas niedrigere, eng damit verwachsene Westkegel noch etwa 610 m Höhe ü. d. M. erreichen mag. Ein flacher Sattel von ungefähr 550 m ü. d. M. verbindet die beiden Gipfel<sup>2</sup>.

Auf dem Ostkegel, den C. SCHERZER<sup>3</sup> Masaya im Gegensatz zum Westkegel (Nindiri) nennt, befindet sich ein ovaler Gipfelkrater, dessen Längsachse (in ostwestlicher Richtung) 600 m, dessen Querachse 450 m mißt. Die Tiefe des kessel-förmigen Kraters beträgt über 100 m. Unmittelbar südlich stößt an diesen Hauptkrater ein kleinerer, flacherer, runderlicher Seitenkrater mit ca. 120 m Durchmesser an, dessen Boden wohl 60 m unter dem Gipfel des Berges und 30 m unter der tiefsten im Süden befindlichen Einsenkung der Umwallung liegt. Im Osten befindet sich unmittelbar neben dem Hauptkrater der südliche Wallkamm eines älteren, bereits größtenteils zerstörten dritten Kraters. Der Westkegel des Masaya (SCHERZER's Nindiri) enthält einen großen, ebenfalls in ostwestlicher Richtung gestreckten Krater von

<sup>1</sup> Plan auf Taf. 50 von PET. Mitt. 1913. I.

<sup>2</sup> Vergl. das Bild von N. her in K. v. SEEBACH's Werk. p. 45 oder — nach Dr. MIERISCH's Aufnahme von SO. her — in Geogr. Zeitschr. VIII. 1902. Taf. 12.

<sup>3</sup> Sitz.-Ber. k. Akad. d. Wiss. Wien. Phil.-hist. Kl. XX. p. 58.

vielleicht 800 m Länge und 450 m<sup>1</sup> Breite; sein flacher, fast ebener Ostrand mag 550 m ü. d. M. liegen; an allen sonstigen Seiten, besonders aber im Süden, ragt die Umwallung wesentlich höher auf. Nur im Westen bis WNW. zeigt sich wieder eine beträchtliche Einsenkung. Gegenwärtig ist der Krater sehr schön terrassiert<sup>2</sup>; der ovale, etwa 20 m<sup>3</sup> unter der Terrasse sich ausbreitende Kraterboden ist im Osten und Westen je durch einen bedeutenden tiefen Einsturzschart von ovalem, in nordsüdlicher Richtung gestreckten Grundriß angeschnitten; diese Schächte haben die Gesamtvertiefung in ostwestlicher Richtung verlängert und sind selbst seit K. v. SEEBACH'S Besuch 1865 offenbar noch wesentlich vergrößert worden; der östliche („Santiago“ genannt), in dem seit 1902 ein kleiner Aschenkegel sich zu bilden begonnen hat, ist hauptsächlich 1904 durch neue Abstürze gewachsen. Die mächtigen Lavaströme des Masaya, die größtenteils schon zur Conquistazeit bestanden hatten, wie aus OVIEDO'S Beschreibung hervorgeht, sind von K. v. SEEBACH z. T. kartiert und beschrieben worden.

Den Zustand des Masaya-Nindirí im 16. Jahrhundert nach den vorhandenen geschichtlichen Nachrichten kurz zu schildern, ist der Zweck dieser Zeilen.

Während der Doppelberg und seine Umgebungen im großen und ganzen bereits dasselbe Bild gewährten wie noch gegenwärtig — wenn man von den jüngeren Lavaströmen und einigen Veränderungen in der Umwallung des

<sup>1</sup> Meine früheren Schätzungen von zunächst 300, dann 400 m (PET. Mitt. Erg.-H. No. 178. p. 102) dürften zu niedrig gewesen sein.

<sup>2</sup> Vergl. das Bild auf Taf. XXII und die von einem benachbarten Standort aufgenommene Abbildung in meinen Mittelamerikanischen Reisen. Braunschweig 1902. p. 55.

<sup>3</sup> STEPHENS' Angabe (1840) von 500—600 Fuß. und K. v. SEEBACH'S Angabe (1865) von 120—130 m beziehen sich offenbar auf die seitlichen Kraterschächte.



Westkraters absieht —, so waren dagegen die topographischen Verhältnisse der beiden Hauptkrater recht verschieden.

### I. Der Hauptkrater des Ostkegels im 16. Jahrhundert.

Der Hauptkrater des Ostkegels hatte 1529, als OVIEDO ihn in Begleitung des Caciquen NACATIME von Lendiri<sup>1</sup> (Nindiri) besuchte, nicht Kesselform, wie gegenwärtig, sondern Trichterform<sup>2</sup>; ein Kraterboden war nicht zu sehen; was man erblickte, schien Asche zu sein; der Krater rauchte leicht (bei Nacht deutlich erkennbar) und ließ bei Nacht denselben hellen Feuerschein erkennen, wie der Westkrater. Es muß also damals im Grund des Trichters, wenn auch außerhalb Sichtweite, noch flüssige Lava vorhanden gewesen sein, und NACATIME berichtete, daß zu Zeiten seiner Vorfahren hier das Feuer gewesen wäre und erst später im Westkrater erschienen sei. Es scheint aber, als ob bald nach OVIEDO's Besuch der Ostkrater sich geschlossen hätte und erloschen wäre, denn LAS CASAS berichtet<sup>3</sup>, daß  $\frac{1}{4}$  Legua vom Westkegel entfernt „ein anderer etwas niedrigerer Vulkan liege, bereits blind wegen der Erde, die in ihn gefallen ist. Derselbe brannte ehemals (nach Versicherung der Indianer) wie dieser“ (d. i. der Westkrater). „Er mag an Tiefe, in dem, was geblieben ist, bis 6 oder 8 Klafter<sup>4</sup> besitzen, wie es von oben scheint.“ Da LAS CASAS offenbar erst sehr spät seine Mitteilung niedergeschrieben hat, und hinsichtlich der Höhe des Ostkegels in einem offenbaren Gedächtnisfehler befangen ist, so sind freilich auch seine Angaben über den Zustand des Ostkraters von sehr zweifelhaftem Wert; sicherlich sind die Angaben über die Tiefe dieses Kraters viel zu niedrig gewesen.

<sup>1</sup> VELANO schreibt Lindyri, JUAN SANCHEZ Nendiri.

<sup>2</sup> OVIEDO, a. a. O. p. 73 f.

<sup>3</sup> a. a. O. p. 303 a.

<sup>4</sup> 1 Estado oder Braza = 1,67 m.

## II. Der Westkrater des Masaya im 16. Jahrhundert.

Über den Westkegel des Masaya mit seinem großen Krater und dem darin enthaltenen Lavasee haben wir eine Anzahl sicher datierbarer Schilderungen neben anderen aus nicht genau bestimmbarer Zeit.

### a) Der Westkrater des Masaya im Jahre 1529.

Im Anfang des Jahres 1529 hat Fray FRANCISCO DE BOBADILLA den Krater besucht und berichtete<sup>1</sup>, daß sich in der Mitte des Kraterbodens ein Schacht<sup>2</sup> befand, in dem die feurigflüssige Masse nahe bis zum oberen Rande heraufreichte: wie es schien, bis auf 4 Pamos (ca. 0,8 m). Auch DIEGO MACHUCA, der etwa ebenfalls um jene Zeit den Vulkan besucht haben dürfte, berichtete, daß er die feurige Masse fast ebenflächlich mit dem Rande gesehen habe.

Als aber am 26. Juli 1529 OVIEDO auf der ebenen, von verschiedenfarbigen Felsen übersäten Fläche am östlichen Kraterstand, war nach seiner Ansicht der Schacht nicht zentral in dem ganz runden Kraterboden gelegen, sondern gegen Süden gerückt, so daß die Distanz vom nördlichen Kraterhang zum Schacht dreimal größer war, als vom südlichen. Der Kraterboden unten war etwas kleiner, als die Öffnung des Kraters oben, deren Durchmesser allseitig so groß war, daß nach OVIEDO's Ansicht kein Büchsen-schuß über die Mitte weg hinüberreichen würde. Der Abfall nach abwärts war allseitig glatt und steil, außer im Osten, wo der Fels rauher und verschieden war, auch einige Höhlungen aufwies. Die Höhendifferenz zwischen Ober-rand und Boden des Kraters mochte 130 Klafter (217 m) betragen. Den Durchmesser des Schachtes schätzte OVIEDO auf 14 oder 15 Schritte (der Schritt [Doppelschritt] wäre

<sup>1</sup> OVIEDO, a. a. O. p. 72 f.

<sup>2</sup> Pozo, also eigentlich „Brunnen“.

wohl zu 5 kastil. Fuß anzunehmen = 1,393 m, so daß es 19,5 oder 20,9 m wären), gab aber zu, daß es weit mehr sein mochte, als es ihm aus der großen Entfernung schien. Die feurige Masse in dem Schacht schien ihm  $\frac{1}{2}$  oder  $\frac{1}{3}$  so tief unter dem Oberrand desselben zu liegen, als der Tiefe des Kraters selbst entsprach (also 65—43 Klafter = 108—72 m). In diesem Schacht war nun, wie OVIEDO (a. a. O. p. 73 a) berichtet, „ein Feuer flüssig wie Wasser, oder die betreffende Masse war von glühenderer Farbe als lebhaft glühende Kohlen, und schien, wenn man so sagen kann, sehr viel feuriger als irgend ein Feuer sein kann; sie nahm den ganzen Boden und unteren Teil des Schachtes ein und kochte, aber nicht im ganzen, sondern an gewissen Stellen, indem sich der Sprudel von einem Ort zum andern verlegte; und wieder hob ein Kochen oder Sprudeln ohne Unterlaß von einem Ende zum andern an. Und an den Stellen, wo jenes Kochen nicht stattfand oder aufhörte, bedeckte sich die Masse sogleich mit einem Tuch oder Haut oder Überzug<sup>1</sup>, wie ein Auswurf oder ein Netzwerk von Sprüngen; und durch jene Sprünge jener Decke oder Überzugs zeigte sich, daß darunter lauter flüssiges Feuer wie Wasser war; und so war es im ganzen Umkreis des Schachtes. Und von Zeit zu Zeit erhob sich jene ganze Masse mit großer Wucht und warf viele Tropfen nach oben, die wieder in dieselbe Masse oder Feuer zurückfielen. Sie stiegen meiner Schätzung nach mehr als eine Mannshöhe auf. Und einige Male fielen sie dort unten an den Rand des Schachtes außerhalb jenes Feuers und es dauerte länger, als man für 6 Credos braucht, ehe es allmählich dahinstarb, wie es eine Schlacke einer Schmiedesse tut.“ Die Masse verglich OVIEDO selbst dem Aussehen nach mit „einer Glasmasse, wenn sie gekocht wird“ oder

---

<sup>1</sup> napa, offenbar ein aus dem Französischen entnommenes Lehnwort (nach gütiger Mitteilung von Professor Dr. SCHULTZ-GORA).

mit Glocken- oder Kanonenkugelmetall; er hielt sie aber tatsächlich für Schwefel. Die Lavamasse sollte nach starkem Regen in die Höhe steigen.

Von dem Lavasee ging eine große Helligkeit aus, so daß es in und beim Westkrater des Nachts vollständig hell war und daß man den Feuerschein auf 18 bis 20 Leguas sehr deutlich sehen konnte. Wenn aber berichtet worden war, daß man auf 3 Leguas Entfernung bei Nacht einen Brief lesen konnte, so bestreitet dies OVIEDO, gibt aber zu, daß es nach Aussage vertrauenswürdiger Personen zuweilen in dunkler Regennacht (d. h. bei regnerischem Wetter) auf eine halbe Legua Entfernung möglich war, denn der Widerschein war bei stark bedecktem Himmel viel heller. Als aber OVIEDO den Masaya bestieg, konnte er sogar bei  $\frac{1}{4}$  Legua Entfernung noch nicht lesen. Nach der Rückkehr nach Granada, das 3 Leguas entfernt sei<sup>1</sup>, fand er aber doch den Lichtschein so stark, wie vom Mond, wenige Tage bevor er voll geworden ist.

Vom Lavasee stieg keine Flamme auf, vielmehr ein ständiger Rauch, der den Blick nicht hemmte, so daß man durch ihn hindurch zur Gegenseite des Kraters sehen konnte; da der Passat den Rauch nach Westen trieb, belästigte er in keiner Weise. Der Rauch kam von der Ostseite des Schachtes, ein wenig auch vom Nordrande; er war so entzündet wie Feuer, aber bei Tage wenig sichtbar. Auf der charakteristischen Skizze des Berges, die OVIEDO an Ort und Stelle gezeichnet und auf Lam. 2 Fig. 2 abgebildet hat und die so gut wiedergegeben ist, daß man sogar den parasitischen Cerro Pelon an der Nordabdachung erkennt, sind Flammen eingezeichnet; im Text heißt es aber ausdrücklich (a. a. O. p. 74 a), daß es aus  $1\frac{1}{2}$  Leguas Entfernung nicht Flammen zu sein schienen, sondern ein Rauch „mehr

<sup>1</sup> In Wirklichkeit etwa 23 km.

entzündet als die glühendsten Kohlen“, ein Rauch, „der sich ausbreitet und jene Berge bedeckt.“

Zur Illustrierung der vom Lavasee ausgehenden Hitze erwähnt OVIEDO p. 82 a, daß niederfallender Regen durch die Hitze vor dem Erreichen der Lava noch in der Luft in Dampf umgewandelt werde und — bei Tag — alles in Nebel und Dunkel hülle.

Die Wände des großen Kraters waren z. T. von grobem Gestein, im größeren Teil des Umkreises aber aus lockerem, leicht zerreiblichem Material aufgebaut. Nach Mitteilungen des Caciquen NACATIME war früher ein Abstieg zum Kraterboden möglich gewesen (den die Caciquen zum Befragen einer im Lavasee hausenden „alten Indianerin“ — ihrer Gottheit — zu benutzen pflegten), bis später einmal von allen Seiten Erde herabgefallen war und unter Vergrößerung des Kraters jene Abstiegsmöglichkeit verloren ging.

Am Krater befand sich eine Opferstätte, wo die Indianer ihre Opfer, darunter auch zahlreiche Menschenopfer, darzubringen pflegten.

#### b) Der Westkrater im Jahre 1534 oder 1536.

FRAY BARTOLOMÉ DE LAS CASAS, der wahrscheinlich 1534 oder 1536 den Krater besuchte und berichtete (*Apologetica Historica* 300 f.), daß das Gelände beim Auftreten hohl klinge, glaubte, „wenn ihn sein Gedächtnis nicht täuschte“, den Umfang des Kraters auf mehr als 1500 Schritte annehmen zu dürfen (ca. 2,1 km). Die fast senkrechten Wände stiegen zu einem 200<sup>1</sup> und mehr Klafter tief gelegenen, ebenen, vegetationslosen Boden hinab. Fast in der Mitte, nur wenig zur Seite, befand sich ein runder Brunnen (Schacht) von vielleicht 25—30 Schritte (35—42 m) im Um-

<sup>1</sup> = 334 m. Nach TORQUEMADA's Mitteilung 220 Klafter (367 m).

fang<sup>1</sup> und mehr als 30 Klafter (50 m) Tiefe<sup>2</sup>. „Dort befindet sich“, schreibt er, „das Feuer oder was es ist; es ist von derselben Art wie geschmolzenes Metall, aus dem man die Kanonenkugeln und die Glocken macht. Es ist ständig in Bewegung und Kochen und diese Bewegungen und Aufkochungen waren beinahe bis oben hörbar und von Zeit zu Zeit, zuweilen aber regelmäßig, schlägt die Masse, wie wenn man von unten stärker anschürte, einige Wellen und wirft von sich einen Teil jenes Metalls, oder was es ist, wie Funken, die sich an den Wänden 2 oder 3 Klafter hoch ankleben und sogleich erlöschen.“ Etwas lebhafter und anschaulicher ist LAS CASAS' (wohl aus früherer Zeit stammende) Schilderung in TORQUEMADA's Darstellung: „Dies Metall bewegt sich ständig und kocht in ganz fürchterlicher Weise. Und in der Mitte geht ein Kochen vor sich, daß es scheint, daß es von der Tiefe der Hölle kommt, und in dem Intervall und der Zeit, daß man ein Credo sagen kann<sup>3</sup>, erhebt sich eine Welle wie ein Turm und plötzlich löst sie sich auf und zerfällt und tut einen so großen Schlag und macht so großen Lärm, wie wenn die Wellen der Meeresbrandung sich brechen; und niemals hört dieser furchtbare und wilde Sprudel und der so wütende Lärm auf; und es gibt von sich einen Teil jenes Metalls wie Funken, die sich an den Wänden ankleben, 2 oder 3 Klafter hoch und sofort erlöschen.“

Die von der Lava ausgehende Helligkeit war so groß, daß LAS CASAS oben bei Nacht lesen konnte und die Helligkeit wie die eines nebligen Morgens einschätzte; in Nindirí,  $1\frac{1}{2}$  Leguas vom Krater entfernt, warf der Widerschein einen Schatten so stark, wie der Mond im ersten Viertel.

---

<sup>1</sup> Offenbar ein viel zu kleines Maß! Nach TORQUEMADA wären es 25—30 Schritt Durchmesser (30—42 m).

<sup>2</sup> Nach TORQUEMADA's Version 35 oder 40 Klafter.

<sup>3</sup> Also etwa  $\frac{1}{2}$  Minute.

LAS CASAS glaubt im Stil seiner Zeit, daß die regelmäßigen Brisen der beiden großen Seen in der Nachbarschaft durch Wirkung auf den Wellenschlag in unterirdischen Höhlen Wind erzeugen, welcher Schwefel entzündet und durch Bergöl das Feuer des Vulkans nährt, und er fährt fort: „Wenn jenes Feuer ausbricht, steigt es mit starkem Getöse und Wut und nimmt mit sich eine gewaltige Menge von Bimssteinen und Schlacken; es wirft die leichtesten aus und verbrennt mit ihnen und mit der Asche das Land, 4 Leguas im Umkreis. In dem Tälchen, das fast den ganzen Berg oder Vulkan umgibt, liegt mehr als eine Million Wagenladungen dieses Bimssteines und leichten gebrannten Steins, so daß man nicht gehen kann, ohne auf zahllose dieser Steine zu treten, und weil die schwersten Steine am wenigsten weit geworfen werden, ist oben auf dem Gebirge alles voll von schwerem Gestein, das sehr rauh ist wie Schmiedeschlacken, und zwar in solcher Menge und so rauh, daß wir in dem ganzen Gebirge kaum eine Stelle frei davon finden, wo wir uns zum Schlafen niederlegen könnten. Bei dem Gestein auf dem Berge ist nicht ein Stein vom andern getrennt, wie es die Bimssteine sind, sondern die Steine sind miteinander verschmolzen und zu einer sehr rauhen Felsart geworden, wie an Ort und Stelle entstanden . . . . Da nun, wie schon gesagt, die schwersten Auswürflinge am wenigsten weit geschleudert werden, so kommt es, daß es nahe dem Krater große Stücke von Gestein oder Metall gibt . . . ziemlich glatt und eisen- oder noch mehr kupferfarben. Und als Beweis, daß jenes Metall ganz weich ausfließt oder aufsteigt, wenn (der Vulkan) es auswirft, ist der Umstand anzusehen, daß jene Gesteinsstücke geborsten sind, wie ein großes Stück Brotteig (beim Backen) aufzuspringen pflegt<sup>1</sup>“.

<sup>1</sup> d. h. es waren Brotkrustbomben.

## c) Der Masaya in den Jahren 1537 und 1538.

Neue und sehr eingehende Schilderungen des Kraters und Lavasees von Masaya verdankt man dem Mönch BLAS DE CASTILLO<sup>1</sup>, der schon 1534 den Entschluß gefaßt hatte, die Hölle von Masaya zu sehen, aber damals durch eine Reise nach Peru an seinem Vorhaben gehindert wurde. 1536 fuhr er dann nach Mexiko und kam 1537 zu Land nach Nicaragua zurück. Er beschloß nun, mit einigen Genossen die Hölle von Masaya genauer zu untersuchen, was sehr gut für die Bekehrung der Indianer wäre; ein Hauptziel war aber die industrielle Ausbeutung, die ihm um so eher möglich scheinen mußte, als der vlämische Fray JOHAN DE GANDABO ausgesagt hatte, „daß das, was dort brenne, nichts anderes als Metall von Gold oder Silber und der größte Reichtum der Welt sein könne.“ So schloß denn Fray BLAS ein geheimes Abkommen mit 6 Gefährten zur Ausbeutung der vermeintlichen Mine und begann die Ausführung des Unternehmens sehr umsichtig in die Wege zu leiten.

Eine erste Expedition zum Krater, an der Fray BLAS teilnahm, hatte die Messung der Tiefe des Kraters zum Zweck; sie mißlang, da der Strick an vielen Stellen riß. Glücklicher war ein zweiter Versuch der Messung, die JOHAN ANTON allein ausführte; sie ergab 120 Klafter (200 m) bis zum Beginn des Schuttkegels am Fuß der Wand. Am 8. August 1537 umgingen Fray BLAS und JOHAN ANTON auf schlechtem Weg den ganzen Krater (dessen Umfang sie — stark übertrieben — zu 1 Legua angaben), um die beste Abstiegslinie ausfindig zu machen und maßen dann 66 Klafter (110 m) bis zu einem auf halbem Weg hervorragenden Felsen und weitere 67 Klafter (112 m) bis zum

<sup>1</sup> Nach GOMARA: Fray BLAS DE IÑESTA, nach HERRERA: BLAS DE INIESTA.



Schuttkegel; von dort aus gab der Padre noch 100 Klafter (167 m) bis zur Kraterebene und weitere 100 (167 m) bis zum Lavasee an.

Nunmehr wurde die Erwerbsgesellschaft im einzelnen begründet, die Ausführung des Unternehmens aber wegen der Regenzeit und der notwendigen Vorbereitungen verschoben.

Endlich am 12. April 1538 konnte Fray BLAS mit 3 Gefährten den zum Abstieg nötigen Aufzugsbalken mit Rolle anbringen. Den Krater verglich er in seinem eingehenden Bericht sehr anschaulich mit einer Glocke, deren Öffnung oben liegt, und erwähnt, daß die Ränder nicht gleich hoch wären, sondern im Westen fast ein Drittel höher als im Osten. Die „Altanenbrustwehr“, die nach Fray BLAS (a. a. O. p. 80 a) den Krater umgab, ist wohl als eine Ringterrasse ähnlich der jetzt noch vorhandenen zu deuten. Der ebene Kraterboden war etwas in ostwestlicher Richtung verlängert; die Längsachse mochte einen Büchenschuß betragen, und von den Erdmassen, die infolge der vielen Regen und Beben seit langen Jahren heruntergestürzt waren, hatten sich an den Wänden des Kraters Erd- und Steinhaufen (Schuttkegel) von 100 und mehr Klafter Höhe angesammelt. Die Wände des Kraters zeigten die verschiedensten Farben; Bänder oder Adern (d. i. Gänge), mehr als  $1\frac{1}{2}$  und 2 Palmos (30—40 cm) mächtig, gingen senkrecht oder gewunden von oben bis unten, von dem übrigen Erdreich der Wände stark sich abhebend. Der Krater war völlig vegetationslos, mächtige Blöcke waren von oben auf den Kraterboden gestürzt; im übrigen war derselbe „voll von schwarzen und etwas gelblichen Stacheln“<sup>1</sup> nach Art von Spitzen oder Grannen von Weizenähren, die der Höllenschlund selbst von unten mit Stürmen und Orkanen

<sup>1</sup> Gemeint ist offenbar Pele's Haar.

auswirft und ausstößt, wenn er diese Schlacken durch die Luft wirft, sehr verbrannt und zusammengezogen und leicht wie Schwämme.“

In der Mitte des Kraterbodens befand sich der Schacht und 100 Klafter (167 m) tiefer der Lavasee; der Schacht hatte längliche Gestalt und war wie der Kraterboden in ostwestlicher Richtung gestreckt; die Länge schätzte er auf 2 Pferderennen-Längen<sup>1</sup>, die Breite auf 1 gute. Im Westen stiegen die Wände nicht senkrecht, sondern schräg zur Lava ab, im Osten aber umgekehrt, so daß hier die Wand überhing. Unten im Schacht aber war „ein roter See von so großem Getöse wie das Meer, wenn es mit großer Wut an die Klippen schlägt. Diese Lagune oder Flüssigkeit ist entzündet ohne Flamme, wie das Glockenmetall, wenn es vergangen ist und man es loslassen will, damit es in die Form eingehe, oder wie geschmolzenes flüssiges Gold oder Silber im Schmelztiegel<sup>2</sup>, abgesehen davon, daß es eine Haut oder Kruste oben hat, schwarz und sehr dick: wie es scheint, 2 oder 3 Klafter mächtig. Und es ist zu bemerken, daß ohne diese über jener Flüssigkeit befindliche Kruste oder Schlackenausscheidung dieselbe jederzeit solche Helligkeit und Glanz von sich ausstrahlen würde, daß man nicht bloß auf dem Kraterboden unten nicht sein und hineingehen könnte, sondern selbst oben auf der Höhe dieses Berges niemand wegen der großen Hitze herankommen könnte, um es zu sehen. Diese Kruste oder Ausscheidung öffnet oder spaltet sich bald hier bald dort, bald aber über die ganze Fläche hin zugleich und dann erscheint die Flüssigkeit oder das Metall unten rotglühend nach Art eines Blitzes, der wie

<sup>1</sup> Die Bedeutung dieser Maße ist nicht recht klar!

<sup>2</sup> Riclara, ein Fremdwort, das sonst nirgends belegt ist (SCHULTZ-GORA). R. PIETSMANN vermutet, wohl mit Recht, daß hier ein Druckfehler für „rielera“ (Schmelzvorrichtung, um Erz in Barren umzuformen) vorliegt.

eine Schlange wellenförmig am Himmel dahinzieht; und das geschieht an vielen Stellen jederzeit ohne Unterlaß.

„Mitten in diesem See oder Metall springen oder brechen ununterbrochen zwei sehr große Sprudel oder Quellen jenes Metalls aus, und immer ist das Metall oder die Flüssigkeit hier rotglühend und offen, ohne Schlacken, und wirft jenes Metall, wie es scheint, höher als 4 oder 5 Klafter empor, und zwar einige Male höher als andere Male.

„Der eine Sprudel oder Quell ist einen guten Steinwurf<sup>1</sup> vom andern entfernt und das ist gegen die Mitte des Sees hin und am Rand gegen die Felsen hin oder nahe bei ihnen; und jenes Metall oder Flüssigkeit bricht hervor und kocht und zerplatzt bald an der einen Stelle und bald an der andern, so daß es scheint, es kämen von weither Bäche oder dicke Röhren jener Flüssigkeit oder jenes Metalls, um (in die Quelle) einzutreten. Und das geschieht mit großem Getöse oder Wüten, so daß die Wellen von einer Seite zur andern gegen die Wände oder Felsen gehen wie Artillerie, wenn man Mauern beschießt. Und all das geschieht mit so starkem Getöse wie ein Meer, wenn es wild im Sturm dahergeht, an Klippen und Felsen anschlagend. Alle diese Felsen oder Wände, die nahe um das Metall herumstehen, zeigen sich bis etwa 7 oder 8 Klafter (Höhe) sehr schwarz, so daß sie sich stark abheben von den übrigen Felsen höher oben; und das kommt daher, daß (die Flüssigkeit), wenn sie kocht, aufspringt und jenes Metall in die Höhe wirft und bis soweit hinaufreicht. Im Osten, ein wenig mehr gegen ONO., unten beim Metall führt ein Höhleneingang unter den Felsen hin; er ist, wie es scheint, sehr tief und sehr breit; er wird einen

<sup>1</sup> „Herron“, eigentlich eine Scheibe mit einem Loch in der Mitte, welche man aus bestimmter Entfernung auf einen in der Erde befestigten Pflock zu werfen hatte (s. SALVA, Nuevo Diccionario de la lengua Castellana).

großen Steinwurf Breite besitzen; und von dem Metall oder der Flüssigkeit desselben Sees tritt durch die genannte Höhle ein Bach<sup>1</sup> nach Art eines Flusses jenes Metalls ein, so daß es scheint, daß dasselbe Metall des Sees durch die genannte Höhle einen Abfluß hat in der Weise, daß es eine Weile fließt und eine andere stillsteht, und wieder fließt und wieder aufhört, und so geht es immer fort. Es geht von innerhalb dieser Höhle gegen den See hin ein starker Rauch aus, denn es ist der Rauch, der aus jener Höhle kommt, stärker als der des ganzen Sees zusammen. Dieser Rauch riecht etwas nach Schwefel, und zwar nicht viel im Hinblick auf seine große Menge, und jener ganze Rauch des Sees und der Höhle ist fettig, wie in den Silberbergwerken, wenn man das Metall schmilzt.“ (Es folgt dann wieder eine anschauliche Schilderung des hellen Widerscheins, den der Lavasee bei Nacht verursachte.)

Indianer berichteten, daß einmal seit der Ankunft der Spanier nach einer heftigen Regenzeit die Lava bis oben stieg und mit ihrem Feuer „auf eine Legua und mehr im Umkreis alles verbrannte, was sie antraf, und daß sie einen so heißen Tau oder Dampf von sich gab, daß alle Blätter der Bäume und Zweige und Kräuter auf 2 Leguas und mehr im Umkreis in jenem Lande gekocht wurden“.

Die Einrichtung zum Ablassen der Expedition in den Krater wird ausführlich, aber nicht in jeder Hinsicht zufriedenstellend beschrieben. Zuerst wurde von einem 4 bis 5 Fuß über den Rand vorragenden, vorn mit einer Öffnung und einer Rolle versehenen Balken aus ein mächtiger Holzklotz („so dick wie ein Ochse und etwas länger als 1½ Klafter“) hinabgelassen, der eine Masse von Felsen, Steinen und

---

<sup>1</sup> LAS CASAS berichtet (a. a. O. p. 302), daß Fray BLAS ihm geschrieben habe, der Feuerfluß wäre so breit wie eine Straße in der Stadt Mexiko.

Erde unter großem Getöse mit sich riß und so den Weg sicherte; nachdem dann der 135 Klafter lange Strick straff gezogen war, wurde der Mönch, der sein Haupt zum Schutz gegen Steinschlag mit einem Helm bedeckt hatte, in einem Gestell<sup>1</sup>, wie es die Orseillesucher auf Gran Canaria benutzten, mit Hilfe einer zweiten Rolle und eines zweiten Stricks an dem ersten Leitseil hinabgelassen und gelangte — mit zerschundenen Händen — zunächst auf die steilgeneigte Schutthalde und von da nach dem Kraterboden, wo Fumarolen zwischen den Felsblöcken vorhanden waren. Auf dem Schuttkegel vermochte er keine Reste der hinabgestürzten Indianer zu erkennen, denn, wenn solche vorhanden waren, „wären sie von der von oben herabfallenden Erde bedeckt worden“. Nach dreistündigem Aufenthalt ließ sich der Mönch wieder hinaufhaspeln; statt der gefürchteten lockeren und heißen Asche fanden sich viele vulkanische Dornen (d. i. Peles Haar), von denen er sich nicht wenige in die Hände stach; statt erwarteter übergroßer Hitze, unatembarer Luft und unerträglichen Rauches fand er unten mehr Luftbewegung als oben, wurde aber freilich von Staub und gelegentlich aus dem Schacht aufsteigenden heißen Emanationen belästigt, welche letzteren er durch Niederducken und durch Bedeckung von Gesicht und Augen begegnen konnte. Die Flüssigkeit im Schacht hielt er für geschmolzenes Silber; er wies dann darauf hin, daß es einiger Begleiter bedürfte, um eine Probe davon zu nehmen.

Am 16. April 1538 ließ sich Fray BLAS mit drei andern wieder in den Krater hinab; man brachte einen langen Balken mit einer Rolle vorn zum Schacht und ließ ihn hier 5 Fuß hervorragen; trotz des Lärms, welchen die an die Felsen anschlagende Lava verursachte, schlief der Mönch

<sup>1</sup> LAS CASAS spricht (a. a. O. p. 302 a) von einem Holzgefäß, GOMARA (I. p. 282 II) von einem Korbe.

ein wenig in der taghell erleuchteten Nacht unten im Krater; dann ging man an die Arbeit: drei ließen einen Eisenmörser hinab<sup>1</sup>, über dem an der Kette einige Fäden angebracht waren, um durch ihre Entzündung die Erreichung der Lava anzeigen zu können; der vierte Spanier stand auf der Gegenseite des Schachtes, um zu beobachten, ob der Mörser die Schmelzmasse erreichte. Nach zwei vergeblichen Versuchen erreichten Mörser und Kette die Lava und hingen sich den Schlacken an, so daß es Mühe kostete, sie loszureißen<sup>2</sup>; und als er mit großer Anstrengung heraufgehaspelt war, war er ringsum bedeckt mit Schlacken. Enttäuscht legten sich die Männer zum Schläfe nieder und ließen sich am nächsten Morgen wieder emporhaspeln.

Einen dritten Abstieg in den Krater führte Fray BLAS am 30. April 1538 mit 6 Begleitern unter den Augen des Gouverneurs RODRIGO DE CONTRERAS und zahlreicher Zuschauer aus. Viermal wurde am folgenden Tag der Mörser abgelassen; zweimal vergebens; das drittemal brachte er eine Menge Schlacken mit sich und als er ein viertes Mal hinabgelassen worden war und die dicke Schlackenschicht, die über der Schmelzmasse lagerte, nicht durchbrechen konnte, kam nur ein Rest der ziemlich dünnen Kette, rot, wie aus einer Schmiedeesse, aber nicht geschmolzen, zurück; der oben an die Kette anschließende Strick aber war vielfach verbrannt und versengt; der Mörser und 14 Klaffer Kette blieben unten zurück. Eine Erdprobe, die neben einem Gang genommen war, wurde später auf Geheiß des Gouverneurs in Leon auf edle Metalle untersucht, aber natürlich ohne Erfolg. Fray BLAS, der fest daran glaubte,

<sup>1</sup> Nach JUAN SANCHEZ war dieser Mörser sehr schwer und hatte unten eine Spitze, offenbar um die Schlacken zu durchstoßen (MS.).

<sup>2</sup> Nach LAS CASAS und Fray TORIBIO MOTOLINIA wäre die Kette unten sofort abgeschmolzen.

daß in dem Schacht Schmelzfluß von Gold oder Silber sei, ersuchte um Erlaubnis zu einem weiteren Versuch, aber der Gouverneur verbot nun überhaupt den Abstieg in den Krater. Als Fray BLAS nachher mit einem Erlaubnis-schein des Königs aus Spanien nach Nicaragua zurückkehrte, um mit seinen Gefährten abermals in den Krater hinabzusteigen, starb er bei der Ankunft im Hafen de la Posesion<sup>1</sup>, worauf die beabsichtigte neue Expedition unterblieb.

d) Der Westkrater des Masaya im  
August 1544.

Fray TORIBIO MOTOLINIA, dessen Angaben TORQUEMADA wiedergibt, vergleicht den Krater mit einem umgekehrten Hut; der Boden war nur wenig schmaler als die Öffnung oben. Die Öffnung des Schachts hatte einen guten Armbrustschuß-Durchmesser (was nach TORQUEMADA etwa der Größenangabe des LAS CASAS entsprach). Als Fray TORIBIO Anfang August 1544 den Masaya besuchte, „war jenes Metall bis zum Platz (Kraterboden) aufgestiegen und goß noch ein wenig darauf gegen Westen hin; bald sank es wieder 2 oder 3 Klafter hinab; jenes ganz fürchterliche Feuer war sehr wohl zu sehen, und ich sah es bei Tag und bei Nacht, wo es noch mehr zu sehen ist; es ist (dann) so hell wie bei Tag, und eines Nachts, als ich oberhalb der Öffnung schlief, richtete ich mich jedesmal, wenn ich aufwachte, auf, um das Schauspiel zu betrachten; der Lärm ist so groß, daß er die, welche dort schlafen, häufig weckt — und immer erschien es mir als eine neue und sehr furchtbare Sache“.

„Das Wunderbarste aber an all diesem ist, daß jenes Feuer oder Metall, das keine Flamme, sondern Glut ist und so tief liegt, einen Glanz oder Schein gibt, der in gerader

<sup>1</sup> Nach den Mitteilungen von JUAN SANCHEZ (MS.).

Linie bis zu den Wolken hinaufsteigt und noch 30 Leguas im Meer draußen sichtbar ist und einer brennenden Flamme gleicht.“

Fray TORIBIO teilte ferner mit, daß die Indianer und ihre Vorfahren keine Veränderungen an dem Krater beobachtet hätten — „abgesehen davon, daß jenes Metall steigt und fällt, und wenn es mehr regnet, entzündet es sich mehr, wie die stark entzündete Schmiedeesse, wenn man ihr Wasser zugibt; und zuweilen kommt es vor . . ., daß es anschwellend bis zu jenem Platz oder Boden heranreicht, wo die Öffnung dieses Schachtes ist“.

Über den Verlauf der Goldexpedition gibt MOTOLINIA eine Variante, und berichtet — offenbar nach dem oben erwähnten Brief des Fray BLAS an LAS CASAS — über den Zustand des Feuersees an, daß „jenes Metall nicht ruhig ist, sondern einen Fluß darstellt, der des Wegs geht, wie wenn er aus Wasser bestünde, und jener Fluß von Metall oder Feuer ist so breit, wie eine der Straßen in der Stadt Mexiko, die sehr breit sind“.

e) Nachrichten über den Zustand des Westkraters in nicht genau bestimmbar Jahren.

PASCUAL DE ANDAGOYA, der 1514—1542 in Mittelamerika weilte, beschreibt nur kurz den Vulkan und seine Erscheinungen und fährt dann fort: „Es gibt Zeiten, wo jenes Feuer mit vieler Wut herauskommt und viele Steine herausspeit, die Schmiedeschlacken gleichen, und größere, und diese sind leicht<sup>1</sup>. Ich habe sie gesehen und es scheint, daß das Feuer durch sie gegangen ist und sie wie Kork zurückläßt, und wenn (das Feuer) mit jener Wut herauskommt, verbrennt es auf  $\frac{1}{2}$  Legua im Umkreis die

<sup>1</sup> Gemeint sind offenbar Schlacken und Bimssteine.



vorhandenen Kräuter.“ — Dem Kraterschacht gibt ANDAGOYA eine runde Gestalt; über die Stellung desselben innerhalb des Kraterbodens wird keine genaue Angabe gemacht.

JUAN LOPEZ DE VELASCO, der zwischen 1571—74 geschrieben hat, gibt an, daß der Umfang des Kraters mehr als  $\frac{1}{2}$  Legua betrage<sup>1</sup>, seine Tiefe mehr als 200 Klafter, und daß die Wände senkrecht abfallen, so daß der Boden unten ebenso groß wie die obere Öffnung des Kraters sei. „In der Mitte (des Kraterbodens) ist eine andere Öffnung,  $\frac{1}{4}$  so breit wie der Krater; durch diese kann man von der Höhe das Feuer sehen, das drinnen ganz unten in der zweiten Öffnung geht; bis dorthin, sagt man, mag es weitere 40 oder 50 Klafter (67—83 m) haben: das Feuer, das man innen sieht, geht mit großem Getöse und einigen Feuerwellen wie Meereswellen“ . . . „Von Zeit zu Zeit wirft es einige Aschenblasen aus, die in der Ebene zurückbleiben, wo der erste und tiefste Krater liegt.“ Im übrigen bringt er nichts Neues.

LOPEZ DE GOMARA, der im allgemeinen mit OVIEDO und TORQUEMADA übereinstimmt, gibt dem Krater in seiner kurzen Beschreibung einen Umfang von  $\frac{1}{2}$  Legua und eine Tiefe von 250 Klaftern. Interessant ist seine Mitteilung, daß der Lizentiat JUAN ALVAREZ 1551 die Erlaubnis erhielt, den Vulkan zu öffnen und das Metall zu entnehmen. (Diese Mitteilung gestattet auch festzustellen, daß die oben erwähnte, nicht datierte Bittschrift des JUAN SANCHEZ erst später als 1551 abgefaßt ist, da ihm die gleiche Erlaubnis, wie dem JUAN ALVAREZ erteilt wurde für den Fall, daß dieser andere die Ausbeutung noch nicht begonnen hätte.)

<sup>1</sup> Diese Angabe wäre entschieden zu groß, wenn man nicht etwa annehmen darf, daß eine kleinere Legua — vielleicht von nur 3000 Schritten? — gemeint gewesen ist.

### III. Der vermutliche Zustand des westlichen Kraters des Masaya im 16. Jahrhundert.

Wichtig für die folgenden Überlegungen ist vor allem die Feststellung der Indianer in der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts, daß seit langer Zeit — abgesehen von Niveauschwankungen der Lava — keine wesentlichen Änderungen im Zustand des Kraters eingetreten wären. Leider ist aber ein unmittelbarer Vergleich mit den gegenwärtigen Verhältnissen nicht ohne weiteres möglich, da nach dem 16. Jahrhundert bis ins 19. hinein (STEPHENS 1840) keine genauen Berichte über das Aussehen und die Veränderungen des Kraters vorliegen. Wenn aber K. v. SEEBACH (a. a. O. p. 56) glaubt, daß zwar der Kraterboden sich geändert habe, aber die Umwallung gleich geblieben wäre, so kann ich letzterem nicht zustimmen. Wohl ist es richtig, daß im Osten noch die niedrigste Stelle der Umrandung des Kraters ist (nach meiner Schätzung in etwa gleicher Höhe wie die Ringterrasse), aber wenn es (OVIEDO p. 78 b) heißt, daß die Ränder im Westen fast  $\frac{1}{3}$  höher als im Osten seien, so stimmt das mit den gegenwärtigen Verhältnissen (wie auch ein Blick auf die von Osten her aufgenommene Photographie des Kraters von Dr. BR. MIERISCH Taf. XXII zeigt) nicht mehr, vielmehr findet sich eben dort eine tiefe Einsenkung der Umwallung, die überhaupt zurzeit nur im Süden ansehnliche Höhen erreicht. K. v. SEEBACH scheint freilich die betreffende Stelle in OVIEDO im Sinne der mittelamerikanischen Sprechweise aufgefaßt zu haben, wonach als Höhe oft die Länge der Anstiegsroute angegeben wird, wenn er sagt, daß der Abfall auf der Westseite minder steil war als auf der Ostseite; aber dagegen spricht die ausdrückliche Beschreibung eines allseitigen Steilabfalls und die Tatsache, daß weder die Indianer noch Fray BLAS und seine Begleiter dort den Abstieg versuchten. — Ich stimme aber

K. v. SEEBACH insofern bei, als auch ich glaube, daß die Maße der gegenwärtigen Umrandung im großen und ganzen dieselben sind wie im 16. Jahrhundert. Leider kennen wir aber diese Ausmaße nicht genau und sind auf Schätzungen angewiesen. Wenn ich aber meine oben angegebenen Zahlen für die Dimensionen des Außenrandes der oberen Ringterrasse mit  $800 \times 450$  m als richtig annehme, so finde ich einen Umfang von nahezu 2 km und komme damit LAS CASAS' Angabe von 1500 Schritt (2090 m) sehr nahe; diese Zahl entspricht aber ihrerseits genau einer modernen halben Legua<sup>1</sup>, so daß also auch die Angaben von LOPEZ DE VELASCO und GOMARA damit übereinstimmen würden, wenn man annehmen dürfte, daß damals die Landlegua<sup>2</sup> die Länge der Gegenwärtigen (d. h. 3 Meilen zu 1000 Schritt à 5 Fuß entsprechend 5000 Ellen zu 3 Fuß) gehabt hätte; zu einer solchen Annahme sind wir aber, soweit ich die Sache überschaue, nicht berechtigt, da die von OVIEDO, GOMARA u. a. für Distanzen in Nicaragua angegebenen Leguazahlen auf eine wesentlich größere, in den einzelnen Fällen aber ziemlich verschiedene Länge schließen lassen. So müssen wir denn annehmen, daß die Angaben von GOMARA und VELASCO ( $\frac{1}{2}$  Legua) und vollends von Fray BLAS (1 Legua) zu groß waren, aber LAS CASAS der Wahrheit sehr nahe kam.

Die Form des Kratergrundrisses war 1529 rund<sup>3</sup> (OVIEDO), 1537/38 aber bereits oval, wie auch gegenwärtig noch. Da angesichts der ganz bestimmten Behauptung OVIEDO's ein völliger Gedächtnisfehler desselben aus-

<sup>1</sup> Die in Mittelamerika angenommene Legua ist gleich 5000 Ellen, die Elle zu 3 kastilischen Fuß.

<sup>2</sup> Die See-Legua war damals wahrscheinlich 5573 m lang (d. h. 4 Meilen zu 1000 Schritt, diesen zu 5 kastilischen Fuß à 0,278635 m). Vergl. H. WAGNER, in Annalen der Hydrographie 1913. p. 443.

<sup>3</sup> Auch ANDAGOYA gibt dem Grundriß runde Gestalt, dürfte also vor 1537 den Krater besucht haben.

geschlossen ist und zudem seine (offenbar an Ort und Stelle entworfene) Zeichnung<sup>1</sup> seiner Angabe entspricht, so muß man als sicher annehmen, daß durch entsprechende größere Abstürze der Krater in ostwestlicher Richtung verlängert wurde, womit natürlich auch eine Erhöhung der randlichen Schutthalden am Fuß der senkrechten Wände verbunden gewesen sein muß. OVIEDO bestreitet zwar das Vorhandensein eines solchen Schuttbandes zur Zeit seines Besuchs doch lassen die Nachrichten über häufigen Steinschlag und vorgekommene größere Abstürze keinen Zweifel darüber, daß es schon damals vorhanden war; allein es mochte noch verhältnismäßig klein und darum aus der gewaltigen Höhe schwer erkennbar gewesen sein.

Für die Tiefe des Kraters liegt eine Reihe von Angaben vor: OVIEDO 130 Klafter (217 m), LAS CASAS 200 Klafter (334 m) und mehr, desgleichen Fray TORIBIO und LOPEZ DE VELASCO, TORQUEMADA 220 Klafter (367 m), GOMARA 250 Klafter (417 m) und JUAN SANCHEZ — sehr stark übertrieben! — 500 Klafter. Es handelt sich offenbar nur um Schätzungen, so daß ein Grund zur Annahme von Niveauveränderungen des Kraterbodens im Beobachtungszeitraum nicht vorliegt. Wirkliche Messungen liegen aus den Jahren 1537 und 38 für den Höhenunterschied vom Kraterrand bis zum oberen Ende des Schuttbandes vor. Die Angaben weichen ein wenig voneinander ab: 120 Klafter (JOHAN ANTON), 135 (Fray BLAS), 130 (CONTRERAS); es ist das nicht zu verwundern, da einmal der Schuttkegel an verschiedenen Stellen verschieden hoch sein mochte und andererseits auch wohl hervorragende Felsstücke und sonstige Unebenheiten der Wand den Meßstrick stellenweise zu Umwegen gezwungen haben dürften. Die Höhe des Schuttkegels gab Fray BLAS — offenbar schätzungsweise — zu

<sup>1</sup> a. a. O. Tomo IV. Taf. II Fig. 3.

100 Klafter an. Wollte man diese Höhe vertikal annehmen, so würde bei den von Fray BLAS angegebenen Raumverhältnissen kein Platz mehr für einen ebenen Kraterboden übrig bleiben; diese Annahme muß also unterbleiben. Nimmt man aber nach mittelamerikanischem Sprachgebrauch die 100 Klafter als Länge der Anstiegslinie, so erhält man, je nachdem man einen etwas größeren oder geringeren Böschungswinkel in Anschlag nimmt, etwas verschiedene Zahlen, für die Gesamttiefe aber immerhin ungefähr 200 Klafter. Da aber in solchem Fall die Kraterebene nicht sehr groß ausfallen würde, die Größe derselben aber stets betont wird, so glaube ich, daß Fray BLAS die Höhe der Schuttkegel nicht unwesentlich überschätzt hat. Während OVIEDO's Angabe (130 Klafter) offenbar zu niedrig ist, ist also die aus Fray BLAS' Angabe berechnete Tiefe von 200 Klafter zu hoch; die Wahrheit muß also in der Mitte liegen und zwar wahrscheinlich etwa zwischen 250 und 300 m.

Die Lage des Schachts — oder wie die Spanier sagten, des „Brunnens“ — im Kraterboden hat zweifellos mehrfache Veränderung erfahren: Anfang 1529 war sie als zentral, Juli 1529 als stark exzentrisch, 1534 oder 1536 etwas exzentrisch, 1537 und 1538 wieder als zentral angegeben; auch VELASCO gibt sie als zentral an. Auch die Gestalt des Schachtumrisses hat sich geändert: OVIEDO, LAS CASAS und ANDAGOYA nennen sie rund, Fray BLAS länglich-oval, in ostwestlicher Richtung gestreckt<sup>1</sup>; als Fray BLAS 1538 den Schacht in der Nähe beobachten konnte, waren auch seine Wände nicht mehr senkrecht, sondern im Osten überhängend, im Westen abgeschrägt.

Die Dimensionen des Kraterschachts werden sehr verschieden angegeben. OVIEDO schätzte den Durchmesser

<sup>1</sup> Nach FRANK A. PERRET wäre diese Streckung der Umrißform als Folge des Zirkulationssystems anzusehen.

1529 auf 14—15 Schritte (19,5—20,9 m), LAS CASAS aber auf 25—30 Schritte (35—42 m)<sup>1</sup>; Fray BLAS und JUAN SANCHEZ 1538 geben übereinstimmend eine Länge von 2 Pferderennenlängen und eine Breite von einer guten Pferderennenlänge an, Fray TORIBIO 1544 erwähnt einen Durchmesser von einem Armbrustschuß, LOPEZ DE VELASCO  $\frac{1}{4}$  des Kraterdurchmessers. Nach diesen Maßangaben, die leider z. T. sehr unbestimmt sind, könnte man annehmen, daß von 1529—1534 oder 1536 und von der Zeit, da der Schacht seine zentrale Lage angenommen hatte bis zur Zeit des LOPEZ DE VELASCO, ebenfalls eine Größenzunahme (durch Abstürze) erfolgt wäre; mit einer solchen Annahme stimmt aber nicht zusammen, daß TORQUEMADA ausdrücklich angibt, daß 1 Armbrustschuß etwa gleich 25—30 Schritten sein dürfte, während wir uns unter der unbestimmbaren Angabe einer Pferderennenlänge doch ein recht ansehnliches Maß vorstellen müssen. Weiter ist aber zu bemerken, daß die Schätzungen des OVIEDO und LAS CASAS zweifellos viel zu klein waren; man erkennt das mit Sicherheit, wenn man — bei Annahme einer Kratertiefe von etwa 250 m (oder selbst bei Annahme der von OVIEDO angegebenen Tiefenzahl von 217 m) — sich den Querschnitt durch den Gesamtkrater an seiner Schmalseite konstruiert und feststellt, daß man bei einer Schachtöffnung von nur 21 m Durchmesser den Feuersee in der geringsten von OVIEDO angegebenen Tiefe (72 m) vom Kraterrande aus nicht sehen könnte. In der Tat gibt OVIEDO ja auch zu, daß seine Schätzungszahlen viel zu klein sein könnten und zeichnet (auf Taf. 2 Fig. 3) den Schacht auch viel größer ein (mit  $\frac{1}{3}$  des Durchmessers des Kraters freilich offenbar viel zu groß). Fray BLAS' Durchmesserangabe ist zu unbestimmt,

<sup>1</sup> Nach TORQUEMADA: LAS CASAS gibt in seiner *Apologetica Historia* dieselbe Zahl für den Umfang an, was ein offenes Versehen ist.

als daß man sich eine klare Vorstellung machen könnte und nur VELASCO's Angabe ist klar und eindeutig.

Sicher festgestellt und auch von den Indianern überliefert sind Schwankungen des Lavaspiegels innerhalb des Schachts im 16. Jahrhundert und Fray TORIBIO konnte mit eigenen Augen Schwankungen von mehreren Klaftern bis zum Überfließen beobachten. Am häufigsten werden Tiefenangaben von 35—50 Klaftern gemacht; wenn nun Fray BLAS für den 16. April 1538 selbst 100 Klafter Tiefe angibt, so ist die Zahl an sich ja zwar nicht unwahrscheinlich und man dürfte sie glauben angesichts der Tatsache, daß Fray BLAS ja gelegentlich des Ablassens des Mörsers sogar eine genaue Messung vornehmen konnte, wenn sich nicht aus der Bemerkung des Mönches<sup>1</sup>, daß man vom oberen Krater- rand etwa  $\frac{1}{3}$  der Ausdehnung des Lavasees erkennen könne, bei Konstruktion der Verhältnisse ergeben würde, daß dann der Querdurchmesser des Schachtes etwa 150 m, also rund  $\frac{1}{3}$  des Gesamtdurchmessers des Kraters betragen haben müßte, was offenbar mit den sonstigen Angaben nicht vereinbar wäre. So muß man denn wohl OVIEDO's Zweifeln hinsichtlich dieser Zahl zustimmen und annehmen, daß Fray BLAS' Angabe lediglich auf Schätzungen beruhte, was ja auch durch die runde Zahl wahrscheinlich wird. Überschätzungen sind ja Fray BLAS mehrfach vorgekommen (Kraterumfang, Mächtigkeit der Schlackendecke über dem Lavasee!).

Sehr schön und anschaulich ist von verschiedenen Beobachtern das Schauspiel des Lavasees und seiner verschiedenartigen Äußerungen wie auch seines Lichtscheins beschrieben, so daß man im einzelnen manchmal unwillkürlich an moderne Schilderungen der Lavaseen des Kilauea oder des Matavanu erinnert wird.

<sup>1</sup> OVIEDO. p. 82 b.

Daß übrigens die Lava im See nicht nur ruhig auf- und abgestiegen ist und Peles Haar ausgeworfen hat, sondern auch zuweilen größere explosive Ausbrüche mit Auswurf von Brotkrustbomben und größeren Schlacken- und Bimssteinmassen hatte, geht aus LAS CASAS' und ANDAGOYA'S Bericht deutlich hervor und LAS CASAS' Angabe von dem massenhaften Bimssteinvorkommen im Ringtal um den Vulkan läßt es sogar wahrscheinlich erscheinen, daß nicht allzulange vor seiner Zeit ein bedeutender explosiver Ausbruch stattgehabt hatte. Genauere Angaben fehlen aber leider.

Ebensowenig ist es möglich, anzugeben, wie lange ein flüssiger Lavasee im Westkrater des Masaya zu sehen war. Als sicher darf man annehmen, daß die Lava 1551 noch flüssig war, weil in diesem Jahre JUAN ALVAREZ<sup>1</sup> die Erlaubnis erhielt, den Vulkan zu öffnen und das Metall zu entnehmen, und auch später noch, da diese Lizenz dem JUAN SANCHEZ übertragen wurde. Da LOPEZ DE VELASCO, der einen Bergsturz aus der Nähe von Granada im Jahre 1570 beschreibt (Verschüttung des Indianerdorfes Mombacho), also über die Ereignisse seiner Zeit in Nicaragua unterrichtet war, nichts von einem Erlöschen des Feuersees berichtet, so darf man annehmen, daß er damals noch bestand. Dagegen erscheint nach seinem Schweigen zweifellos, daß die Nachricht von einem Ausbruch des Vulkans im Jahre 1570, die PRIVAT-DESCHANELLES ET FORILLON erwähnt, unrichtig ist. Dagegen mögen 1670, als nach SQUIER ein großer Ausbruch mit starkem Lavaerguß erfolgte, oder 1772 jene Ausfüllung des Kraters mit Lava und jene Terrassierung erfolgt sein, die dem Krater in der Hauptsache seine jetzige Gestalt verliehen haben.

Überblicken wir noch einmal die obigen Darlegungen im Ganzen, so müssen wir zugeben, daß die Spanier des

<sup>1</sup> Nach GOMARA I. p. 282 II.



16. Jahrhunderts gute Beobachter waren und uns ein lebensvolles, wenn auch nicht ganz vollständiges Bild einer höchst interessanten Episode aus der Geschichte des Masaya-vulkans gegeben haben. Auch erweisen sich ihre Kenntnisse der vulkanischen Erscheinungen und Produkte als nicht so geringfügig, als manche vielleicht anzunehmen geneigt sein mochten.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

## 23. Ueber einen manganhaltigen Diopsid aus dem Radautal bei Harzburg.

Von

**J. Uhlig** in Bonn.

Über das Vorkommen eines blaßrötlichen Pyroxens im Prehnitgabbro an der Nephritfundstelle dicht bei der Molkenhäuser Chaussee im Radautale hatte ich bereits kurz berichtet (7. p. 2). Da ich qualitativ nennenswerte Mengen von Mangan in dem Mineral feststellen konnte, nannte ich es kurz „Schefferit“, womit man bekanntlich zuerst Pyroxene mit 8—10 % Mn O von Langban in Schweden bezeichnet hat. Es gelang neuerdings eine etwas größere Menge des recht spärlichen Minerals zu sammeln, so daß eine Analyse ausgeführt werden konnte<sup>1</sup>. Diese ergab, daß der Mangan-gehalt nicht hoch genug ist, als daß der Name „Schefferit“ gerechtfertigt wäre. Vielmehr handelt es sich lediglich um einen etwas manganreicheren Diopsid.

Die mit 0,32 g Substanz ausgeführte Analyse ergab folgende Werte:

<sup>1</sup> Außer von mir selbst gesammeltem Material diente auch von Herrn Dr. J. FROMME in Egelu in dankenswerter Weise zur Verfügung gestelltes Material hierzu.

SiO <sub>2</sub> . . . . .	51,92
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,54
FeO . . . . .	6,16
MnO . . . . .	1,08
MgO . . . . .	12,49
CaO . . . . .	24,76
Glühverlust . . . . .	0,44
Sa. . . . .	<u>99,70</u>

Alkalien wurden nicht bestimmt; alles gefundene Eisenoxyd wurde auf FeO umgerechnet.

Die Zusammensetzung ist die eines Diopsids. Der MnO-Gehalt ist entschieden zu gering, als daß das Mineral als ein „Mangandiopsid“ aufgefaßt werden könnte und den Namen Schefferit verdiente. Es ist hierzu zu bemerken, daß der manganhaltige Pyroxen im Präparat in wechselnder Intensität gefärbt ist und daß die kräftiger roten Stellen nur die Kerne von Individuen bilden, während nach dem Rande zu ein allmählicher Übergang in ungefärbten Pyroxen stattfindet. Der MnO-Gehalt der Analyse stellt also nur einen Mittelwert dar. Zum Vergleich führe ich an, daß der „Schefferit“ von Langban in Schweden 8—10 % MnO (cf. 4. p. 235, 236; 2. p. 487—506 und 1. p. 167, 168), ein „Zinkschefferit“ von Franklin Furnace (New Jersey) 5,31 % MnO (8. p. 148—151), der sog. „Anthochroit“ von Wermland in Schweden 3,4 % MnO (3. u. 5) enthält. Der letztere ist rosa bis violett gefärbt, ist aber besonders charakterisiert durch einen beträchtlichen Gehalt an Alkalien (6,8 %). In diese Reihe nach abnehmendem Mangangehalt würde hier das Harzburger Mineral mit 1,08 % MnO einzureihen sein. Man kann schon den Namen „Anthochroit“ für überflüssig halten. Das Harzburger Mineral steht aber chemisch einem Diopsid so nahe, daß eine andere Bezeichnung ganz überflüssig wäre. Es ist also ein blaßrötlicher Diopsid.

Das Mineral fand sich an der genannten Fundstelle

bisher ausschließlich in dem im Harzburgit auftretenden, 20—30 cm mächtigen Gang von Prehnitgabbro. Der Mineralbestand dieses Gesteins<sup>1</sup> ist folgender: Prehnit ( $2V = 67\frac{1}{2}^\circ$ ), Diallag, braune Hornblende ( $n = 1,63$  ca.,  $\gamma - \alpha = 0,022$ ,  $2V = 86\frac{1}{2}^\circ$ ), strahlsteinartige Hornblende, sekundärer farbloser und rötlicher Pyroxen, ein wenig Biotit, Chlorit, Titan-eisen, Apatit und Epidot (?). Der rötliche Diopsid tritt im Gestein in zweierlei Weise auf. Einmal findet er sich nesterweise innerhalb der Prehnitaggregate oder mit besonderer Vorliebe an der Grenze von Prehnit und brauner Hornblende. Er bildet hier etwa 0,1 mm dicke und 0,5—0,75 mm lange Stengelchen, die gewöhnlich etwas divergentstrahlig gegeneinander gestellt sind. Weiterhin tritt er entweder für sich allein oder mit Prehnit zusammen in 1 mm starken, blaßrötlichen Äderchen im Gestein auf. Hier sind seine Individuen meist viel kleiner, nach Hundertstelmillimetern messend, seltener sind größere Stengelchen bis 0,1—0,2 mm dick und bis 0,5 mm lang). Zweifellos ist er ein sekundäres Mineral.

Im übrigen konnten für den rötlichen Diopsid folgende Eigenschaften ermittelt werden:

Kristallographische Begrenzung ist u. d. M. nicht erkennbar. Spaltbarkeit schlecht nach  $\infty P(110)$ . Die Spaltstücke sind von unebenen Flächen begrenzt, die in Wirklichkeit vizinal zu (110) liegen, so daß z. B. mit Schimmerablesung für den Prismenwinkel 83 bzw.  $97^\circ$  (statt 87 bzw.  $93^\circ$ ) gefunden wurde. Dies zeigt, mit welchen Fehlern die Bestimmung der Auslöschungsschiefe gegen die prismatischen Spaltrisse behaftet ist. Auch für andere Pyroxene hat das Gesagte im allgemeinen Geltung.

<sup>1</sup> Eine genauere petrographische Beschreibung habe ich früher gegeben (6. p. 84, 85). Die hier in Klammer beigefügten Angaben sind neu festgestellt.

Spez. Gewicht = 3,30—3,33. Mittlerer Brechungs-  
exponent = 1,68 ca. (nach der Einbettungsmethode). Doppel-  
brechung hoch, im ca. 0,04 mm dicken Präparat gehen  
die Polarisationsfarben bis zum Grün dritter Ordnung;  
 $c : c = \text{ca. } 45^\circ$ . Im über 0,05 mm dicken Präparat zeigen  
intensiver gefärbte Individuen den Pleochroismus;  $a = \text{rosa}$ ,  
wenig heller als  $c$ ,  $b = \text{blaß rötlich bis fast farblos}$ ,  $c = \text{röt-}$   
 $\text{lich lila}$  (etwa wie Herbstzeitlose gefärbt). Es finden sich  
alle Übergänge durch blässere Färbungen zu farblosem  
Pyroxen. Im Dünnschliff von normaler Dicke (0,04 mm)  
treten höchstens blaßrötliche Farben auf.

### Benutzte Literatur.

1. DES CLOIZEAUX, M., Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux. 1867.
2. FLINK, G., Studien über schwedische Pyroxenmineralien. Zeitschr. f. Krist. **11** (1886). p. 449—530.
3. ISELSTROEM, L. J., Anthochroit, ein neues Mineral von der Braunitgrube bei Jakobsberg, Gouv. Wermland, Schweden. N. Jahrb. f. Min. etc. 1889, 2. p. 36—39.
4. MICHAELSON, J., Schefferit, eine neue Augitart von Langbanshytta. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1864. p. 235, 236.
5. SCHUSTER, M., TSCHERM. Min. u. petr. Mitteil. **7** (1885). p. 443.
6. UHLIG, J., Nephrit aus dem Harz. N. Jahrb. f. Min. etc. 1910, 2. p. 80—103.
7. — Über Schefferit von Harzburg. Abhandl. Naturhist. Vereins f. preuß. Rheinlande. **69** (1913). Sitzungsber. A. p. 2.
8. WOLFF, J. E., Hardystonit und Zinkschefferit von Franklin Furnace, New Jersey. N. Jahrb. f. Min. etc. 1902, 1. p. 175. (Ref.)

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

## 24. Der Nephrit von Harzburg.

Von

**J. Uhlig** in Bonn.

Mit 1 Textfigur.

---

Den Nephrit von Harzburg habe ich im Jahre 1910 petrographisch untersucht (Lit.-Verz. **18**, **19**). Hierbei habe ich mich auch ausführlich über seine Entstehung geäußert. Inzwischen war ich in jedem Jahre an der betreffenden Fundstelle im Forstort Koleborn, um meine früher geäußerten Ansichten nachzuprüfen und durch weitere Beobachtungen ergänzen zu können. Außerdem habe ich auch an dem nicht weit entfernten Forstort Baste, von wo die ältere Literatur aus der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts bereits Nephrit angibt, nach ähnlichen Vorkommnissen gesucht (vergl. den kurzen Bericht **20**). In der Zwischenzeit erschienen dann eine Anzahl Arbeiten über Nephrite aus anderen Gebieten, die zu verschiedenartigen Ansichten über seine Entstehung führten. Speziell über das Harzburger Vorkommen äußerte neuerdings J. FROMME in einer kurzen Publikation (**8**) wesentlich andere Ansichten, als ich sie früher ausgesprochen hatte. Dies veranlaßt mich, nochmals ausführlicher auf den Nephrit von Harzburg zurückzukommen.

## 1. Bisherige Ansichten über die Entstehung des Nephrits von Harzburg.

Zur Orientierung möchte ich zunächst meine eigenen Anschauungen, wie ich sie an den zitierten Stellen geäußert hatte, kurz zusammenfassen. Ich hatte dort weniger Wert darauf gelegt, die eigenartige Metamorphose, die zur Bildung des Nephrits führte, mit irgendeinem der bekannten Namen zu benennen. Vielmehr kam es mir, entsprechend einem neuerdings sich immer mehr geltend machenden Grundsatz, wesentlich darauf an, auf die chemischen und physikalischen Faktoren bei dieser Metamorphose aus dem jetzigen Befunde zu schließen, soweit dies möglich ist.

1. „Strahlstein bildet sich bekanntlich unter recht verschiedenen Bedingungen und kann seine Entstehung kontaktmetamorphen, postvulkanischen und dynamometamorphen Prozessen verdanken. Für das Zustandekommen reiner Strahlsteingesteine (Nephrit) scheint in der Hauptsache das chemische Mischungsverhältnis ausschlaggebend zu sein“ (18, p. 18). Aus dem mikroskopischen Befunde schloß ich, daß den ersten Anlaß zu der Bildung des Harzburger Nephritganges ein im jetzt serpentinierten Nebengestein aufsetzender Gang von plagioklasarmem Gabbro, also ein pyroxenreiches Gestein, gab. Es wurde innerhalb der Gangspalte zusammengestaucht und mit Serpentinmaterial verknetet. Aus dem relativ kalkreichen Gabbro- bzw. Pyroxenmaterial und dem magnesiareichen Serpentin ergab sich die geeignete chemische Mischung für die Bildung des in bezug auf diese Stoffe in der Mitte stehenden Nephrits.

2. Bei der Bildung des Nephrits spielte Wasser eine große Rolle. Der nephritische Filz enthält so ca. 3 % Wasser, das z. T. erst bei Gebläsetemperatur entweicht. Außerdem finden sich in seiner Begleitung

Mineralien mit chemisch gebundenem Wasser, z. B. Chlorit. Alles weist darauf hin, daß dieses Wasser von der Wasserentbindung der erstarrenden Eruptivmassen, nämlich „bei der Festwerdung des Gabbros, vielleicht auch des benachbarten, fast gleichaltrigen Brockengranits“ (18, p. 18), herührt. Es handelt sich also um wässerige Prozesse bei höherer Temperatur, wie sie für die „postvulkanischen Prozesse“ charakteristisch sind. Über die Höhe der Temperatur habe ich mich an jener Stelle nicht weiter geäußert.

3. Der Nephritgang zeigt überall die deutlichsten Spuren erlittener Stauchungen und Pressungen. Ein sicherer Anhalt für die Ursache dieser nur auf eng begrenztem Raume auftretenden Druckerscheinungen läßt sich schwer finden. Mir erschien als die „plausibelste“ Deutung (19, p. 100), diese Druckvorgänge auf die Schwellung zurückzuführen, die bei der Bildung des benachbarten Serpentin durch Wasseraufnahme stattfand, wie dies zuerst STEINMANN für den ligurischen Nephrit angenommen hatte.

Zu einer anderen Deutung gelangte, wie erwähnt, J. FROMME. Seine Ausführungen knüpfen an eine neuerdings von ihm gemachte geologische Beobachtung an (8, p. 18). „Der große Nephritgang wird nämlich in den sichtbaren oberen Teilen von einem etwa 1—2 Fuß mächtigen Prehnitgabbrogange quer getroffen, und dieser Gabbrogang setzt nach einer Verwerfung von etwa 2 m Sprunghöhe auf der anderen Seite des Nephritganges hangaufwärts ungefähr in gleicher Richtung fort. Der Nephritgang bildet also den Verwerfer vom Gabbrogange.“ Er bildet mit den vielen schmalen Asbest-Nephritgängen in seiner Nachbarschaft „ein einziges System von jüngeren Verwerfungsspalten, und die Nephritisierung hängt mit den Verwerfungen ursächlich zusam-



m e n. Die KALKOWSKY'sche Hypothese, daß der Nephrit an die Nachbarschaft von Verwerfungen gebunden sei, rückt also bei unserem Vorkommen in den Vordergrund.“

Im übrigen hat J. FROMME über die Entstehung des Harzburger Nephrits folgende Vorstellung gewonnen: „Die Serpentinisierung bewirkte eine Schwellung des Peridotitgesteins und äußerte ihre Druckwirkungen nach allen Richtungen hin. Der Vorgang ist vergleichbar mit dem Löschen von Stücken gebrannten Kalkes, welche dabei quellen und zerfallen; vielleicht ist in ähnlicher Weise das Peridotitgestein bei der Serpentinisierung in Brocken zerfallen. Infolge der Schwellung wäre dann auch der große Gabbrogang, der aus einer langen Kette nebeneinander liegender Brocken besteht, zerrissen. An den zahlreichen, z. T. wenige Zentimeter schmalen und mehrere Meter langen Nephritgängen sieht man nichts von Zerreißung; sie sind vielmehr überall zusammenhängend und gleich breit. Die Verwerfungsspalten sind nach der „Ödemmetamorphose“ entstanden. Die Nephritisierung hat mit dieser also nichts zu tun. Strahlstein, Diopsid und Chlorit sind durch eine Art von Lateralsekretion in die Spalten eingedrungen und darin zum Absatz gelangt. Dabei lieferte der Harzburgit die Magnesia, der Gabbro den Kalk und die Tonerde. Strahlstein und Diopsid sind dabei oder auch später durch Gebirgsdruck längs des erwähnten Spaltensystems zu Strahlsteinfilz und Carcaro zerdrückt und gleichzeitig mit Chlorit zu streifigen Aggregaten zusammengepreßt worden. Von den Gabbrogängen her verschleppte und in die Spalten eingequetschte Brocken von Gabbro sind hie und da mit verkntet worden.“

Die Beobachtung J. FROMME's, daß der Nephritgang

als Verwerfer des Gabbroganges auftritt, ist von entschiedener Wichtigkeit. Ich konnte mich durch neuerdings vorgenommenen Besuch der Fundstelle von der Richtigkeit dieser Beobachtung überzeugen. Mir ist die Tatsache seinerzeit entgangen, da die Kreuzungsstelle der beiden Gänge ziemlich weit oben an der Böschung liegt und nicht ohne Gefahr zugänglich ist. Außerdem ist der Aufschluß an der Böschung durch Überschüttung von oben her gewöhnlich wenig übersichtlich, so daß man erst durch Abgraben das zu beobachtende herauspräparieren muß.

## **2. Relikte von Pyroxenit (Carcaro) im Nephritgang.**

J. FROMME wendet sich u. a. gegen meine Annahme, daß eine Verknetung von Gabbro- und Serpentinmaterial stattgefunden habe, und bemerkt dazu, daß eine Verknetung innerhalb der Gangspalte kaum in solchem Umfange möglich sei, daß davon die Nephritbildung abhängig sein solle. Es mag vielleicht das Wort „Verknetung“ eine etwas übertriebene Vorstellung erwecken. Daß jedoch eine außerordentlich intensive Vermengung verschiedener Gesteinsmaterialien stattgefunden hat, davon kann man sich leicht überzeugen beim Durchschneiden von Nephritblöcken, die der ganzen Gangbreite entsprechen. Besonders beim Anebnen der Schnittflächen erkennt man in der Mitte oder auch mehr am Rande der Gangmasse weißliche bis gelbliche Fasern und vielfach zerrissene, tief eingeschnittene Lagen, die sich u. d. M. gewöhnlich als fast reiner Pyroxenfilz erweisen. Die Hauptmasse des Ganges wird durch heller oder dunkler grünen Nephrit gebildet, in dem dann meist auch chloritische Fasern und Strähnen liegen. Eine derartige von mir gesammelte Nephritstufe ist im Bonner Mineralogischen Museum öffentlich ausgestellt. Der Quer-

schnitt entspricht zwar nicht der ganzen Gangmächtigkeit von 20 cm, beträgt aber immerhin 12—15 cm. Am Rande ist dunkelgrüner Nephrit, dem wenig Chlorit oder Serpentin zugemengt ist, vorhanden. In der Mitte wechseln weiße bis gelblichweiße Pyroxenpartien mit hellgraugrünem Nephrit unregelmäßig strähnig ab, so daß eine bis 6 cm breite hellfarbige Mittelpartie entsteht, die sich in mehrere Zipfel zuschärft. An einer bestimmten Stelle besteht die Stufe in ihrer ganzen Breite nur aus Nephrit. An der einen



Fig. 1. Eine zerpreßte, teilweise in eckige Bruchstücke zerfallene Lage von weißem Carcaro im dunkleren Nephrit. ( $\frac{1}{2}$  nat. Größe.)

Flanke ist ein Teil der Gangmasse abgebrochen, so daß sie nicht in ihrer ganzen Mächtigkeit vorliegt. Einige haften-gebliebene Teile lassen erkennen, daß sie hier aus dem hellfarbigen, graugrünlichen Nephrit bestanden hat, der gewöhnlich knollige, wulstige oder strähnige Formen hat. Er sieht wie ein intensiv durchgekneteter, festgewordener Teig aus und stellt anscheinend den höchsten Grad von Durchknetung und Verarbeitung der Nephritmasse dar. U. d. M. erweist er sich als ideal reiner Strahlsteinfilz und von nahezu flaumiger Struktur. Ich werde weiter unten nochmals darauf zurückkommen.

Ein etwas geringeres Maß von Verknetung ist an der in Fig. 1 dargestellten Nephritstufe zu erkennen. Sie stellt ein Stück des Ganges von 7,5 cm Breite und 33 cm Länge dar und befindet sich im Geologischen Institut der Universität Bonn, dessen Direktor, Herr Geheimrat G. STEINMANN, mir gütigst die photographische Aufnahme und Wiedergabe gestattete. Ich möchte ihm auch an dieser Stelle dafür verbindlichst danken, ebenso dem früheren Assistenten, Herrn Dr. FELSCH, der mich bei der Aufnahme unterstützte. In der Abbildung sind die dunkleren Partien teils dunkelgrüner Nephrit, teils chloritische Lagen, in denen bisweilen Stellen vorkommen mit ganz ähnlichem Schiller, wie ihn die Schillerspäte im Harzburgit zeigen. Die hellen Gesteinspartien sind Pyroxenfilz, Carcaro. Namentlich im oberen Teile des Blockes ist er reichlich vorhanden, und man erkennt wohl auch in der Abbildung deutlich, daß eine ursprünglich zusammenhängende Masse in viele Teile zerdrückt worden ist. Zwischen diese Teile hat sich grüne Nephritmasse eingezwängt. Namentlich oben in der Mitte sind scharfkantige Bruchstücke des Pyroxengesteins zu erkennen.

Ich bemerke noch ausdrücklich, daß in allen Fällen, wo derartige Stücke des Nephritganges senkrecht zum Salband durchgeschnitten worden sind, im Innern mehr oder weniger umfangreiche Carcaropartien zum Vorschein kamen, und zwar handelte es sich um Stufen aus verschiedenen Teilen des Ganges. Es kann sich also sicherlich nicht bloß, wie J. FROMME annimmt, um einige von oben her aus dem Gabbrogang in die Verwerfungsspalte hineingeratene Bruchstücke handeln.

Untersucht man u. d. M. die Grenze derartiger eingeschlossener Carcaropartien gegen den Nephrit, so sieht man, wie die im Gegensatz zu dem wirrfaserigen Nephrit-

filz mehr feinstengeligen Pyroxenaggregate am Rande wie zerzupft aussehen. In vielen spitzen Vorsprüngen und von allen Seiten dringt der Nephrit in den Carcaro ein, während im Nephrit in der Nähe der Grenze noch geringe Relikte von Carcaro inselartig liegen. Es ist dies ein ganz typischer Anblick, aus dem unmittelbar hervorgeht, daß sich der Nephrit auf Kosten des Pyroxens gebildet hat.

Eine intensive Vermengung von verschiedenartigem Gesteinsmaterial und Verarbeitung zu Nephrit innerhalb der Gangspalte steht nach dem Gesagten wohl außer Zweifel. Es fragt sich nur, welche Ausgangsmaterialien sind für die Nephritbildung verwendet worden?

FROMME nimmt an: „Strahlstein, Diopsid und Chlorit sind durch eine Art von Lateralsekretion in die Spalten eingedrungen und darin zum Absatz gelangt.“ Zur Unterstützung dieser Ansicht wird auf das „Vorkommen z. T. recht mächtiger Gänge von Strahlstein, Pyknochlorit und Stilpnomelan am Schmalenberge“ hingewiesen. Ein eigentlicher Beweis wird nicht angeführt.

Ich will nicht leugnen, daß es bei Harzburg Strahlsteingänge von gleicher Mächtigkeit wie am Nephritgang (20 cm) gibt. Mir sind nur solche von wenig Zentimeter Dicke bekannt. Es sind dies Asbestabsätze, wo die Faserrichtung senkrecht zu den Gangwänden steht, im Gegensatz zu den Asbestgängen in der Nähe des in Rede stehenden Nephritganges, wo die Längsrichtung der Fasern parallel zu den Salbändern liegt und die nichts anderes sind, als zu Asbest aufgelockerter parallelfaseriger Nephrit. Dagegen scheint Diopsid als wässriger Absatz auf Spalten im Harzburger Gabbrogebiet nicht bekannt zu sein, wie überhaupt Diopsid als wässrige Bildung bekanntlich nur selten auftritt. In LÜDECKE, Die Minerale des Harzes, p. 498—509, finde ich jedenfalls keine diesbezügliche Angabe.

Dagegen möchte ich auf meine früheren ausführlicheren petrographischen Untersuchungen hinweisen, wonach im Nephrit Relikte von brauner Hornblende und Diallag gefunden wurden, ferner, namentlich in den chloritischen Lagen, ziemlich reichlich brauner, chromhaltiger Spinell (**19**, p. 93—96). Diese Mineralien verweisen darauf, daß wesentlich eruptives Material, wie es für das Harzburger Gabbro-Serpentingebiet charakteristisch ist, zur Nephritbildung verarbeitet worden ist. Namentlich der Chromspinell ist ein Mineral, das wohl überhaupt noch nicht als Absatz auf Spalten infolge Lateralsekretion bekannt geworden ist.

Früher hatte ich angenommen, daß ein Gang von plagioklasarmem Gabbro, der mit dem benachbarten Harzburgit verknüftet wurde, vorwiegend das Material zur Nephritbildung hergegeben habe. Die neuerdings vorgenommenen Untersuchungen haben mich jedoch zu der Überzeugung geführt, daß ein noch basischerer Gang, etwa ein Pyroxenit, dessen Reste in allerdings ebenfalls schon umkristallisierter Form in den weißen bis gelben Carcaroeinschlüssen vorliegen, das vorwiegende Ausgangsmaterial gewesen ist. Bekanntlich ist die Ansicht, daß in den Nephriten umgewandelte Websterite oder Diopsidfelse vorliegen, zuerst von STEINMANN (**17**, p. 11) in bezug auf das ligurische Vorkommen geäußert worden. Ich war zu meiner früheren Ansicht, daß Gabbro verarbeitet worden sei, dadurch gelangt, daß sich in Begleitung des Nephrits ein zu einem Pyroxen-Prehnitgestein (**19**, p. 96) umgewandelter Gabbro in geringer Menge vorfand, der also petrographisch dem grobkörnigen Prehnitgabbro entspricht, den der Nephritgang durchsetzt. Dieses von mir a. a. O. als Prehnit-Carcaro bezeichnete Gestein konnte ich bei der neuerdings vorgenommenen Untersuchung in keinem einzigen Falle in den hellfarbigen Carcaroeinschlüssen innerhalb der Nephritmasse

wiederfinden. Vielmehr bestanden diese fast ausschließlich aus Pyroxenfilz. Es mag daher wohl das gabbroide Gestein mehr zufällig mit dem Nephrit zusammengeraten sein. Gabbro findet sich ja in unmittelbarer Nähe, wenn auch der vom Nephritgang durchsetzte und verworfene Gang von Prehnitgabbro im allgemeinen grobkörniger und pyroxenärmer zu sein pflegt. Es lag nun nahe, nach dem unveränderten oder doch weniger stark metamorphosierten Ausgangsgestein zu suchen, und ein solches fand sich denn auch in unmittelbarer Nähe des Nephritganges.

### 3. Die benachbarten Gänge von Gabbropegmatit und Pyroxenit.

Zur allgemeinen Orientierung möchte ich vorher kurz auf die geologischen Verhältnisse der Nephritfundstelle und ihrer Umgebung eingehen. Ich schließe mich dabei vorwiegend an die bekannten, maßgebenden Arbeiten O. H. ERDMANNSDÖRFFER'S (2, 3, 4) an. Der Nephrit findet sich an der großen Kehre der Fahrstraße, die oberhalb des Lohnbaches aus dem Radautale zum Molkenhaus führt, im Forstort Koleborn. Er tritt hier als etwa NNW.—SSO. streichender und ganz steil, fast senkrecht einfallender Gang von 20 cm Mächtigkeit im Harzburgit, bekanntlich einem Bastitserpentin oder ehemaligen Bronzitolivinfels, auf. Die Harzburgitmasse gehört einem System langgestreckter Schlieren von basischen Gesteinen, Harzburgiten und Olivinnoriten, innerhalb des Harzburger Gabbromassivs an, die im allgemeinen im Sinne des niederländischen Systems (NO.—SW.) streichen<sup>1</sup>. Verschiedenes deutet „auf ein gleichzeitiges Emporpressen des Magmas, in dem eine Differentiation zu mehr oder weniger basischen Teilmagmen

<sup>1</sup> Vergl. 2, p. 389 (hier ist irrtümlicherweise NW.—SO. statt NO.—SW. angegeben), ferner p. 312.

bereits stattgefunden hatte, so daß sie in ihrer Orientierung mehr von der emportreibenden Kraft als von den physikalischen Verhältnissen an ihrem Erstarrungsort beeinflußt wurden“. — „Diese angenommene Gleichzeitigkeit der Emporpressung involviert aber noch nicht die Gleichzeitigkeit der Erstarrung aller Gesteine: wir sehen vielmehr an zahlreichen Stellen in den Harzburgiten und Olivinnoriten Gänge eines meist grobkörnigen Gabbros. Es scheinen somit die basischen Massen zuerst erstarrt zu sein“ (2, p. 390). Ein derartiger Gabbrogang findet sich auch an der in Rede stehenden Lokalität. Es ist der bereits erwähnte, vom Nephritgange durchsetzte und verworfene Gang, der höher oben an der Straßenböschung mit zwischen 20 und 30 cm wechselnder Mächtigkeit und etwa W.—O.-Streichen etwas bogig verläuft. Ich hatte früher eine petrographische Beschreibung des Gesteins gegeben (19, p. 84, 85), auf die ich hier verweise. Es handelt sich um ein grobkörniges, ursprünglich sehr feldspatreiches Gestein. Jetzt ist der gesamte Plagioklas in Prehnit umgewandelt, daneben findet sich Diallag, braune Hornblende, ein wenig Biotit, Titan-eisen, Apatit, sekundärer farbloser und rötlicher manganhaltiger Pyroxen, Chlorit und Epidot (?). Das grobkörnige und ungewöhnlich leukokrate Gabbrogestein findet sich in dieser Ausbildung wohl kaum unter den ausgedehnteren Gabbromassen des Harzburger Gebietes wieder. Es dürfte also wohl nicht eine einfache Gabbroapophyse sein, sondern den ungewöhnlich zusammengesetzten, wenig mächtigen Nachschüben des größtenteils verfestigten Eruptivgesteins, also dem Gangfolge des Gabbros, angehören. Daher ist wohl auch der von mir bereits früher (19, p. 84) gebrauchte Name „G a b b r o p e g m a t i t“ durchaus angebracht. Unter diesem Namen finden sich bei ROSENBUSCH (14, p. 643) nur Labrador-Hypersthengesteine von der Paulsinsel und



aus dem südwestlichen Norwegen und ein ungewöhnliches Gestein aus dem Oberen Veltlin, bestehend aus Oligoklas, Quarz, Muscovit, Biotit, Almandin nebst etwas Apatit, Dumortierit, Chrysoberyll und sekundärem Chlorit, Zoisit, Epidot und Prehnit, angegeben. Diese Art der Ganggesteine scheint also noch wenig geklärt und untersucht zu sein. Der Harzburger Gabbropegmatit dürfte, abgesehen von seiner späteren Prehnitisierung, ein besonders typisches Glied dieser Gesteinsart darstellen.

Wie erwähnt wird der Gang von Gabbropegmatit durchsetzt vom Nephritgang, der bei einem Streichen von NNW.—SSO. fast saiger steht. Parallel mit dem Nephritgang finden sich, wenn man der Chaussee weiter nach aufwärts folgt, noch einige schmale fast ganz zu Asbest umgewandelte Nephrittrümer, in denen nur noch wenige kompakte Knöllchen erhalten sind. Diese Trümer haben nahezu das gleiche Streichen sowie das steile, fast vertikale Einfallen wie der größere Nephritgang. In einer Entfernung von ca. 10 m vom letzteren, die Chaussee aufwärts, findet sich außerdem ein hellfarbiger Gang von etwa 30 cm Mächtigkeit, ähnlichem Streichen (etwa N.—S.) wie der Nephritgang, aber weniger steilem Einfallen nach O. bei etwas gekrümmtem Verlauf. Das Gestein ist äußerlich matt, auf Bruchflächen staubig und sieht fleckig aus; weiße bis rötlich-weiße Flecken wechseln mit grünen bis bräunlichen verwaschen ab. Es macht den Eindruck eines etwas gepreßten Gesteins und ist von Klüften durchsetzt, die teils harnischartig aussehen, teils mit einem ölig glänzenden, schuppigen, dunkelgrünen bis braunen Belag bekleidet sind. An den Salbändern ist der Gang mit Asbest gesäumt. Das Nebengestein ist wie bei den übrigen Gängen Harzburgit mit deutlichen Schillerspäten.

Nach dem makroskopischen Aussehen könnte man an

ein etwas umgewandeltes gabbroides Gestein denken. Die mikroskopische Untersuchung zeigte, daß das Gestein an den typischen Stellen fast nur aus monoklinem Pyroxen und Chlorit (Klinochlor und Pennin) besteht, wozu noch Strahlstein (z. T. nephritartig), braune Hornblende, Biotit, brauner Spinell, Apatit und nicht sicher identifizierbare Mineralkörnchen von starker Lichtbrechung treten können.

Der Pyroxen ist im Dünnschliff farblos. Er ist durch seine allerdings schlecht entwickelte Spaltbarkeit mit rechtwinkligen Rissen in basalen Schnitten, seine bis  $45^\circ$  betragende Auslöschungsschiefe und die lebhaften Polarisationsfarben bis zum Ende der dritten Ordnung charakterisiert. Seine Aggregate sind bald nahezu parallelstengelig, wie ein zerdrücktes, größeres Individuum (Diallag?) aussehend, bald büschelig, radialstrahlig, am häufigsten aber feinschuppig, wirr gemengt und nephritartig dicht. Im letzteren Falle erscheinen sie etwas trübe und grau bis bräunlich. Es sei bereits erwähnt, daß die gleichen Strukturvarietäten auch im Pyroxenfilz innerhalb des Nephritganges auftreten. Schließlich tritt der Pyroxen noch in einzelnen farblosen Nadelchen im Chlorit auf, die 0,02—0,1 mm dick, bald gedrunken, bald schlank sind, nämlich bis  $\frac{1}{2}$  mm lang werden und dann quergegliedert sind.

Der Chlorit ist gewöhnlich fast farblos, nur in kleineren Flecken tritt braungrüne Färbung und Pleochroismus in helleren und dunkleren Tönen auf. Am häufigsten zeigt er graue, weiße bis gelbe Polarisationsfarben erster Ordnung, dabei ist  $n = 1,59$  bis  $1,60$  (nach der Einbettungsmethode). Hiernach ist er zum Klinochlor zu stellen; doch spricht die lichte Färbung dafür, daß es sich mehr um ein Übergangsglied nach Pennin handelt als um ausgesprochenen Klinochlor. Die Chloritaggregate bauen sich

aus kleinen Schüppchen auf, die ihrerseits wieder aus feinen, fächerig bis schlecht sphärolitisch gestellten Fäserchen zusammengesetzt sind. Man könnte danach an Serpentin denken. Hiergegen spricht jedoch der zu hohe, oben angeführte Brechungsexponent. Außerdem läßt sich beim Behandeln des Gesteinspulvers mit Salzsäure auf dem Wasserbad eine beträchtliche Menge  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in Lösung bringen. Die Fäserchen löschen etwa gerade aus; die Sphärolithe liefern daher ein parallel zu den Schwingungsrichtungen der Nicols liegendes Kreuz. Ganz ähnlichen farblosen Chlorit beschreibt KALKOWSKY (11, p. 316, 317). In der Längsrichtung der Fäserchen liegt die Richtung größter Elastizität. Neben diesem Klinochlor kommt auch eigentlicher Pennin mit blaugrauen bis blauen Polarisationsfarben vor. Stellenweise erscheint er geradezu isotrop. Seine Aggregate sind feinschuppig.

Im allgemeinen wiegt der Pyroxen vor dem Chlorit vor, bisweilen tritt der letztere sogar ganz außerordentlich zurück. Die Aggregate beider Mineralien sehen oft aus, als wären sie bei der Umkristallisation des Gesteins an die Stelle größerer Individuen getreten. Das Ausgangsgestein muß dann eine körnige Struktur besessen haben. Es ist bemerkenswert, daß auch bei der Umkristallisation die Textur regellos geblieben ist, daß also im allgemeinen keine parallele Anordnung der neugebildeten Mineralien festzustellen ist, wenigstens tritt die letztere nur in einer lokal entwickelten Abart auf, die unten noch zu besprechen ist.

Neben Pyroxen und Chlorit sind andere Mineralien sehr spärlich. Biotit findet sich vereinzelt in blaßbraunen, wohl nachträglich ausgebleichten Schüppchen; nur gelegentlich ist er noch etwas intensiver rötlichbraun gefärbt. Dann kommen geringe Reste von schwarzem Erz

vor, das unter Bildung von Leukoxen zersetzt wird. Vereinzelt stark licht- und doppelbrechende Körnchen von geringen Dimensionen sehen teils wie Titanit, teils mehr wie Epidot aus. Schließlich finden sich noch einzelne Körnchen von Apatit.

An manchen Stellen ist das Gestein offenbar durch dynamische Vorgänge beeinflusst. Es läßt sich leicht nach harnischartig ausgebildeten Flächen zerschlagen und hat ein eigentümliches, schuppiges bis wirr flaseriges Aussehen. Einzelne Stellen sehen fast nephritartig aus. U. d. M. erweisen sie sich vorwiegend als aus strahlsteinartiger Hornblende und Chlorit bestehend. Pyroxen konnte nicht aufgefunden werden. Die Hornblende, charakterisiert durch Spaltbarkeit, Auslöschungsschiefe unter  $20^\circ$  und Polarisationsfarben bis zur zweiten Ordnung, bildet seltener gedrungene Körner und Säulchen (isometrisch bis dreimal so lang als breit, 0,05—0,5 cm im Durchmesser), häufiger schuppige, büschelige bis nephritartig verfilzte Aggregate. Der Chlorit ist wieder fast farblos, nur stellenweise hell gelblichgrün oder auch gelblich (Imprägation mit Eisenhydroxyd?). Seine Polarisationsfarben sind teils bläulichgrau (Pennin), teils gehen sie bis zum Gelb I. Stellenweise ist er fast isotrop. Neben schuppigen Aggregaten fallen besonders faserige, parallelsträhnige auf. Es muß unentschieden bleiben, ob sich dann auch Serpentin beteiligt. An anderen Mineralien finden sich: brauner Spinell (Körner, Oktaeder, gar nicht spärlich), wenig Biotit (fast optisch einachsig, Pleochroismus gelblichbraun—farblos, stellenweise fast völlig gebleicht), gelegentlich blaßbraune Hornblende, in den strahlsteinartigen Amphibol übergehend, endlich kleine, stark lichtbrechende Körnchen, möglicherweise einem Titanmineral angehörend. Die Gesteinstextur macht einen sehr wirren Eindruck.

Überall finden sich strähnige, parallel struierte Partien, die aber wenig aushalten.

Es kann sich bei dem Gesteinsgang wohl nur um einen ursprünglich eruptiven Gang handeln, der nachträglich hydrochemisch umgewandelt ist ebenso wie der vorher besprochene Gabbropegmatit. Schon wenn man das für das bloße Auge recht kompakte Gestein in der Natur sieht, wird man nicht auf den Gedanken kommen, daß eine Spaltausfüllung durch Lateralsekretion vorliegt. Auch im ursprünglichen Gestein wird der Pyroxen das vorwiegende Mineral gewesen sein. Woraus der Chlorit entstanden ist, läßt sich nicht sicher sagen, da die Struktur seiner Aggregate keine Anhaltspunkte dafür gibt. Man könnte an Biotit denken, der in geringen Resten noch vorhanden ist. Möglicherweise sind aber auch andere Mineralien, etwa Olivin und Feldspat, mit verarbeitet worden. Der Spinell findet sich nur in den stärker veränderten, dynamisch beeinflußten Partien mit Amphibolgehalt, so daß er wohl eher aus einer eingepreßten und mit verarbeiteten Harzburgitlage stammt, als dem Gestein selbst angehört.

Um über die chemische Natur des Ganggesteins Klarheit zu erlangen, wurde eine Analyse (p. 466) ausgeführt. Hierzu wurde ein Gemisch gleicher Teile von einer pyroxenärmeren und einer pyroxenreicheren Gesteinspartie unter Ausschluß der deutlich gepreßten Stellen verwendet. Die Analyse folgt unter 1, unter 2 ist zum Vergleich die früher von mir mitgeteilte Analyse des weißen Pyroxens aus dem Prehnit-Carcaro (19, p. 97), unter 3 die des Harzburger Nephrits zugefügt (19, p. 90).

Die OSANN'schen Größen für das Ganggestein sind:

$$s = 45,77, A = 0,59, C = 3,03, F = 47,00, n = 8,0.$$

Die Formel ist demnach:

$$s_{46} a_0 c_1 f_{19} n_8.$$

	1.	2.	3.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	47,20	49,17	56,51
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,23	0,11	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,38	6,52	1,80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,03	—	Spur
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,49	0,59	—
Fe O . . . . .	5,96	7,07	4,38
Ni O . . . . .	—	0,07	0,03
Mn O . . . . .	0,33	0,80	0,06
Mg O . . . . .	17,94	10,14	21,32
Ca O . . . . .	17,97	22,91	12,72
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,48	0,30	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,17	0,08	—
H <sub>2</sub> O . . . . .	3,13	2,10	2,70
Feuchtigkeit . . .	0,17	0,43	0,28
Sa. . .	100,48	100,29	99,82

Sie verweist auf die Familie der Peridotite, Pyroxenite, Hornblendite etc. der OSANN'schen Einteilung, und zwar würde das Gestein dem Typus WEBSTER (Pyroxenit) zuzuweisen sein. Dessen Typenformel lautet (13, p. 436):  $s_{48.5} a_0 c_{0.5} f_{19.5}$ . Das Harzburger Gestein würde etwa in der Mitte stehen zwischen dem Pyroxenit Meadow mit:  $s_{48.5} a_0 c_{1.5} f_{18.5}$  und dem Pyroxenit Johnny Cake Road mit:  $s_{47} a_0 c_{0.5} f_{19.5}$ , welche diesem Typus zugehören. Freilich ist zu bedenken, daß das Gestein bereits chemisch umgewandelt ist, was sicherlich auf seinen Stoffbestand nicht ohne Einfluß geblieben ist. Doch wird die Änderung nicht so beträchtlich sein, daß nicht ein Rückschluß auf die chemische Natur des Ursprungsgesteins erlaubt wäre.

Vergleicht man die Analyse 1 des Gesteins mit der des Pyroxens 2, so ist eine gewisse Ähnlichkeit nicht zu verkennen. Dies ist ja nicht verwunderlich, da es sich um ein vorwiegend aus Pyroxen bestehendes Gestein handelt. Nimmt man an, daß aller Ca O-Gehalt der Analyse 1 im Pyroxen stecke und dieser die Zusammensetzung der Analyse 2 habe, so ergibt die Berechnung einen Pyroxengehalt von

78,4 %, während der Rest die Zusammensetzung eines Serpentin (Sp<sub>6</sub> At<sub>1</sub>) hat. Zur Prüfung, ob Chlorit oder Serpentin vorliegt, wurde das Gesteinspulver auf dem Wasserbad mit konzentrierter Salzsäure behandelt, wobei 2,94 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in Lösung gingen, also fast die Hälfte der gesamten Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Menge der Analyse. Unter Berücksichtigung dieser größeren Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Menge kommt dem Mineral die Zusammensetzung eines Klinochlors (Sp<sub>1</sub> At<sub>1</sub>) zu, womit dann auch vorzüglich der Brechungsexponent  $n = 1,59-1,60$  stimmt. Der Pyroxen im Gestein muß also etwas andere Zusammensetzung haben als derjenige der Analyse 2. Dagegen bleibt es zutreffend, daß das Gestein aus etwa  $\frac{4}{5}$  Pyroxen und  $\frac{1}{5}$  Klinochlor besteht. Es würde danach als Pyroxenit zu bezeichnen sein, wenn man nicht vorzieht, das hydrochemisch umgewandelte Gestein mit dem von KALKOWSKY vorgeschlagenen Namen „Carcaro“ zu bezeichnen.

Da der Nephritgang angenähert das gleiche Streichen und Fallen besitzt wie der Pyroxenitgang, da ferner beide Gesteine ähnliche chemische Zusammensetzung haben und da namentlich im Nephrit Reste eines Pyroxengesteins mit den gleichen Strukturen sich finden, wie sie auch im Pyroxenitganggestein zu konstatieren sind, so wird man nicht irre gehen in der Annahme, daß der Nephrit durch weitergehende, namentlich auch dynamische Metamorphose aus dem Pyroxenit entstanden ist. Namentlich spricht hierfür auch die Beobachtung, daß an gepreßten Stellen des Pyroxenitganges strahlsteinartige Hornblende, z. T. in nephritartig struierten Aggregaten, sich einstellt. Allerdings ist bei dem großen Nephritgange auch sicherlich mit eingequetschtes Material aus dem benachbarten Harzburgit verarbeitet worden, wie aus der oben beschriebenen, inhomogenen

Beschaffenheit der Gangmasse hervorgeht. Schon dadurch wird es verständlich, daß die Analyse 1 des Pyroxenits gegenüber der des Nephrits 3 gewisse Abweichungen erkennen läßt. Es ist weiter zu bedenken, daß die Analyse 3 seinerzeit von mir an einem aus ideal reinem Strahlsteinfilz bestehenden Nephritknöllchen ausgeführt wurde zum Beweise dafür, daß Nephrit vorlag.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß an der Nephritfundstelle eine Anzahl Gänge aus der Ganggefölgenschaft des Gabbros auftreten. Einmal handelt es sich um einen leukokraten Gabbropegmatit, auf der anderen Seite um ein als Pyroxenit zu bezeichnendes Gestein. In der Mitte zwischen beiden würde seiner Zusammensetzung nach ein normaler Gabbro stehen. Die basischen Gänge verlaufen nahezu senkrecht zum Gabbropegmatitgang. Anscheinend sind sie hier etwas jünger als der letztere. Daß sich die verschiedenen Gänge eines Ganggefölges durchkreuzen, ist ja eine vielfach zu beobachtende Erscheinung. Beide Gesteine sind nachträglich hydrochemisch umgewandelt. Im Gabbropegmatit ist es namentlich zur Bildung von Prehnit auf Kosten des Plagioklases, im Pyroxenit zur Entstehung von Chlorit gekommen, beim Hinzutreten dynamischer Einflüsse auch zur Bildung von strahlsteinartiger Hornblende bis zur Umbildung zu Nephrit.

#### **4. Die Rolle des Druckes bei der Entstehung des Nephritganges.**

Welcher Art sind nun die Druckvorgänge gewesen, die zur Nephritbildung beitrugen? Ich hatte an der früheren Stelle die Ansicht STEINMANN's (17, p. 12) für die „plausibelste“ erklärt, daß die Druckäußerungen hervorgerufen worden seien durch die Schwellung, d. h. die Volumzunahme



bei der Bildung des benachbarten Serpentin durch Wasseraufnahme. Ich begründete dies (19, p. 100) damit, daß „im Harzer Gabbrogebiet anderweitige Ursachen für stärkere Gesteinspressungen ausgeschlossen“ seien. Natürlich war mir das Vorhandensein von Verwerfungen bekannt, aber ich scheute mich, sie für die Entstehung eines Gesteins verantwortlich zu machen, das man lange Zeit unter die kristallinen Schiefer gerechnet hat. Andererseits ist es mehr als fraglich, ob überhaupt eine s t ä r k e r e Volumzunahme von 15—20 % (vergl. 17, p. 4) bei der Serpentinisierung stattfindet. Ich möchte in dieser Hinsicht ZIRKEL'S Ausführungen (22, p. 390) hier wörtlich wiedergeben. „Der chemische Prozeß bei der Serpentinisierung des Olivins ist nicht so ganz einfach, wie es auf den ersten Blick scheinen will. Handelte es sich allein um eine Aufnahme von Wasser, so müßte sich das Volumen dabei sehr vergrößern; daß dies aber nicht, oder nur in unerheblichem Maße geschieht, zeigen die Konturen der ausgezeichneten Pseudomorphosen und die Erscheinung, daß in dem serpentinischen Aderngeflecht die alten Olivinpartikel eines einzigen Individuums ihre Lage nicht verändert haben, wie ihre gleichmäßige Polarisierung erweist. Außer der Wasseraufnahme muß vielmehr auch eine Abscheidung von Mg O (sowie von Fe O) und wahrscheinlich von Si O<sub>2</sub> vor sich gehen.“ Der Überzeugungskraft dieser Ausführungen wird man sich kaum entziehen können, und es ist daher bei der Serpentinisierung eine Volumzunahme und ein damit zusammenhängender Schwellungsdruck höchstens in geringem Maße anzunehmen. Auch R. SCHREITER hat sich in ähnlichem Sinne geäußert (15, p. 84). Daß dagegen g e r i n g e r e Schwellungserscheinungen bei der Serpentinisierung des Olivins doch stattfinden, erkennt man wohl am deutlichsten an den regelmäßig radialen Sprungsystemen um die in

Serpentinisierung begriffenen Olivinkörner der Olivingabbros. Auch die in Serpentinegebieten besonders häufigen Rutschflächen und Quetschzonen könnten auf einen Zusammenhang mit einem derartigen Schwellungsdruck hindeuten. Dagegen kommt es offenbar nie soweit, daß, etwa wie bei der Hydratisierung des Anhydrits zu Gips, alle Hindernisse beiseite gedrängt werden und pseudoeruptive Lagerungsformen entstehen.

Da der Nephritgang als Verwerfer des Gabbroganges auftritt, gewinnt die von E. KALKOWSKY (11, p. 373) für das ligurische Vorkommen geäußerte Ansicht, daß der Nephrit an die Nachbarschaft von Verwerfungen gebunden sei, auch für den Harz Bedeutung, wie dies bereits FROMME betont. Freilich, KALKOWSKY spricht von Verwerfungen „in großer Zahl und mit bedeutenden Sprunghöhen“, bei der Verwerfung am Harzburger Nephritgang sind 2 m Sprunghöhe (!) zu konstatieren. Man sträubt sich unwillkürlich dagegen, daß ein so unbedeutender Vorgang ein so hochkristallines Gestein, wie den Nephrit, erzeugt haben soll, während sonst Verwerfungen mit außerordentlich viel größeren Sprunghöhen bloß bis zur Bildung von Harnischen, Rutschflächen, Reibungsbreccien und lettigen Kluftausfüllungen geführt haben. Vielleicht dürften die folgenden Beobachtungen einiges Licht auf den Vorgang werfen.

Der Nephritgang ist gegen sein Nebengestein außerordentlich ebenflächig abgegrenzt, und zwar haben diese Grenzflächen stets den Charakter von Harnischen. Zu oberst befindet sich eine braune firnisartige Schicht mit deutlicher Friktionsstreifung, darunter liegt eine Schicht von parallel-faserigem Strahlstein, der oft zu Asbest aufgelockert ist, dessen Fasern aber immer ihre Längsrichtung parallel zur Friktionsstreifung liegen haben. Ist diese oberste Lage teilweise abgeblättert, so kommen darunter noch weitere

Harnische zum Vorschein mit anders gerichteten Friktionsstreifen. An einem von mir gesammelten Nephritblock, der sich im hiesigen Mineralogischen Museum befindet, ist z. B. folgendes zu konstatieren. Auf der obersten firnisartigen Schicht sind 2 Parallelreihen von Friktionsstreifen zu erkennen, die einen spitzen Winkel von ca.  $15^{\circ}$  miteinander bilden, so daß es aussieht, als wäre die die Streifung hervorruhende Gebirgsbewegung in eine benachbarte Richtung übergeglitten. Unter der firnisartigen Deckschicht liegt eine ca. 1 mm dicke Lage paralleler Strahlsteinfasern, deren Längsrichtung dem einen System von Friktionsstreifen parallel geht. An einer Stelle kommt darunter eine weitere parallelfaserige Strahlsteinlage mit um ca.  $35^{\circ}$  gedrehter Faserrichtung zum Vorschein. Im ganzen ist dieser oberste Strahlsteinbelag  $1-1\frac{1}{2}$  mm dick. Diese obere Lage ist nun z. T. weggebrochen und darunter kommt ein weiterer Harnisch zum Vorschein mit einer bis 2 mm dicken Strahlsteinlage darunter, deren Streifung und Faserrichtung senkrecht steht zur Hauptfaserrichtung des obersten Belages. Teils liegt diese untere Schicht direkt unter der senkrecht dazu gefaserten oberen, teils ist noch eine einige Millimeter dicke Lage aus mürbem, serpentin- oder chloritartigem Material dazwischengeklemmt. An einem anderen Block (ebenfalls im hiesigen Museum) konnten vier übereinanderliegende Lagen von parallelfaserigem Strahlstein konstatiert werden, wobei die Faserrichtungen der obersten Lage mit denen der drei unteren die Winkel  $50^{\circ}$ ,  $90^{\circ}$  und  $0^{\circ}$  bildeten. Aus diesen Beobachtungen geht hervor, daß die am Nephritgang angreifenden Gebirgsbewegungen ihre Richtungen mehrfach geändert haben, aber immer so, daß die Bewegungsrichtungen etwa in derselben Ebene lagen. Es waren also m a h l e n d e Schollen, die das Material des Nephritganges verarbeiteten, und was wir jetzt als Verwerfung wahrnehmen,

stellt nur die Lage der gegeneinander bewegten Schollen im Moment des Stillstandes dieser Bewegungen dar. Natürlich fallen die jetzigen harnischartigen Salbänder nicht mehr mit der ursprünglichen Grenze zwischen Pyroxenit und Harzburgit zusammen, wenn auch der Nephritgang noch ungefähr die Stelle des ursprünglichen Pyroxenitganges innehat.

Noch eine weitere Beobachtung scheint mir mitteilenswert. Unter den verschiedenen Nephritvarietäten ist es besonders eine lichte grüne, grünlichgraue bis graue Abart, die das höchste Maß von Stauchung und Pressung erkennen läßt, während in der übrigen Gangmasse eigentlich nur durch die parallele Anordnung der Pyroxenit- und Chloritstrahlen der Einfluß richtender Kräfte sich deutlicher äußert. Diese Varietät ist vielfach strähnig und wulstig ausgebildet; aus ihr bauen sich auch die charakteristischen, wie abgedreht aussehenden Knöllchen auf, die innerhalb blätteriger und strähniger Nephrithüllen liegen. Es ist die Varietät, die KALKOWSKY's „knolligem und blätterigem Gangnephrit“ (11, p. 354) der Beschreibung nach entspricht. Nach KALKOWSKY ist für diese Abart charakteristisch eine sehr dichte Mikrostruktur, die in die „flaumige“ Struktur übergehen kann, wobei sehr häufig zugleich eine subparallele Lagerung der faserigen Elemente (p. 355) auftritt. Diese Strukturen finden sich nun in gleicher Weise bei der erwähnten lichten Varietät des Harzburger Nephrits. Sie besteht im Gegensatz zu den übrigen Nephritvarietäten aus ideal reinem Strahlsteinfilz. Wenn man die intensiven Stauchungen an dieser Varietät sieht, so kann man sich kaum des Eindrucks erwehren, daß hier eine u r s p r ü n g - l i c h z ä h - t e i g i g e M a s s e , etwa bei der Durchwässerung von feinstem Reibungsschutt (und zwar jedenfalls bei höherer Temperatur) gebildet, vorliegt, die dann eine

Rekristallisation zu nephritischem Filz durchmachte. So würde es sich auch am besten erklären, warum der benachbarte Serpentin, der sonst für Druckbeeinflussung so empfänglich ist, hier sehr viel weniger davon betroffen ist als der Nephrit.

Wie erwähnt streicht der Nephritgang NNW.—SSO., also etwa in hercynischer Richtung (NW.—SO.). „Nach der Erstarrung des Harzburger Gabbros, aber noch vor seiner völligen Abkühlung, trat auf der Linie vom unteren Oker-tal über Harzburg usw. bis an die Gegend der Steinernen Renne eine sehr intensive Bildung hercynisch gerichteter Spalten auf“ (ERDMANNSDÖRFFER, 2, p. 399). Die hercynische Richtung spielt dann auch bei den späteren Gebirgsbewegungen innerhalb des Brockenmassivs und der Harzburger Gabbromasse die dominierende Rolle. Die Nephritbildung dürfte daher wohl damit zusammenhängen. Inwieweit etwa Schwellungsdruck bei der Serpentinisierung mitgewirkt haben könnte, dafür ergibt sich kein Anhalt.

### **5. Postvulkanische Prozesse bei der Nephritbildung.**

Bereits in meiner früheren Arbeit hatte ich auf die große Rolle des Wassers bei der Bildung des Nephritganges hingewiesen, und zwar kann dieses Wasser nur von der Wasserentbindung der erstarrenden Eruptivmassen herrühren, entweder bei der Festwerdung des Gabbros oder des benachbarten, wenig jüngeren Brockengranits. Danach spielten „postvulkanische Prozesse“ eine vorwiegende Rolle bei der Nephritbildung. Nachdem früher FINLAYSON für manche Neuseeländer Nephrite (Ref. 6, p. 355) kontaktmetamorphe Entstehung angenommen hat, und neuerdings besonders L. FINCKH (5,) das Nephritvorkommen von Jordansmühl in Schlesien für ein Kontaktgestein erklärt hat, habe ich mir die Frage vorgelegt, ob nicht auch der Harzburger

Nephrit ein Kontaktprodukt des benachbarten Brockengranits sein könnte. Dagegen spricht nun mit aller Bestimmtheit, daß an den benachbarten Eruptivgesteinen keine mit Sicherheit für Kontaktmetamorphose sprechenden Veränderungen nachweisbar sind, während sie die entschiedensten Anzeichen hydrochemischer Metamorphose, wie sie für postvulkanische Prozesse charakteristisch ist, aufweisen. Hier ist besonders zu nennen die Prehnitisierung des Plagioklases im Gabbropegmatit, die Bildung von Chlorit im Pyroxenit- und Nephritgang, der hohe Wassergehalt von ca. 3 % des reinen Nephritfilzes (vergl. Analyse 3) und schließlich auch die Serpentinisierung des benachbarten Harzburgits selbst.

Es möge an dieser Stelle ein Hinweis auf die Nephrite anderer Fundstätten erlaubt sein. In HINTZE'S Handbuch (10, p. 1250—1253) weisen die angeführten Nephritanalysen größtenteils einen beträchtlichen Wassergehalt, 2—4½ %, in einem Falle sogar 5½ %, auf. Ein geringerer Wassergehalt ist jedenfalls seltener. Bei der Analyse des Harzburger Nephrits machte ich die Beobachtung, daß das Wasser erst bei ziemlich hohen Temperaturen entweicht. Nach Versuchen von ALLEN und CLEMENT (1, p. 317 ff.) ist derartiges schwierig austreibbares Wasser beim Tremolit mechanisch, nicht chemisch gebunden, und es ist bemerkenswert, daß es größtenteils wieder aufgenommen wurde beim sechstägigen Erhitzen des entwässerten Tremolitpulvers in einer Bombe mit Wasser bei 400°. Sollten nach dem Angeführten wässrige Prozesse bei höherer Temperatur, also hydrothermale oder postvulkanische Prozesse, nicht auch bei der Entstehung der Nephrite an anderen Fundorten eine große Rolle spielen? Es wird ja gegenwärtig wohl allgemein angenommen, daß die Serpentinisierung der Peridotitgesteine ein hydrothermaler Prozeß ist, und es ist bemerkenswert, daß keine andere

Gesteinsgruppe in so hohem Maße durch hydrothermale Vorgänge beeinflussbar ist wie gerade diese. Nimmt man aber an, daß die Bildung des Nephrits in einer ziemlich großen Zahl von Fällen hydrothermalen Natur ist, so ist es nicht auffallend, daß er sich so ganz vorwiegend, wenn nicht ausschließlich, als Begleiter des Serpentin findet, während doch sonst Strahlstein in anderer Ausbildungsweise verschiedenartige Möglichkeiten des Auftretens und der Entstehung zeigt.

Natürlich ist die Entstehungsweise nicht an allen Lokalitäten die gleiche. Besonders dürften größere Verschiedenheiten in bezug auf das Ausgangsmaterial bestehen, das zu Nephrit umgewandelt wurde. Allein für das Neuseeländer Vorkommen unterscheidet FINLAYSON vier Arten der Entstehung: 1. durch Uralitisierung von Pyroxen, 2. als Kontaktprodukt des Serpentin am Kalkkontakt, 3. als Umwandlungsprodukt von Olivin, und 4. als Produkt der Tiefenmetamorphose von Serpentin-Talk-Carbonatgesteinen. Es ist daher wichtig, daß die Genesis von Fall zu Fall genau studiert wird.

Was die kontaktmetamorphe Bildung betrifft, so ist zu betonen, daß die Kontaktmetamorphose im allgemeinen auf Verringerung des Wassergehaltes und die Herausarbeitung regelloser Texturen hinarbeitet. In bezug auf beide Punkte verhält sich der Nephrit im allgemeinen anders. Ganz besonders aber ist eine Tatsache im Auge zu behalten. Nach den wichtigen Untersuchungen von V. M. GOLDSCHMIDT über die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet sind die charakteristischen Mineralien der Kontaktgesteine v o r d e r v o l l s t ä n d i g e n E r s t a r r u n g des Tiefengesteins, in vielen Fällen sogar vor dem Beginn der Erstarrung gebildet worden (9, p. 107). Wenn nun nach L. FINCKH der Nephrit von Jordansmühl ein Kontaktgestein des benach-

barten in den Serpentin eruptiv eingedrungenen Granulits ist, so ist es andererseits auffallend, wenn man liest (5, p. 22): „Mit der Annäherung an den Nephrit ändert der Granulit, welcher im wesentlichen aus Quarz, monoklinem und triklinem Feldspat und spärlichem Glimmer besteht, seine Zusammensetzung in auffälliger Weise. Der Feldspat hat sich fast gänzlich in derben Epidot bzw. Zoisit umgewandelt; Quarz und Glimmer verschwinden, und als neuer Gemengteil tritt grüne faserige Hornblende hinzu.“ Es ist demnach gleichzeitig mit der Nephritbildung der Granulit, der also vollständig erstarrt sein mußte, hydrochemisch umgewandelt worden. L. ФІНЦКН zieht dann auch den Schluß: „Dafür, daß auch thermale Vorgänge eine bedeutungsvolle Rolle spielen, scheint mir die tiefgehende endogene Umwandlung des „Weißsteins“ von Jordansmühl in der Nähe des Kontakts zu sprechen.“ Dieser Schlußfolgerung wird man sich durchaus anschließen, nur ist dann nicht einzusehen, warum die Nephritbildung v o r w i e g e n d auf die Kontaktwirkung des Granulits zurückgeführt wird, wo doch der Nephrit und die hydrochemische Umwandlung des Granulits in so unverkennbarem Zusammenhange stehen.

Der Nephrit findet sich im allgemeinen nicht als Einlagerung innerhalb der eigentlichen kristallinen Schiefer, wie man seiner Struktur nach fast erwarten könnte, sondern, wie erwähnt, ganz vorwiegend, wenn nicht ausschließlich, zusammen mit Serpentinaen. Diese lassen gewöhnlich ihre eruptive Herkunft noch mit aller Bestimmtheit erkennen. Soweit Druck bei der Bildung des Nephrits in Betracht kommt, handelt es sich um ganz örtliche Vorgänge, so daß gewöhnlich nicht einmal die benachbarten Serpentine in nennenswerter Weise zu Serpentin-schiefern umgewandelt zu sein pflegen. Demnach dürfte der Nephrit höchstens in



einer geringen Zahl von Fällen als Produkt der Regionalmetamorphose oder der eigentlichen Dynamometamorphose anzusprechen sein.

## 6. Nephrit- und Pyroxenittrümer an der Baste bei Harzburg.

Mit einigen Worten sei noch auf das Vorkommen von Nephrit- und Pyroxenittrümmern an der bekannten Fundstelle Baste eingegangen. Dieses Vorkommen ist deshalb von Interesse, weil es bereits im Jahre 1834 von ZIMMERMANN<sup>1</sup> erwähnt wird (23, p. 174) mit den Worten: „Nephrit findet sich in etwa zollstarken Lagen auf und zwischen Serpentin, doch sehr charakteristisch, in der Baste des Zellerfelder Forstes.“ In einer Sammlung vom Jahre 1832 fand Herr Dr. J. FROMME ein als Nephrit von der Baste bezeichnetes Stück, an dem ich durch mikroskopische Untersuchung in der Tat Nephrit nachweisen konnte. Die Stufe besteht größtenteils aus Harzburgit, durch den dünne Trümchen von graugrünem Nephrit mit weißen streifigen Lagen von Pyroxenit in derselben Ausbildung wie im Nephrit von der Molkenhäuser Chaussee durchziehen. Auch etwas Chlorit fehlt nicht. Herr Dr. FROMME hat über dieses Sammlungsstück unter Benutzung meiner brieflichen Mitteilungen bereits kurz berichtet (8, p. 16). Bei einem Besuch der Lokalität im Jahre 1912 konnte ich wesentlich nur Pyroxenittrümer im Harzburgit feststellen, in denen nur gelegentlich auch papierdünne, nephritische Lagen auftraten. Ich fand sie um eine der jetzt mit Wasser gefüllten Gruben, in denen früher Harzburgit ausgebeutet wurde. Es liegen hier innerhalb einer jungen Fichtenanpflanzung noch allerlei Stücke

---

<sup>1</sup> Über die älteren, bis in das Jahr 1804 zurückzufolgenden Literaturangaben über Nephrit im Harzburger Forst vergleiche man E. SCHULZE (16, p. 448, 449, 593).

von grünschwarzem Harzburgit umher. Gelegentlich enthält er weiße, lichtgrüne bis graue Schnüre und Trümchen von Pyroxenit, die im Harzburgit meist mit harnischartigen Grenzflächen liegen. Sie sind bisweilen linsig aufgetrieben und werden bis 4 cm stark.

Die weißen Trümer bestehen u. d. M. ganz vorwiegend aus nephritartig dichtem, farblosen bis grauen Pyroxenfilz. Nur stellenweise treten etwas größere stengelige Pyroxenindividuen auf. Sonst ist zu konstatieren Biotit, teilweise noch kräftig rötlichbraun, an manchen Stellen deutlich in Chlorit übergehend. Sonst bildet Chlorit mit den Eigenschaften des Klinochlors hier und da etwas ausgedehntere Aggregate. Besonders bemerkenswert ist Titanisen in Form sechseckiger Täfelchen, wie an basalen Schnitten zu erkennen ist, während Vertikalschnitte die bekannten länglichen Schmitzen bilden. In einigen Körnchen kommt Apatit vor. Vereinzelt, stark lichtbrechende, lebhaft polarisierende und gerade auslöschende Säulchen sehen ganz wie Zirkon aus. Durch die weißen Trümer ziehen sich bisweilen quer schwärzliche Serpentinädern durch, wie man schon mit bloßem Auge erkennen kann. Es liegt im wesentlichen das gleiche Pyroxenitgestein vor, wie es auch an der Molkenhäuser Chaussee konstatiert wurde, nur teilweise in etwas besserem Erhaltungszustande. Manchmal ist der Pyroxenit hier ziemlich regellos struiert, in anderen Fällen wieder ausgesprochen langsträhmig. Dann wechseln mit den Lagen von Pyroxenfilz außer chloritischen Strähnen auch papierdünne Lagen von nephritischem Strahlsteinfilz ab, wie ich schon früher berichtete. Schließlich fand sich auch ein vorwiegend aus Chlorit bestehendes Trüm, dessen Aggregate regellos durchspießt werden von ziemlich langen und dünnen Pyroxenädern.

### Zusammenfassung.

1. Der Nephrit von Harzburg (Forstort Koleborn) tritt an einer Stelle im Harzburgit auf, wo dieser von Gängen aus der Ganggefölgenschaft des Gabbros, nämlich von Gabbropegmatit und Pyroxenit durchsetzt wird. Durch hydrochemische Metamorphose im Anschluß an postvulkanische Prozesse wurde der Gabbropegmatit zu Prehnitgabbro, der Pyroxenit zu einem chlorithaltigen Carcaro umgewandelt; wahrscheinlich erfolgten diese Vorgänge gleichzeitig mit der Umwandlung des benachbarten Bronzitoolivingesteins zu Serpentin (Harzburgit).

2. Traten zu den hydrochemischen Prozessen noch dynamische Vorgänge hinzu, so erfuhr der Pyroxenit eine besonders intensive Metamorphose zu Nephrit. Diese dynamischen Vorgänge sind ganz lokaler Natur und schließen sich an die Bildung hercynisch (NW.—SO.) gerichteter Spalten nach der Erstarrung des Gabbros an. Durch die mahlende Bewegung der angrenzenden Schollen wurden die Pyroxenitgänge unter gleichzeitiger Einpressung von Harzburgitmaterial auf das intensivste verarbeitet und dabei zu Nephrit umgewandelt. Wahrscheinlich hat das zu Nephrit verarbeitete Material vorübergehend eine zäh-teigige Beschaffenheit gehabt, entstanden durch die Durchwässerung von feinstem Reibungsschutt. So erklärt sich am besten die intensive Knetstruktur im Nephrit, von der der angrenzende Harzburgit nichts zeigt. Ob neben Schollenbewegung auch Schwellungserscheinungen bei der Serpentinisierung des angrenzenden Harzburgits die dynamischen Vorgänge mit veranlaßte, dafür ergibt sich kein Anhalt.

3. In ganz ähnlicher Ausbildung wie an der bekannten Fundstelle im Forstort Koleborn, nur in kleinsten Dimensionen, wurden Trümer von Pyroxenit bezw. Carcaro und Nephrit an der benachbarten Baste gefunden.

4. Eine Reihe von Gründen spricht dafür, daß ein großer Teil der Nephrite anderer Lokalitäten ebenfalls durch post-vulkanische Prozesse unter Hinzutreten dynamischer Vorgänge gebildet worden ist. Höchstens in der kleineren Zahl der Fälle dürfte der Nephrit durch Kontaktmetamorphose oder durch Regionalmetamorphose und Dynamometamorphose größeren Umfangs gebildet worden sein. Im übrigen scheinen in bezug auf die Genesis des Nephrits an den verschiedenen Fundstellen namhafte Unterschiede zu bestehen, besonders was das Ausgangsmaterial für die Nephritbildung betrifft.

### Benutzte Literatur.

1. ALLEN, E. T. und CLEMENT, J. K., Die Rolle des Wassers im Tremolit und gewissen anderen Mineralien. *Zeitschr. f. anorg. Chemie.* **68.** (1910.) p. 317 ff.
2. ERDMANNSDÖRFFER, O. H., Über Bau und Bildungsweise des Brockenmassivs. *Jahrb. Kgl. Preuß. geol. Landesanst.* **26.** (1905.) p. 379—405.
3. —, Die Einschlüsse des Brockengranits. *Jahrb. Kgl. Preuß. geol. Landesanst.* **32,** 2 (1911.) p. 311—380.
4. — u. SCHRÖDER, H., Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Lieferung 100, Blatt Harzburg (bes. p. 42, 49).
5. FINCKH, L., Zur Nephritfrage. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.* **64.** (1912.) p. 18—24.
6. FINLAYSON, A. M., The Nephrite and Magnesian Rocks of the South Island of New Zealand. *Quarterly Journ. Geol. Soc.* **65.** (1905.) p. 351—381. *Ref. N. Jahrb. f. Min. etc.* 1911. I. p. 352—356.
7. FROMME, J., Chemisch-mineralogische Notizen aus dem Radautale. *TSCHERMAK's Min. u. petr. Mitt.* **28.** (1909.) p. 305—328.
8. —, Der Harzburger Nephrit. *6. Jahresbericht d. Niedersächs. Geol. Vereins zu Hannover.* 1913. p. 16—19.
9. GOLDSCHMIDT, V. M., Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. *Kristiania* 1911.
10. HINTZE, C., *Handbuch der Mineralogie.* **2.** (1897.)
11. KALKOWSKY, E., Geologie des Nephrites im südlichen Ligurien. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.* **58.** (1906.) p. 307—378.
12. LUEDECKE, O., *Die Minerale des Harzes.* 1896.
13. OSANN, A., Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. *TSCHERMAK's Min. u. petr. Mitt.* **19.** (1900.) p. 351—469.
14. ROSENBUSCH, H., *Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine.* II, 1. (1907.)

15. SCHREITER, R., Nephrit von Erbdorf in der bayrischen Oberpfalz. Abh. d. Isis. Dresden. 1911. p. 76—88.
  16. SCHULZE, E., Repertorium der geologischen Literatur über das Harzgebirge. 1912.
  17. STEINMANN, G., Die Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungsmetamorphose. Verhandl. naturhistor. Vereins d. preuß. Rheinlande. **65**. (1909.) Sitzungsber. A. p. 1—14.
  18. UHLIG, J., Nephrit im Harz. Abhandl. naturhistor. Ver. d. preuß. Rheinlande. **67**. (1911.) Sitzungsber. A. p. 11—19.
  19. —, Nephrit aus dem Harz. N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. II. p. 80—103.
  20. —, Über angeblichen Nephrit von der Baste bei Harzburg. Über Schefferit von Harzburg. Abhandl. naturhistor. Ver. d. preuß. Rheinlande. **69**. (1913.) Sitzungsber. A. p. 1.
  21. WELTER, O. A., Ein Beitrag zur Geologie des Nephrits in den Alpen und im Frankenwalde. N. Jahrb. f. Min. etc. 1911 II. p. 86—106.
  22. ZIRKEL, F., Lehrbuch der Petrographie. **3**. (1894.)
  23. ZIMMERMANN, CHR., Das Harzgebirge. 1834.
-

## Ueber den Monazit von Dattas, Diamantina, Provinz Minas Geraes in Brasilien.

Von

**K. Busz** in Münster i. W.

Mit Tafel XXIII und 2 Textfiguren.

Die Diamantsande Brasiliens sind bekanntlich reiche Fundquellen zahlreicher seltener Mineralien. An mehreren Stellen ist in ihnen *Monazit* gefunden worden, nicht selten in wohlausgebildeten, wenn auch meist mehr oder weniger abgerollten Kristallen.

In den Diamantsanden von Dattas wurde er von O. A. DERBY<sup>1</sup> entdeckt und von H. GORCEIX<sup>2</sup> chemisch untersucht. Kristallographisch hat zuerst E. HUSSAK<sup>3</sup> dieses Vorkommen genauer beschrieben. Er schreibt über das Vorkommen: „Besonders reich an schönen, frischen, ca. 2 mm (selten 4 mm) großen, wohlausgebildeten Monazitkristallen von dunkelgelber bis orangegelber Farbe sind die Diamantsande der Umgebung von Diamantina, besonders Dattas und Rio Jequetinhonha; aus diesen wurden auch drei der besten Kristalle zur Messung ausgelesen.“

In den nachgelassenen Sammlungen von E. HUSSAK, die in den Besitz der Firma Dr. F. KRANTZ in Bonn über-

<sup>1</sup> Americ. Journ. of Science. **37**. p. 109. 1889.

<sup>2</sup> Ann. d. Esc. d. Minas Ouro Preto. **4**. p. 29. 1885.

<sup>3</sup> TSCHERM. Min. u. petr. Mitt. Neue Folge. **12**. p. 470. 1891.

gegangen sind, fand sich noch eine größere Anzahl von Kristallen dieses Fundortes, z. T. wesentlich größere, als oben angegeben, die augenscheinlich von HUSSAK zum Zwecke eines weiteren Studiums gesammelt und zurückgelegt worden waren, was durch seinen frühzeitigen Tod nicht zur Ausführung gekommen ist. Vor kurzem wurden mir diese Kristalle von Herrn Dr. KRANTZ zur genaueren Untersuchung zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen besten Dank ausspreche.

Der größte der mir vorliegenden Kristalle ist 11 mm lang, 7 mm breit und 3 mm dick, solche von 5—6 cm sind nicht selten, die meisten allerdings sind wesentlich kleiner, bis zu 2 mm und darunter. Alle Kristalle sind abgerollt, zuweilen, allerdings nur selten, bis zum vollständigen Verschwinden der Kristallflächen, die indessen bei vielen Kristallen noch genügenden Glanz besitzen, um zu kristallographischen Messungen verwendet werden zu können.

Was besonders an den Kristallen auffällt ist der hohe Grad von Durchsichtigkeit, der mich auch veranlaßt hat, eine genauere Untersuchung vorzunehmen, da ich hoffte, mit Hilfe dieses Materiales die optischen Eigenschaften des Monazites genauer feststellen zu können, über die bisher verhältnismäßig wenige vollständige Angaben vorliegen.

Jedoch auch die eingehendere kristallographische Untersuchung förderte einiges für dieses Vorkommen Neues, so daß es sich wohl lohnt, die Resultate hierunter anzugeben.

#### a) K r i s t a l l o g r a p h i s c h e s.

Über die Unregelmäßigkeiten in der Ausbildungsweise der Kristalle und über die häufig wiederkehrenden Abweichungen in den Resultaten der Messungswerte gleicher Kanten haben schon R. SCHARIZER<sup>1</sup> und O. POHL<sup>2</sup> speziellere

<sup>1</sup> GROTH's Zeitschr. f. Min. u. Krist. **12.** p. 259. 1887.

<sup>2</sup> TSCHERM. Min. u. petr. Mitt. **22.** p. 476. 1903.

Mitteilungen gemacht. Auch die Kristalle dieses Vorkommens zeigten ähnliche Erscheinungen, wie in der unten folgenden Winkeltabelle ein Vergleich der gemessenen mit den berechneten Werten zeigt. Auch hier treten Abweichungen zwischen Messung und Berechnung auf, die im Verhältnis zu der Güte der Flächenreflexe im Goniometer ungewöhnlich groß sind. Eine Regelmäßigkeit, die etwa auf die Zugehörigkeit zu einer anderen Symmetrieklasse hindeuten könnte, hat sich aber hierbei nicht feststellen lassen. Auch beziehen sich die betreffenden Erscheinungen in unserem Falle nur auf die Messungsergebnisse, die Ausbildung der Kristalle ist dagegen oft eine modellartige, abgesehen natürlich von den durch Abrollung gerundeten Kanten.

Viele Kristalle sind vollkommen ringsum ausgebildet, andere sind Bruchstücke von anscheinend ursprünglich ebensolchen Kristallen, auch gruppenweise Verwachsungen kommen vor.

Außer den von E. HUSSAK (l. c.) an den Kristallen dieses Fundortes beobachteten 8 Formen

$$\begin{array}{ll} a = (100) \infty P \infty & e = (011) P \infty \\ b = (010) \infty P \infty & u = (021) 2P \infty \\ l = (210) \infty P 2 & v = (\bar{1}11) P \\ x = (\bar{1}01) P \infty & z = (\bar{3}11) 3P 3 \end{array}$$

habe ich noch folgende 5 Formen bestimmen können:

$$\begin{array}{ll} m = (110) \infty P & r = (111) -P \\ c = (001) 0P & i = (211) 2P 2 \\ w = (101) -P \infty & \end{array}$$

Aus den zuverlässigsten Messungen:

$$\begin{array}{l} c : x = (001) : (10\bar{1}) = 37^{\circ} 10' \\ a : x = (100) : (10\bar{1}) = 39 \ 16 \ 30'' \\ e : e = (011) : (011) = 84 \ 6 \end{array}$$

wurde das Achsenverhältnis I berechnet:

$$\begin{array}{l} \text{I } a : b : c = 0,97224 : 1 : 0,92784; \quad \beta = 76^{\circ} 26' 30'' \\ \text{II} \quad \quad \quad = 0,96933 : 1 : 0,92558, \quad \beta = 76 \ 20 \ 10 \end{array}$$



Unter II ist das von V. KOKSCHAROW angegebene Achsenverhältnis zum Vergleich hinzugefügt. Ein Unterschied zwischen beiden ergibt sich erst in der dritten Dezimalen und beträgt für die a-Achse ungefähr drei, für die c-Achse wenig mehr als zwei Einheiten.

Die Ausbildungsweise der meisten Kristalle ist gewöhnlich tafelförmig nach dem Orthopinakoid, und nicht unähnlich derjenigen der Kristalle von Schüttenhofen, wie sie von R. SCHARIZER (l. c. Fig. 1) abgebildet sind, indem auch hier die Endigungen im wesentlichen von den Klinodomen

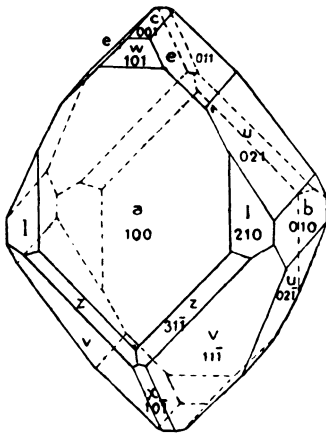


Fig. 1.

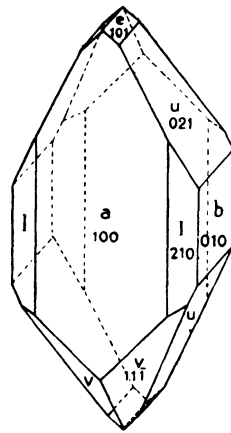


Fig. 2.

e (011) und u (021) und der positiven Hemipyramide v (111) gebildet werden, mit dem Unterschiede jedoch, daß hier in der Prismenzone fast immer nur das Prisma l (210) neben den beiden Pinakoiden auftritt und das Orthodoma w (101) entweder fehlt, oder doch nur mit kleinen Flächen auftritt. Diese Ausbildungsweise ist in der obenstehenden Fig. 1 dargestellt. Je nachdem die Flächen der Klinodomen und Pyramiden mehr oder weniger stark hervortreten erscheinen die Kristalle dick- oder dünntafelig.

Seltener zeigen die Kristalle den in Fig. 2 abgebildeten

Habitus. Außer den Flächen des Orthopinakoides sind die des Klinopinakoides in der Vertikalzone vorherrschend, so daß eine prismatische Gestalt von rechteckigem Querschnitt erzeugt wird, deren Kanten von den Flächen des dem Orthopinakoid naheliegenden Prismas  $l(210)$  abgestumpft werden. Die Endigung wird fast nur von den Flächen des steileren Klinodomas  $u(021)$  und der Pyramide  $v(\bar{1}11)$  gebildet und hat daher die Form einer ziemlich scharfen Spitze, die am oberen Ende durch nur kleine Flächen von  $e(011)$  abgestumpft wird.

Hinsichtlich des Auftretens der verschiedenen Kristallformen ist folgendes zu bemerken.

Vorherrschend und oft die Kristalle allein umgrenzend treten die Formen  $a(100)$ ,  $v(\bar{1}11)$ ,  $u(021)$  und  $e(011)$  auf, dazu an fast allen Kristallen das Prisma  $l(210)$ . Untergeordnet finden sich häufig die Flächen des Klinopinakoides  $b(010)$  und positiven Orthodomas  $P_{\infty}(\bar{1}01)$ , selten dagegen  $c(001)$  und  $w(101)$ . Die Pyramide  $z(311)$  wurde an mehreren Kristallen, und nicht selten mit großer Flächenentwicklung beobachtet. Nur an einem einzigen der gemessenen Kristalle wurden die 3 Formen  $m(110)$ ,  $r(111)$  und  $i(\bar{2}11)$  festgestellt, ihre Flächen waren eben und ziemlich glänzend ausgebildet und lieferten hinlänglich gute Reflexe, um ihre Symbole bestimmen zu können.

Zwillingskristalle gehören zu großen Seltenheiten. Zwar zeigten mehrere Kristalle Verwachsungen, die auf Zwillingsbildung hindeuteten, aber da sie stark abgerollt waren, ließen sich keine genaueren Bestimmungen ermöglichen. Nur einen einzigen wohlausgebildeten Kristall von nur 3 mm Größe fand ich, an dem deutlich die Zwillingsverwachsung zu erkennen war, und zwar ist es ein Durchwachsungszwilling mit der Fläche des Orthopinakoides als Zwillingssebene. Der Kristall zeigt den nach  $a(100)$  tafel-

förmigen Habitus, und weist außer den gewöhnlichen Formen l (210), e (011), u (021), v ( $\bar{1}11$ ) auch große Flächen von z ( $\bar{3}11$ ) auf. An einem Hauptindividuum erscheint, wie eine Lamelle in Zwillingstellung, an dem einen Ende das Zwillingindividuum, dringt durch den Kristall hindurch und tritt an dem anderen Ende an der entgegengesetzten Fläche von a (100) wieder heraus.

Die wichtigsten der gemessenen Winkel sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt, und die aus dem oben angegebenen Achsenverhältnis berechneten Werte hinzugefügt (die Fundamentalwinkel sind durch \* kenntlich gemacht):

	gemessen	berechnet
a : c = 100 : 001	76° 26' 30'' *	76° 26' 30''
a : l = 100 : 210	25 4	25 17 39
a : m = 100 : 110	43 45	43 23 5
a : v = 100 : $11\bar{1}$	61 24 30	61 30 16
a : r = 100 : 111	47 4	48 7 35
a : z = 100 : $31\bar{1}$	27 17	26 46 16
a : i = 100 : $21\bar{1}$	38 11	38 22 56
a : e = 100 : 011	79 53 45	79 58 39
a : x = 100 : $10\bar{1}$	53 40	53 28 44
a : w = 100 : 101	39 16 30 *	39 16 30
c : w = 001 : $101$	49 40	50 4 46
c : x = 001 : 101	37 10 *	37 10
c : e = 001 : 011	42 3 *	42 3 *
b : e = 010 : 011	47 58	47 57
b : u = 010 : 021	29 11	29 0 4
e : e = 011 : 011	84 6 *	84 6
u : u = 021 : $02\bar{1}$	58 25	58 0 8
e : v = 011 : $\bar{1}11$	39 11	38 31 5
e : r = 011 : 111	32 52	31 51 4
v : v = $11\bar{1}$ : $11\bar{1}$	73 20	73 25 12
v : i = $11\bar{1}$ : $21\bar{1}$	24 19	23 7 20
v : z = $11\bar{1}$ : $31\bar{1}$	35 23	34 44
z : z = $31\bar{1}$ : $3\bar{1}1$	36 13	35 40 50

Es ist anzunehmen, daß eine größere Anzahl weiterer Messungen wohl in vielen Fällen besser mit der Berechnung übereinstimmende Mittelwerte liefern würde, aber auf-

fallend bleibt die Tatsache, daß auch bei guten Messungsergebnissen große Unterschiede erhalten wurden. So z. B. wurde an vielen Kristallen der Winkel der Pyramide  $v : v$  bestimmt und ergab bei guten Signalen Werte die zwischen  $72^{\circ} 2'$  und  $73^{\circ} 20'$  schwankten, also mehr als ein Grad Differenz. Es scheint, daß manche Kristalle einen zonaren Aufbau haben, und es mag vielleicht möglich sein, daß dieser die Unregelmäßigkeiten in den Winkelwerten bedingt.

#### b) O p t i s c h e U n t e r s u c h u n g.

Alle Untersuchungen für die Bestimmungen der optischen Konstanten wurden mit Hilfe einer elektrischen Bogenlampe und vorgesetzten Farbfiltern für rotes, gelbes, grünes und blaues Licht angestellt. Die Farben entsprechen den Linien des Quecksilberspektrums für die Wellenlängen (zum Vergleiche füge ich die Wellenlängen der Linien von Lithium, Natrium, Thallium und Indium hinzu, da diese gewöhnlich für derartige Bestimmungen benutzt werden; die Zahlen in ÅNGSTRÖM-Einheiten):

rot = 6200;	Li = 6708
gelb = 5780;	Na = 5890
grün = 5462;	Th = 5350
blau = 4358;	In = 4511

Zur optischen Untersuchung wurden mehrere gut durchsichtige Kristalle ausgesucht, und von diesen geeignete Präparate hergestellt.

Die Hauptschwingungsrichtungen des Lichtes in der Symmetrieebene wurden mittelst eines Schliffes nach  $b(010)$  bestimmt. Hierfür wurde ein möglichst scharfkantiger Kristall mit ebenen Flächen von  $b(010)$  ausgewählt, an welchem in dem Schriff die Richtung der Vertikalachse sehr genau eingestellt werden konnte. Es bestätigte sich auch für dieses Vorkommen, daß die eine der Hauptschwingungsrichtungen und zwar die der kleinsten optischen

Elastizität mit der kristallographischen Vertikalachse nahezu zusammenfällt, und nur einen kleinen Winkel mit derselben im stumpfen Winkel  $\beta$  bildet; diese Richtung ist zugleich die erste Mittellinie, das Mineral also optisch positiv.

Staurosopische Messungen lieferten für die Lage dieser Richtung folgende Werte (im stumpfen Winkel  $\beta$ ):

$c : c = 3^{\circ} 52'$	(rot)
3 38	(gelb)
3 27	(grün)
3 2	(blau)

Die Dispersion der Mittellinie ist demnach eine nur geringe; bei der Beobachtung der Interferenzfigur ist sie kaum wahrnehmbar.

Die in der Literatur angegebenen entsprechenden Werte beziehen sich alle auf Na-Licht, genaue Messungen dieser Dispersion scheinen bisher nicht angestellt worden zu sein. H. L. BOWMAN<sup>1</sup>, der eine größere Anzahl von Monazitvorkommen optisch untersucht hat, erwähnt, daß „der Winkel  $\dot{c} : \gamma$  um etwas kleiner für blaues als für rotes Licht“ sei, was mit den obigen Angaben übereinstimmt. Die Lage der ersten Mittellinie ist aber bei den Kristallen verschiedener Fundorte sehr verschieden, wie aus der Zusammenstellung in der „Mikroskopischen Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien“ von ROSENBUSCH und WÜLFING, Bd. I, 2. p. 187 zu ersehen ist, in der die Werte für  $c : c$  zwischen  $2^{\circ}$  und fast  $6^{\circ}$  (für Na-Licht) schwanken.

Zur Bestimmung der Größen  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  wurden 3 Prismen benutzt, die parallel den kristallographischen Achsen b und c und mit der brechenden Kante senkrecht zu dem Orthopinakoid, also nahezu parallel der optischen Normalen orientiert waren.

<sup>1</sup> H. L. BOWMAN, Beiträge zur Kenntnis des Monazit. GROTH'S Zeitschr. f. Krist. 33. p. 113 ff. 1900.

Bei der Untersuchung dieser Prismen wurde auch die weiter oben erwähnte Beobachtung des zonaren Aufbaues der Kristalle gemacht, infolge dessen mehrere Präparate für die Zwecke dieser Untersuchung unbrauchbar waren.

Die Brechungsquotienten  $\alpha$  und  $\gamma$  wurden an 2 Prismen bestimmt, die durch Schleifen und Polieren einer Fläche von a (100) sowie je einer parallel der Symmetrieachse und Vertikalachse angeschliffenen Fläche; von den so erhaltenen brechenden Kanten liegt somit die erstere parallel der Symmetrieachse, die letztere weicht um ca.  $3\frac{1}{2}^{\circ}$  von der Richtung der ersten Mittellinie ab, indessen dürfte diese geringe Abweichungen einen nur geringen Fehler zur Folge haben.

1. Prisma parallel der Symmetrieachse.

Der brechende Winkel  $\alpha$  beträgt  $32^{\circ} 8' 30''$ .

Die Ablenkung für den parallel der Kante schwingenden Strahl war:

$\delta = 27^{\circ} 8' 30''$ für rotes Licht	} vergleiche die oben angegebenen Wellenlängen.
27 16 30 „ gelbes „	
27 24 10 „ grünes „	
27 56 10 „ blaues „	

Daraus berechnet sich:

$\alpha = 1,78659$	rot
1,79024	gelb
1,79374	grün
1,80832	blau

2. Prisma parallel der Vertikalachse

Brechende Kante  $\alpha = 32^{\circ} 6'$ .

Minimum der Ablenkung:

$\delta = 27^{\circ} 10' 30''$	rot
27 13 30	gelb
27 18 30	grün
27 57 0	blau

Daraus ergibt sich:

$\gamma = 1,84163$	rot
1,84412	gelb
1,84706	grün
1,86692	blau

### 3. Prisma parallel der optischen Normalen.

Brechende Kante  $\alpha = 32^{\circ} 30''$ .

Minimum der Ablenkung:

$\delta = 27^{\circ} 32' 0''$ ;	rot
27 39 50	gelb
27 47 30	grün
28 20	blau

Daraus ergibt sich:

$\beta = 1,78771$ ;	rot
1,79123	gelb
1,79468	grün
1,80927	blau

Es zeigt sich also, daß die Werte des kleinsten und mittleren Brechungsquotienten  $\alpha$  und  $\beta$  sehr nahe aneinander liegen, während ihre Differenz mit  $\gamma$  recht bedeutend ist. Nicht unbeträchtlich ist auch die Dispersion, die zwischen rot und grün in der dritten Dezimalen mehrere Einheiten ausmacht, zwischen grün und blau aber schon in der zweiten Dezimalen. Die Zahlen der fünften Dezimalen können nur auf annäherungsweise Gültigkeit Anspruch machen.

Zur Beobachtung und Bestimmung des Winkels der optischen Achsen wurden mehrere kleine Platten senkrecht zur Vertikalachse, also fast genau auch senkrecht zur ersten Mittellinie geschliffen. Da das Mineral gut durchsichtig ist, konnten Platten bis zu 1 mm Dicke verwendet werden.

Die Dispersion der Achsen ist außerordentlich gering, wie die folgenden bei den Messungen erhaltenen Mittelwerte zeigen. Es ergab sich:

$2E = 28^{\circ} 14' 0''$	rot
28 4 0	gelb
28 0 30	grün
27 53 0	blau

also ein Gesamtunterschied zwischen rot und blau von nur  $21'$ . Ähnlich ist es bei dem Monazit anderer Fund-

orte, die von DES CLOIZEAUX<sup>1</sup>, SCHARIZER<sup>2</sup>, TRECHMANN<sup>3</sup> und VRBA<sup>4</sup> untersucht wurden. Die entsprechenden Unterschiede schwanken zwischen 16' und 42', und zwar in der Weise, daß bei einigen Vorkommen die Dispersion  $\varrho > \nu$ , wie auch bei diesen Kristallen von Dattas, bei anderen aber  $\varrho < \nu$  ist.

An den Vorkommen von Prägraten in Tirol, Nal Nalps und Valsler Tal in Graubünden, Alexander Co. in Nord-Carolina und New York City fand H. L. BOWMAN<sup>5</sup> stets die Dispersion  $\varrho < \nu$ , also diesem Vorkommen entgegengesetzt; Messungen der Dispersion sind indessen nicht angegeben.

Aus den beobachteten Werten für 2 E und für  $\beta$  sowie aus den für die 3 Brechungsquotienten erhaltenen Größen  $\alpha$ ,  $\beta$  und  $\gamma$  berechnen sich die Werte des wahren Winkels der optischen Achsen wie folgt:

berechnet aus 2 E u. $\beta$	berechnet aus $\alpha$ , $\beta$ , $\gamma$
2 V = 15° 40' 44"	16° 45' 54" rot
15 33 36	15 54 26 gelb
15 29 52	15 36 24 grün
15 18 20	14 58 40 blau

In der folgenden Tabelle sind die erhaltenen Werte für die optischen Konstanten zusammengestellt:

	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$	2 E	2 V (aus 2E u. $\beta$ )	2 V (aus $\alpha$ , $\beta$ , $\gamma$ )
rot	1,78659	1,78771	1,84163	28° 14' 0"	15° 40' 44"	16° 45' 54"
gelb	1,79024	1,79123	1,84412	28 4 0	15 33 36	15 54 26
grün	1,79374	1,79468	1,84706	28 0 30	15 29 52	15 36 24
blau	1,80832	1,80927	1,86692	27 53 0	15 18 20	14 58 40

<sup>1</sup> DES CLOIZEAUX, Nouv. Rech. 1867. p. 150; 1868. p. 660, und Bull. de la Soc. Min. de Fr. 1881. 4. p. 57.

<sup>2</sup> SCHARIZER, GROTH's Zeitschr. f. Krist. 1887. 12. p. 265.

<sup>3</sup> TRECHMANN, Dies. Jahrb. 1876. p. 593.

<sup>4</sup> VRBA, GROTH's Zeitschr. f. Krist. 1889. 15. p. 203.

<sup>5</sup> GROTH's Zeitschr. f. Krist. etc. 1900. 33. p. 105 ff.



Vergleicht man hiermit die bisher gefundenen Werte, wie sie z. B. in dem Lehrbuch von ROSENBUSCH und WÜLFING: „Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien“ Bd. I, 2. p. 187 zusammengestellt sind, so ergibt sich, daß die obigen Werte für  $\alpha$  und  $\beta$  für rotes Licht ziemlich genau mit den von RAMSAY und ZILLIACUS<sup>1</sup> für Monazit von Lokansaari in Finnland angegebenen übereinstimmen ( $\alpha = 1,7863$ ;  $\beta = 1,7879$ ), während  $\gamma$  dem von E. WÜLFING von Monazit an Arendal gefundenen Werte nahezu gleich ist ( $\gamma = 1,8411$ ). Alle sonst angeführten Brechungsquotienten — es handelt sich dann aber fast nur um  $\alpha$  —, sind wesentlich höher, und kommen mehr dem oben für grünes Licht berechneten Werte nahe, oder liegen zwischen diesem und dem für blaues Licht. Ganz aus der Reihe aber fallen die von R. SCHARIZER<sup>2</sup> für  $\gamma = 1,9285$  und  $\beta = 1,9465$  an dem Monazit von Schüttenhofen berechneten Größen, sowohl ihrer absoluten Höhe nach, als auch hinsichtlich der Differenz  $\beta - \gamma$ , da sonst immer  $\gamma > \beta$ . Sollte nicht hier vielleicht ein Irrtum vorliegen und statt dieser Zahlen zu lesen sein  $\alpha = 1,79285$  und  $\beta = 1,79465$ , daß also durch Zufall die erste Dezimale 7 im Druck ausgelassen worden und eine Verwechslung der Schwingungsrichtungen vorgekommen ist? Denn dann würde die Übereinstimmung mit anderen Angaben eine durchaus befriedigende sein. Die Originalarbeit ermöglicht eine Entscheidung dieser Frage nicht. Eine genauere optische Untersuchung dieses Vorkommens wäre jedenfalls erwünscht.

**A b s o r p t i o n:** Die Farbe der Kristalle ist honiggelb, bis dunkelorange gelb, zuweilen ins himbeerrote übergehend. Dickere Platten haben eine orangerote Farbe und zeigen schwachen aber deutlichen Pleochroismus, der sich zwischen

<sup>1</sup> Öfersigt af Finska Vet. Soc. Forhandl. 1897. p. 39.

<sup>2</sup> GROTH's Zeitschr. f. Krist. etc. 1887. 12. p. 261.

orange gelben und orangeroten Farbentönen bewegt; am deutlichsten ist er in Platten parallel der Ebene der optischen Achsen, doch ist er auch in Platten senkrecht zur ersten Mittellinie gut zu erkennen.

Nicht in Einklang hiermit stehen die Angaben SCHARIZER'S (l. c.), der in Spaltblättchen nach der Basis keine verschiedene Absorption der beiden Schwingungsrichtungen, und somit keinen Dichroismus beobachtete.

Das vorliegende Vorkommen zeigt keine Spaltbarkeit nach der Basis, ich konnte keine Spaltungsblättchen nach dieser Ebene erhalten, auch nach  $a(100)$  ist eine nur sehr unvollkommene Spaltbarkeit zu bemerken. Spaltungsblättchen konnte ich daher zum Vergleich nicht benutzen, wohl aber Platten nach Ebenen senkrecht zu den drei Hauptschwingungsrichtungen, und diese zeigten die oben erwähnten Erscheinungen.

Daß der Monazit ausgezeichnete Absorptionsspektren lieferte ist sowohl von SCHARIZER (l. c.) wie auch von BOWMAN (l. c.) erwähnt worden.

SCHARIZER schreibt darüber: „das Spektrum zeigte (im direkten Sonnenlicht) einen breiten Absorptionsstreifen im Gelb zwischen den Fraunhoferschen Linien C und D, und einen weniger breiten am Ende des Grün. Ersterer entspricht vollkommen dem für Didym charakteristischen Absorptionsstreifen, indes der letztere eine genaue Übereinstimmung mit den Absorptionsstreifen im Spektrum eines käuflichen Erbiumglases erkennen läßt.“

Eingehende Untersuchungen über die Absorptionsspektren von Mineralien, vorzüglich solcher, welche Verbindungen seltener Erden enthalten, sind besonders von H. BECQUEREL, A. COSSA, A. H. CHURCH, H. C. SORBY, E. LINNEMANN, H. DUFET u. a. angestellt worden. Eine ausführliche Zusammenstellung über die einschlägige Literatur findet sich

in dem „Handbuch der Spektroskopie von H. KAYSER, Bd. 3. 427“, auf das ich hier verweise. KAYSER weist dort auch hin auf das große Interesse, das diese Absorptionserscheinungen dadurch bieten, daß die verschiedenen Salze derselben Erde zwar im ganzen dasselbe charakteristische Absorptionsspektrum zeigen, daß aber doch deutlich kleine oder größere Unterschiede auftreten, die bei verschiedenen Absorptionsbändern verschieden sind. Bei der Untersuchung von Mineralien hat sich ferner herausgestellt, daß die Linien, welche sichtbar werden, auch von der Schwingungsrichtung des durchgehenden Lichtes abhängen.

H. BECQUEREL<sup>1</sup> hat unter anderen Mineralien auch den Monazit hinsichtlich der Veränderungen seiner Absorptionsspektren untersucht, leider ohne Angabe des Fundortes und ohne Reproduktion der erhaltenen Spektren. Er benutzte drei Platten, die senkrecht zu den drei Hauptschwingungsrichtungen orientiert waren, und gibt in einer Tabelle eine Zusammenstellung der bei diesen Platten beobachteten Absorptionsbändern. Einige der Bänder zeigten dieselben bemerkenswerten Eigenschaften, die auch bei dem Didym-Sulfat beobachtet wurden, daß sie im polarisierten Lichte bei einer Drehung der Platte um ihre Normale in bestimmten Richtungen intensiver, in anderen heller wurden bis zum Verschwinden. Die vollkommene Durchsichtigkeit des mir vorliegenden Materiales veranlaßte mich, auch nach dieser Richtung hin Versuche anzustellen, deren Resultate wohl nicht ohne Interesse sein dürften. Der Direktor des physikalischen Instituts, Herr Prof. Dr. SCHMIDT, stellte mir in zuvorkommender Weise die Mittel seines Institutes zur Verfügung und Herr Prof. Dr. KONEN ließ mir seine wertvolle Hilfe bei der Aufnahme der Absorptionsspektren mit einem von ihm kon-

<sup>1</sup> H. BECQUEREL, Recherches sur les variations des spectres d'absorption dans les cristaux. Ann. de Chim. et de Phys. 1888. 14. p. 227.

struierten Spektrographen. Beiden Herren möchte ich auch an dieser Stelle meinen besten Dank hierfür aussprechen.

Die auf Tafel XXIII abgebildeten Spektre wurden mit einem großen mit photographischer Kamera verbundenen Spektralapparat aufgenommen, wobei eine Nernstlampe als Lichtquelle diente, deren Licht mittelst einer Linse auf den Spalt des Apparates geworfen wurde. Vor dem Spalt wurde eine parallel der optischen Achsenebene geschliffene planparallele Platte von Monazit an einem Diaphragma befestigt eingeschoben, so daß also das Licht durch diese Platte hindurchgehen mußte, ehe es in den Apparat eintreten konnte.

Fig. 3 ist das Bild des Absorptionsspektrums, wie es bei einfacher Beleuchtung mit der Nernstlampe erscheint. Zur Orientierung ist das Absorptionsspektrum des Eisens auf derselben Photographie über und unter dem Monazitspektrum mit aufgenommen. Zunächst ergibt sich aus dem Bilde, daß über blau hinaus ungefähr von einer Wellenlänge von  $4500 \mu\mu$  ab überhaupt alle Strahlen absorbiert werden. Man erkennt das sehr deutlich bei der Vergleichung mit dem Eisenspektrum, bei dem die Hauptabsorptionsstreifen im Violett und Ultraviolett liegen.

Die Absorptionsbanden des Monazits treten zuerst deutlich im Gelb auf nicht weit von der Linie D des Spektrums und es sind deutlich vier Streifen zu erkennen und zwar den Wellenlängen  $5807$ ,  $5788$ ,  $5756$  und  $5717 \mu\mu$  entsprechend. Es folgen dann im Grün jenseits der Thallium-Linie zwei Linien nahe aneinander von  $5220$  und  $5202 \mu\mu$ , dann eine etwas verwaschene bei dem Übergang in Blau und weiter im Blau mehrere schwache und noch eine sehr dunkle Bande (für die Zahlen vergl. Tafel XXIII Fig. 5).

Wesentlich anders wird das Bild im polarisierten Lichte. In der untersuchten Monazitplatte liegen die Richtungen der

kleinsten und größten optischen Elastizität, entsprechend der ersten und zweiten Mittellinie. Durch Einschieben eines Nicols in den Gang der Lichtstrahlen zwischen Lichtquelle und Mineral derart, daß der Nicolhauptschnitt zuerst parallel der ersten, dann parallel der zweiten Mittellinie eingestellt wurde, erhielt man die diesen beiden Hauptschwingungsrichtungen entsprechenden Absorptionsspektren, deren photographische Reproduktion in den Fig. 2 und 3 auf Tafel XXIII gegeben ist.

Zur Erläuterung dieser Figuren ist zunächst zu bemerken, daß jedesmal das oberste Spektrum I eine Aufnahme ohne Nicol ist, bei Spektrum II ist der Nicolhauptschnitt parallel der ersten, bei III parallel der zweiten Mittellinie orientiert. Die drei zusammengehörigen Aufnahmen sind auf ein und derselben Platte aufgenommen, und zur genaueren und leichteren Orientierung wurden gleichzeitig auch die Linie für Lithium, Natrium und Thallium mit photographiert.

Die beiden Figuren sind dadurch verschieden, daß die erstere (Fig. 2) auf einer rotempfindlichen Platte aufgenommen ist — durch die Li-Linie deutlich erkennbar —, die zweite mit einer grünempfindlichen Viridinplatte, auf der die Li-Linie daher nicht sichtbar ist. Die Stellung der Banden ist dadurch nicht geändert, aber es ist für einzelne Banden ein erheblich größeres Maß von Deutlichkeit erzielt worden. Es zeigt sich das zunächst bei den Aufnahmen ohne Anwendung polarisierten Lichtes. Die im Gelb liegenden Absorptionsstreifen bilden auf der rotempfindlichen Platte eine breite sehr dunkle Bande, an die sich nach der Na-Linie hin eine schmale schwächere anschließt. In Fig. 3 sehen wir im Spektrum I die dunkle Bande sich in sechs deutlich voneinander getrennte Streifen auflösen. Ähnlich ist es bei den Banden im Grün. Auf der Fig. 2 erscheint im Spektrum I eine breite sehr dunkle Bande, während das entsprechende Bild

auf der Fig. 3 an der gleichen Stelle drei Banden erkennen läßt.

Interessant sind nun die Veränderungen, die diese Banden im polarisierten Lichte zeigen; und zwar zeigen dabei die beiden verschiedenen Platten verschiedene Banden.

Betrachten wir zunächst Fig. 2, so sehen wir in dem Spektrum II die breite dunkle Bande im Gelb in vier scharf getrennte Streifen aufgelöst, von denen die beiden mittelsten sehr nahe aneinander liegen. Die dunkle Bande im Grün ist ebenfalls in drei Streifen aufgelöst, zu denen sich aber ein weiterer schmaler und schwacher nach rechts hin zugesellt hat. Die nächsten Banden machen den Eindruck als seien sie nach rechts gewandert.

In dem Spektrum III der Fig. 2 treten im Gelb ebenfalls vier deutliche Streifen auf, die aber gegen diejenigen des darüberliegenden Spektrums so weit verschoben erscheinen, daß hier jedesmal ein Streifen mit einem Zwischenraum in dem Spektrum II zusammenfällt, und ganz ähnlich verhält es sich mit den Banden im Grün. Daraus erklärt sich denn auch die Erscheinung im nichtpolarisierten Lichte. Durch die Überdeckung von Bild II und III fallen die Streifen beider jedesmal zu einer breiten dunklen Bande zusammen.

Etwas anders stellen sich die Verhältnisse auf Fig. 3 dar. Hier sind zunächst die Erscheinungen im nichtpolarisierten Lichte erheblich deutlicher. Im Gelb sind zunächst deutlich sechs Streifen rechts der Na-Linie zu unterscheiden; ihre Wellenlängen sind: 5865, 5832, 5807, 5783, 5756, 5717  $\mu\mu$ ; von diesen setzen sich die vier letzten mit verstärkter Intensität durch die Spektren II und III hindurch fort, während von den beiden anderen der erste vollständig verschwindet, dafür aber ein schwächerer etwas weiter von der Na-Linie entfernt auftritt. Im Grün tritt die Bande 5202  $\mu\mu$  in allen drei Spektren mit ziemlich gleicher Intensität

auf, die Banden rechts und links derselben zeigen aber wesentliche Veränderungen. Im unpolarisierten Lichte sind im dunklen Felde zwei Banden der Wellenlängen 5250 und 5220 zu erkennen, beide werden in Spektrum II erheblich schwächer bis fast zum Verschwinden der ersten, und eine neue Bande erscheint rechts neben 5202. Im Spektrum III sehen wir in hellem Felde die sehr dunkle Bande 5202, daneben die Bande 5220 noch recht deutlich, die dritte aber nur äußerst schwach. Im weiteren Verlauf der Spektren ist dann besonders der Unterschied der Absorption parallel den zwei Hauptschwingungsrichtungen auffallend stark ausgeprägt, was ohne weiteres aus dem Vergleich der verschiedenen Aufnahmen deutlich zu erkennen ist.

Verfolgt man die Veränderungen in den Absorptionsspektren während einer Drehung des Nicolschen Prismas um seine Achse, so kann man sehen, wie einzelne Banden an Intensität allmählich abnehmen bis zum völligen Verschwinden, während andere vorher nicht sichtbare Banden neu hinzukommen. Auch bestätigt sich die Beobachtung BECQUEREL's, daß die Banden dabei ihre Stellung beibehalten und daß nur die Intensität sich ändert.

Alle auftretenden Banden aber, soweit es sich bisher erkennen ließ, gehören dem Spektrum des *Neodym* an, so daß also anzunehmen ist, daß dieses ein nicht unwesentlicher Bestandteil dieses Monazites ist.

Bisher wurde nur eine Platte von Monazit untersucht, es werden aber die Untersuchungen an Kristallen dieses Vorkommens fortgesetzt, und es sollen auch andere Vorkommen in den Bereich dieser Untersuchung gezogen werden. In einer weiteren Mitteilung hoffe ich darüber demnächst berichten zu können.

Mineralogisches Institut der Universität Münster i. W.

# Einfache Schiebung an Lithiumsulfat—Monohydrat.

Von

**A. Johnsen** in Kiel.

Mit Taf. XXIV und 2 Textfiguren.

## Inhalt.

Einleitung.	
Pressungsmethoden . . . . .	500
Lithiumsulfat—Monohydrat.	
Geometrisch-kristallographische Konstanten . . . . .	504
Pressungen . . . . .	506
Einfache Schiebungen . . . . .	509
Translationen . . . . .	515
Enantiomorphie . . . . .	516
Schluß.	
Zusammenfassung . . . . .	520

## Einleitung.

### Pressungsmethoden.

Es ist zu erwarten, daß viele Kristallarten, die bei geringen einseitigen Drucken keine Schiebungen eingehen, dieses bei höheren einseitigen Drucken tun, falls ihre Druckfestigkeitsgrenze groß genug ist oder groß genug gemacht wird. Hierfür spricht u. a. auch das Auftreten von zweifellos durch natürliche Pressungen verursachten Zwillingslamellen in solchen Mineralarten, in denen man durch künstliche Pressung keine Schiebungen zu bewirken vermochte.



In den meisten dieser Fälle führt starke künstliche Pressung zum Bruch. Man wird die Druckfestigkeitsgrenze einer Kristallart erhöhen, wenn man deren Plastizität steigert, denn letztere ist nach AUERBACH<sup>1</sup> proportional der Differenz Festigkeitsgrenze minus Elastizitätsgrenze. Die Plastizität aber kann man steigern durch Erhöhung des *a l l s e i t i g e n* D r u c k e s oder durch Erhöhung der T e m p e r a t u r. Die Steigerung der Plastizität wird bei manchen Kristallarten sogar die Folge haben, daß zur Erzeugung einfacher Schiebungen bereits *s o l c h e* einseitige Drucke genügen, die bei Zimmertemperatur und Atmosphärendruck hierzu nicht hinreichen.

E r h ö h t e T e m p e r a t u r scheint bei Pressungsversuchen mit dem Erfolg einfacher Schiebungen bisher nur von ADAMS und NICOLSON (s. unten) angewendet worden zu sein; diese beiden Forscher hielten Zylinder carrarischen Marmors während der Pressung mittels der heißen Gase der Bunsenflamme einige Monate lang auf 300° oder einige Stunden lang auf 400° und erzielten bei hohem allseitigen Druck mit einseitigen Überdrucken sehr starke Deformation. W. SPRING<sup>2</sup> preßte nach TRESCA's Methode (s. weiter unten) verschiedene Pulver in einem Stahlzylinder mittels einer Schraubenpresse, die er mit einer Alkoholflamme auf über 400° erhitzte.

Erhöhte Temperatur wird man besonders auf solche Kristallarten zweckmäßig anwenden, deren Schmelzpunkt nicht allzu hoch liegt, da bereits Temperaturen von weniger als 1000° die Presse außerordentlich schädigen, falls man dieselbe nicht thermisch isoliert.

E r h ö h t e n *a l l s e i t i g e n* D r u c k kann man bei Pressungsversuchen auf verschiedene Weise erhalten.

<sup>1</sup> F. AUERBACH, Ann. Phys. N. F. **45**, p. 277. 1892.

<sup>2</sup> W. SPRING, Bull. Acad. Belg. **49**, p. 339. 1880.

Entweder man preßt den Kristall in einem festen Hohlzylinder mittels eines gut abdichtenden festen Stempels, wobei man dem Kristall oder dem Kristallaggregat eine zylindrische Form gibt, deren Querschnitt dem Hohlzylinder sehr genau angepaßt sein muß. In dieser Weise hat 1870 TRESCA<sup>1</sup> Aggregate metallischer Kristalle einem einseitigen Maximaldruck von 30 000 kg ausgesetzt; doch dichtete er absichtlich den Stempel nicht gut ab, so daß das Metall in Gestalt einer Röhre zwischen Stempel und Zylinder herausfließen konnte. Analog war auch die Anordnung TAMMANN'scher<sup>2</sup> Versuche über die Ausflußgeschwindigkeit von Eis und andern Kristallaggregaten als Maß der Plastizität. In ähnlicher Weise paßten ADAMS und NICOLSON<sup>3</sup> Marmorzylinder in erhitzte Hohlzylinder aus Nickelstahl ein, so daß letztere beim Abkühlen die Marmorzylinder dicht umschlossen, worauf ein Stempel aus Chrom-Wolfram-Stahl aufgepreßt wurde. Auch MALLARD und LE CHATELIER<sup>4</sup> benutzten einen stählernen Hohlzylinder nebst Stempel, als sie Pulver von hexagonalem Jodsilber bei 20° in die reguläre Modifikation überführten, wobei der maximale Druck in der Richtung der Stempelachse 30 000 kg betrug. Der allseitige Druck, der die Umwandlung bewirkte, muß offenbar geringer gewesen sein, läßt sich aber bei allen diesen Anordnungen weder messen noch berechnen<sup>5</sup>.

<sup>1</sup> TRESCA, Compt. rend. **70**. p. 288. 1870.

<sup>2</sup> G. TAMMANN, Ann. Phys. **7**. p. 198. 1902.

<sup>3</sup> F. D. ADAMS und J. TH. NICOLSON, Philos. Transact. Roy. Soc. **195**. p. 370. London 1901.

<sup>4</sup> MALLARD und LE CHATELIER, Journ. Phys. [2.] **4**. p. 305. Paris 1885.

<sup>5</sup> G. SPEZIA übte bei seinen Versuchen über die Auflösung von Quarz und die Entglasung von Opal einen Druck auf wässrige Lösungen aus, der demnach allseitig gleich und mithin auch meßbar war; er betrug einige Tausend Atmosphären (Atti Accad. Sc. Torino. **35**. p. 750. 1900; **36**. p. 631. 1901; **37**. p. 585. 1902). — G. TAMMANN brachte Fragmente von AgJ in Flüssigkeiten und konnte so zwecks Um-

Oder man bettet den Kristall bezw. das Kristallaggregat in eine mehr oder weniger plastische Masse ein und preßt diese. So umgoß in Anlehnung an DAUBRÉE's<sup>1</sup> gelungene Versuche über Deformation von Petrefakten MÜGGE<sup>2</sup> 1886 Diopsidkristalle mit Blei, das er zylindrisch formte und in einem Schraubstock preßte, bis der 20 mm dicke und 15 mm lange Bleizylinder auf die Hälfte verkürzt war. Genau wie MÜGGE behandelte LOEWINSON-LESSING<sup>3</sup> 1905 den Akmit.

Eine Modifikation dieser Methode rührt von KICK<sup>4</sup> her; dieser verwendete Öl, Schellack oder ein aus Schmelzfluß kristallisiertes Aggregat von Alaun oder von Schwefel als Einbettungsmasse, brachte die letztere in eiserne Röhren, die er verbog, oder in kupferne Hohlzylinder, die er zwischen die Druckplatten einer Presse spannte, und deformierte so Steinsalz sowie Marmor. Der KICK'schen Anordnung bedienten sich auch F. RINNE<sup>5</sup> und LOEWINSON-LESSING (l. c.). Ersterer verwendete als Einbettungsmittel Paraffin in Kupferzylindern und unterwarf Steinsalz, Sylvin, Carnallit, Kalkspat und Marmor einem einseitigen Maximaldruck von weniger als 43 000 kg. Letzterer benutzte ebenfalls Paraffin oder eine bei 95° schmelzende Legierung in Kupferzylindern und preßte Pyrit, Hornblende, Calcit, Marmor und Gabbro. F. D. ADAMS<sup>6</sup> wendete diese Methode auf Flußspat, Apatit, Orthoklas, Quarz, Diopsid, Granat, Magnetit, Pyrit, Kalksteine und Granit an.

wandlung einen allseitig gleichen Druck von ca. 3000 Atm. ausüben (Kristallisieren und Schmelzen. p. 302. Leipzig 1903).

<sup>1</sup> A. DAUBRÉE, *Etudes synthét. Géol. expér.* p. 418. Paris 1879.

<sup>2</sup> O. MÜGGE, *N. Jahrb. f. Min. etc.* 1886. I. p. 183.

<sup>3</sup> F. LOEWINSON-LESSING, *Verhandl. K. Russ. Mineralog. Gesellsch.* **43**, p. 183. Petersburg 1905.

<sup>4</sup> KICK, *Zeitschr. Ver. deutsch. Ingen.* **36**. p. 919. 1892.

<sup>5</sup> F. RINNE, *KOENEN-Festschrift*. p. 369. Stuttgart 1907.

<sup>6</sup> F. D. ADAMS, *Journ. Geology.* **18**. p. 489. Chicago 1910.

Während bei TRESCA'S Anordnung zwar nicht der allseitige Druck, wohl aber der einseitige auf den Kristall ausgeübte Maximaldruck sich bestimmen läßt, kann bei der KICK'Schen Anordnung weder der eine noch der andere Druck ermittelt werden, da hier der Hohlzylinder den Hauptdruck abfängt.

## Lithiumsulfat—Monohydrat.

### Geometrisch-kristallographische Konstanten.

Die Aufstellung der Kristalle von  $\text{Li}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  sei die übliche, so daß also die von NENADKEWITSCH<sup>1</sup> und von mir<sup>2</sup> beobachtete sehr ebene Spaltfläche  $\{101\}$  heißt, die von SCACCHI<sup>3</sup> erwähnte ebene Spaltfläche  $\{100\}$ , die von demselben ermittelten zwei ziemlich ebenen Spaltflächen  $\{110\}$  und schließlich die von GRAILICH<sup>4</sup> angegebene Spaltfläche  $\{101\}$ . Diejenigen Individuen nenne ich *Rechtser*, deren analoger pyroelektrischer Pol am rechten Ende der Orthoachse liegt, diejenigen *Linkser*, deren analoger Pol am linken Ende liegt. Die in reiner wässriger Lösung bei Zimmertemperatur entstandenen Rechtser zeigen  $\{210\}$ , nicht  $\{2\bar{1}0\}$ , die Linkser  $\{2\bar{1}0\}$ , nicht  $\{210\}$ .

SCACCHI beobachtete an den Rechtsern  $\{100\}$ ,  $\{101\}$ ,  $\{\bar{1}01\}$ ,  $\{\bar{1}\bar{1}0\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{210\}$ ,  $\{301\}$ ,  $\{\bar{3}01\}$ ,  $\{121\}$ ,  $\{\bar{1}\bar{2}1\}$ ,  $\{321\}$ ,  $\{\bar{3}21\}$  und an den Linksern  $\{100\}$ ,  $\{101\}$ ,  $\{\bar{1}01\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{\bar{1}\bar{1}0\}$ ,  $\{2\bar{1}0\}$ ,  $\{301\}$ ,  $\{\bar{3}01\}$ ,  $\{121\}$ ,  $\{\bar{1}\bar{2}1\}$ ,  $\{321\}$ ,  $\{\bar{3}21\}$ . Andere Flächen sind anscheinend auch später nicht beschrieben worden. Im folgenden sind nur die Daten von NENADKEWITSCH und

<sup>1</sup> C. NENADKEWITSCH, Bull. Soc. Imp. Natur. 16. p. 335. Moscou 1902; Auszug in Zeitschr. f. Krist. 39. p. 618. 1904.

<sup>2</sup> A. JOHNSEN, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIII. p. 274. 1907.

<sup>3</sup> A. SCACCHI, Atti Accad. Sc. Fis. Mat. 3. No. 27. Napoli 1868.

<sup>4</sup> J. GRAILICH, Kristallographisch optische Untersuchungen. p. 134. Preisschr. Wien. 1858.

von mir berücksichtigt worden, deren letztere nur z. T. bereits veröffentlicht sind (l. c.).

	a	b	c	$\beta$
NENADKEWITSCH . . .	1,6066	: 1	: 0,5633,	92° 2'
JOHNSEN . . . . .	1,6035	: 1	: 0,5585,	92 8

Die folgende Tabelle enthält keinen solchen Winkel, der sich aus andern Winkeln der Tabelle durch bloße Addition oder Subtraktion berechnen läßt. Für die Reflexe von  $\{101\}$  benützte ich Spaltflächen, da die Wachstumsflächen infolge von Vizinalflächen wenig eben sind. Dagegen reflektieren die Wachstumsflächen  $\{100\}$  und  $\{110\}$  nebst  $\{1\bar{1}0\}$  einheitlicher als die ihnen parallelen Spaltflächen;  $\{101\}$  war stets durch Vizinalflächen von recht abweichender Lage ersetzt und daher zu Messungen wenig geeignet, die von GRAILICH mitgeteilte Spaltbarkeit nach dieser Form ist noch weniger benutzbar und als sehr gering zu bezeichnen, wenn man den Grad der Spaltbarkeit nicht als reziproken Wert der zum Freilegen einer Fläche nötigen Kraft, sondern als Grad der Ebenheit einer Spaltfläche definiert, was mir das richtigere zu sein scheint.

Der Habitus meiner bei 18° aus reiner wässriger Lösung erhaltenen Kristalle war tafelig //  $\{101\}$  und gestreckt //  $[010]$ ; Formen der Rechtser  $\{101\}$ ,  $\{101\}$ ,  $\{100\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{210\}$  und oft auch  $\{301\}$ ,  $\{121\}$ ,  $\{321\}$ ,  $\{321\}$ ; Formen der Linkser  $\{101\}$ ,  $\{101\}$ ,  $\{100\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{2\bar{1}0\}$  und oft auch  $\{30\bar{1}\}$ ,  $\{121\}$ ,  $\{3\bar{2}1\}$ ,  $\{321\}$ .

Für alle späteren Berechnungen habe ich, wo nichts anderes vermerkt, meine Daten zugrunde gelegt.

Winkel	NENADKEWITSCH		JOHNSEN	
	gemessen	berechnet	gemessen	berechnet
100 : 101 . . .	*68° 50'	—	*68° 53'	—
100 : 10 $\bar{1}$ . . .	*72 32	—	72 26	72° 44'
100 : 301 . . .	42 45	42° 34'	—	42 43
100 : 30 $\bar{1}$ . . .	44 42	44 32	44 10	44 46
100 : 50 $\bar{1}$ . . .	—	—	—	30 23

Winkel	NENADKEWITSCH		JOHNSEN	
	gemessen	berechnet	gemessen	berechnet
100 : 110 . . .	*58° 5'	—	*58° 2'	—
100 : 210 . . .	38 43	38° 45'	38 51	38° 42'
100 : 121 . . .	—	75 35	—	75 33
100 : 12 $\bar{1}$ . . .	—	78 14	—	78 17
100 : 32 $\bar{1}$ . . .	—	56 4	—	56 5
101 : 110 . . .	—	78 59	*79 4	—
101 : 210 . . .	73 25	73 38	—	—
101 : 121 . . .	46 13	46 24	46 13	46 11
101 : 12 $\bar{1}$ . . .	57 45	57 56	—	57 33
10 $\bar{1}$ : 110 . . .	80 49	80 59	—	—
10 $\bar{1}$ : 210 . . .	76 25	76 28	—	—
10 $\bar{1}$ : 12 $\bar{1}$ . . .	57 22	57 24	57 18	57 8
10 $\bar{1}$ : 12 $\bar{1}$ . . .	47 2	47 12	—	46 49
10 $\bar{1}$ : 32 $\bar{1}$ . . .	46 3	46 15	—	—
301 : 110 . . .	—	67 5	—	67 7
301 : 210 . . .	—	54 56	—	—
301 : 121 . . .	—	51 43	—	—
301 : 12 $\bar{1}$ . . .	—	—	—	42 43
30 $\bar{1}$ : 110 . . .	—	67 51	—	—
30 $\bar{1}$ : 210 . . .	56 22	56 13	—	—
30 $\bar{1}$ : 12 $\bar{1}$ . . .	—	53 8	—	52 49
30 $\bar{1}$ : 32 $\bar{1}$ . . .	—	38 27	—	38 12
50 $\bar{1}$ : 12 $\bar{1}$ . . .	—	—	—	59 37
110 : 121 . . .	—	—	41 55	41 55
110 : 12 $\bar{1}$ . . .	—	—	60 53	61 19
110 : 12 $\bar{1}$ . . .	—	—	—	59 16
110 : 12 $\bar{1}$ . . .	—	—	—	43 26
210 : 12 $\bar{1}$ . . .	—	—	—	72 42
210 : 12 $\bar{1}$ . . .	—	—	—	52 5
121 : 12 $\bar{1}$ . . .	—	—	—	26 10
121 : 12 $\bar{1}$ . . .	—	—	—	81 4
12 $\bar{1}$ : 32 $\bar{1}$ . . .	—	—	—	22 11
12 $\bar{1}$ : 32 $\bar{1}$ . . .	—	—	—	88 37

### Pressungen.

Zunächst machte ich Versuche mit einer Handschraubepresse, deren Rahmen aus Rotguß und deren Schraube aus gutem Stahl gearbeitet war. Die Schraube drückt auf eines von mehreren rechtwinkligen Stahlparallelepipedem, welche in dem Rahmen an diesem entlang gleiten und zwischen deren zwei das Objekt gebracht wird. Der

Schraubendurchmesser  $D$  beträgt in Zentimetern  $D = 1$ , die Steighöhe  $S = 0,13$ . Beim Anziehen dieser mit einem bequemen Griff versehenen Schraube mit Hand und Arm kann ich eine Kraft von 100 kg auf dieselbe ausüben.

Ein  $\text{Li}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ -Kristall von 0,5 cm Maximaldurchmesser wurde, in Bienenwachs eingebettet, in einen bleiernen Hohlzylinder von 20 mm Höhe, 7 mm lichter Weite und 1 mm Wandstärke gebracht, welcher gemäß der KICK'schen Methode mit seiner Achse senkrecht zu den ebenen Backen der Presse in diese eingespannt. Durch Anziehen der Schraube mit der Hand wurde der Bleizylinder auf seine halbe Länge zusammengepreßt; die Bewegung mußte auf jeden Fall sistiert werden, bevor die beiden Pressebacken bis auf den Durchmesser des Kristalls sich genähert hatten. Letzterer zeigte, als er durch vorsichtiges Schmelzen des Waxes und mittels Äther von jenem befreit war, keinerlei Deformation. Die auf den Kristall ausgeübten Drucke lassen sich, wie eingangs erwähnt, bei der KICK'schen Methode nicht ermitteln.

Dann wurde der Kristall, mit Sublimatpulver umgeben, in Kupferzylinder von 20 mm Höhe, 7 mm lichter Weite und 0,5 oder 0,7 mm Wandstärke oder in Messingzylinder von 20 mm Höhe, 7 mm Weite und 0,3 mm Wandstärke festgestampft und in diese Hohlzylinder ein Stahlstempel, dessen Durchmesser  $d$  in Zentimetern  $d = 0,7$  betrug, also gut abdichtete, mit der vollen Kraft von Hand und Arm hineingepreßt. Der so auf Einbettungsmasse und Kristall ausgeübte axiale Maximaldruck  $P$  berechnet sich aus obigen Daten in Kilogramm ca. gleich  $P = \frac{4KD}{Sd^2} = 6000$ .

Die Schraube wurde mehrere Stunden hindurch jede halbe Stunde neu angezogen. Die beiden schwächeren Zylinder rissen allmählich der Länge nach auf, während der stärkere

Kupferzylinder von 0,7 mm Wandstärke schwach tonnenförmig deformiert wurde. Der mittels Äther von dem Sublimat befreite Kristall zeigte nach keinem dieser drei Versuche irgendwelche Deformation.

Jetzt wurde unter Beibehaltung dieser TRESCA'schen Methode eine hydraulische Presse<sup>1</sup> verwendet, die auf Objekte von 1 cm<sup>2</sup> Stirnfläche Drucke von 23 000 kg im Maximum auszuüben und zu messen gestattet. Als Einbettungsgefäß diente ein stählerner Hohlzylinder von 2 cm Höhe, 4 cm äußerer und 1 cm innerer Weite; der gut abdichtende zylindrische Stahlstempel war 4 cm lang. Als Einbettungsmasse wählte ich zuerst wieder Sublimatpulver, dann aber, weil der nach der Pressung das Sublimat auflösende Äther die Kristalle und besonders die entstandenen feinen Schiebungslamellen ein wenig anzuätzen schien, Schwefelblumen, in welche der Kristall eingestampft wurde. Der Schwefel konnte nach der Pressung leicht in CS<sub>2</sub> aufgelöst werden und hat auch gegenüber Sublimat den Vorzug großer Billigkeit. Zwar macht sich beim jedesmaligen Anziehen der hydraulischen Presse ein lautes Knacken des Schwefelpulvers bemerkbar, was bei Sublimat nicht der Fall ist, doch verlief die Deformation des Li<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> · H<sub>2</sub>O in beiden Medien gleich. Mit demselben Erfolge wurde auch WOOD'S Metall als Einbettungsmasse benutzt; nach der Pressung schmilzt man dasselbe vorsichtig im Trocknungsschrank, dessen Temperatur man auf 80—90° hält, nimmt den Kristall aus der Schmelze und vermag dann die noch anhaftende erstarrte Metallhaut leicht mit dem Fingernagel abzuschieben.

Der einseitige Maximaldruck in Richtung der Stempelachse wurde alle 5 Minuten um 500 Atmosphären bis auf

---

<sup>1</sup> Herr Kollege DIETERICI stellte mir dieselbe in liebenswürdigster Weise zur Verfügung, wofür ich ihm auch an dieser Stelle lebhaft danke.



5000—7000 Atmosphären gesteigert; nach 10—15 Stunden wurde der Hohlzylinder aus der Presse entfernt, der Maximaldruck war nach dieser Zeit etwa auf  $\frac{2}{3}$  gesunken. Es wurde wie oben so auch hier für jeden Versuch nur ein Kristall benutzt. Die Kristalle hatten wieder 5 mm Maximaldurchmesser und wurden verschieden zur Zylinderachse orientiert. In jedem Falle waren Deformationen eingetreten, obwohl der einseitige Maximaldruck, wie aus Obigem ersichtlich, demjenigen der Handpresse ungefähr gleich war. Offenbar ging der Druck in der Handpresse immer außerordentlich schnell zurück, zumal die in ihr eingespannten Hohlzylinder nicht aus Stahl, sondern aus viel nachgiebigeren Metallen bestanden.

Die Deformationen des  $\text{Li}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  bestehen in Schiebungen und in Translationen.

### Einfache Schiebungen.

Es wurden sehr feine // ( $\bar{1}21$ ) oder  $(\bar{1}21)$  verlaufende Zwillingslamellen beobachtet. Oft erfolgt völlige Abscherung nach der Gleitfläche  $K_1 = \bar{1}21$ , die dann sehr gut spiegelte und in Fällen, wo sie nicht zu stark verbogen war, folgende Messungsdaten ergab:

	1. Krist.	2. Krist.	3. Krist.	4. Krist.	5. Krist.	berechnet
$\bar{1}21 : \bar{1}01$ . .	$46^\circ 24'$	$46^\circ 58'$	$47^\circ 2'$	$46^\circ 56\frac{1}{2}'$	$47^\circ 46'$	$46^\circ 49'$
$\bar{1}21 : 101$ . .	$56 \ 34$	—	$57 \ 52$	—	—	$57 \ 33$
$\bar{1}21 : \bar{1}00$ . .	—	$77 \ 10$	—	—	—	$78 \ 17$
$\bar{1}21 : 12\bar{1}$ . .	—	—	—	—	$86 \ 57\frac{1}{2}$	$86 \ 22$

Der letzte Winkel bezieht sich auf z w e i Absonderungsflächen.

Zur Ermittlung der Grundzone  $\sigma_2$  versuchte ich Winkel zwischen Flächen von Kristall und Lamelle zu messen. Trotz mannigfacher Variation der Pressungsbedingungen waren von den Außenflächen der Lamellen stets nur

Schimmerreflexe zu erhalten, welche beim Drehen des gekippten Streifens der betreffenden Kristallfläche um seine Längsrichtung kontinuierlich lichtschwächer und schmaler werden.

Kombiniert man KLEIN'schen Drehapparat, Vertikalilluminator und Okularschraubenmikrometer alle drei zugleich mit dem Mikroskop, so findet man die Dicke der Lamellen von  $1 \mu$  bis  $10 \mu$  schwankend und die streifenförmigen Lamellenaußenflächen parallel ihrer Längsrichtung gerippt und gerillt, derart, daß auf  $10 \mu$  Breite 5—10 Rippen oder Rillen kommen.

Die Grundzone  $\sigma_2$  konnte also durch Messung nicht festgestellt werden. Zur Ermittlung der wahrscheinlichsten Grundzone wurde auf Taf. XXIV eine stereographische Projektion sämtlicher am  $\text{Li}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  bisher beobachteten Wachstumsflächen mit dem Pol der Gleitfläche als Zentrum des Grundkreises entworfen, und zwar die Flächen beider Individuen eines nach  $(\bar{1}21)$  symmetrisch gedachten Zwillings. Es zeigen sich dann als sehr benachbart die Pole von

(121) und  $(\bar{3}21)$   
 (110) und  $(\bar{3}01)$   
 (101) und (110)

Daher dürften wohl je 2 Flächen dieser 3 Paare infolge der Schiebung ihren Charakter vertauschen. In der Tat ergeben zwei beliebige dieser 3 Paare als Grundzone  $\sigma_2 = [012]$ . Daraufhin wurden auf Taf. XXIV außer dem Pol der rationalen Gleitfläche  $K_1$  auch jene rationale Grundzone  $\sigma_2$  und ihr Pol, die irrationale zweite Kreisschnittsebene  $K_2$  sowie der Zonenkreis der irrationalen Gleitrichtung  $\sigma_1$  nebst seinem Pol und schließlich noch der auf der Ebene der Schiebung senkrechte Ebenenbüschel S konstruiert.

Setzen wir demnach  $K_1 = (121)$ ,  $\sigma_2 = [012]$ , so er-

gibt sich folgendes Transformationsschema für eine beliebige in die Fläche (p' q' r') übergehende Fläche (p q r):

$$p' = 2p + q + 2r$$

$$q' = -4r$$

$$r' = -q.$$

Daher erfahren die an unserer Kristallart bisher beobachteten Flächen folgende Indizesänderung:

(100)	◀ ▶	(100)
(010)		( $\bar{1}$ 10)
( $\bar{1}$ 01)		(010)
(110)		( $\bar{3}$ 01)
(210)		( $\bar{5}$ 01)
( $\bar{2}$ 10)		(301)
(121)		( $\bar{3}$ 21)
( $\bar{1}$ 21)		(121)
( $\bar{1}$ 21)		( $\bar{1}$ 21)
( $\bar{3}$ 21)		(321)

Von allen bisher beobachteten Flächen gehen danach nur ( $\bar{1}$ 01) und (210) in solche über, die als Wachstumsflächen bisher nicht beobachtet sind. Die angenommene Grundzone  $\sigma_2$  gewinnt dadurch außerordentlich an Wahrscheinlichkeit. Diese Schiebung entspricht den Schiebungen pseudotetragonaler Kristalle, indem die Grundzone in einer Fläche liegt, welche mit der Gleitfläche gleichwertig ist.

Die eine Kristallfläche durchsetzende Lamel enoberfläche bildet mit ersterer folgende berechnete Winkel:

100 : 100	=	23° 26'
101 : 110	=	14 7
$\bar{1}$ 01 : 010	=	3 38
110 : $\bar{3}$ 01	=	6 27
210 : $\bar{5}$ 01	=	26 10
$\bar{2}$ 10 : 301	=	9 22
121 : $\bar{3}$ 21	=	3 59
$\bar{1}$ 21 : 121	=	17 52
$\bar{1}$ 21 : $\bar{1}$ 21	=	7 16
321 : $\bar{3}$ 21	=	2 46



Kreisschnittsebene geforderten Sinne von dem Reflex der nicht deformierten Flächenpartie abwichen, daß aber stets selbst der äußerste schwache Schimmerreflex nicht so weit von dem Reflex der Hauptfläche entfernt war, als oben berechnet.

Da es nach alledem als nicht völlig ausgeschlossen erschien, daß die erste Kreisschnittsebene statt ( $\bar{1}21$ ) eine dieser Fläche benachbarte irrationale Fläche sein könnte, ließ ich kleine Fragmente zwillingslamellierter Kristalle in reiner wässriger Lösung bei  $18^\circ$  fortwachsen, bis die Durchmesser der entstandenen Durchwachsungszwillinge einige Millimeter betragen. Da in allen fünf so gezüchteten Zwillingen die Orthodomenzonen beider Individuen symmetrisch zueinander in bezug auf ( $\bar{1}21$ ) oder ( $\bar{1}\bar{2}1$ ) lagen, so muß  $K_1 = (\bar{1}21)$  oder ( $\bar{1}\bar{2}1$ ) sein, d. h. die erste Kreisschnittsebene wirklich die behauptete rationale Lage haben.

An solchen Zwillingen wurden folgende Winkel gemessen oder berechnet:

	1. Zwillling	2. Zwillling	3. Zwillling	4. Zwillling	berechnet
$100 : 100 =$	$24^\circ 14'$	$24^\circ 15'$	—	—	$23^\circ 26'$
$101 : 101 =$	—	$65^\circ 23'$	$63^\circ 17'$	—	$64^\circ 54'$
$\bar{1}01 : \bar{1}01 =$	$85^\circ 31'$	—	—	$86^\circ 30\frac{1}{2}'$	$86^\circ 22'$

Die Winkelschwankungen erklären sich leicht aus den durch die vorausgegangene Pressung bewirkten Verbiegungen (vergl. Kapitel „Translationen“).

Die Fig. 2 zeigt einen solchen Zwillling, der durch Fortwachsung eines mit einer Zwillingslamelle nach ( $\bar{1}21$ ) behafteten Rechtserfragmentes entstand. Die Zwillingssebene „Z.E.“ =  $K_1 = (\bar{1}21)$  halbiert den stumpfen Winkel der beiden Orthoachsen, die Zwillingsachse „Z.A.“, normal auf Z.E., halbiert deren spitzen Supplementwinkel.

Zugleich ersieht man aus der Fig. 2, daß die mit  $\{210\}$  ausgestatteten Enden der Orthoachsen beider Individuen

nicht symmetrisch in bezug auf die Zwillingsebene (121) liegen, d. h. der Rechter ist durch die Schiebung in einen neuen Rechter übergeführt; ebenso werden Linkser zu neuen Linksern umorientiert. Diese Tatsache war an allen fünf untersuchten Zwillingen zu

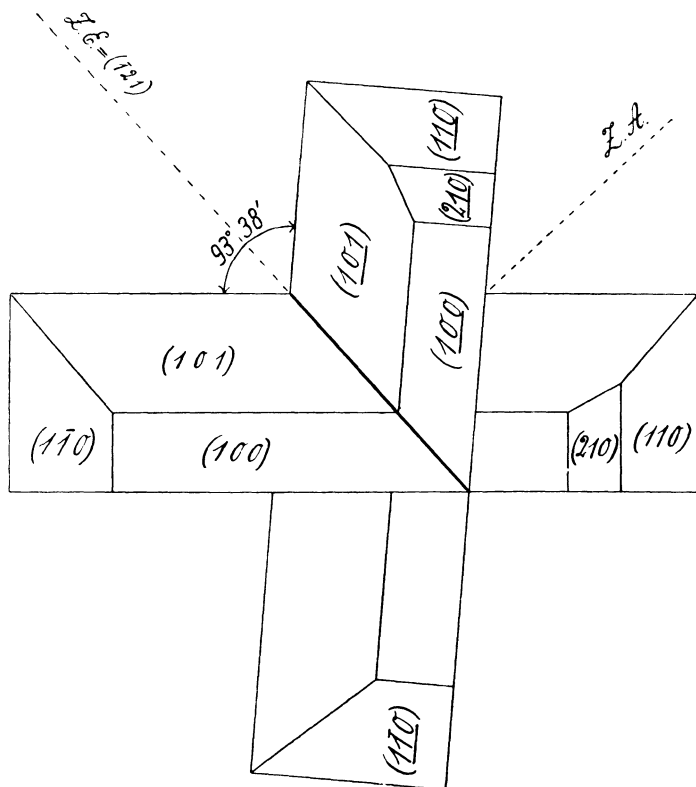


Fig. 2.

konstatieren. Zur Sicherheit wurden zwei solcher Zwillinge 10 Minuten auf  $70^\circ$  gehalten und dann mit dem KUNDT'schen Pulver bestäubt; in der Tat lagen die analogen Pole beider Individuen jedes Zwillinges an den durch  $\{210\}$  ausgezeichneten Enden der Orthoachse.

Bemerkenswert ist vielleicht noch, daß die 2 Individuen jedes dieser Zwillinge ungleich groß waren und sich nie

durchkreuzten<sup>1</sup>. In einem Falle erhielt ich einen Drilling, indem mit einem Individuum ein zweites nach  $(\bar{1}21)$  und ein drittes nach  $(\bar{1}21)$  verzwillingt war. Bringt man statt kleiner Fragmente einen ganzen mit einer Lamelle versehenen Kristall in die übersättigte Lösung, so überwächst das Hauptindividuum seine Lamelle, wobei letztere die Bildung von Vizinalflächen zu veranlassen scheint.

### Translationen.

Zuweilen ragen die auf  $(\bar{1}01)$  austretenden Zwillingslamellen um etwa 0,1 mm aus dem Niveau dieser Fläche hervor; die schmalen von ihnen gebildeten Treppenstufen reflektieren gleichzeitig mit der Absonderungsfläche  $(\bar{1}21)$ , falls eine solche durch die Pressung freigelegt ist. Da überdies jene Absonderungsflächen öfters um mehrere Grade verbogen sind, so fungiert  $(\bar{1}21)$  offenbar nicht nur als Gleitfläche einfacher Schiebungen, sondern auch als *Translationsebene*; Haupttranslationsrichtungen ließen sich nicht feststellen. Aus dieser Translation erklärt sich wohl auch die Längsstreifung der schmalen Oberflächen der Schiebungslamellen sowie der Mangel starker, einheitlicher und gesetzmäßig orientierter Reflexe.

Ferner fungiert  $(\bar{1}01)$  als *Translationsebene*; diese Fläche zeigt oft feine Fältelung um die Orthoachse, die Haupttranslationsrichtung ist also  $[101]$ . Die von GRAILICH erwähnte Spaltbarkeit parallel  $(\bar{1}01)$  ist vielleicht nur Absonderung infolge von Translation; indem ich Kristalle bis zur beginnenden Trübung auf über  $100^{\circ}$  erhitzte, erhielt ich eine wenig ebene Absonderung nach  $(\bar{1}01)$ ;  $\angle (\bar{1}01) : (101) = 40^{\circ} 55'$  gem.,  $= 38^{\circ} 23'$  berechnet.

<sup>1</sup> Das kleinere der beiden Individuen hat nur ein Ende seiner Orthoaxe frei. Diese Verzerrungen sind in Fig. 2 zur Verdeutlichung der Symmetrie unterdrückt.

Auch (301) ist Translationsebene; Haupttranslationsrichtungen in ihr konnten nicht festgestellt werden; die erhaltenen Absonderungsflächen (301) reflektierten recht gut;  $\angle (301) : (100) = 42^\circ 32'$  gem.,  $= 42^\circ 43'$  berechn. ( $= 42^\circ 34'$  berechn. nach NENADKEWITSCH), und  $\angle (301) : (110) = 66^\circ 49'$  gem.,  $= 67^\circ 7'$  berechn. ( $= 67^\circ 5'$  berechn. nach NENADKEWITSCH).

Ferner ist (301) Translationsebene; die entsprechende Streifung auf (121) bildet mit der Kante [101] einen Winkel von  $34^\circ$  gem. u. d. M.,  $= 36^\circ 4'$  berechn., ebenso auf (121).

Schließlich fungiert als Translationsebene auch (100); da sowohl auf {110} als auch auf (101) Translationsstreifung  $\parallel$  (100) auftritt, müssen mehrere (gleichwertige oder ungleichwertige) Haupttranslationsrichtungen vorhanden sein.

Zwischen  $\times$  Nicols machen sich alle diese Translationen im Gegensatz zu den einfachen Schiebungen nicht geltend; auch hinterlassen sie beim Fortwachsen der gepreßten Kristalle keinerlei Spuren außer etwaigen Verbiegungen.

Diese Translationen gehen gewöhnlich nicht alle zugleich vor sich, sondern je nach der Orientierung des Hauptdruckes im Kristall bald diese, bald jene.

### Enantiomorphie.

Fehlen einem Kristall Symmetrieelemente zweiter Art, so werden durch Schiebung im allgemeinen w e d e r Flächen aus der Gleitzone  $\sigma_1$  noch solche aus der Grundzone  $\sigma_2$  in g l e i c h a r t i g e übergeführt<sup>1</sup>. Als g l e i c h a r t i g

<sup>1</sup> Besitzt ein mit Symmetriezentrum ausgestatteter Kristall keine normal zur Ebene S der Schiebung gerichtete geradzählige Deckbewegungsachse, so werden im allgemeinen entweder nur die Flächen aus der Gleitzone  $\sigma_1$  oder nur die Flächen aus der Grundzone  $\sigma_2$  in gleichartige übergeführt. Das gilt also auch für die Schiebungen monoklin-



bezeichne ich zwei Flächen  $F_1$  und  $F_2$  zweier Kristallindividuen  $J_1$  und  $J_2$ , wenn  $J_1$  und  $J_2$  gleich sind und wenn die Indizes der Fläche  $F_1$  durch eine Symmetrioperation des Individuums  $J_1$  in die Indizes der Fläche  $F_2$  übergeführt werden können. Als gleich bezeichne ich zwei Individuen  $J_1$  und  $J_2$ , wenn  $J_1$  durch bloße Drehungen mit  $J_2$  zur Deckung kommt; daher sind zwei enantiomorphe Individuen nicht gleich.

Hierbei erscheinen zunächst zwei Gruppen von Kristallarten als möglich.

I. Durch Schiebung werden Rechtser in Linkser, Linkser in Rechtser übergeführt.

II. Durch Schiebung werden Rechtser in „Pseudolinkser“, Linkser in „Pseudorechtser“ übergeführt. Als „Pseudolinkser“ bezeichne ich solche Rechtser, deren Habitus infolge der Schiebung in den Linkserhabitus übergegangen ist, beim Fortwachsen in der Mutterlauge aber wieder in den Rechtserhabitus übergeht. Zeigt der Kristall als solcher oder in Lösung optisches Drehungsvermögen, so würden also Pseudolinkser trotz des Linkserhabitus rechtsdrehend sein, und umgekehrt.

Für Schiebungen gewendeter Kristalle war bisher nur ein einziges Beispiel bekannt, nämlich die Schiebung des rhombisch-hemiedrischen Magnesiumditartrat-Tetrahydrat<sup>1</sup>

holoedrischer Kristalle, deren Ebene  $S$  nicht  $(010)$  ist; da hier jedoch eines der beiden Ebenenbüschel  $\sigma_1$  und  $\sigma_2$  irrational ist und gerade die Ebenen dieses irrationalen Büschels in ungleichartige übergeführt werden, so entzieht sich das Gesagte hier meist der Anschauung. Dagegen würde es konkret werden bei (den wahrscheinlichen) Schiebungen des Dolomits nach  $K_1 = (11\bar{1})$ ; hier ist nicht vorauszusagen, ob die Flächen der Zone  $\sigma_1$  oder diejenigen der Zone  $\sigma_2$  in gleichartige übergehen oder, was das gleiche bedeutet, ob der Symmetrie-Effekt durch Hemitropie um die Normale von  $K_1$  oder um  $\sigma_2$  dargestellt werden kann. Nach dem EULER'schen Satz sind ja diese beiden Hemitropien nur dann einander äquivalent, wenn  $\perp S$  eine geradzählige Deckbewegungsachse herrscht.

<sup>1</sup> A. JOHNSEN, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIII. p. 246. 1907.

nach  $K_1 = (110)$  mit  $K_2 = (1\bar{1}0)$ ; hier werden alle rechten Sphenoidflächen aus der Gleitzzone  $\sigma_1$ , sowie alle rechten Sphenoidflächen aus der Grundzone  $\sigma_2$  in linke übergeführt; ebenso alle linken in rechte. Das Drehungsvermögen der wässerigen Lösung dieser Kristallart ist unabhängig von vorausgegangener Schiebung. Diese Kristallart gehört also in obige Gruppe II.

Im Lithiumsulfat-Monohydrat haben wir nunmehr ein zweites Beispiel von Schiebung gewendeter Kristalle kennen gelernt. Flächen der rationalen Grundzone  $\sigma_2$  müssen also auch hier im allgemeinen in ungleichartige übergehen, und da sich die Zwillinglamelle eines Rechtlers in der Mutterlauge zu einem Rechtler auswächst, diejenige eines Linklers zu einem Linkler, so werden durch die Schiebung Rechtler in Pseudolinkler, Linkler in Pseudorechtler übergeführt, d. h. das Lithiumsulfat-Monohydrat gehört ebenso wie das Magnesiumditartrat-Tetrahydrat in obige Gruppe II, während Gruppe I bisher nicht realisiert ist.

In der monoklinen Hemimorphie sind drei Arten regelmäßiger Molekelhaufen möglich; zwei derselben haben Raumgitter mit den primitiven Translationen  $2\tau_x$ ,  $2\tau_y$ ,  $2\tau_z$ , der dritte Molekelhaufen hat Raumgitter mit den primitiven Translationen  $2\tau_y$ ,  $\tau_x + \tau_z$ ,  $\tau_x - \tau_z$ . Der eine der beiden ersteren Haufen besitzt nur zweizählige Drehungsachsen, der andere nur zweizählige Schraubungsachsen, während der dritte beiderlei Achsenarten enthält<sup>1</sup>.

In allen diesen drei Molekelhaufen besitzt die Anordnung der Molekelschwerpunkte monoklin-h o l o e d r i s c h e Symmetrie. Da nun eine Kristallart u. a. stets diejenigen Symmetrieelemente besitzt, welche nach Art und Richtung der Anordnung und dem Molekül gemeinsam sind, so

<sup>1</sup> Vergl. A. SCHOENFLIES, Kristallsysteme und Kristallstruktur, p. 406. Leipzig 1891.

können die Molekeln von  $\text{Li}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  weder das Symmetriezentrum noch eine parallel (010) orientierte Symmetrieebene besitzen sie brauchen aber andererseits nicht enantiomorph zu sein, d. h. eine und dieselbe, nicht gewendete Molekelart kann sowohl Rechtser wie Linkser von  $\text{Li}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  aufbauen.

Durch die Schiebung im  $\text{Li}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  erfahren die Molekeln eine derartige Umorientierung, als hätten sie sich um  $\pi$  um die Normale der Gleitfläche  $K_1$  oder, was infolge der zweizähligen Deckbewegungsachse [010] nach dem EULER'schen Satz das gleiche ist, um  $86^\circ 22'$  um die Kante [101] gedreht. Die stereographische Projektion auf die Ebene  $K_1$  ( $\bar{1}21$ ) (Taf. XXIV) zeigt anschaulich, daß die letztgenannte Drehung mit dem Produkt<sup>1</sup> der beiden ersteren äquivalent ist. Fig. 2 läßt erkennen, daß jene Drehung von  $86^\circ 22'$  entgegen dem Uhrzeiger zu erfolgen hätte.

Zur Prüfung der Molekeln des  $\text{Li}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  auf Enantiomorphie wurden noch folgende Versuche ausgeführt. Es wurden 1,34 g gut ausgebildete und sorgfältig gereinigte Linkser bei  $18^\circ$  in  $\text{H}_2\text{O}$  völlig gelöst; während der Verdunstung konnten der Mutterlauge 20 Individuen entnommen werden, unter denen sich 12 Linkser von 0,50 g und 8 Rechtser von 0,35 g Gesamtgewicht befanden. Dann wurden 0,26 g Rechtser gelöst und die später der verdunstenden Lösung entnommenen 9 Individuen, weil zu klein, in eine größere Menge Mutterlauge gebracht; nachdem sie genügend gewachsen waren, ergab sich, daß sie aus 6 Linksern von nunmehr 0,31 g und 3 Rechtsern von nunmehr 0,16 g Gesamtgewicht bestanden. Auf gleiche Weise ergaben 34 Linkser von 4,66 g aufgelöst und filtriert hernach

<sup>1</sup> A. SCHOENFLIES, l. c. p. 34.

u. a. 6 Linkser von 0,08 g und 19 Rechtser von 0,37 g; 38 Rechtser von 6,119 g lieferten 10 Rechtser von 0,14 g und 18 Linkser von 0,47 g.

Hieraus ergibt sich, daß zwei enantiomorphe Molekelarten entweder nicht vorhanden sind oder in der wässrigen Lösung ineinander übergehen.

## Schluß.

### Zusammenfassung.

In vorliegender Arbeit wurden

1. Pressungsmethoden diskutiert und praktisch modifiziert,
2. geometrisch-kristallographische Konstanten von  $\text{Li}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  ermittelt,
3. an  $\text{Li}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  Schiebungen nach  $K_1 = (121)$  mit  $\sigma_2 = ? [012]$  realisiert,
4. an der gleichen Kristallart Translationen nach  $\{100\}$ ,  $\{\bar{1}01\}$ ,  $\{301\}$ ,  $\{\bar{3}01\}$  und  $\{121\}$  bewirkt,
5. die Begriffe „Pseudorechtser“ und „Pseudolinkser“ deduktiv gewonnen und am Lithiumsulfat-Monohydrat sowie am Magnesiumditartrat-Tetrahydrat verwirklicht gefunden.

## Ueber die Entstehung der Talk-(Speckstein)lager.

Von

**C. Doelter** in Wien.

Die Pseudomorphosen von Talk (Speckstein) zeigen, daß auch die Talklager verschiedene Entstehungsarten haben können, so kennen wir solche nach Quarz, Olivin, Enstatit, Diopsid, Augit, Strahlstein, Hornblende etc. Nicht alle diese Pseudomorphosen werden im großen vorkommen, und die Prozesse, welche zur Bildung dieser Umwandlungen geführt haben, können nicht unbedingt auf die Bildung der Specksteinlager übertragen werden. Da jedoch Olivin, Augit und Hornblende in größeren Massen in Gesteinen vorkommen, so können die Umwandlungsprozesse, welche zur Bildung der Pseudomorphosen geführt haben, auch im großen stattfinden. Wichtig sind dann die Umwandlungen von Carbonaten.

Ich unterscheide namentlich 4 Arten von genetisch verschiedenen Talklagern, doch ist zu bemerken, daß eine scharfe Trennung nicht allgemein durchführbar ist, da namentlich 1 und 2 zusammen vorkommen können.

1. Lager in Verbindung mit Quarz und quarzreichen Gesteinen, namentlich Quarziten, quarzreichen Schiefen (Serizitschiefern), Porphyroiden;

2. in Verbindung mit chloritischen und amphibol- oder pyroxenreichen Schiefen;

3. Lager im Serpentin oder in dessen nächster Nähe
4. mit Magnesit und Dolomit vorkommende.

### Erster Typus.

Göpfersgrün repräsentiert den ersten Typus. Man kann mit E. WEINSCHENK annehmen, daß es magnesia-haltige Lösungen waren, welche die Umwandlung des Quarzes in Talk zustande gebracht haben. Als solche Salze können in Betracht kommen: Magnesiumchlorid, Magnesiumsulfat und Magnesiumcarbonat.

E. WEINSCHENK hat zur Erklärung dieser Umbildung Magnesiumsulfat angenommen; er hat durch Behandlung von Quarzpulver mit dieses Salz enthaltenden Lösungen, welche jedoch auch Kaliumcarbonat führten, das Resultat erreicht, daß bei 100° der Quarz 1,1 % Mg O aufgenommen hatte, also den Beginn einer solchen Umwandlung nachgewiesen.

In einer verschlossenen Röhre bei hohem Druck und einer Temperatur von 320° erhielt er bessere Resultate; der Mg O-Gehalt betrug 2,86 %. Das Kaliumcarbonat dient offenbar zur Aufschließung des Quarzes. Ob in der Natur beide Lösungen gleichzeitig von Einfluß waren, ist nicht sicher, wenn auch möglich; doch können auch die Lösungen von Carbonat und Sulfat nacheinander tätig gewesen sein. E. WEINSCHENK<sup>1</sup> war der Ansicht, daß die amorphe Kieselsäure weniger angreifbar sei, da er mit Opal weniger günstige Resultate erreicht hatte. Im allgemeinen sollte wegen des größeren Energieinhaltes der amorphen Kieselsäure eher das entgegengesetzte Resultat zu erwarten sein; ich erhielt jedoch mit Opal auch kein günstiges Resultat, was ich mir dadurch erkläre, daß dieser ein irreversibles Gel von großer Stabilität ist. Bei einem anderen

<sup>1</sup> Zeitschr. f. Kryst. **14.** p. 305. 1888.

Versuche mit amorpher gelatinöser Kieselsäure erhielt ich jedoch ein besseres Resultat als mit Quarz. Ferner wurde fein geschlämmtes Chalcidonpulver im Schießofen durch 1 Monat mit konzentrierter  $Mg\ Cl_2$ -Lösung unter Zusatz von 2 % des Chalcedongewichtes an Soda behandelt; in dem ausgewaschenem Rückstand ließen sich aber nur Spuren von  $Mg\ O$  nachweisen.

Es gibt noch viele andere Vorkommen, bei welchen die Entstehung von Talk aus Quarzit ersichtlich ist. Am schönsten ist dies wohl im Specksteinbergwerk von Jolsva (Gömör) zu sehen. Hier bildet sich Talk aus verschiedenen Materialien: Quarz, Quarzit, umgewandeltem Amphibol-schiefer, sowie auch aus Carbonatgesteinen. Die Umwandlung aus Quarzit hat neulich A. REDLICH an verschiedenen alpinen Vorkommen verfolgt.

Bei Jolsva kommt zwischen den umgewandelten Amphibolchloritschiefern und dem Talk ein graues eigentümliches Gestein vor, welches aus einem Prochlorit besteht; dessen Analyse hat Herr H. MICHEL ausgeführt, welchem ich dafür meinen Dank ausspreche. Hier die Zahlen:

$Mg\ O$ . . . . .	26,62
$Ca\ O$ . . . . .	1,57
$Fe\ O$ . . . . .	5,29
$Al_2\ O_3$ . . . . .	26,36
$Fe_2\ O_3$ . . . . .	2,49
$Si\ O_2$ . . . . .	27,22
$H_2\ O$ . . . . .	10,68
	<hr/>
	100,23

Ich betrachte jedoch den Talk nicht als aus diesem Gestein bzw. Chloritmineral hervorgegangen, da oft dieser Prochlorit in größerer Menge auch ohne Talk vorkommt, wie auch der Talk wieder für sich allein zu sehen ist. Wahrscheinlich haben sich beide Mineralien so ziemlich gleichzeitig gebildet, die Tonerde hat sich mit Magnesia und

Kieselsäure zu Prochlorit vereinigt, wobei sich in der Lösung zumeist ein Überschuß an tonerdefreiem Magnesia-Silicat ergab, welches sich als Talk absetzte. Wo ein solcher Überschuß nicht vorhanden war, bildete sich nur der Prochlorit.

**Beziehungen zu Chlorit.** Das Zusammenkommen mit Chlorit wurde namentlich von F. CORNU und A. REDLICH<sup>1</sup> betont; sie nehmen den Rumpfit als steten Begleiter des Talkes an, was für viele Fundorte zutrifft. Inzwischen ist aber durch Analysen von F. PANZER der Rumpfit als selbständiges Mineral gestrichen worden; das, was jene Autoren als Rumpfit bezeichneten, ist nach G. TSCHERMAK ein Klinochlor. Die Beziehungen von Talk und Chlorit sind unverkennbare und finden sich nicht nur dort, wo Talk in Verbindung mit Quarziten steht, sondern noch mehr dort, wo der Talk aus Amphibolschiefern und chemisch analogen Gesteinen sich bildet. Wir wollen uns nun diesem Typus der Talklagerstätte zuwenden.

### **Zweiter Typus der Talklager.**

2. Die in einem der größten Talklager Europas, in Mautern (Steiermark) eingetretene Umwandlung zu Speckstein hat E. WEINSCHENK<sup>2</sup> durch die Intrusion benachbarter Granite erklärt, welche in der postvulkanischen Epoche große Mengen von Magnesiumsalzen herbeigeführt haben sollten. Da jedoch diese Granite nur wenig Magnesia enthalten, so ist es doch zweifelhaft, ob dies möglich sei. Vielleicht ist es einfacher, den Magnesiumgehalt in den Gesteinen selbst, welche in unmittelbarer Nähe des Talklagers vorkommen, in ursprünglichen Diabasen, welche zu Amphibol- und Pyroxenschiefern umgewandelt wurden, zu suchen, um so mehr, als, wie K. A. REDLICH und F. CORNU fanden, auch

<sup>1</sup> Zeitschr. f. prakt. Geol. **16**. 1902. Heft IV.

<sup>2</sup> Zeitschr. f. prakt. Geol. **8**. p. 42. 1890.



der benachbarte Kalkstein in Dolomit umgewandelt ist. Diese Schiefer haben jedoch eine weitere Umwandlung erlitten, indem der ursprüngliche Amphibol und Pyroxen sich in Chlorit umwandelte. Die genannten Autoren nehmen an, daß Chloritschiefer das Muttergestein des Talks war, wodurch auch das stete Auftreten einer Chloritvarietät, welche Rumpfit genannt wurde, im Zusammenhange steht. Auch enthalten die Talkmassen selbst immer ein wenig Tonerde (die unreineren sogar bis 10 %). Ich vermute, namentlich im Hinblick auf ein analoges Vorkommen im Gömörer Komitat bei Jolsva, eine gleichzeitige Bildung von Talk und Chlorit aus einem gemeinsamen Muttergestein, den früher erwähnten Schiefen.

**U m w a n d l u n g s v e r s u c h e.** Um die Umwandlungsfähigkeit des Chlorits in Talk zu untersuchen, wurden Versuche ausgeführt. Da hier bereits genügende Mengen von Mg O im Chlorit vorhanden sind, ist eine weitere Zufuhr nicht nötig, sondern es handelt sich nur darum, zu erproben, ob bei der Zersetzung von Chlorit sich Talk bilden kann.

Chlorit ist nun in 4 %iger Na OH-Lösung stark zersetzbar; in der Lösung war jedoch viel Tonerde und Magnesia enthalten, was allerdings einer Anreicherung von Si O<sub>2</sub> entspricht, aber auch einer mit der Talkbildung unvereinbaren Verarmung an Magnesia. Auch zeigte die Untersuchung des Chlorits, daß sich Natriumzeolithe gebildet hatten.

Mit 2 %iger Natriumcarbonatlösung zeigte sich eine Neubildung, welche Ähnlichkeit mit Pennin hatte. Bei einem weiteren Versuch mit einem eisenreichen Chlorit (siehe C. DOELTER, Handbuch der Mineralchemie, II, 1. Hälfte p. 371) ergab sich, daß bei eintägiger Behandlung mit  $\frac{1}{10}$  normaler Natriumcarbonatlösung fast kein Eisen und wenig Tonerde weggeführt wurden, dagegen mehr Si O<sub>2</sub> und auch Mg O. Es konnte sich daher auf diese Weise kein Talk bilden.

Ich erkläre mir daher die Bildung sowohl von Talk als auch von Chlorit als Umwandlungsprodukte der grünen diabasischen Schiefer, welche sowohl magnesia- als auch tonerdereich waren, derart, daß die Tonerde zur Chloritbildung verwendet wurde, während sich daneben ein tonerdefreies Magnesiasilikat, der Talk bildete. Die in Mautern und an anderen Orten beobachteten tonerdehaltigen Talke sind Gemenge von Talk und Chlorit.

**Zusammenhang mit Graphitschiefern.**  
An manchen Orten finden sich in der Nähe des Talklagers auch Graphitschiefer, so in Mautern, in Geczelfalva, Nustya (beide im Gömörer Komitat gelegen). Diese Schiefer sind Umwandlungsprodukte carbonischer, kohlenhaltiger Schiefer; übrigens findet man auch in anderen Lagerstätten von Talk, welche im Serpentin vorkommen, so bei St. Lorenzen in Steiermark, Graphit. Ich habe diesen Zusammenhang dadurch erklärt, daß dieselben Agentien, nämlich erhöhter Druck und erhöhte Temperatur einerseits bei der Umwandlung der magnesiareichen Gesteine, andererseits bei der Umwandlung der kohlehaltigen Schiefer tätig waren, ohne daß ein chemischer Zusammenhang beider vorhanden war<sup>1</sup>.

### **Dritter Typus der Talklager.**

3. Talk in Verbindung mit Serpentin.  
Was die mit Serpentin vorkommenden Talklager anbelangt, sei es, daß sie direkt im Serpentin oder nur in der Nähe vorkommen, so ist ihre Bildungsweise jedenfalls dieselbe, wie die der bekannten Pseudomorphosen nach Olivin; diese können aber gleichzeitig gebildet sein, wie die des Serpentin, da das Magnesiumorthosilikat sich in ein basisches und ein mehr saures (Talk) spaltet.

<sup>1</sup> C. DOELTER, Handb. d. Min.-Chem. Bd. II. 1. Hälfte. p. 373.

### Vierter Typus der Talklager.

4. Carbonattalke. Sehr häufig ist Talk mit Magnesit, seltener mit Dolomit verquickt. In den meisten Magnesitlagern finden sich Schnüre und Gänge von Talk entweder direkt in Magnesitlagern oder in ihrer Nähe. Jedenfalls sind Magnesitlager und Talklager sehr häufig beisammen zu finden.

K. A. REDLICH und F. CORNU<sup>1</sup> beschrieben ein Vorkommen vom Häuselberg bei Leoben, welches ich ebenfalls untersucht habe, bei welchem eine Talkbildung aus Magnesit möglich ist. Es wird dort ein schmaler Talkstreifen zwischen Rumpfit (eigentlich Klinochlor) und Magnesit beobachtet. Es ist wohl möglich, daß hier der Talk am Kontakt von Magnesit und dem chloritischen Mineral sich bildete; doch wäre auch möglich, daß am Kontakt mit dem magnesia-reichen Gestein sich zuerst Talk abschied und dann der weniger magnesiareiche, aber tonerdereiche Klinochlor. Das Ganze ist aus einem Mergel entstanden.

Um den wahrscheinlichen Vorgang nachzuahmen, habe ich einen Mergel, welcher dem vom Häuselberg ungefähr entsprach, mit geschmolzenem  $MgCl_2 \cdot 6H_2O$  in einer verschlossenen Hartglasröhre bei  $150^{\circ}$  einen Monat lang unter Zugabe von ca. 30 % Kieselgur behandelt. Das Resultat ist kein sehr günstiges, da die Analysen im Vergleich keinen sehr hohen Gehalt an  $MgO$  ergaben; vielleicht war die Lösung zu sehr konzentriert. Die Zahlen sind:

	1.	2.	
$CaCO_3$ (Vol.-%) . . . .	58,43	$MgO$ . . . .	7,12
$Al_2O_3$ (Gew.-%) . . . .	7,0 ca.	$CaO$ . . . .	30,06
$Fe_2O_3$ „ . . . .	5,0 „	$Al_2O_3$ } . . . .	Spur
$SiO_2$ „ . . . .	32,0 „	$Fe_2O_3$ }	
		$SiO_2$ . . . .	61,14
			98,32

1. Ursprünglicher Mergel.

2. Rückstand nach Abfiltrierung der Lösung.

<sup>1</sup> Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. Heft IV. p. 108.

Demnach ist allerdings der Kieselsäuregehalt schon bedeutend, und ist auch die ganze Tonerde ausgelaugt worden, jedoch der Magnesiagehalt ein verhältnismäßig geringer. Immerhin kann man, wenn man bedenkt, daß der Versuch doch nur eine verhältnismäßig kurze Zeit dauerte, ganz gut annehmen, daß die allmähliche Verdrängung des Kalkes und Austausch gegen Magnesia in der Natur vor sich ging, da ja uns dort große Zeiträume zur Verfügung stehen, und dann noch ein weiterer Faktor hinzukommt, welcher in der Natur wirkt, der sich aber beim Versuch nicht realisieren läßt, das ist die Erneuerung der Lösung. Es müßte, um die nötige Menge von Magnesia zu erhalten, eine konzentrierte Lösung von Magnesiumchlorid angewandt werden; es ist jedoch nach den Versuchen J. LEMBERG'S bei der Umwandlung von Silikaten wahrscheinlich, daß verdünnte Lösungen stärker wirken. Bei der Versuchsanordnung wäre jedoch mit einer verdünnten Lösung, da zu wenig Raum vorhanden war, der Versuch nicht ausführbar gewesen.

Trotz des scheinbaren Mißerfolges läßt sich also schließen, daß magnesiareiche und etwas Kieselsäure enthaltende Lösungen imstande sind, aus einem magnesiafreien Mergel Talk zum Absatze zu bringen.

Hier sei noch einer interessanten Pseudomorphose erwähnt, welche aus Jolsva stammt. Es ist eine große elliptische Konkretion aus Dolomit. Die Mitte bildet ein bräunlicher Breunerit, welcher nach der Untersuchung des Herrn H. MICHEL folgende Zusammensetzung besitzt:

Unlös. Rückstand . . .	6,59
Mg O . . . . .	26,62
Ca O . . . . .	18,33
Fe O . . . . .	2,80
CO <sub>2</sub> . . . . .	45,14
	99,48

Die Zusammensetzung entspricht einer Mischung von

31,87	%	Ca CO <sub>3</sub>
64,33	„	Mg CO <sub>3</sub>
3,80	„	Fe CO <sub>3</sub>

Um diesen innersten Teil findet sich eine sehr dicke Schicht von Dolomit, und die dünne Rinde besteht aus Talk. Die Reihenfolge der Bildung wäre also Breunerit, Dolomit, Talk. Auffallend ist, daß der innerste Teil der eisenreichste ist und gegen die Rinde zu der Eisengehalt sich ganz verliert, da gerade der Talk ganz eisenfrei ist. Hier liegt also eine Pseudomorphose von Talk nach Dolomit vor.

Versuche zur Umwandlung des Magnesits in Talk. Bereits J. LEMBERG hat in dieser Richtung Versuche unternommen, welche jedoch, da nur bei 100° gearbeitet wurde, ein Gemenge von Silikat und Carbonat ergaben. Der Einfluß der Temperatur ist bei dieser Umwandlung ein sehr großer, da ein von Dr. DITTLER und mir unternommener Versuch bei 90—100° nur eine teilweise Umwandlung ergab. Magnesium carbon. levissimum von MERCK wurde im Extraktionskolben bei 90° mit 10 %iger Wasserglaslösung behandelt.

Der ausgewaschene Rückstand mit verdünnter  $\frac{1}{10}$  n. Sodalösung zur Entfernung kolloidal anhaftender Kieselsäure gewaschen, enthielt:

44,60	%	Mg O
45,45	„	CO <sub>2</sub>
2,14	„	H <sub>2</sub> O
7,32	„	Si O <sub>2</sub> <sup>1</sup>
99,51		

Das Versuchsergebnis zeigt, daß nur ein sehr geringer Teil des Carbonates umgesetzt war; im Einschmelzrohre bei 200° C erfolgte die Umsetzung bedeutend rascher.

<sup>1</sup> Ein Teil der Kieselsäure ist im Carbonat adsorbiert und konnte trotz Auswaschens nicht vollständig entfernt werden.

Bereits früher<sup>1</sup> habe ich einen Versuch veröffentlicht, bei welchem  $Mg\ C\ O_3$  durch Natriumsilikat bei hoher Temperatur zum größten Teil umgewandelt wurde (ca. 88 %). Ein ähnliches Resultat ergab folgender Versuch:

Es wurde ca. 1 gr Carbonat im Platingefäß mit 10 % Wasserglaslösung digeriert und in einem Autoklaven durch 24 Stunden bei 290° C und 80 Atmosphären Druck behandelt.

Der Rückstand, der z. T. aus stark doppelbrechenden Nadelchen mit einer mittleren Lichtbrechung von 1,58, z. T. aus kolloid anhaftender Kieselsäure bestand, wurde vorerst mit heißer Natriumbicarbonatlösung zur Entfernung der Kieselsäure behandelt, hernach bis zur Entfernung der alkalischen Reaktion gewaschen und analysiert.

Es fanden sich:

$Si\ O_2$ . . . . .	47,36 %
$Mg\ O$ . . . . .	25,13 "
$H_2O$ und $CO_2$ . . . . .	16,19 "
	88,68

Der Rest bestand aus Eisenoxyd, das aus der Autoklavenwandung in Lösung gegangen war und sich als Carbonat und Hydroxyd abgeschieden hatte.

Setzt man die 47,36 %  $Si\ O_2$  gleich 4 Molen Kieselsäure wie im Talk, so beansprucht diese Menge 23,65 %  $Mg\ O$  (= 3 Moleküle  $Mg\ O$ ); es verblieb sonach nur 1,48 % Magnesia, die jedenfalls als Carbonat vorhanden ist.

Dies zeigt, daß bei niederer Temperatur die Tendenz zur Carbonatbildung eine größere ist als die zur Silikatbildung; es muß sich also Talk bei einer erhöhten Temperatur, mindestens 80°, gebildet haben und es ist die Talkbildung ein hydrothermaler Vorgang.

<sup>1</sup> Handb. d. Min.-Chem. Bd. II. p. 367. 1913.

## Die Basalte der Gegend von Marburg.

Von

**Arthur Schwantke.**

Mit Gesteinsanalysen von **Karl Guyot.**

Beide in Marburg.

Mit Tafel XXV—XXXII und 5 Textfiguren.

---

Das berühmteste aller Basaltvorkommen der Gegend von Marburg ist der Stempel, der in älterer Zeit als der Fundort seiner Zeolithe bekannt war und dessen Bearbeitung durch MAX BAUER<sup>1</sup> der Ausgangspunkt und die Grundlage der neueren Erforschung der niederhessischen Basalte geworden ist. Auf dieser Grundlage fußend war es für den Verfasser eine reizvolle Aufgabe, auch die anderen Basalte der näheren Umgebung Marburgs (auf deren Verwandtschaft schon a. a. O. p. 158 hingewiesen war) einer vergleichenden Untersuchung zu unterwerfen. Zugleich lockte das interessante Vorkommen von Amöneburg mit seinen guten Aufschlüssen auf allen Seiten, wie sie wohl an wenig Basaltbergen dieser Größe zu finden sind, zu dem Versuch, durch eine genaue petrographische Untersuchung zu sehen, wie weit sich noch Schlüsse über die ehemalige vulkanische Erscheinungsform dieses Vorkommens gewinnen

<sup>1</sup> N. Jahrb. f. Min. etc. 1891. II. p. 156 ff.

ließen. Über die ersten Resultate wurde bereits von Verf. in den Jahren 1901 und 1903 kurz berichtet<sup>1</sup>. Für die Aufnahmen bei Amöneburg war es wünschenswert, noch die bessere topographische Unterlage der neuen Meßtischblätter zu benutzen und für die interessanten Fragen, die sich aus der beobachteten Blutsverwandtschaft der verschiedenen Basalttypen ergaben, war es von Vorteil, dieselben an den Resultaten der fortschreitenden Untersuchungen des weiteren Gebietes der niederhessischen Basalte zu prüfen. Es werden nun vielleicht auch die hier erhaltenen Resultate den weiteren Untersuchungen in anderen Gebieten zugute kommen können.

Bevor wir zu der Besprechung der einzelnen Basaltvorkommen übergehen, erscheint es notwendig, einige Bemerkungen über die hier angewendete **Nomenklatur und Einteilung der verschiedenen Basalte** zu machen. In der Literatur bestehen darüber noch beträchtliche Abweichungen. Der erste wichtige Unterschied ist der zwischen echtem **Feldspatbasalt** und **Dolerit**. Diese Unterscheidung wird hier ganz in dem Sinne gemacht, wie sie bisher in den Arbeiten von M. BAUER und in den anderen von Marburg ausgehenden Arbeiten seiner Schüler, sowie vom Verf. gebraucht worden ist, indem im Sinne von SANDBERGER und STRENG von dem echten **Feldspatbasalt** mit Magneteisen und einer Ausscheidungsfolge Augit, Feldspat unterschieden wird der **Dolerit** mit Titaneisen und der Ausscheidungsfolge Feldspat, Augit. Über den Begriff des **Dolerit** hat sich auch der Verf. bereits an verschiedenen Stellen ausführlich geäußert, so daß hier darauf verwiesen werden kann<sup>2</sup>. Übergangs-

<sup>1</sup> Sitzungsber. d. Gesellsch. z. Bef. d. ges. Naturw. zu Marburg. 1901. p. 164 ff. 1903. p. 39 ff.

<sup>2</sup> N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XVIII. 1904. p. 461; Ber. d. Niederrh. geol. Vereins 1907. II. p. 44; Centralbl. f. Min. etc. 1910. p. 673 ff.



typen werden wir auch hier finden, aber noch mehr werden wir die Berechtigung der Unterscheidung der reinen Typen erkennen. Abgesehen von den direkten Übergängen aus glasreichem Feldspatbasalt durch Verschwinden des Feldspates in Limburgit macht die Definition dieses Gesteins keine Schwierigkeit, es stehen aber vielfach diese Limburgite in Verbindung mit Gesteinen, deren eigentlicher Charakter noch nicht genau feststeht. Durch Eintreten eines nephelinitoiden Glases (Limburgite zweiter Art) nähern sie sich den Basaniten. Eine solche Annäherung findet aber schon in manchen feldspathaltigen glasreichen Basalten statt. Es sind dies Gesteine, die vom Verf. früher mit einem von H. BÜCKING eingeführten Namen als *basanitoiden Basalte* bezeichnet worden sind<sup>1</sup>. Neuerdings sind diese auch als *Trachydolerite* (im Sinne von H. ROSENBUSCH) bezeichnet worden.

### Der Stempel.

Die erwähnte Beschreibung des Stempels durch M. BAUER soll auch hier den Ausgangspunkt bilden und es möge auf seine ausführliche Darstellung verwiesen werden. Zu der im Anfang gegebenen Beschreibung des jetzigen Zustandes ist noch nachzutragen, daß in den letzten Jahren von der Ostseite her ein tiefer Einschnitt gemacht worden ist, um an den Basalt in größerer Tiefe noch einmal heranzukommen, der die überquellende Auflagerung auf die durchbrochenen Tertiärschichten ausgezeichnet aufgeschlossen hat (Fig. 1 und 2 Taf. XXV). Von dem Olivinfels im südlichen Durchschnitt der Wand ist nichts mehr zu erkennen.

Der Basalt selbst ist gleichfalls a. a. O. in mustergültiger Weise beschrieben worden. Hier sei vor allem das an-

---

<sup>1</sup> N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XVIII. 1904. p. 463; Ber. d. Niederrh. geol. Vereins 1907. II. p. 46.

geführt, was zum Vergleich mit den anderen Basalten von Wichtigkeit ist. Der Basalt ist ein echter Feldspatbasalt mit farbloser oder hellbräunlicher, z. T. auch durch Interpositionen getrübler Glasbasis, mit zahlreichen porphyrisch eingesprengten Olivinkörnern, mit mehr oder weniger regelmäßiger Begrenzung. Das Erz ist als Körner und Kriställchen von Magnet Eisen gleichmäßig verteilt. Die Grundmasse besteht aus einem Gewebe von gleichmäßig idiomorphen Feldspat- und Augitkriställchen in der farblosen Glasbasis. Der Augit erweist sich im allgemeinen älter als der Plagioklas, er tritt in der Grundmasse in einer ununterbrochenen Größenanordnung auf, von den größeren Mikrolithen bis zu den kleinen weniger idiomorphen Körnchen, die sich zwischen die Feldspatleisten klemmen, aber auch randlich in sie eingewachsen sind. Daneben erscheinen teilweise relativ spärlich größere Augitkriställchen, die den Charakter einer älteren Generation tragen und sich bisweilen auch zu Gruppen vereinigen.

Als eine Abweichung von diesem Normaltypus findet sich ein feinblasiger Basalt, der sich wohl als eine besonders feinkörnige Modifikation des gewöhnlichen auffassen läßt, es ist jedenfalls ein echter Feldspatbasalt. Verf. fand solchen Basalt als Randfaziesbildung gegen die nördliche Außenwand.

Auch Einschlüsse können die Struktur und Zusammensetzung des Basaltes verändern. So verursachen Quarzeinschlüsse eine besonders dichte Beschaffenheit durch sehr fein und dicht verteilten Staub von Magnet Eisenkörnchen. Eine andere Veränderung bewirken Kalkeinschlüsse, aber auch andere Einschlüsse z. B. auch am Rande gegen Olivinfels. Es kommt hier zur Abscheidung von Ilmenit statt des Magnet Eisens und zur Bildung von großen Feldspaten. Wir werden darauf noch bei ähnlichen Erscheinungen in den anderen Basalten zurückkommen.

Alle diese Basalte führen keine Zeolithe. M. BAUER berichtet (p. 157): „Der anstehende . . . Basalt ist sehr feinkörnig bis dicht, meist kompakt, im großen und ganzen sehr frisch und dann tief schwarz. Dazwischen liegen aber einzelne größere oder kleinere meist ziemlich scharf umgrenzte Stellen, unregelmäßig im normalen Basalte verteilt, die sich durch poröse Beschaffenheit, z. T. ziemlich starke Verwitterung und infolgedessen durch braune Farbe auszeichnen. Die Blasenräume dieser Stellen sind die Fundorte der Zeolithe. Der fortschreitende Steinbruchbetrieb deckte immer neue solche Stellen auf und gab Gelegenheit die Mineralien zu sammeln.“

Das Gestein dieser Partien und auch das Gestein der untersuchten älteren Stufen mit Zeolithen ist ein typischer Dolerit. Soweit das Gestein nicht zu stark zersetzt ist, kann man deutlich den doleritischen Charakter des Feldspats und den Ilmenit erkennen. Es liegen aber auch Präparate von noch recht frischen Doleritpartien aus dem Basalt vor.

Dieser unmittelbare Zusammenhang zwischen Basalt und Dolerit mag zunächst merkwürdig erscheinen. Er wird uns aber durch die Untersuchung des Auswurfsmaterials der Tuffe verständlich. Unter den Auswürflingen des Tuffs dominiert der Dolerit. Schon in dem feinen Material der glasigen Lapilli können wir das erkennen. Gemäß der verschiedenen Ausscheidungsfolge im Basalt und Dolerit können wir das Basaltglas mit Olivin und Augit aber noch keinem Feldspat, von dem Doleritglas mit Olivin und Feldspat aber noch keinem Augit charakteristisch unterscheiden. Es überwiegen nun hier neben dem Basaltglas bei weitem die doleritischen Lapilli. Ganz entsprechend tritt dies bei den größeren kristallinen Auswürf-

lingen hervor. Eine große etwa 30—40 cm im Durchmesser messende Bombe ist typischer Dolerit (Analyse No. II unten p. 565) mit intersertaler Struktur und Neigung zu dendritischer Struktur der Grundmasse. Das Erz ist Ilmenit in den typischen Leisten. Der Plagioklas und Augit sind noch vollkommen frisch, der Olivin teilweise zu einer grünlichen Substanz zersetzt. Die Zwischenräume zwischen dem Gewebe der Gemengteile sind erfüllt mit einer grünlichen isotropen Substanz (mit traubig-nierenförmiger Struktur), daneben mit Kalkspat. Die Bombe selbst führte auf großen langgestreckten Blasenräumen Aragonit. Auch die kleineren Auswürflinge sind vielfach typische Dolerite von diabasisch-körniger bis ophitischer Struktur. Die Neigung zur Herausbildung von dendritischen Formen tritt hier noch mehr hervor. Es finden sich Typen mit ganz ähnlich blumig dendritischer Grundmasse, wie sie vom Verf. am Dolerit von Ofleiden beschrieben worden ist, auch rein dendritische Formen durch gabelige Ausbildung der Feldspate kommen vor.

Neben diesen doleritischen Auswürflingen kommen aber auch echt basaltische vor, meist blasig und feinkörnig, mit den typischen Olivineinsprenglingen (zersetzt) und den kleinen mitunter zu Gruppen vereinigten Augitkriställchen. Die Grundmasse des einen Auswürflings ist, von einigen lokalen Feldspatleistchen abgesehen, direkt limburgisch. Vielfach schließen die basaltischen Auswürflinge auch Brocken von Dolerit ein. Von besonderem Interesse ist aber ein Auswürfling, in dem der basaltische Auswürfling gewissermaßen eine Rinde von Dolerit besitzt. Die Grenze erscheint im allgemeinen ziemlich scharf, auch im Schriff, man sieht aber hier, wie die basaltische Grundmasse an der Grenze direkt in die Grundmasse des Dolerit übergeht.

Alle diese Verhältnisse zeigen deutlich, daß hier eine innige Verwandtschaft des Dolerit mit dem Basalt besteht. Der ganze geologische Charakter des kleinen Vorkommens im Buntsandstein weist deutlich darauf hin, daß es sich um einen einmaligen ziemlich kurzen Eruptionsakt handelt. Aus den Tuffen sehen wir, daß es beim Beginn der Eruption zu einer Differenzierung in doleritisches und basaltisches Material gekommen ist. In welcher Beziehung die älteren blasigen Doleritstufen mit den Zeolithen zu dem Basalt gestanden haben, läßt sich kaum mehr ermitteln. Die beste Beschreibung des Stempelbasaltes von früher gibt wohl J. F. E. HESSEL<sup>1</sup>: „Nach oben zu konvergierende Säulen, die einen an der Spitze etwas abgestumpften Kegel bilden, lassen sich am Stempel bei Marburg wahrnehmen. Die Beobachtung dieses interessanten Verhältnisses ist an dem eben genannten Basaltberge um so leichter, da er von drei verschiedenen Seiten unmittelbar am Gipfel durch Steinbrüche aufgeschlossen ist; jeder der drei Steinbrüche zeigt das angeführte Verhältnis auf eine, sogleich in die Augen fallende Weise. Dieser Basaltberg wird jetzt zum dritten Male durch die Steinbrucharbeit horizontal abgestumpft, er hat auch bei den beiden früheren Abbauten dieselbe Art des Gelagertseyns der Basaltsäulen gezeigt.“ Dabei ist also von eigentlichen Basaltströmen nicht die Rede ja auf p. 158 derselben Abhandlung heißt es ausdrücklich: „Basaltberge, die einer einzigen Eruption ihr Daseyn zu verdanken scheinen, sind der Stempel und der Frauenberg, 1—1½ Stunden südlich von Marburg, einfache kegelförmige Basaltberge, ohne verlängerten Rücken, ohne Spur einer stromartigen Verlängerung.“ Man kann wohl annehmen, daß wirkliche, wenn auch kleine Stromerscheinungen

<sup>1</sup> Schriften d. Gesellsch. z. Bef. d. ges. Naturw. zu Marburg. 1. 1823. p. 162.

wie bei Amöneburg, dem Auge dieses scharfsinnigen Forschers nicht entgangen wären. Wir werden also annehmen müssen, daß diese Doleritpartien durch Differenzierung im Basalt selbst entstanden sind. Damit stimmt auch überein die Bemerkung von HESSEL (a. a. O. p. 155/56): „So zeigt sich zuweilen eine und dieselbe Basaltsäule an ihrem tiefsten Ende vollkommen dicht, während sie etwas höher einige kleine Poren bekommt, die noch weiter oben immer größer und häufiger werden, und dann zugleich oft ausgefüllt sind mit Chabasit, Harmotom, Arragon etc., die schwarze Farbe des Basaltes wird dabei nach oben zu bei solchen Säulen allmählich ins Braune verwandelt. Eine und dieselbe Säule ist dann unten dichter Basalt und oben vollkommener Mandelstein. (Dies läßt sich unter anderm beobachten am Stempel bei Marburg.)“ Diese Beobachtung wird auch bestätigt durch H. MÖHL<sup>1</sup>, der dasselbe ausführt und dann noch bemerkt: „Zum Theil, namentlich in Verbindung mit dichtem Basalte, ist der Mandelstein noch ein zähes festes Gestein, in den losen Massen dagegen ist er oft von geringem Zusammenhalt, fast erdig, zerreiblich oder bröcklich, auch erdig im Bruche und von lichtgrauer Farbe. Dieser Mandelstein oder vielmehr dieser aufgeblähte, stark in Verwitterung begriffene Basalt ist die Fundstätte der Zeolithe.“

### Der Frauenberg.

Ein ganz analoges Vorkommen als vulkanischer Durchbruchspunkt im Buntsandstein wie der Stempel bildet der südlich davon gelegene Frauenberg, dessen größere Dimensionen sowie die ihn krönende Burgruine ihn vor einer so weitgehenden Abtragung durch den Steinbruchbetrieb

<sup>1</sup> H. MÖHL, Das Auftreten des Basaltes in der Umgegend von Marburg. Halle 1863. p. 9/10.

wie sie der Stempel erfahren hat, geschützt haben. Im Schutze des Basaltes sind auch hier die Reste der Tertiärschichten erhalten und die vorhandenen geringen Aufschlüsse genügen, um zu zeigen, daß hier die am Stempel gemachten Beobachtungen in gleicher Weise gelten. Der Basalt ist ein Säulenbasalt wie am Stempel und die durch den Steinbruchbetrieb auf der Westseite geschaffenen Aufschlüsse zeigen, daß die Säulen in der Mitte vertikal stehen (was auch HESSEL a. a. O. p. 161 betont), und daß die Säulenstellung an den Seiten im zunehmenden Maße nach oben zu konvergiert (Taf. XXVI Fig. 1), so daß wir auch hier die analogen Verhältnisse haben wie am Stempel, nur in entsprechend größeren Dimensionen. Der größeren Hervorragung des Kegels ist es wohl auch zuzuschreiben, daß hier am Frauenberg, wie es scheint, auch die letzten Reste des Tuffmantels durch die Erosion abgetragen sind. Eine Bemerkung muß noch der säulenförmigen Absonderung des Basaltes gewidmet werden. Einmal bietet sich hier eine gute Gelegenheit, den Zusammenhang der kugelförmigen Verwitterung mit der Säulenbildung zu beobachten. Die Säulen zerspringen zunächst durch Quersprünge in einzelne Glieder, die durch die von den Rändern aus angreifende Verwitterung sich zu Kugeln abrunden, die wie Perlen aufeinander gereiht erscheinen (Taf. XXVI Fig. 2). Schwieriger zu erklären ist eine zweite Erscheinung. Im allgemeinen sind die vertikalen Absonderungsflächen der Säulen ziemlich eben. Hier zeigen aber die Säulen an verschiedenen Stellen eine eigentümliche Querfurchung, wie Taf. XXVI Fig. 3 zeigt. Die Erscheinung ist höchst charakteristisch, sie ist aber aus den Vorstellungen, die wir uns von der Absonderung des schrumpfenden Gesteinskörpers machen können, schlecht zu verstehen. Ein sicherer Anhalt durch direkte Beobachtung ließ sich nicht gewinnen. Die Klüfte

zwischen solchen Säulen waren z. T. vollkommen erfüllt von dem *Osteolith* und anderen Verwitterungsprodukten, die sich ganz den Konturen anschmiegen. Man würde danach am ersten geneigt sein die Erscheinung durch Verwitterung zu erklären, was auch durch den chemischen Charakter des Gesteins sich begründen ließe. Auch die Schärfe der Konturen würde dem bei Berücksichtigung der Diffusionsvorgänge nicht widersprechen. Unerklärbar bleibt aber dabei die ausgesprochene Querrichtung der Furchen. Es kann hier vielleicht der Vergleich mit anderen Stellen, an denen dieselbe Erscheinung sich beobachten läßt, weiter helfen.

Petrographisch unterscheidet sich der Basalt des Frauenberges vom Stempelbasalt im wesentlichen durch den geringeren Feldspatgehalt und dem entsprechend reichlichen Gehalt an brauner Glasbasis. Das Gestein ist deshalb schon direkt als *Limburgit* bezeichnet worden<sup>1</sup>. Das ist auch zweifellos ein Grenztypus, dem das Gestein sich nähert. Gewisse Partien (vom Verf. besonders gegen Süden beobachtet) lassen sich gut als feldspatführender *Limburgit* charakterisieren. Wir können uns aber diese Gesteinspartien auch aus dem Stempelbasalt ableiten, wenn wir dort den Feldspatgehalt geringer werden lassen und die Glasbasis durch ein reichliches braunes Glas ersetzen. Die anderen Charaktere bleiben dann dieselben, nur entspricht dem zunehmenden *limburgitischen* Charakter des Gesteins noch der vollkommene *Idiomorphismus* der Olivineinsprenglinge. Die Gesamtentwicklung ist aber noch mannigfaltiger. Die Feldspatleisten werden z. T. größer, ebenso auch die *Augite*, die sich gleichzeitig in einer jetzt für die Struktur durchaus charakteristischen Weise zu einzelnen Gruppen und Knäueln zusammenschließen. Das Glas der Grundmasse ist noch

---

<sup>1</sup> W. SCHOTTLER, Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. 20. 1899. p. 1 ff.



braun, aber erfüllt von „Entglasungsprodukten“ vom Charakter des Ilmenits zweiter Art, die sich in besonders charakteristischer Weise auch in den randlichen Partien von Mandelräumen beobachten lassen (vergl. unten p. 551 und 558). An manchen Stellen des Kegels (nach den Beobachtungen des Verf. besonders am Ostabhang) beobachtet man Basaltpartien mit der charakteristischen kokkolithischen Verwitterung der Sonnenbrenner. Solche Partien stehen aber mit den vorigen in unmittelbarem Zusammenhang. Olivin, Magnet Eisen, Augit und Plagioklasleisten verhalten sich auch hier ganz wie vorhin, die Glasbasis ist jedoch hier farbloses (durch HCl unter NaCl-Bildung zersetzbares) Glas, erfüllt von sehr charakteristischen „Entglasungsprodukten“, die wohl ganz den vorigen entsprechen, aber hier noch viel feinere Büschel und Besen bilden auch wohl die ganze Grundmasse wie ein innig verflochtener haarfeiner Filz durchziehen. Wir werden später p. 563 noch auf diese Bildungen zurückkommen. Eine Besonderheit, die diese Partien mit farblosem Glase noch auszeichnet, ist der Umstand, daß der Feldspat nicht nur in der Leistenform wie im gewöhnlichen Gestein mit dem braunen Glase erscheint, sondern neben dem farblosen Glase auch als nichtidiomorphe Füllmasse auftreten kann.

Das auf dem Blatt Allendorf der Großherzoglich Hessischen Spezialkarte (und danach auch auf Blatt Laasphe der DECHEN'schen Karte) angegebene Basaltvorkommen östlich vom Stempel auf der Verwerfung der hessischen Senke konnte anstehend nicht gefunden werden. Basaltgerölle die sich dort im Felde fanden, entsprechen dem Stempelbasalt.

### **Die Badensteine.**

Ein drittes dem Stempel und Frauenberg analoges Vorkommen auf der Höhe des Buntsandsteins bilden nörd-

lich von Marburg der große und kleine Badenstein im Burgwalde. Wie die Tuffreste beweisen, sind es gleichfalls zwei eruptive Vorkommen, aber winzigster Art. Ihr Gestein ist dem des Stempels verwandt, zeigt aber auch seine Besonderheiten.

Der Basalt beider wenig voneinander entfernter Vorkommen ist derselbe. Übereinstimmend mit dem Stempelbasalt läßt er sich bezeichnen als ein Feldspatbasalt mit farbloser Glasbasis, porphyrischem Olivin und Magneteisen. Die Bildung von Augitkriställchen einer ersten Generation, ihre Neigung zur Gruppierung und Verwachsung mit Olivin tritt hier noch etwas mehr hervor, wie am Stempel, ohne daß es aber zu einer für die Struktur charakteristischen Knäuelbildung käme wie am Frauenberg. Dagegen macht sich hier noch ein Unterschied gegen den Stempel bemerkbar in der größeren Zahl der Körner von protogenem Augit. Der Unterschied der protogenen mit dem Olivinfels identischen Körner, insbesondere des Olivin von dem Einsprenglingsolivin, ist am Stempel von M. BAUER eingehend beschrieben worden. Hier treten noch häufiger Körner vom monoklinem und rhombischem Augit auf, die bereits früher vom Verfasser beschrieben wurden<sup>1</sup>, worauf hier verwiesen werden kann. Von anderen Besonderheiten aus diesem Basalt sei noch erwähnt, daß sich auch hier, wie am Stempel und Frauenberg, die ilmenitische Entglasung in den Randpartien von Mandelräumen findet, und daß dieser Basalt auch eine Bestätigung zu der von M. BAUER am Stempel beobachteten Erscheinung der glasigen Auskleidung der Blasenräume bietet, die, wie es scheint, in der späteren Literatur nicht die Beachtung gefunden hat, die sie verdient.

Am Rande gegen den Buntsandstein ist der Basalt zu einem gelben porösen Gestein zersetzt. Aus der Struktur

<sup>1</sup> Centralbl. f. Min. etc. 1902. p. 15 ff.

erkennt man auch im Schliff, daß es sich um einen blasigen sehr feinkörnigen Basalt mit zahlreichen Olivineinsprenglingen handelt, also wohl um eine Randfaziesbildung wie am Stempel.

Auch die noch vorhandenen Tuffreste sind stark zersetzt. Die besten Präparate lieferten ältere Handstücke aus der alten hessischen Sammlung. Das Material ist ein Palagonittuff mit viel Quarzkörnern. Größere Auswürflinge sind nicht mehr zu finden. Unter den Lapilli fehlt zum Unterschiede gegen den Stempel der typische Dolerit, das Glas ist wesentlich Basaltglas, wenn sich auch z. T. Feldspatleistchen neben dem Augit im Glas zeigen. Entsprechend den Beobachtungen im Basalt zeigen auch die Tuffe vereinzelt lose Körner von protogenem Augit.

### **Schönstadt.**

Im Süden des Dorfes Schönstadt sitzen im Buntsandstein zwei kleine Basalte, die irgendwelche Spuren einer bis an die Oberfläche reichenden Eruptionstätigkeit nicht erkennen lassen. Das Gestein ist ähnlich dem der Badensteine, also auch ein Feldspatbasalt mit farbloser Glasbasis ähnlich dem Stempel. Es macht sich hier vielleicht noch mehr wie an den Badensteinen die Neigung zur Gruppierung der Augitkriställchen der ersten Generation bemerkbar, aber ebenfalls noch keine typische Knäuelbildung wie am Frauenberg.

### **Kirchhain.**

Die Stadt Kirchhain liegt um einen Hügel herum, auf dem die Kirche steht, der eine rings von Tuff umgebene kleine Basaltkuppe darstellt. Soweit die durch die Bebauung behinderten Aufschlüsse erkennen lassen, ist gerade noch die dünne Rinde des innersten Tuffmantels erhalten, die

mit dem eingeschlossenen Basaltgestein verbacken ist, das sie auch, wie man beobachten kann, mehrfach durchbricht. Untenstehende Fig. 1 zeigt einen Durchschnitt durch die Tuffrinde und das Gestein.

Wie schon das makroskopische Aussehen der Handstücke vermuten läßt und die Dünnschliffe beweisen, ist das Gestein, soweit es äußerlich erreichbar ist und sich

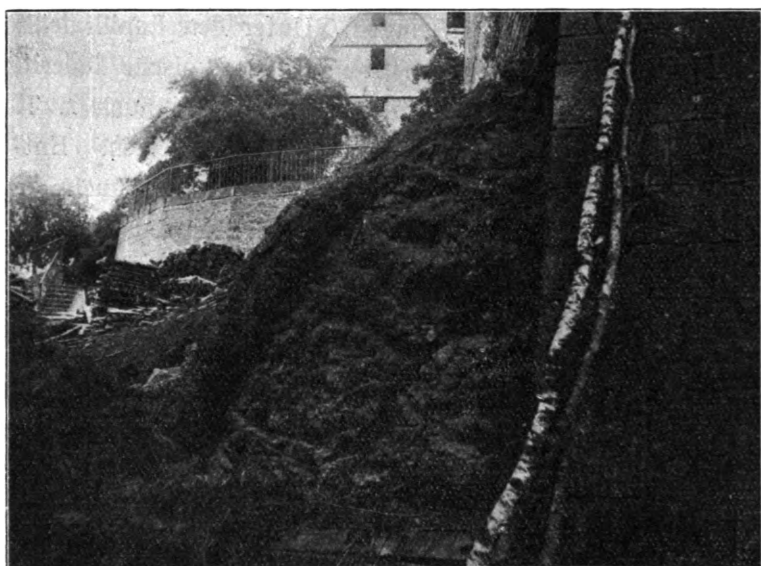


Fig. 1. Dolerit mit Tuffmantel, Kirchhain.

in den Kellern der Häuser nach innen zu verfolgen ließ, ein Dolerit, der also hier durchaus unter den hessischen Basalten als Ausnahmefall gegen die gewöhnliche Regel eine primäre Kuppe bilden würde. Er ist von einer ophitischen resp. diabasisch-körnigen bis intersertalen Struktur. Der ophitische Charakter wird durch die Größe der allotriomorphen Augitindividuen bedingt, der intersertale durch die Grundmasse, die z. T. ein dendritisches Gewebe der Mikrolithen, z. T. schlackig ist. Man kann in einem Schriff

beiderlei Arten nebeneinander sehen. Der Unterschied der einzelnen Gesteinspartien drückt sich durch das relative Überwiegen der einen oder der anderen Struktur aus. Mit dem Überwiegen der schlackigen Grundmasse stellen sich dann auch die Formen mit den gegabelten Feldspaten ein, die für die Annäherung an die Stromoberfläche charakteristisch sind. Es sind also durchaus die Charaktere einer Lava und nicht die eines Intrusivgesteins vorhanden. Einen geringen Unterschied in der Struktur weisen Präparate von der Nordostseite auf, in denen der Augit in kleinen Körnchen ausgebildet ist, die intersertal zwischen den Feldspaten sitzen, das Gestein ist aber auch hier ein echter Dolerit. Der Olivin ist meist zersetzt, die Hohlräume zwischen den Gemengteilen sind mit Carbonaten und anderen Infiltrationsprodukten erfüllt.

Das Grundmaterial des Tuffes ist auch hier ein Palagonittuff, vermengt mit fremden Komponenten, besonders Quarzkörnern. Im Vergleich zu den anderen hier beschriebenen Vorkommen findet sich hier für das Studium der Tuffe das frischeste Material. Unter den Auswürflingen und Lapilli dominiert der Dolerit in allen möglichen Abarten, helles und dunkles Doleritglas, schlackige Lapilli, verschiedene dendritische Varianten und Auswürflinge entsprechend dem anstehenden Gestein. Von besonderem Interesse ist aber, daß sich in den Auswurfsprodukten dieses ebenfalls zweifellos einmaligen Eruptionspunktes auch echter Basalt findet. Es ist ein feinkörniger Basalt mit einer Grundmasse, die aus winzigen Augit-Plagioklaskriställchen in einer Glasbasis besteht und von feinen Magneteisenkörnchen ganz durchstäubt ist, mit Einsprenglingen von idiomorphem Olivin und länglichen Augitkristallen, die sich vielfach zu knäuelartigen Gruppen vereinigen. Als Einschlüsse finden sich einige

Quarzkörner. Auch unter den kleineren glasigen und schlackigen Lapilli finden sich solche, die dem Basaltglas entsprechen. Endlich gewahrt man im Tuffe auch lose ausgeworfene protogene Olivin- und Augitkörner.

### **Amöneburg.**

Mitten aus der breiten Niederung der Ohmebene erhebt sich südlich von Kirchhain das kleine Vulkangebirge der Amöneburg (vergl. Taf. XXXI)<sup>1</sup>. Der Basaltberg des Hauptkegels steigt auf einer von den Tertiärschichten gebildeten sanft ansteigenden Unterlage steil empor. Taf. XXVII zeigt die Ansicht des Berges von Osten her. Im Norden sind dem Hauptkegel einige kleinere, ungefähr in der O.—W.-Richtung aneinander gereihte Kuppen vorgelagert (Taf. XXXI No. 1, 2, 3, 4) und ringsum sieht man im Bereiche der Schwelle des Tertiärs verschiedene kleine Vorkommen von anstehendem Basalt, ganz besonders gegen Norden hin. Die kleinen Kuppen im Norden erscheinen deutlich als vom Hauptkegel getrennte parasitäre Nebenvorkommen, während die anschließenden Kuppen im Süden (Taf. XXXI No. II, III und IV) unter sich und mit dem Hauptkegel (No. I) in direkter Verbindung stehen und mehr wie eine niedrigere Fortsetzung des längsgestreckten Hauptberges erscheinen. Die südlichste dieser Kuppen No. IV trägt den Namen Wenigenburg. Taf. XXVIII zeigt den Blick von dieser letzten Kuppe nach dem Hauptkegel, während nebenstehende Fig. 2 den Blick von Westen her auf die beiden südlichen Kuppen III und IV veranschaulicht.

Der augenfälligste Basalt von Amöneburg ist der **Säulenbasalt**. Er ist ein schwarzer dichter Basalt

<sup>1</sup> Die Basaltverbreitung ist durch rotbraune Schraffur eingezeichnet und soll nur die lokale Verteilung wiedergeben, die genauen Grenzen wären nur durch eine genaue geologische Kartierung auch des tertiären Untergrundes zu bezeichnen. Der Maßstab ist etwa der doppelte des Meßtischblattes.

mit Olivinkörnern, der an verschiedenen Stellen schöne und interessante Beispiele für die säulenförmige Absonderung bietet. An der steil ansteigenden Nordostecke (Taf. XXXI bei A) sehen wir die Säulen nach dem Innern des Berges zu einfallen, ein Beispiel für das radial fächerförmige Ausstrahlen der Säulen eines Basaltberges vom Zentrum nach außen (Taf. XXIX Fig. 1). Direkt nach Norden ist dieser Ecke des Hauptkegels ein kleines modellartiges Vorkommen für den entgegengesetzten Fall der meilerartigen Säulenstellung vorgelagert (Taf. XXIX Fig. 2). Ein



Fig. 2. Blick auf die Wenigenburg von Westen.

anderer schöner Aufschluß dieses Basaltes befindet sich am Ostabhang an der Straße unterhalb des Südausganges der Stadt, wo der Basalt steinbruchmäßig abgebaut wird (Taf. XXXI bei C, der Anschnitt ist auch auf Taf. XXVII und XXVIII zu erkennen). Hier ist die Richtung der Säulen ungemein wechselnd. Taf. XXX zeigt diese Stelle von oben (rechts) nach unten (links). Die Wand am oberen Ende schneidet die Köpfe der Säulen senkrecht zu ihrer Längsrichtung ab. Am unteren Ende liegen die Säulen horizontal, um dann plötzlich scharf in die Vertikalstellung umzubiegen, während die Säulen der mittleren Partie sanft gebogen erscheinen.

Unmittelbar am Südausgang (bei den letzten Häusern Taf. XXVIII rechts) steht ein plattenförmig abge-sonderter Basalt an (Fig. 3 unter der Mauer), der von dem Säulenbasalt auch dadurch verschieden erscheint, daß er stark verwittert ist und auf dem Bruch vielfach eine sonnenbrennerartige Struktur erkennen läßt.

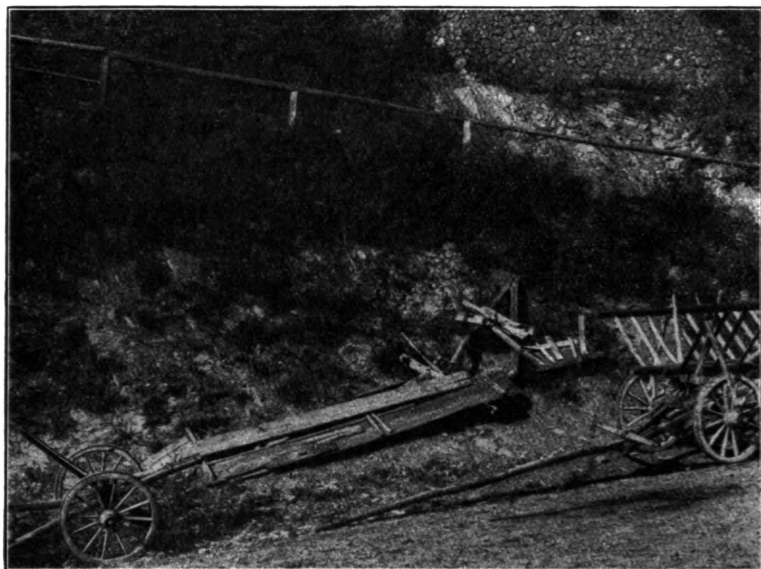


Fig. 3. Plattiger Basalt am Südausgang.

Ganz anders ist der Basalt der Kuppen im Norden und der Basalt auf der Westseite des Hauptberges und der südlichen Kuppen beschaffen. Es findet sich hier nicht die ausgezeichnete Säulenbildung (in den Steinbrüchen der Nordkuppen nur sehr dicke und grobe Säulen), sondern ein Blockbasalt in Gestalt von mehr locker aufeinandergehäuften Basaltmassen die auch ein viel sanfteres Abfallen des Westrandes zur Folge haben.

Am unteren Südabhang der Wenigenburg findet man noch die Reste von Basalttuff, desgleichen unter



dem Mauerturm an der Südwestecke neben zersetztem Basalt. Wenn man an dem Westabhang der Wenigenburg und auch des Hauptberges auf und ab steigt, so fallen zahlreiche Quarzkörner auf, die da überall ausgestreut liegen. Es sind genau die gleichen, wie sie sich auch in den Tuffresten der Wenigenburg finden und man wird nicht fehlgehen in der Annahme, daß alle diese Quarzkörner aus dem jetzt durch die Verwitterung völlig zerstörten ehemaligen Tuffmantel stammen. Es gelang seinerzeit auch in der Tat noch an der Westseite des Hauptkegels an einer Stelle solche Tuffreste zu finden.

Die Erhaltung der Tuffreste im Süden der Wenigenburg (Taf. XXXI bei F) ist darauf zurückzuführen, daß sie umklammert werden von einem blasigen Basalt, der sie durchbrochen hat und der deutliche Oberflächenformen eines ausgebrochenen Lavastromes erkennen läßt. Auch von der Vertiefung zwischen der Wenigenburg und der nördlich darauffolgenden Kuppe (Taf. XXXI bei G) ist ein solcher Strom von blasiger Lava nach Osten hin geflossen. Das blasige Gestein steht in der Vertiefung zwischen den beiden Erhebungen noch unter der Grasnarbe an, nach Osten hin ist der dünne Strom aber stark zersetzt und das Grabland, das den Boden des von den drei südlichen Kuppen eingeschlossenen Kessels bildet (eingerahmt von der Baumreihe auf Taf. XXVIII), bildet den Boden, auf dem dieser kleine Strom geflossen ist. Die Unterfläche des Stromes ist auch noch auf den aus diesem Lande herausgelesenen Gesteinsstücken zu erkennen. Es ist typischer glasiger Basalt, den man auch heut noch dort sammeln kann. Eine zweite Stelle, an der vom Verfasser ein solcher glasiger Basalt gefunden wurde, war der Weg, der von der Kirche nach Süden herunterführt (Taf. XXXI bei E) und zwar an dem obersten Beginn des Abstiegs.

Es muß also auch dort auf der Höhe ein kleiner Strom geflossen sein.

### **Die petrographische Beschaffenheit der einzelnen Basalte.**

Das Gestein des Säulenbasaltes ist in den wesentlichsten Zügen dem Basalt vom Stempel eng verwandt. Der eigentliche Unterschied ist die Grundmasse von braunem Glas, gegenüber der farblosen Basis am Stempel, das Gestein ließe sich also bezeichnen als ein Feldspatbasalt ähnlich wie am Stempel, mit braunem Glas. Durch das letztere ist es zugleich dem Gestein des Frauenberges verwandt. Das Mengenverhältnis und der Charakter der Gemengteile sind im wesentlichen die gleichen wie am Stempel. Große porphyrische Einsprenglinge von Olivin mit deutlichem Idiomorphismus, das Magneteisen gleichmäßig als Körnchen und Kriställchen verteilt, idiomorphe Augit- und Plagioklasmikrolithen; das Verhältnis der beiden letzteren zueinander ist das gleiche wie am Stempel, indem der Augit neben der lückenlosen Reihenfolge von den größeren Mikrolithen bis zu den kleinsten Körnchen in der Grundmasse noch stellenweise in etwas größeren Kriställchen auftritt, die mehr den Charakter einer ersten Generation haben und sich auch stellenweise gern zu Gruppen vereinigen, ohne daß aber diese Erscheinung für die Struktur irgendwie charakteristisch würde. Zuweilen finden sich in den Schlifften auch kleine Bereiche, die direkt limburgitisch sind, es treten dann hier auch die besen- und büschelförmigen „Entglasungen“ auf wie am Frauenberg. Überhaupt ist das Auftreten von letzten Ausscheidungen aus dem braunen Glas ganz charakteristisch, bald mehr bald weniger, mitunter als zierliche Magneteisendendriten, vielfach auch als kleine Ilmenitleistchen, ohne daß es aber zu einer gänzlichen Entfärbung kommt, wie am Stempel. Auch die

ilmenitische „Entglasung“ am Rande von Blasenräumen mit Ilmenit zweiter Art wie am Frauenberge läßt sich beobachten. Auch eine rein dendritisch-doleritische Randfaziesbildung am Rande von Blasenräumen oder Einschlüssen mit typischen Ilmenitleisten ist mehrfach in ausgezeichneten Beispielen vorhanden. Der eben besprochene Basalt setzt in charakteristischer Weise den Basalt der Osthälfte des Vorkommens von Amöneburg, sowohl des Hauptkegels, wie der in der Tertiärschwelle aufsetzenden Nebenvorkommen zusammen. Der petrographischen Einheitlichkeit entspricht also auch die lokale Verbreitung. Wir können ihn als den **H a u p t b a s a l t** bezeichnen.

Wenn wir die anderen Basalte unter einem gemeinsamen Gesichtspunkte mit dem vorigen vergleichen wollen, so können wir sagen, daß sie sich insgesamt dadurch von ihm unterscheiden, daß die braune Glasgrundmasse verschwindet. Es ergeben sich aber dann noch unter sich recht verschiedene Typen.

Wenn wir den Hauptbasalt als einen Stempelbasalt mit braunem Glas charakterisieren konnten, so folgt daraus, daß durch das Verschwinden des letzteren und den Ersatz durch eine farblose Basis ein dem Stempelbasalt ungefähr gleiches Gestein resultieren muß. In der Tat ist ein solches auch an verschiedenen Stellen anzutreffen. Wir können es als **B a s a l t d e s S t e m p e l t y p u s** bezeichnen. Es zeigen aber die Gesteinspartien, in denen das braune Glas durch ein farbloses ersetzt ist, an manchen Stellen, einige Züge die vom Stempelbasalt abweichen, wenn sich auch scharfe Grenzen zwischen beiden kaum ziehen lassen. Es gehört hierzu das Gestein am Südausgang der Stadt, das sich durch die **p l a t t i g e A b s o n d e r u n g** und starke Zersetzung auszeichnet. Die Sonnenbrennerstruktur und die reichliche Bildung von NaCl-Würfelchen beim Be-

handeln mit HCl sind Eigenschaften, die die basanitoiden Basalte charakterisieren. Ein weiterer Unterschied gegen den Stempeltypus tritt dann noch dadurch hervor, daß der ausgeprägte Idiomorphismus der Plagioklase mehr zurücktritt und der Feldspat nicht nur in Leisten sondern auch als nichtidiomorphe Füllmasse auftritt. Ob die gelbrote Verwitterungsfärbung der Olivine, die in ganz Amöneburg in sehr charakteristischer Weise so gut wie ausschließlich bei diesen basanitoiden Basalten zu beobachten ist, ein wahres Charakteristikum dieses Gesteins ist, oder eine mehr äußere lokale Ursache hat, läßt sich schwer entscheiden. Bemerkenswert erscheint immerhin, daß auch an anderen Orten diese Art der Olivinverwitterung gerade an solchen Gesteinen häufig zu beobachten ist. Das basanitoides Glas ist schwächer lichtbrechend als Kanadabalsam, während der Feldspat der Füllmasse stärker lichtbrechend ist. Wir werden aber weiter unten noch auf schlierenartige Bildungen zu sprechen kommen, die einen Feldspat mit geringerer Lichtbrechung als Kanadabalsam aufweisen, der wohl als Sanidin aufgefaßt werden kann, so daß hier die Zusammensetzung eines Trachydolerits vorliegt.

Nach einer anderen Seite hin entwickelt sich der Stempeltypus in den lockeren Massen des Blockbasaltes auf der Westseite (an den beiden Südkuppen III und IV und an der Nordwestecke des Hauptberges), indem die kleinen nicht idiomorphen Augitkörnchen der Grundmasse zunehmen und in intersertaler Weise mit der Glasbasis zwischen den Feldspatleisten eingeklemmt werden. Es ist dabei das Erz z. T. lediglich als Magneteisenkörnchen vorhanden. Vielfach erscheint aber auch das Erz in einer zweiten Generation als Ilmenit in unregelmäßigen Körnern, Fetzen oder kleinen Leistchen, die zusammen mit den Augitkörnchen in der farblosen Basis intersertal zwischen den Feldspaten

eingeklemmt werden. In beiden Typen, die auch ineinander übergehen, tritt z. T. gern eine Fluidalstruktur hervor. Man könnte solche Gesteine, die sich durch die Magnet-eisenkörner der ersten Generation noch als echte Basalte erweisen, als den *B a s a l t d e s W e s t t y p u s* zusammenfassen.

Einen gewissen Gegensatz hierzu bildet das Gestein der im Norden nach Westen hin vorgelagerten Kuppen (No. 1 bis 4). Es sind hier die Magneteisenkörnchen verschwunden, es treten aber nicht die typischen Ilmenitleisten der echten Dolerite auf, sondern an ihre Stelle treten lappig verzweigte Ilmenitdendriten, im Durchschnitte länglich gestreckt, die die Feldspatleisten und Augitkörnchen der Grundmasse umschließen, so daß diese vielfach wie durch die jüngere Erzausscheidung verkittet erscheinen. Andererseits wachsen aber die ältesten Ilmenitleistchen in der bekannten Weise senkrecht in die länglichen Olivinkristalle randlich hinein, so daß die Ilmenitbildung am Ende der Olivinausscheidung begonnen haben muß. Die Ilmenite entsprechen hier also der ganzen Reihe der Erzausscheidung der vorigen Basalte von dem Magneteisen erster Generation an bis zu dem Ilmenit zweiter Generation. Von den vorigen Basalten der Westseite sind diese Basalte noch teilweise durch einen geringeren Idiomorphismus der Plagioklase unterschieden, der mehr an die basanitoiden Basalte erinnert. Man könnte diese Basalte gemeinsam als die *B a s a l t e d e s N o r d t y p u s* zusammenfassen.

Die Unterscheidung der beiden letzten Typen ist aber nur eine Trennung in den Extremen, in Wirklichkeit gehen sie völlig ineinander über; wie sich auch in der lokalen Verteilung ausdrückt, indem in der Mitte des Westabhanges des Hauptkegels, also zwischen den nördlichen und den südlichen Gesteinen des Westtypus, eine Reihe typischer

Handstücke des Nordtypus geschlagen wurden. Noch viel deutlicher zeigt sich aber der unmittelbare Zusammenhang in den direkten Übergangsformen einzelner Vorkommen. Die große Kuppe No. 1 würde man nach verschiedenen Handstücken (besonders an der Nordseite) als einen typischen Basalt vom Stempeltypus betrachten, während an der Westseite schöne Beispiele des Nordtypus geschlagen wurden und oben in dem großen Bruche sind in ein und derselben

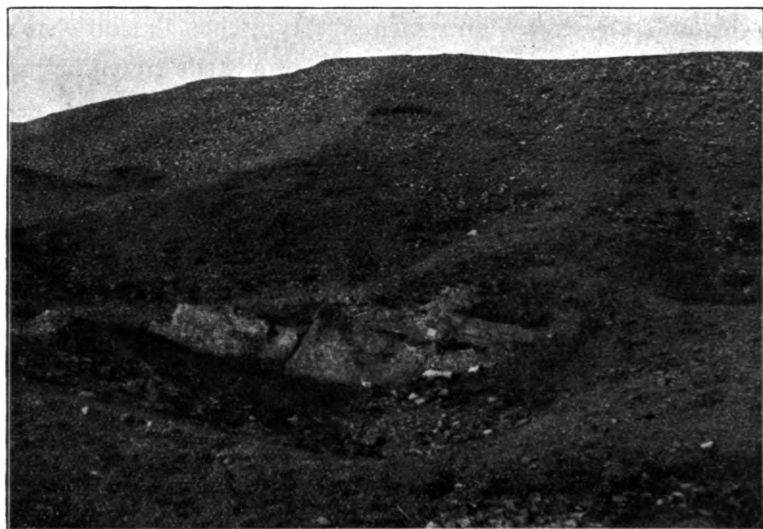


Fig. 4. Hauptbasalt im Basalt des Westtypus.

Basaltmasse ohne erkennbaren Unterschied an verschiedenen Stellen beide Typen geschlagen worden und andere Handstücke von dort ergeben einen Übergang, indem neben den Magneteisenkörnern des Stempeltypus Leisten und Wachstumsformen von Ilmenit treten. Die Kuppe westlich davon ist ein Basalt des Nordtypus, während das etwas nördlich zwischen beiden Kuppen anstehende Gestein (No. 28) mehr einen Basalt des Westtypus darstellt.

Die Basalte des West- und des Nordtypus hängen also

eng zusammen und man kann sie gemeinsam dem Hauptbasalt der Osthälfte gegenüberstellen. Am Südostabhang der Wenigenburg wird aber auch die Trennung der Basalte des westlichen Typus vom Hauptbasalt illusorisch. An einzelnen Stellen werden die blockförmigen lockeren Basaltmassen kompakter und zeigen eine säulenförmige Absonderung; dem entspricht auch der Charakter des Gesteins als Hauptbasalt, dieser geht aber unmittelbar in den lockeren Basalt, den wir als Basalt des Westtypus bezeichnen müssen, über. Etwas Ähnliches beobachten wir in den südlichsten

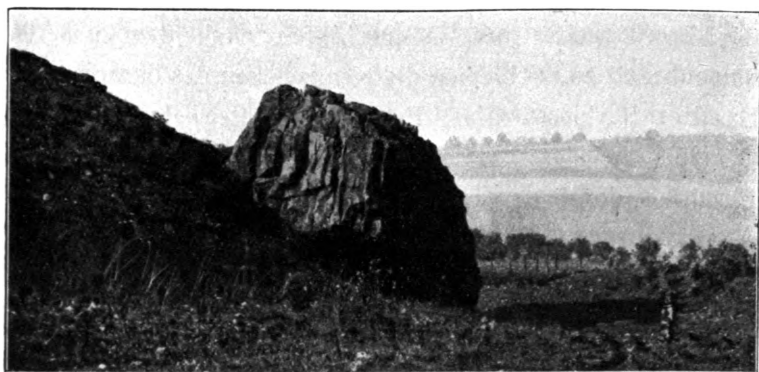


Fig. 5. Hauptbasalt im Basalt des Nordtypus.

der im Westen dem Hauptvorkommen vorgelagerten Nebenvorkommen (No. 9, Taf. XXXI). Wenn wir den durch einen kleinen Steinbruch gemachten Aufschluß betrachten, so sehen wir (Fig. 4) inmitten der lockeren blockartigen Basaltmassen einen größeren kompakten Basaltklotz. Dieser ist Hauptbasalt, die lockeren Massen sind Basalt des Westtypus. Etwas analoges sehen wir in der dritten der im Norden auf der Ostwestlinie vorgelagerten Kuppen (No. 3). Dort ist in dem Steinbruch des sehr grobsäulig bis blockförmig abgesonderten Basaltes des Nordtypus ein großer Basaltklotz stehen geblieben (Fig. 5), der, wie sich seinerzeit

noch durch Befragen feststellen ließ, mitten in dem anderen Basalt steckte und nur wegen der schwereren Bearbeitbarkeit stehen gelassen wurde. Er ist ein Hauptbasalt.

Wenn man den Hauptbasalt von dem westlichen Basalt durch eine Nord—Süd-Linie scheidet, so schiebt sich nach seiner lokalen Verteilung dazwischen der basanitoiden Basalt, der also beide quer durchsetzen würde, wie es auch früher vom Verf. aufgefaßt worden ist. Es ist aber auch hier unmöglich irgendwo eine scharfe Grenze zu finden. Suchen wir zunächst bei dem plattigen Basalt am Südausgang. Nach oben zu ist die Fortsetzung verbaut, verfolgen wir das Profil weiter mit Dünnschliffen nach dem unteren Säulenbasalt zu, so bleiben die Kennzeichen des basanitoiden Basaltes (farbloses Glas, Feldspatfüllmasse etc.) bis zum Gemäuer des Tores der alten Stadtmauer. Der anstehende Basaltfels, der mitten an dem Gemäuer der Tormauer herauschaut, enthält reichlich hellbraunes Glas und scharf idiomorphe Feldspatleisten, in dem Basalt unterhalb des Tores ist die Menge des braunen Glases etwas geringer. Die Stadtmauer steht also hier genau auf der Grenze zwischen Hauptbasalt und basanitoidem Basalt. Die obere Grenze des basanitoiden Basaltes findet sich unter einem Hause in einer Straße südlich des Marktes. Hier sieht man runde und unregelmäßig geformte Partien festen Gesteins in einer Masse von zersetztem Gestein eingebettet. Das Ganze wurde Schritt für Schritt durch Dünnschliffe untersucht. Es ergab sich, daß die frischen Partien sowohl wie die zersetzten der oberen Hälfte des Profils eine stark der Verwitterung unterworfenen Partie von Hauptbasalt darstellen, nur ein einziger Schliff einer frischen Gesteinspartie daraus zeigt Charaktere des basanitoiden Gesteins (kein braunes Glas, Feldspatfüllmasse, gelbrote Verwitterung des Olivin), dann folgen wieder in dem Erdboden einige frische



Basaltreste von Hauptbasalt und erst darauf folgt frisch anstehender typisch basanitoider Basalt. Irgend eine scharfe Grenze ist hier nicht aufgeschlossen. Der zweite größere Aufschluß von basanitoidem Basalt befindet sich unter dem einen Turm der Stadtmauer an der Südwestecke des Hauptberges (Taf. XXXI bei D). Auch dieses Profil wurde genau durch Schliffe untersucht. Es zeigt sich hier, daß dieser Basalt eine Scholle von Tuff umschließt. Die feinkörnige Randfaziesbildung des Gesteins unter dem Turm gegen den Tuff beweist, daß der Basalt den Tuff schmelzflüssig umschlossen hat. Die eine der weiteren Gesteinspartien zeigt eine etwas schlierige Ausbildung, diese doleritischen Schlieren entwickeln sich hier deutlich aus der Gesteinsmasse selbst, an irgendwelchen Einschluß ist nicht zu denken. In diesen Schlieren tritt nun ein abweichender Feldspat auf, der vermutlich *S a n i d i n* ist, wir nähern uns also dem *T r a c h y d o l e r i t*. Eine gewisse Annäherung an die Trachydolerite zeigt auch das am westlichen Ende dieses Profils geschlagene Gestein. Es ist etwas grobkörniger als der gewöhnliche basanitoide Basalt und enthält eine die Augitmikrolithen und Plagioklasleisten einbettende Grundmasse, die sich aus farblosem basanitoidem Glase und einer allotriomorphen Feldspatfüllmasse zusammensetzt. Der Feldspat der Füllmasse ist deutlich stärker lichtbrechend als Kanadabalsam. Im Zusammenhang mit den oben beschriebenen beiden Beobachtungen ist es nun von großem Interesse, daß sich in gleicher Höhe etwa in der Mitte der Westseite des Kegels oberhalb der Gesteine des Nordtypus das schon oben erwähnte Gestein fand, in dem sich eine trachydoleritische Schliere mit Sanidin in einem Basalt des Nordtypus beobachten läßt.

Die *b l a s i g e L a v a*, die am Südabhang der Wenigenburg den Tuff durchdringt, ist *D o l e r i t*, je nach dem Hand-

stück und der Entfernung von der Stromoberfläche von verschiedener Beschaffenheit, bald mehr schlackig intersertal, bald mehr ophitisch mit größeren allotriomorphen Augiten. Ein ähnlicher Dolerit ist das blasige Gestein nördlich der Wenigenburg, hier fand sich auch ein Stück mit großen Blasenzügen, ein intersertaler Dolerit mit schlackiger bis dendritischer Grundmasse und größeren Olivineinsprenglingen. Am unmittelbaren Rande der großen Blasen ist das Gestein zierlich blumig bis divergentstrahlig dendritisch. Einige weitere Funde von Dolerit am Südabhang des Hauptberges waren nicht anstehend und stammen jedenfalls aus dem Tuff. Der glasige Basalt nördlich der Wenigenburg ist das gewöhnliche typische Doleritglas, und auch von dem unterhalb der Kirche gefundenen Glase gilt das gleiche.

Über den Inhalt der Tuffe läßt sich dasselbe sagen wie in Kirchhain. Es dominiert unter den Auswürflingen und Lapilli der Dolerit. Daneben finden sich auch Basalte, z. T. sehr feinkörnig mit großen Olivineinsprenglingen und Augitkriställchen, z. T. auch mit größeren Feldspatleisten, ein Typus, der eventuell auch einem basanitoiden Basalt entsprechen könnte, aber bei der starken Zersetzung läßt sich dies nicht entscheiden.

### **Die Entstehung des Vulkangebirges von Amöneburg.**

Nachdem wir im Vorhergehenden die petrographischen Verhältnisse kennen gelernt haben, soweit sie sich aus den direkten Beobachtungen ergeben, wird es sich darum handeln, uns die Frage zu stellen, ob wir uns daraus ein Bild von den ehemaligen vulkanischen Vorgängen machen können. Die Beobachtungen lehren uns folgendes: Nach den noch vorhandenen Resten von Tuff am Westabhang und im Süden der Wenigenburg können wir annehmen, daß diese nur die letzten spärlichen Reste eines ehemals ringsum vorhandenen

Tuffkraters sind. Auch die deutlichen Lavaströme, südlich und nördlich der Wenigenburg und oben südlich der Kirche beweisen die vulkanische Tätigkeit. Andererseits sehen wir auf der ganzen Ostseite am Rande des steil abfallenden Hauptbasaltes keine Spur von Tuff. Wir werden aber nach den Beobachtungen auf der Westseite unbedingt annehmen müssen, daß hier die angrenzenden Schichten durch spätere Zerstörung entfernt worden sind. Von zweifelloser Wichtigkeit für den Charakter der vulkanischen Erscheinungen ist auch die ausgesprochene Trennung des Hauptbasaltes längs einer Nord—Süd-Linie von den westlichen Basalten. Diese würde an sich sofort den Gedanken an eine Zweiteilung des ganzen Vorkommens nahelegen, und damit würden auch die älteren Beobachtungen übereinstimmen, nach denen man „beim Abteufen eines Schachtes auf dem Marktplatze von Amöneburg umfangreiche Sandmassen vom Basalte umgeben“ gefunden hat<sup>1</sup>. Die Verteilung der Basalte auf der Karte und ihr gegenseitiger Zusammenhang lehrt aber noch etwas zweites. An der Wenigenburg und in dem südlichsten der im Westen vorgelagerten Vorkommen sehen wir den unmittelbaren Zusammenhang des Hauptbasaltes mit dem Basalte des westlichen Typus. Dasselbe lehrt der Klotz von Hauptbasalt, der in der dritten der nördlich auf der Ost—West-Linie vorgelagerten Kuppen stehen geblieben ist. Wenn wir uns an die Bilder der zahlreichen den größeren Vulkanen vorgelagerten parasitären Nebenvorkommen erinnern, die gern auf geraden Linien sich anordnen, so werden wir auch hier nicht im Zweifel sein, daß es sich auch hier um solche auf einer Nebenspalte geradlinig angeordnete parasitäre Nebenkrater in linearer Anordnung (Taf. XXXI No. 1 bis 4) handelt. Aber noch eine

<sup>1</sup> R. LUDWIG, Geolog. Spezialkarte des Großh. Hessen. Sektion Allendorf. Darmstadt 1870. p. 25, 31.

weitere wichtige Beobachtung ließ sich an der Kuppe No. 3 anstellen. Es gehen von dieser nach NW. zu einige anstehende Basaltblöcke aus und bei einem Aufschluß, der seinerzeit gemacht wurde, konnte der Verfasser mit Sicherheit konstatieren, daß diese einem kleinen Gange angehören, der von dem festen Klotz (Fig. 5 p. 555) ausgehend in den weißen Tertiärton hineinsetzt. Der Hauptbasalt erscheint uns also hier typisch als ein von der Kuppe direkt ausgehender Gangbasalt. Nach dieser Beobachtung erscheint es immerhin beachtenswert, daß auch mit dem Vorkommen in der südlichsten der Nebenkuppen auf der Westseite (Fig. 4 p. 554) die beiden Vorkommen von Hauptbasalt No. 14 und 15 im Südosten nach der Brücker Mühle zu genau auf einer Linie liegen, die durch den Säulenbasalt im Süden hindurchgeht. Vor allen Dingen ist aber die ganze Anordnung des Hauptbasaltes an der Amöneburg selbst eine ausgesprochen gangförmige. Diesen Charakter hat auch schon R. LUDWIG (a. a. O. p. 31) richtig erkannt: „Der Hauptkegel der Amöneburg ist durch eine mächtige säulenförmig abgesonderte Gangmasse ausgezeichnet, welche ihn von Nord nach Süd durchschneidet . . . . Das Nebengestein jenes Säulenbasalts ist Basalt derselben Art, ein verworrenes Haufwerk aus fest verbundenen unbestimmt eckigen Bruchstücken zusammensetzend. Auch die Wenigenburg besteht aus solchen fest verbundenen Brocken, aus denen südlich ein schmaler, aus dünnen kurzen Prismen bestehender Gang ausläuft, welcher sich noch bis in den Lehm fortsetzt.“ Dieser ist in der Tat das letzte südlichste Ende des Hauptbasaltes. Aus dem ganzen Zusammenhang der einzelnen Basalte sehen wir aber auch, daß sie keineswegs verschiedenen geologischen Phasen angehören, sondern daß wir uns das ganze Vorkommen relativ kurz und einheitlich zu denken haben. Es entspricht

dies ja auch seinem ganzen Charakter als untergeordneter kleiner parasitärer Nebenvulkan des großen Vogelsberges. Die Erosion vermöge seiner exponierten Lage in der Ohmebene hat ihn mächtig herausgearbeitet, vielleicht ist am Ostabhang noch die Erscheinung geologischer Abbrüche hinzugetreten. Das würde sich nur durch eine genaue Kartierung mit Abbohren auch des tertiären Untergrundes feststellen lassen. An dem Bahnübergang bei der Brücker Mühle war bei Gelegenheit des Bahnbaus sehr schön eine Verwerfung zu sehen, an der der weiße Tertiärton gegen den Röt abgesunken war. Lassen wir aber auch die Frage nach der Existenz solcher Querspalten dahingestellt, so bleibt doch jedenfalls namentlich im Hinblick auf die Verteilung der anderen Basalte und die Tektonik der Gegend die ausgesprochene Nord—Süd-Anordnung charakteristisch und wir erhalten auf Grund der vorliegenden Beobachtungen folgendes Bild: Die Eruptionen dieses kleinen parasitären Nebenvulkans des Vogelsbergs erfolgten auf einer Nord—Süd-Spalte, beginnend vielleicht zuerst mit dem Auswurf der Tuffkegel mehrerer kleiner Krater auf einer Linie, schließend jedenfalls mit dem Aufquellen des Hauptbasaltes längs der ganzen Spalte, womit die vulkanische Tätigkeit ihren Abschluß fand. Ob man den basanitoiden Basalt als die zuletzt ausgebrochene quer durchsetzende Schmelzmasse oder als eine spezielle Differenzierung des Hauptbasaltes betrachten will, ist auf Grund von direkten Beobachtungen nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Die verwandtschaftlichen Beziehungen beider Gesteine sprechen aber für das Letztere. Gleichzeitig mit der Bildung des Hauptvulkans fand vielleicht die Eruption von kleinen Nebenkratern (z. B. die Kuppen No. 1—4 auf der Ost—West-Linie im Norden) statt, die meisten aller der jetzt, namentlich im NO. zutage tretenden kleinen Basaltvorkommen dürften wohl aber erst

durch die Erosion an die Oberfläche gebracht sein. Alle Basaltarten würden wir nach dieser Vorstellung als Differenzierungsprodukte desselben eruptiven Magmas anzusehen haben. Den innersten Teil und die letzten Spaltenausfüllungen bildete der Hauptbasalt, die Kraterausfüllungen waren die Basalte des West- und Nordtypus, während die direkten Lavaströme, in denen der Stromcharakter durch die glasige Oberfläche erwiesen ist, Dolerit waren. Ihre Zahl und Mächtigkeit war sehr gering. Der mächtigste war wohl der nördlich von der Wenigenburg nach Osten gehende kleine Strom, aber seine ganze Gesteinsmasse dürfte nicht mehr als die Lücke zwischen den beiden Kuppen an seiner Ausbruchsstelle betragen haben.

### **Die Basalte auf der Schweinsberger Linie.**

Inmitten des Städtchens Schweinsberg erhebt sich ein kleiner Basaltkegel, von dem aus die nördlich gelegenen Basalte des Kreuzwarteküppels (Wartküppels der Kurhess. Karte) bei Rüdigheim und des Ransberges (der Kurhess. Karte) östlich der Brücker Mühle bei Amöneburg auf einer von Süden nach Norden gerichteten Linie liegen.

Der Basalt von Schweinsberg ist durchaus verwandt mit den kokkolithisch verwitternden Gesteinspartien vom Ostabhang des Frauenberges. Der Olivin erscheint in großen idiomorphen Einsprenglingen, die Magneteisenkriställchen und das Gewebe der idiomorphen Augitmikrolithen sind in eine farblose Grundmasse eingebettet, die aus farblosem Glase und aus Plagioklas besteht. Der Idiomorphismus der Plagioklasleisten tritt hier noch mehr zurück als am Frauenberge, der Feldspat erscheint als allotriomorphe Füllmasse in großen, je einem verzwilligten allotriomorphen Feldspat entsprechenden Bereichen. Der Plagioklas ist deutlich stärker lichtbrechend als Kanadabalsam, das farb-

lose Glas ebenso deutlich schwächer. In diesem Glase sind auch hier wie am Frauenberge die charakteristischen Besen und Büschel des Ilmenit der zweiten Art ausgeschieden und die Augite zeigen die charakteristische Knäuelbildung wie dort. Es ist ein Gestein, das durchaus dem früher von W. SCHULTZ<sup>1</sup> beschriebenen Gestein vom Hügelskopf bei Homberg a. d. Efze verwandt ist.

Genau das analoge Gestein steht am Wartkuppel bei Rüdigheim an. Den Hauptteil dieses Berges bildet jedoch ein Dolerit, der sich genau ebenso längs des östlichen Rückens des Ransberges findet und in dem letzten Vorkommen östlich der Brücker Mühle bei Amöneburg endet. Dieser Dolerit der ganzen Süd—Nord-Linie ist kristallin und seine Struktur ist mittelkörnig diabasisch-körnig, aber mit einigen sehr charakteristischen Eigenheiten. Das typische Bild einer diabasisch-körnigen Struktur bekommt man erst bei gekreuzten Nicols. Der Ilmenit erscheint in den charakteristischen großen Leisten der Dolerite, aber der Idiomorphismus des Plagioklases (stets stärker lichtbrechend als Kanadabalsam) ist nicht überall sehr deutlich ausgeprägt, wogegen die Augite umgekehrt das Bestreben zur Bildung idiomorpher Kriställchen zeigen, so daß an Stelle großer Augitkörner einer typisch diabasisch-körnigen Struktur Anhäufungen von Augitmikrolithen treten, ja es finden sich sogar vielfach ganz dieselben Knäuelbildungen von Augitmikrolithen wie in dem vorher beschriebenen Basalt. Ein ganz auffallendes Zeichen der Verwandtschaft. Der Olivin tritt in zahlreichen Körnern auf, bisweilen in auffällender Menge, die vielfach schon teilweise oder völlig zersetzt sind.

Stromerscheinungen waren auf dem ganzen Nord—Süd-Rücken des Ransberges nicht wahrzunehmen, dagegen sieht

<sup>1</sup> N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XVI. (Dissert. Marburg 1902.) p. 258—260.

man sie deutlich im Süden des Wartkuppels. Hier ergaben sich auch verschiedene strukturelle Abarten des Dolerits. Am unteren Südabhang gegenüber Schweinsberg fand sich ein sehr feinkörniger Dolerit mit größeren, z. T. idiomorphen Olivineinsprenglingen. Darüber steht ein lebhaft rotes, bröckeliges Gestein an, das aussieht wie gefritteter Ton, über das ein blasiger Lavastrom (mit deutlicher Stromunterfläche) hinweggeflossen ist. Die Grenze läßt sich auch in Schliften treffen und zeigt deutlich, daß die Unterfläche ein schlackiges Doleritglas mit winzigen Plagioklasleistchen ist. Das blasige Gestein des Lavastromes ist auffallenderweise ein Limburgit mit großen idiomorphen Einsprenglingen von Olivin und zahlreichen einzelnen oder knäueelförmig gruppierten Augitmikrolithen in einer Grundmasse von dunkelbraunem undurchsichtigem Glase. Inmitten des blasigen Stromes sitzen rundliche helle, nicht blasige Gesteinspartien, die sich im Schriff als intersertaler Dolerit erweisen.

Der unmittelbar unter dem Heiligenbild anstehende Basalt zeigt deutlich den Zusammenhang des limburgitischen Gesteins mit dem Basalt vom Schweinsberger Typus (Taf. XXXII Fig. 1). Die großen rundlichen Basaltpartien (A) sind ein Gestein von diesem Typus, das durch den deutlicheren Idiomorphismus der Plagioklasleisten etwas mehr an die analogen Partien am Frauenberge erinnert. Die Brocken (B) der dazwischen liegenden zersetzten Partien sind ein solcher Limburgit mit undurchsichtiger Grundmasse, mit wenig winzigen Feldspatleistchen. Etwas weiter nach Osten zu (Taf. XXXII Fig. 2) unterhalb dieser Stelle sieht man inmitten des anstehenden Basaltes lockere, etwas blasige Massen, die z. T. eine rundliche Form haben ( $B_1$ ), z. T. unregelmäßig in den Basalt verfließen ( $B_2$ ). Dieser (A, C, D) ist deutlich ein Basalt vom Schweinsberger Typus, das



Gestein  $B_1$  und  $B_2$  ein typischer, intersertal-schlackiger Dolerit mit großen Olivinen. Hier beweist schon das Verfließen von  $B_2$  mit der Basaltmasse, daß es sich nicht um losgerissene Blöcke eines älteren Dolerits handelt, sondern wir müssen hier (und entsprechend auch in dem blasigen Lavastrom) annehmen, daß sich die doleritischen Partien durch Differenzierung aus dem Basalt (resp. Limburgit) entwickelt haben.

Auf der Westseite des Ransberges steht ein echter, feldspatfreier Limburgit an mit dunkelbraun durchsichtigem Glas, der ungefähr einem Gestein entspricht, das wir erhalten, wenn wir aus den dunkelbraun glasigen Partien des Frauenbergbasaltes den Feldspat herausnehmen. Danach steht also auch am Ransberge der östliche Dolerit mit diesem basaltischen Gestein in einer wenigstens lokalen Verbindung.

### Die chemische Zusammensetzung der beschriebenen Basalte.

Aus unseren bisherigen Untersuchungen geht zweierlei hervor, einmal, daß die Basalte des betrachteten Gebietes offenbar unter sich in enger petrographischer Verwandtschaft stehen, zweitens, daß sich lokal die einzelnen Typen durch Differentiation auseinander entwickeln. Die nachstehende Tabelle gibt zunächst die vorhandenen Analysen:

	I.	II.	III.	IV.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	46,14	50,37	45,59	49,06
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,07	2,62	1,95	1,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,10	19,09	17,42	17,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	} 10,56	3,43	6,04	4,50
FeO . . . . .		6,43	4,82	6,71
MgO . . . . .	12,55	1,24	6,78	3,71
CaO . . . . .	9,97	8,75	9,93	8,34
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,61	2,64	3,01	2,90
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,02	1,34	1,45	1,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1,46	0,34	0,71	1,19
H <sub>2</sub> O . . . . .	} 1,02	2,15	0,99	1,92
Glühverl. . . . .		2,43	1,86	1,19
Summe . . . . .	100,50	100,83	100,55	99,53

No. I ist die Analyse des echten Stempelbasaltes durch FR. W. KUESTER (mitgeteilt von M. BAUER l. c. p. 159). No. II—IV Analysen von K. GUYOT, und zwar No. II Analyse einer großen doleritischen Bombe aus dem Tuff vom Stempel; zwei Kieselsäurebestimmungen des zeolithführenden Basaltes ergaben 50,42 und 49,11. No. III der Hauptbasalt des kleinen Ganges, der von dem großen Klotz des Köpfchens No. 3 der Ost—West-Linie im Norden von Amöneburg ausgeht. No. IV der Basalt des Nordtypus desselben Köpfchens. Zwei Bestimmungen, die der Verfasser Herrn Privatdozenten Dr. FLADE verdankt und die unter dessen Aufsicht im chemischen Institut der Universität Marburg gemacht wurden, ergaben für den Dolerit vom Südausgang der Wenigenburg  $\text{Si O}_2 = 50,09$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 2,35$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 2,95$  und für den basanitoiden Basalt am Südausgang  $\text{Si O}_2 = 47,90$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 3,59$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 3,19$ .

Es beweisen also auch die Analysen die nahe Verwandtschaft dieser Gesteine untereinander. Um so interessanter ist die Beobachtung des direkten Zusammenhangs der verschiedenen Typen wie des echten Basaltes und des Dolerits, die durch eine Differenzierung des eruptiven Magmas zu erklären ist<sup>1</sup>.

### Die geologische Anordnung der Basalte.

Überblicken wir auf der Karte die Verteilung der besprochenen Basalte, so sehen wir als hervorstechendes Charakteristikum die ausgesprochene Anordnung der drei

<sup>1</sup> Eine Differenzierung ein und desselben Ergusses in Basalt und Dolerit ist auch schon an anderen Stellen beobachtet. Vergl. K. HOFMANN, Die Basaltgesteine des südl. Bakony. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. 3. Budapest 1879. Separatabdruck. p. 30 ff., 204 ff. Ferner A. SIGMUND, Die Basalte der Steiermark. TSCHERM. min. u. petr. Mitt. 17. 1878. p. 539.

Reihen längs je einer Nord—Süd-Linie. Wir sahen schon in Amöneburg, daß sich die vulkanische Natur dieses Vorkommens am besten durch die Annahme der Eruptionen längs einer solchen Spalte erklären läßt und es ist bezeichnend, daß auch die Basalte nördlich von Schweinsberg genau auf einer solchen Linie liegen. Ebenso folgen sich die Vorkommen auf der Höhe des Buntsandsteins Frauenberg, Stempel, Schönstadt, Badensteine auch in einer Richtung von Süden nach Norden, wenn sie auch nicht gerade auf einer scharfen Linie liegen. Es ist aber für diese Vorkommen das Bezeichnende, daß sie nicht direkt auf der von Süden nach Norden gerichteten Verwerfungsspalte liegen, die die hessische Senke im Osten von Marburg vom Buntsandstein trennt, ja am Stempel zeigt sich sogar, daß unmittelbar nördlich von ihm eine Grabenversenkung an zwei Querwerfungen eingebrochen ist. Ob wir ein Recht haben, anzunehmen, daß die Eruption der Basalte im Buntsandstein vor dem Abbruch der benachbarten Senke stattgefunden hat, könnten nur genaue geologische Anhaltspunkte ergeben. Zweifellos werden wir aber in dieser auffallenden Übereinstimmung der beobachteten Nord—Süd-Richtung mit der tektonischen Hauptverwerfungsrichtung dieser Gegend einen Beweis sehen dürfen, daß die Eruption dieser kleinen Nebenvulkane wenigstens in der Tiefe von dem Aufreißen von Spalten in dieser Richtung abhängig gewesen ist. Auch das kleine Vorkommen von Kirchhain liegt in der nördlichen Fortsetzung der Amöneburger Hauptspalte.

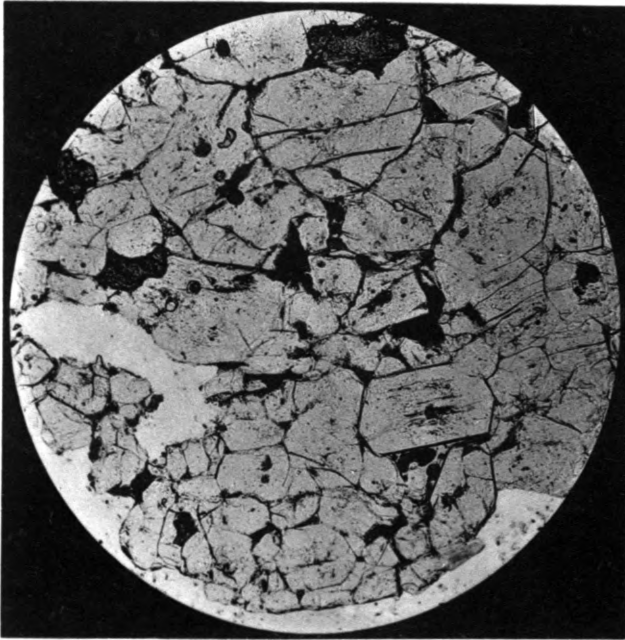
### Erklärung zu Tafel XXV—XXXII.

- Taf. XXV. Fig. 1 und 2. Auflagerung des Basaltes vom Stempel über tertiärem Sand.
- „ XXVI. Frauenberg. Fig. 1. Säulenbasalt. Fig. 2. Kugelige Verwitterung der Säulen. Fig. 3. Querfurchung der Säulen.
- „ XXVII. Amöneburg von Osten gesehen.
- „ XXVIII. Amöneburg. Blick von der Wenigenburg.
- „ XXIX. Fig. 1 und 2. Amöneburg. Säulenförmige Absonderung des Basaltes an der Nordostecke.
- „ XXX. Fig. 1 und 2. Amöneburg. Säulenförmige Absonderung des Basaltes am südlichen Ausgang.
- „ XXXI. Amöneburg. Verbreitung des Basaltes.
- „ XXXII. Wartküppel bei Rüdigheim. Fig. 1. A Basalt vom Schweinsberger Typus. B Limburgit. Fig. 2. A, C, D Basalt vom Schweinsberger Typus, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> Dolerit.

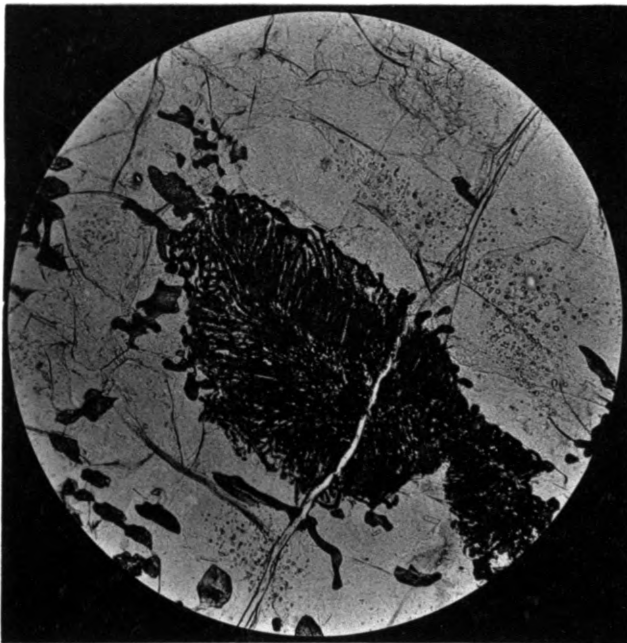


## Erklärung zu Tafel I.

- Fig. 1. Skapolith, an beiden Enden von Flächen umschlossen. Aus No. 4. Vergr. 54 fach.
- „ 2. Diopsid in eigenartig radial struierten Gebilden in Skapolith; in diesem Glaseinschlusse. Aus No. 3. Vergr. 54 fach.
-



1.



2.

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

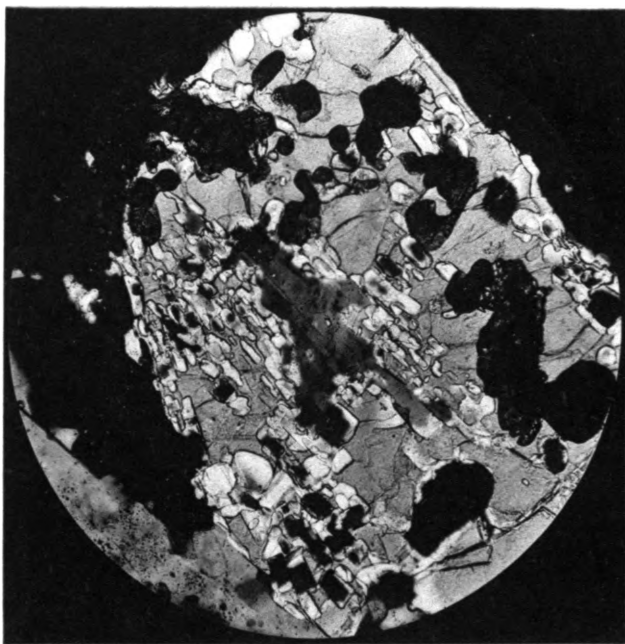




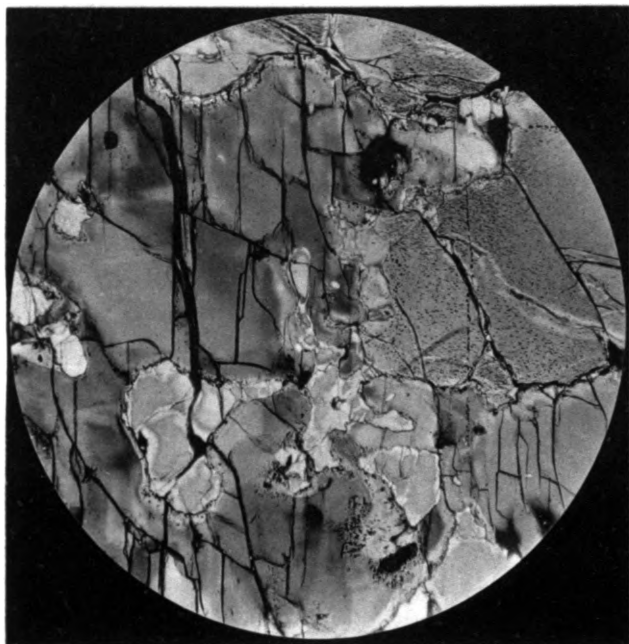


## Erklärung zu Tafel II.

- Fig. 1. Feldspat, rechteckige Durchschnitsformen in Skapolith. + Nicols.  
Aus No. 9. Vergr. 70fach.
2. Skapolith, korrodierte Körner in Feldspat. + Nicols. Aus No. 10.  
Vergr. 70fach.



1.



2.

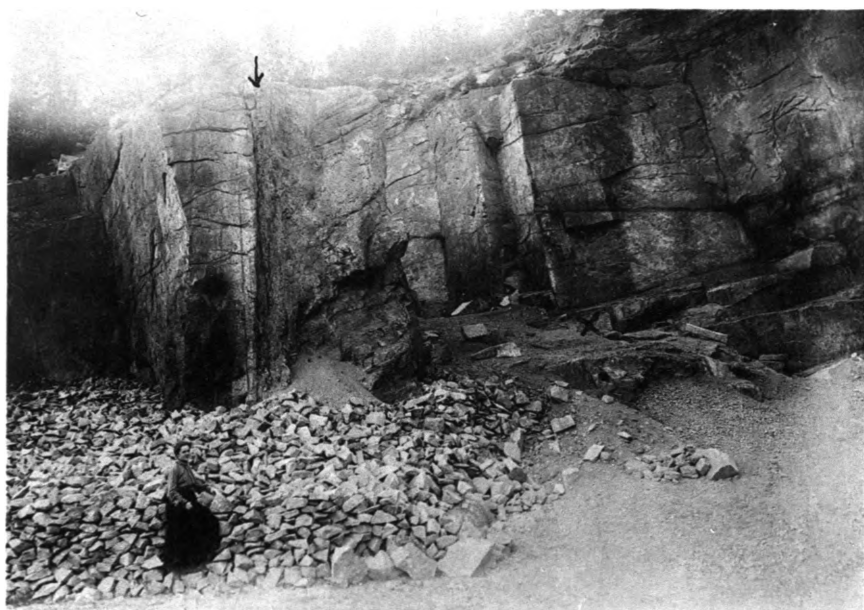
Lithdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.



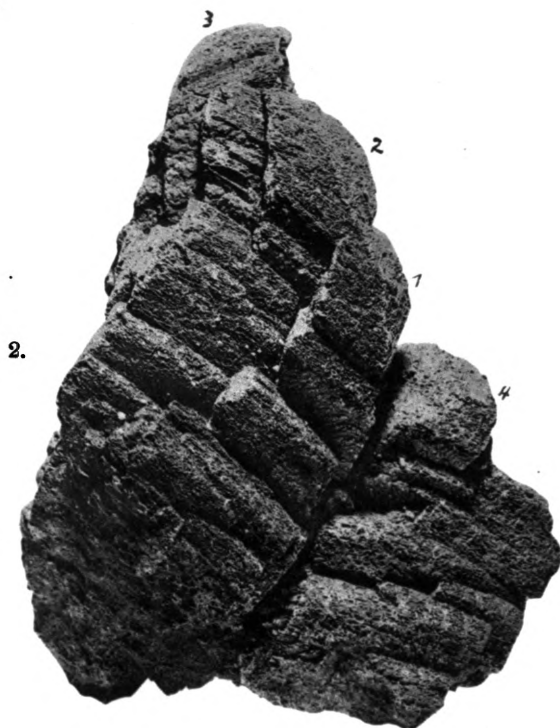


### Erklärung zu Tafel III.

- Fig. 1. Teil der Westwand des unteren Comi'schen Granitbruches bei Wildenau (aufgenommen 1902).
- „ 2. Kristallstock von Orthoklasmikroperthit.  $\frac{1}{11}$  der natürl. Größe.



1.



2.

Lithdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart

B. Doss: Kristallkeller im Granit von Wildenau.





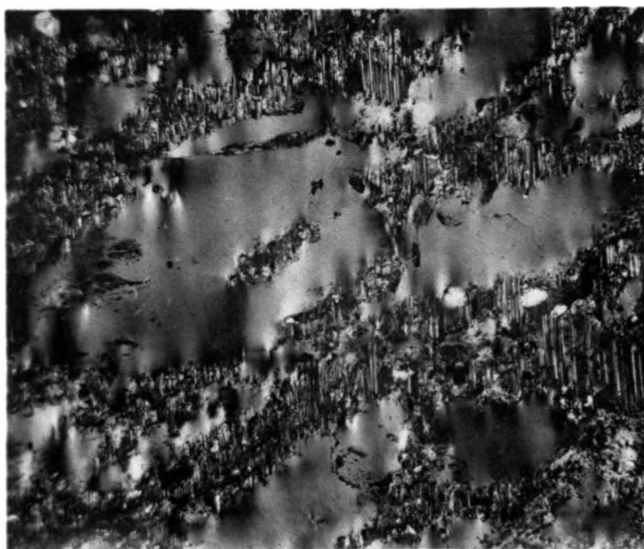


### Erklärung zu Tafel IV.

- Fig. 1. Dünnschliff von Orthoklasmikroperthit parallel zur Basis. Vergrößerung 1:4.
2. Mikroperthit (Objekt der Fig. 1) bei gekreuzten Nicols. Der Orthoklas mit streifig wogender Auslöschung. Vergr. 1:80.
-



1.



2.

Lichtdruck v. M. Remmel & Co., Stuttgart.

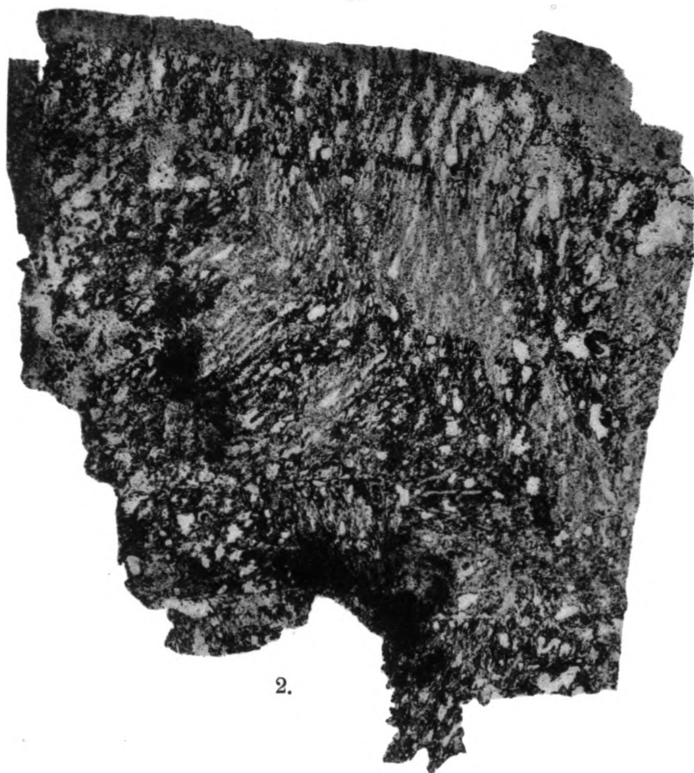
B. Doss: Kristallkeller im Granit von Wildenau.

## Erklärung zu Tafel V.

- Fig. 1. Schnittfläche durch einen Bavenoer Zwillings von Orthoklas-mikroperthit annähernd  $\underline{M M}$ , mit kompaktem und skelett-förmigem Feldspat, sowie einer Albit-hülle. Vergr. 1:4.
- „ 2. Dünnschliff parallel der in Fig. 1 dargestellten Schnittfläche des Mikroperthitzwillings. Vergr. 1:5.



1.



2.

Lightdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

B. Doss: Kristallkeller im Granit von Wildenau.





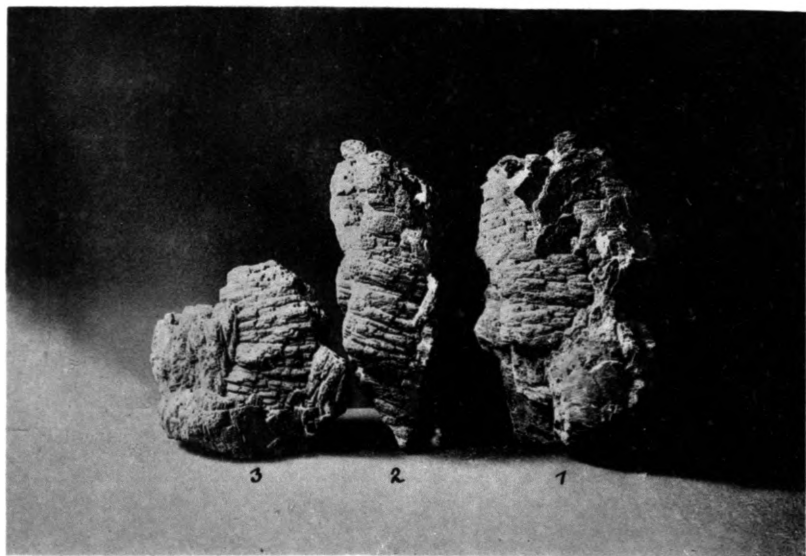
## Erklärung zu Tafel VI.

- Fig. 1. Dünnschliff (   M,    M) durch einen Bavenoer Zwilling von Orthoklasmikroperthit mit Albithülle. Vergr. 1:4.
- „ 2. Kristallstöcke von Orthoklasmikroperthit. Verkleinerung 1:8.





1.

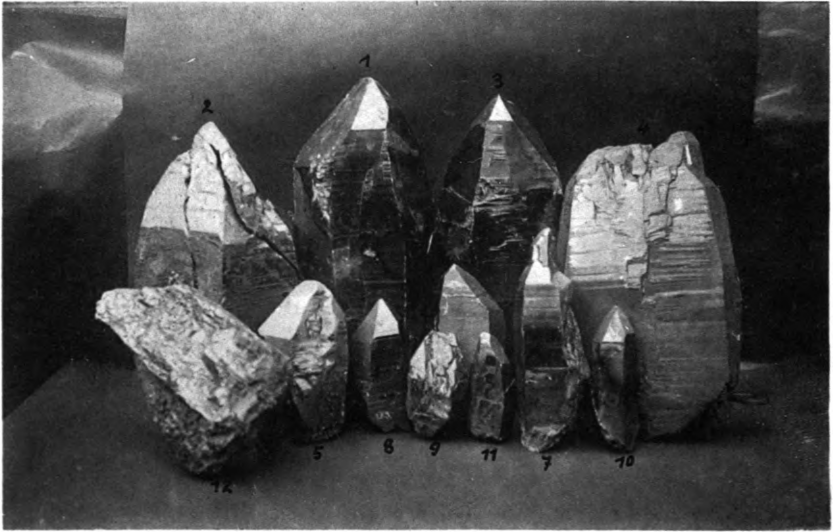


2.

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

## Erklärung zu Tafel VII.

- Fig. 1. Rauchquarz- und Morionkristalle aus der Höhle im Wildenauer  
Granit. Verkleinerung 10fach.
- 2. Rauchquarzkristall mit Überkrustungen. Vergr.  $1\frac{1}{2}$ mal.



1.



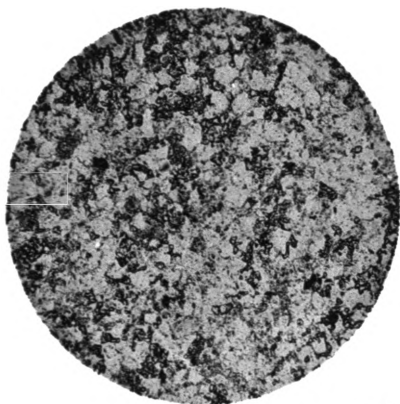
2.

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

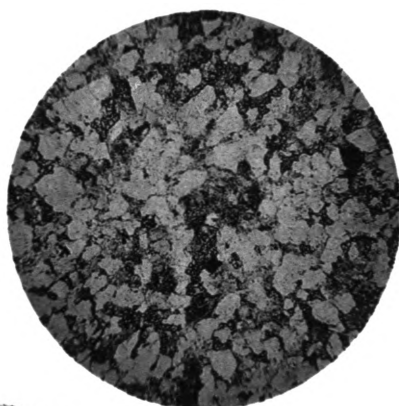
B. Doss: Kristallkeller im Granit von Wildenau.

## Erklärung zu Tafel VIII.

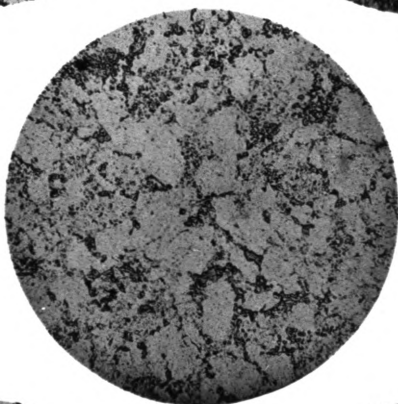
- Fig. 1. Normaler Sandsteinhornfels, analysiertes Gestein, quarzreicher Hornfels der Klasse 7, südlich der Nordwestspitze von Store Arö. Vergr. 20. Die lichten, einschlußarmen Körner sind Quarz, die stark lichtbrechenden Körner in der grauen Feldspatgrundmasse sind diopsidischer Pyroxen.
- „ 2. Normaler Sandsteinhornfels, quarzreicher Hornfels der Klasse 7, nahe der Südspitze von Store Arö. Vergr. 40. Die Mineralien sind dieselben wie in Fig. 1.
  - „ 3. Normaler Sandsteinhornfels, quarzreicher Hornfels der Klasse 7, Eidangerfjord. Vergr. 20. Die klastischen Quarzkörner sind bedeutend größer als in den beiden vorigen Gesteinen.
  - „ 4. Natronreicher Sandsteinhornfels, analysiertes Gestein, Nordwestspitze von Store Arö. Vergr. 20. Die einschlußarmen Körner sind Quarz, die dunkeln Mineralien in der grauen Feldspatgrundmasse sind Ägirindiopsid und Riebeckittremolit, die feinsten Nadeln sind Titanit.
  - „ 5. Dasselbe Gestein wie auf Fig. 4, andere Partie desselben Dünnschliffs zwischen gekreuzten Nicols. Vergr. 40.



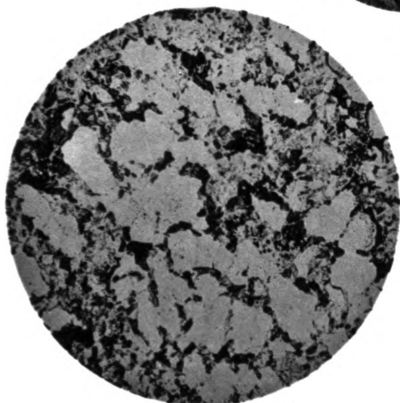
1.



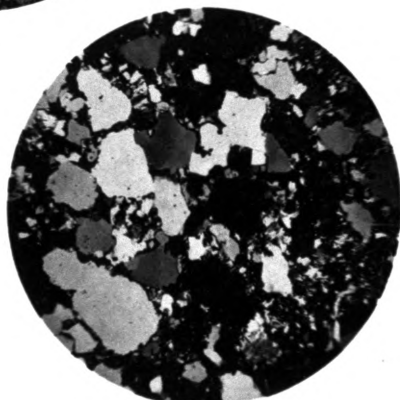
2.



3.



4.



5.

Lehrdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.





## Erklärung zu den Tafeln IX—X.

Fig. a. Blick von der Picota nach Nordwesten.

Zur Erläuterung der Verknüpfung von Eruptivgestein und Sedimentgestein wie der Einlagerung in den untercarbonischen Schichten. Zu beachten ist auch das gegen Monchique herabziehende Band von Sedimentgesteinen, das sich zwischen Foya-Rücken und Moita-Peso-Rücken einschleibt (vergl. Text p. 236).

Fig. b. Aufschlüsse im Barranco de Pessão (Barranco dos Pisões) nordwestlich von Monchique.

E = Eruptivgestein.

Zu beachten ist die mannigfache Verzahnung von Eruptivgestein und Sedimenten, wie auch der Einfluß der Kontaktzone, links oben, auf die Oberflächengestaltung.

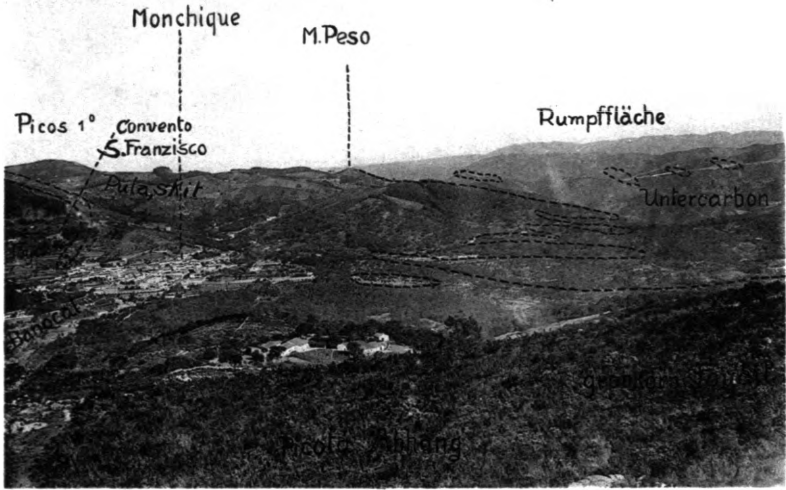
Fig. c. Intrusion von Foyaitporphyr, stark zersetzt, an der Straße Monchique—Saboia, zeigt die Parallelität von Schichtung und Eruptiveinlagerung, wobei allerdings kleine apophysenartige Fortsetzungen, namentlich ins Hangende, nicht fehlen.

S = Sandstein. Sch = Schiefer. E = Eruptivgestein.

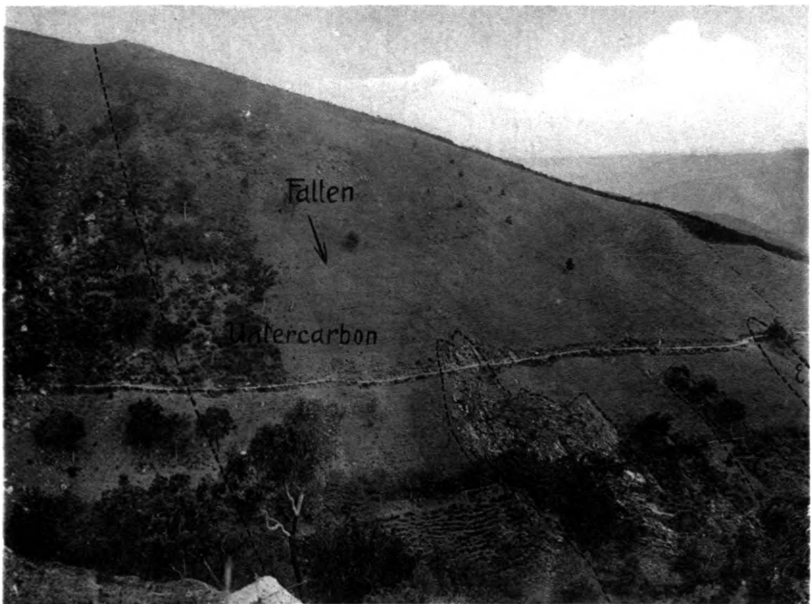
Fig. d. Löcherige, karrenartige Oberflächenverwitterung stark zersetzter Foyaites an der Straße Monchique—Saboia. (In der Mitte liegt ein Hammer als Maßstab.)

Die Bilder sind nach photographischen Aufnahmen von E. KAISER wiedergegeben.





a.



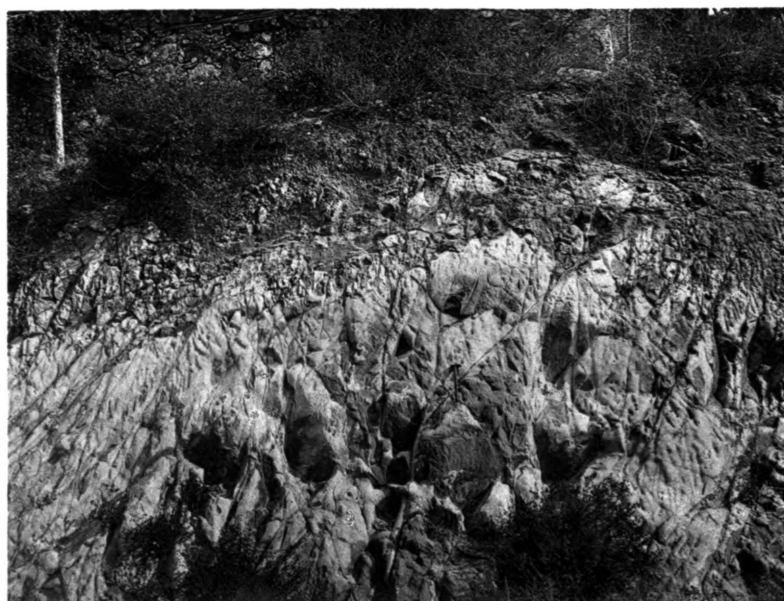
b.

Lithdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.





c.



d.

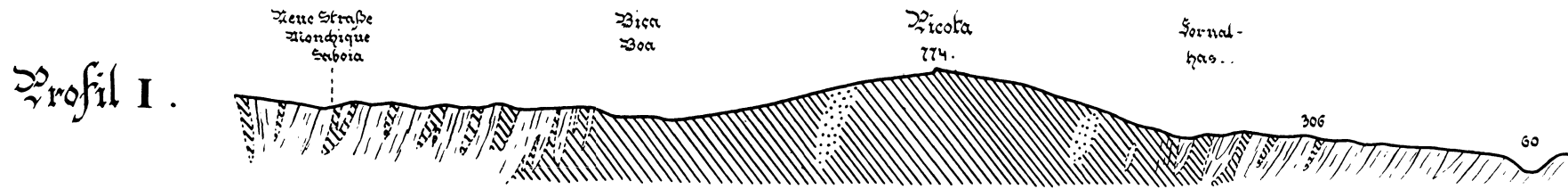
Lehrdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

**E. Kaiser:** Elkolithsyenitlakkolith der Serra de Monchique.



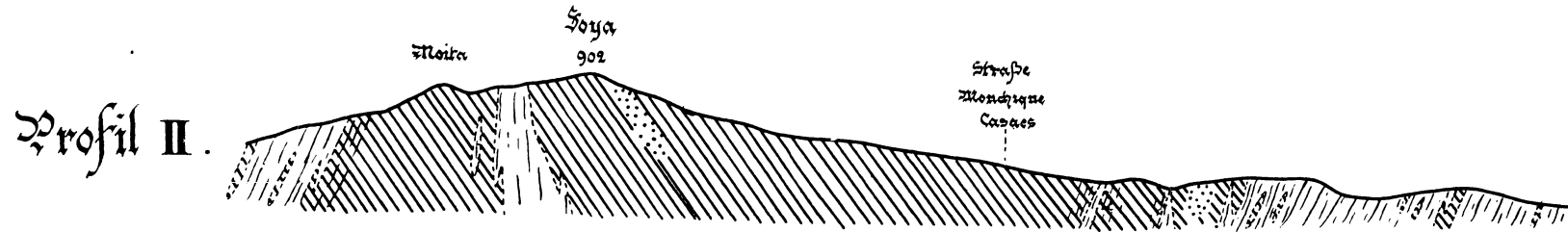
22.22.22.

55.0.



22.22.22.

55.0.



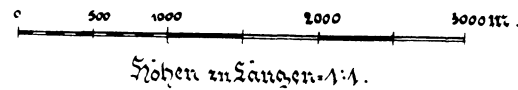
Foyait und Pulaskit.



Basische Schlieren im Foyait.



Steil auferichtetes Palaeozoicum. Culm?



Profile durch die Serra de Monchique. Gezeichnet nach eigenen Aufnahmen von E. KAISER.

(Die Richtung der Profile ist auf der Karte auf Tafel XII näher angegeben.)

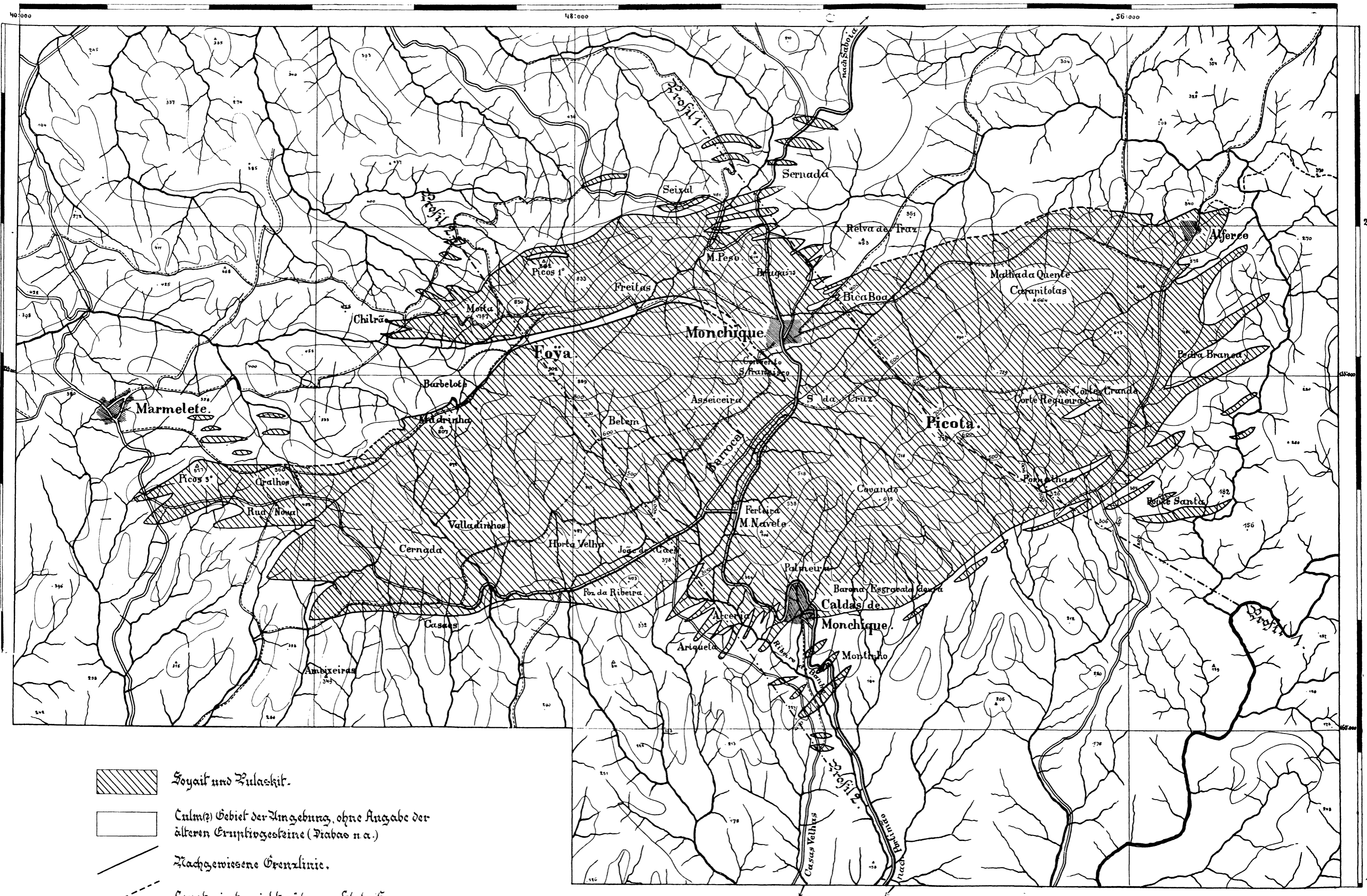
E. Kaiser: Der Eläolithsyenitlakkolith der Serra de Monchique im südlichen Portugal.


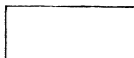

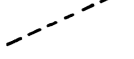


30'

35'

40'



-  Soyait und Zilaskit.
  -  Culm(?) Gebiet der Umgebung, ohne Angabe der älteren Eruptivgesteine (Diabas n.a.)
  -  Nachgewiesene Grenzlinie.
  -  Konstruierte, nicht näher verfolgte Grenzen.
- Nöhencurven in 100 m Abstand.

Maßstab ca. 1:50 000.

Kartenskizze der Serra de Monchique im südlichen Portugal. Nach den Aufnahmen von E. KAISER im Jahre 1907.

E. Kaiser: Der Eläolithsyenitakolith der Serra de Monchique im südlichen Portugal.

### **Erklärung zu Tafel XIII.**

Allgemeine Ansicht des Tatragebirges von Norden aus. Der Aufnahme-  
punkt ist der 1311 m hohe Turbacz in der Berggruppe Gorce nördlich von  
Nowy Targ (Neumarkt). Aufgenommen von Dr. W. PAWLICA.





Lithdruck v. M. Remmel & Co., Stuttgart

J. Morozewicz: Ueber die Tatrgranite.





## **Erklärung zu Tafel XIV.**

- Fig. 1. Das Innere des granitischen Kernes der Tatra von Krzyżne aus.  
Aufgenommen von M. KARŁOWICZ.
- „ 2. Mechanische Verwitterung des Tatragranites. Buczynowe Turnie,  
gesehen von den 5 poln. Seen aus. Aufgenommen von Dr.  
W. PAWLICA.



1.



2.

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.





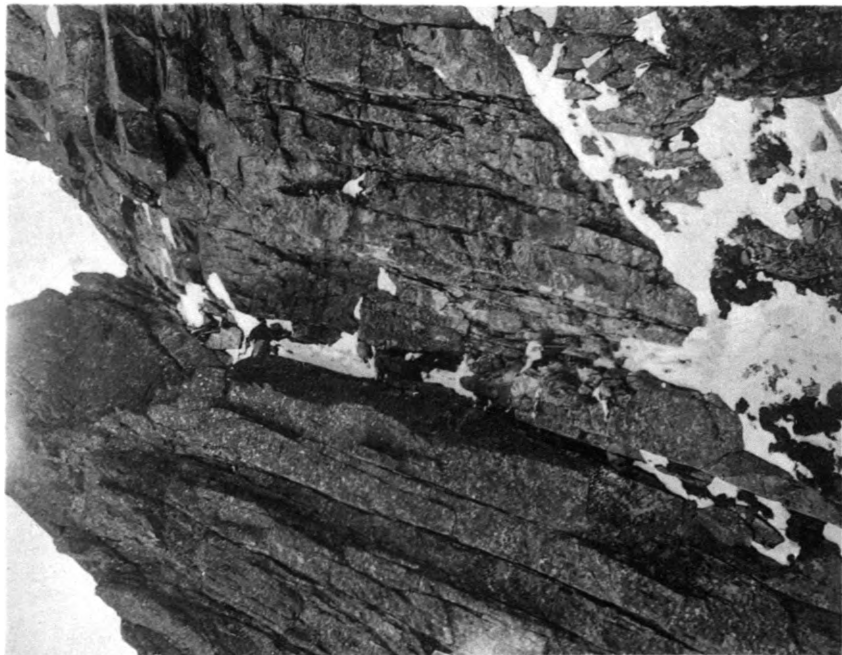
## Erklärung zu Tafel XV.

Bankung des Tatrageranites.

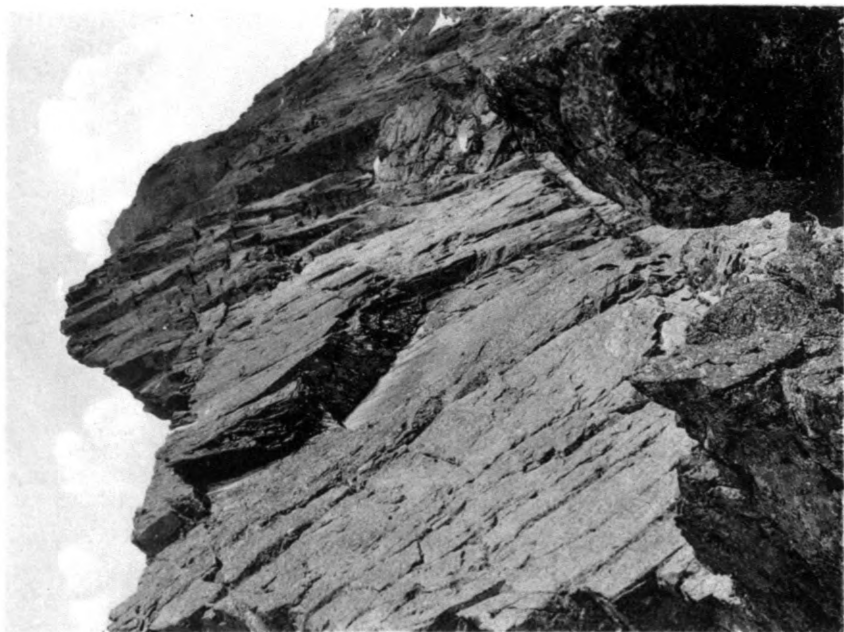
- Fig. 1. Zamarla Turnia bei Maly Kozi Wierch. Die Bänke fallen nach Süden ein. Aufgenommen von M. KARŁOWICZ.
- „ 2. Sog. Komin (d. h. Schornstein) im Granatyrücken. Die Absonderungsplatten (Bänke) im Profil. Aufgenommen von Prof. J. KRÓL.

-----





2.



1.

Lithdruck v. M. Remmel & Co., Stuttgart.

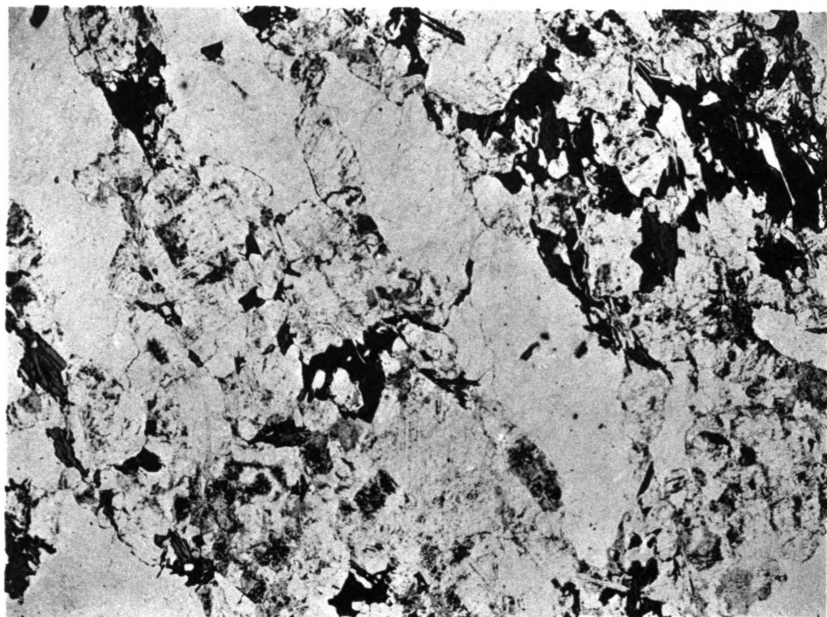
J. Morozewicz: Ueber die Tatrgranite.



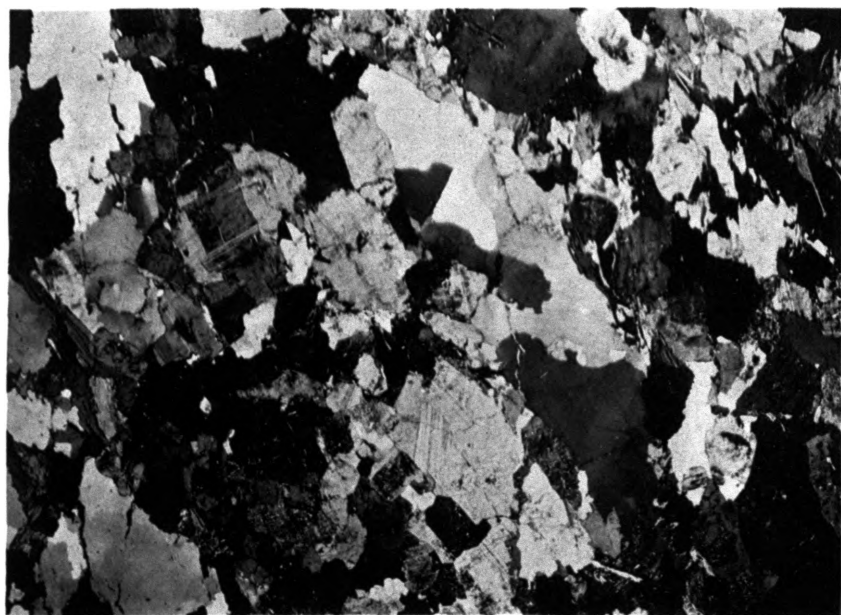


## **Erklärung zu Tafel XVI.**

- Fig. 1. Die Struktur des normalen Tatragranites. Rostoka. Gewöhl.  
Licht. Vergr. 10×.
- 2. Dasselbe im polarisiert. Licht. Die Kataklasstruktur des Quarzes.  
Aufgenommen von Dr. Z. ROZEN.



1.



2.

Lehrdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

J. Morozewicz: Ueber die Tatrgranite.





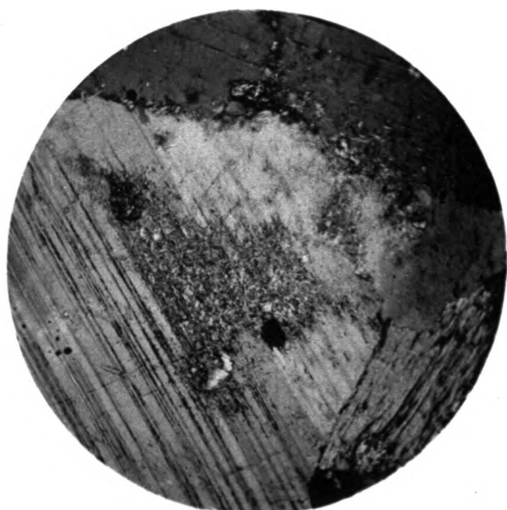
## Erklärung zu Tafel XVII.

- Fig. 1. Mikrostruktur des Oligoklasbiotitgranites von Czuba Goryczkowa.  
Vergr. 12 $\times$ . Polarisiert. Licht. Aufgenommen von Dr. W. PAWLICA.
- „ 2. Sericitisierung des Oligoklases im polarisiert. Licht. Vergr. 70 $\times$ .  
Aufgenommen von Dr. Z. ROZEN.





1.



2.

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

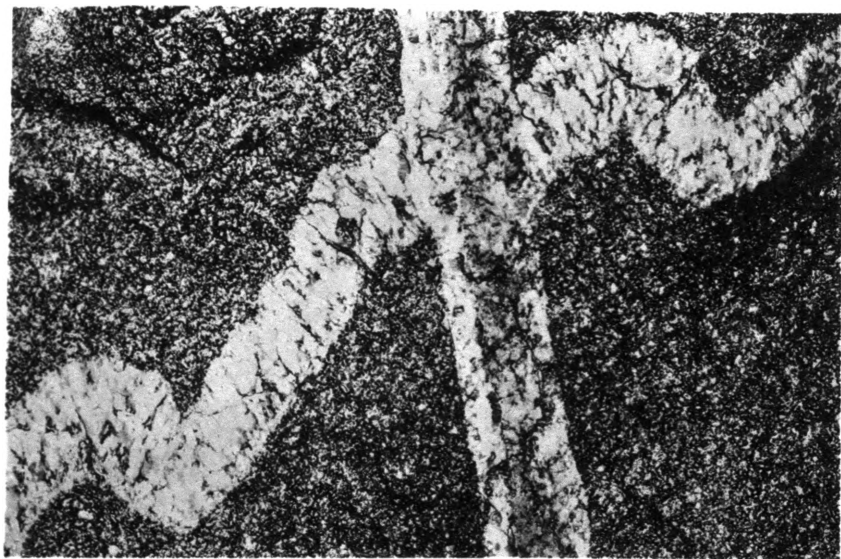
J. Morozewicz: Ueber die Tatrgranite.





### **Erklärung zu Tafel XVIII.**

- Fig. 1. Zwei sich kreuzende Pegmatitgänge von Czuba Goryczkowa.  
Etwa  $\frac{3}{4}$  natürl. Größe. Aufgenommen von Dr. Z. ROZEN.
- „ 2. Mikrostruktur des Mikroklinalbitpegmatites von Kasprowy Wierch  
im polarisiert. Licht. Vergr. 42 $\times$ . Aufgenommen von Dr. W. PAWLICA.



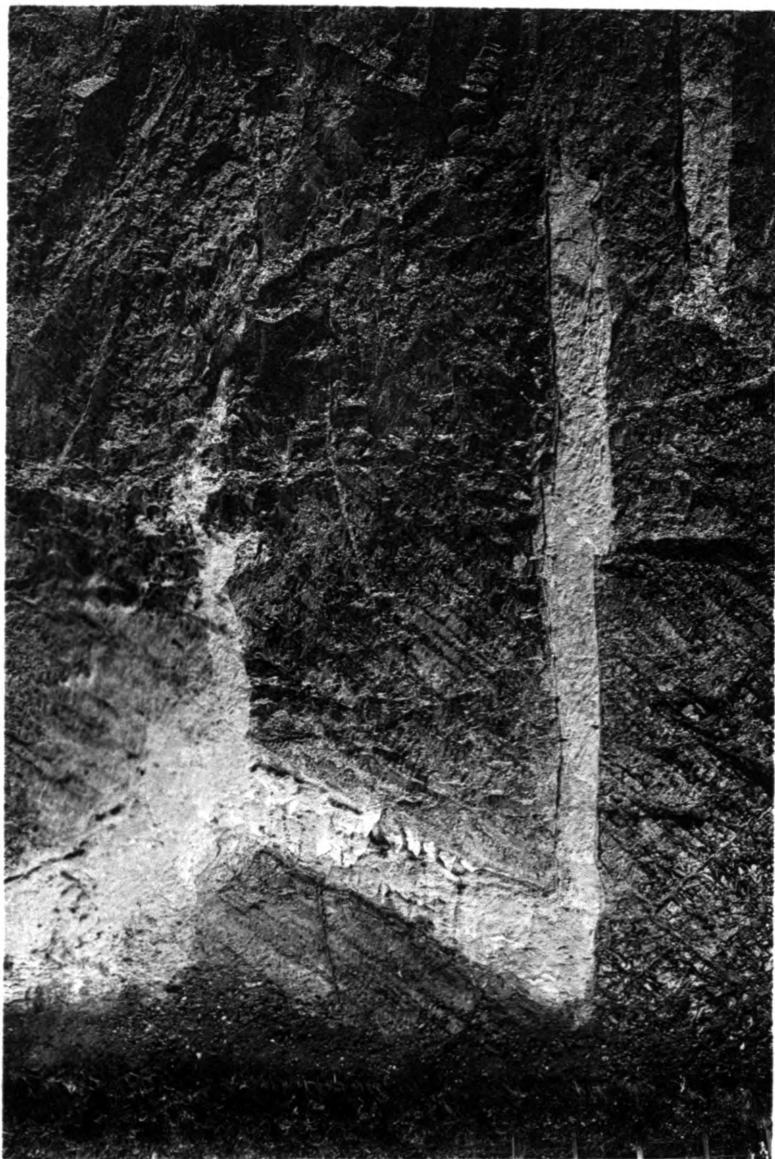
1.



2.

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.





Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

F. Noetling: Zinnerzlagertstätten in Tasmanien.







Lichtdruck v. M. Bommel & Co., Stuttgart.

F. Noetling: Zinnerzagerstätten in Tasmanien.

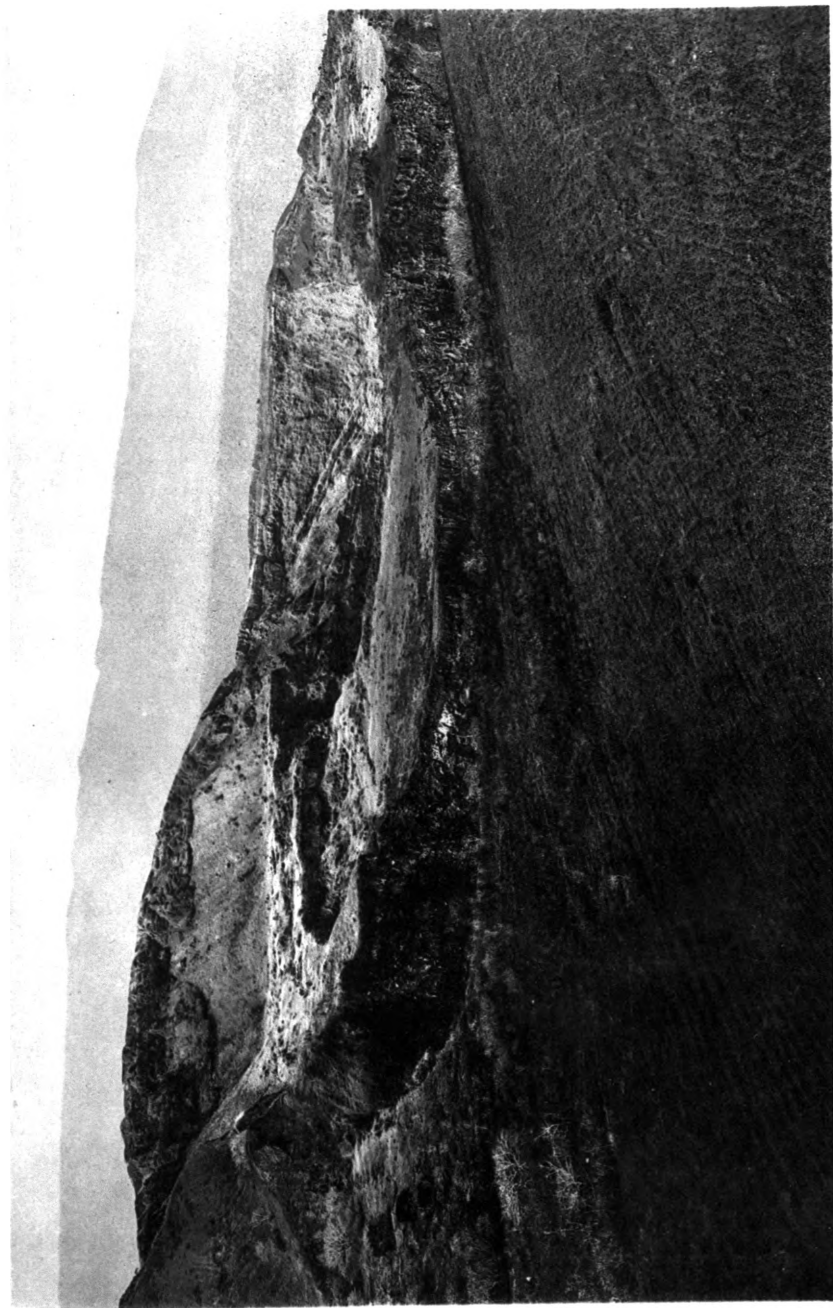




Lichtdruck v. M. Remmel & Co., Stuttgart.

F. Noetling: Zinnerzlagertstätten in Tasmanien.





Der Krater des Masaya. Aufnahme von Dr. Bruno Mierisch aus O.N.O.

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart

K. Sapper: Die Hölle von Masaya.



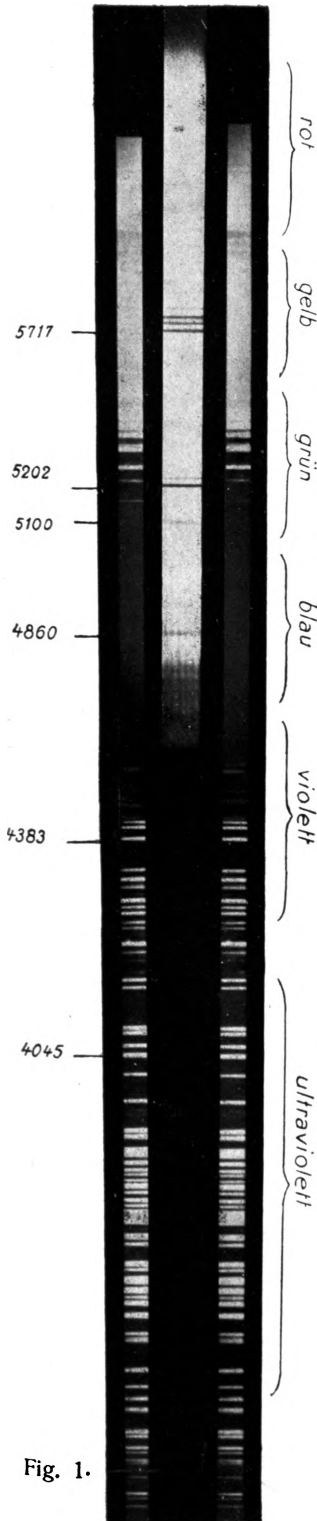


Fig. 1.

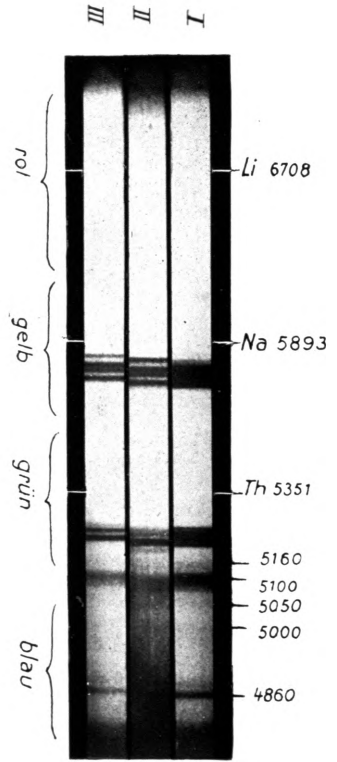


Fig. 2.

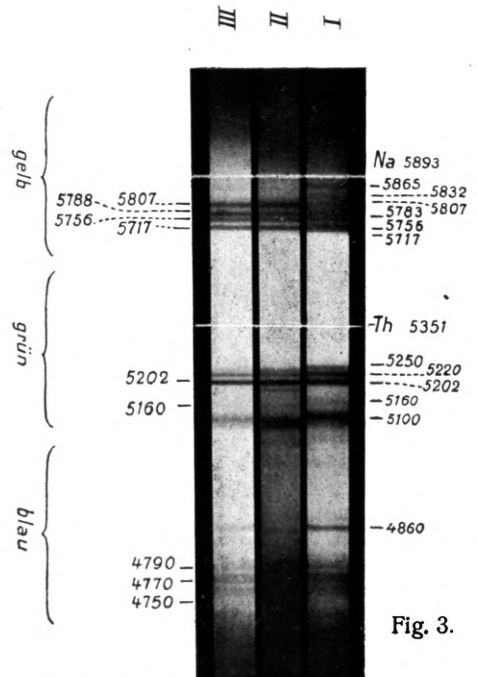


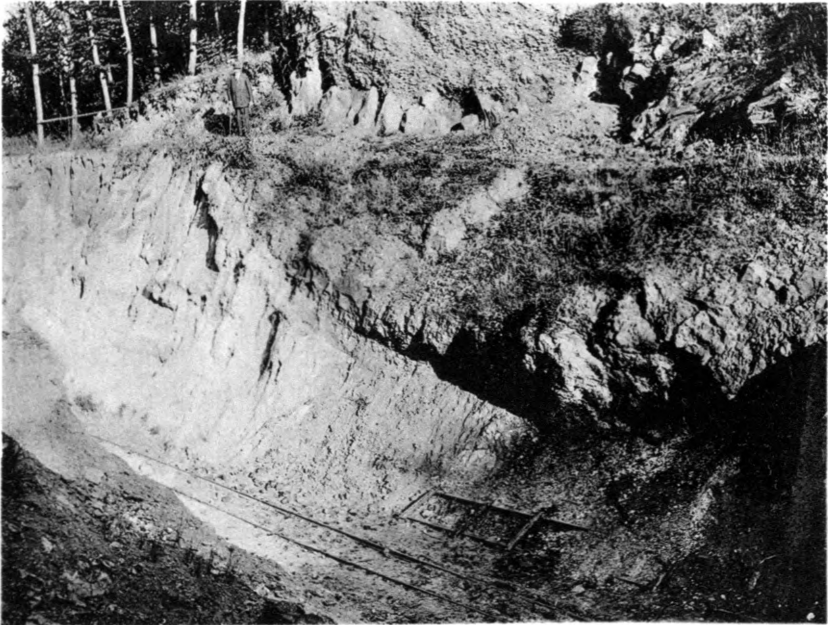
Fig. 3.



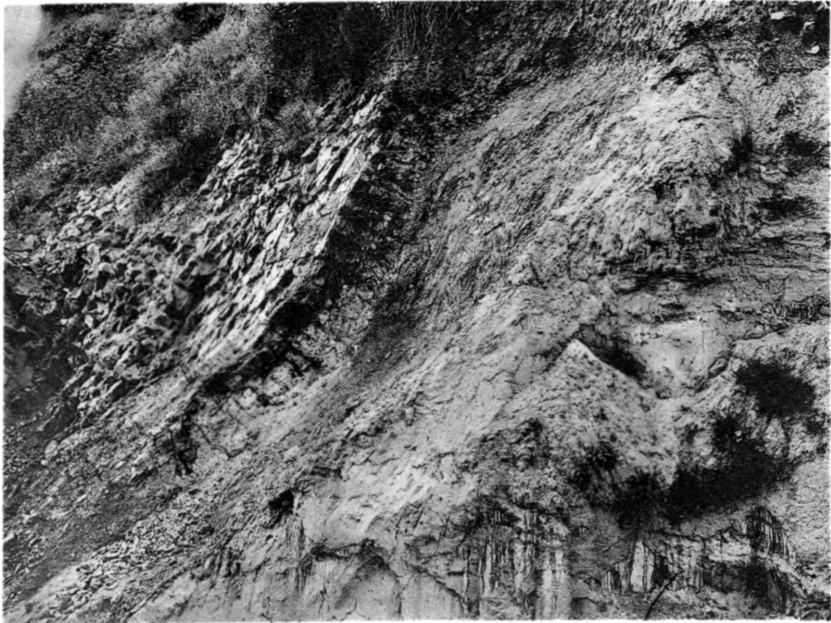








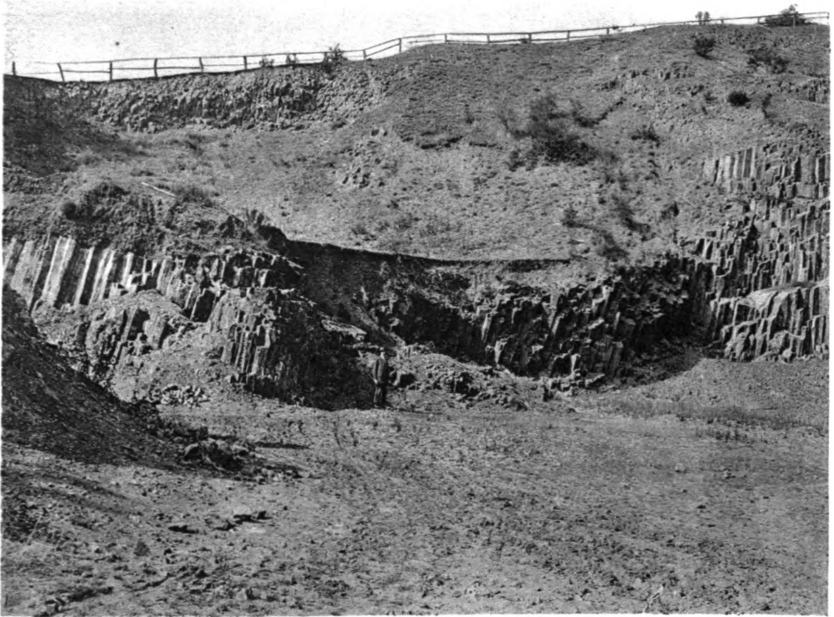
1.



2.

Lightdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.





1.



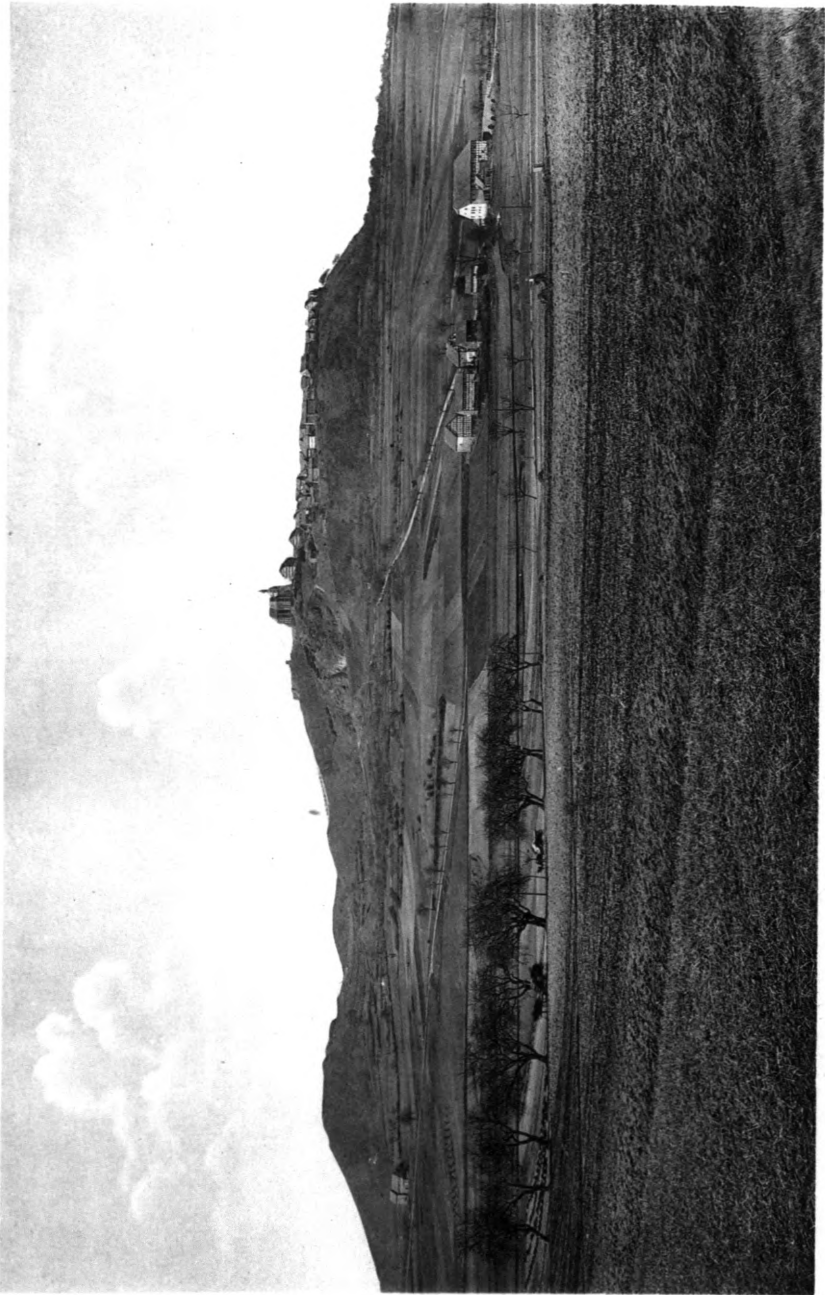
2.



3.

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.



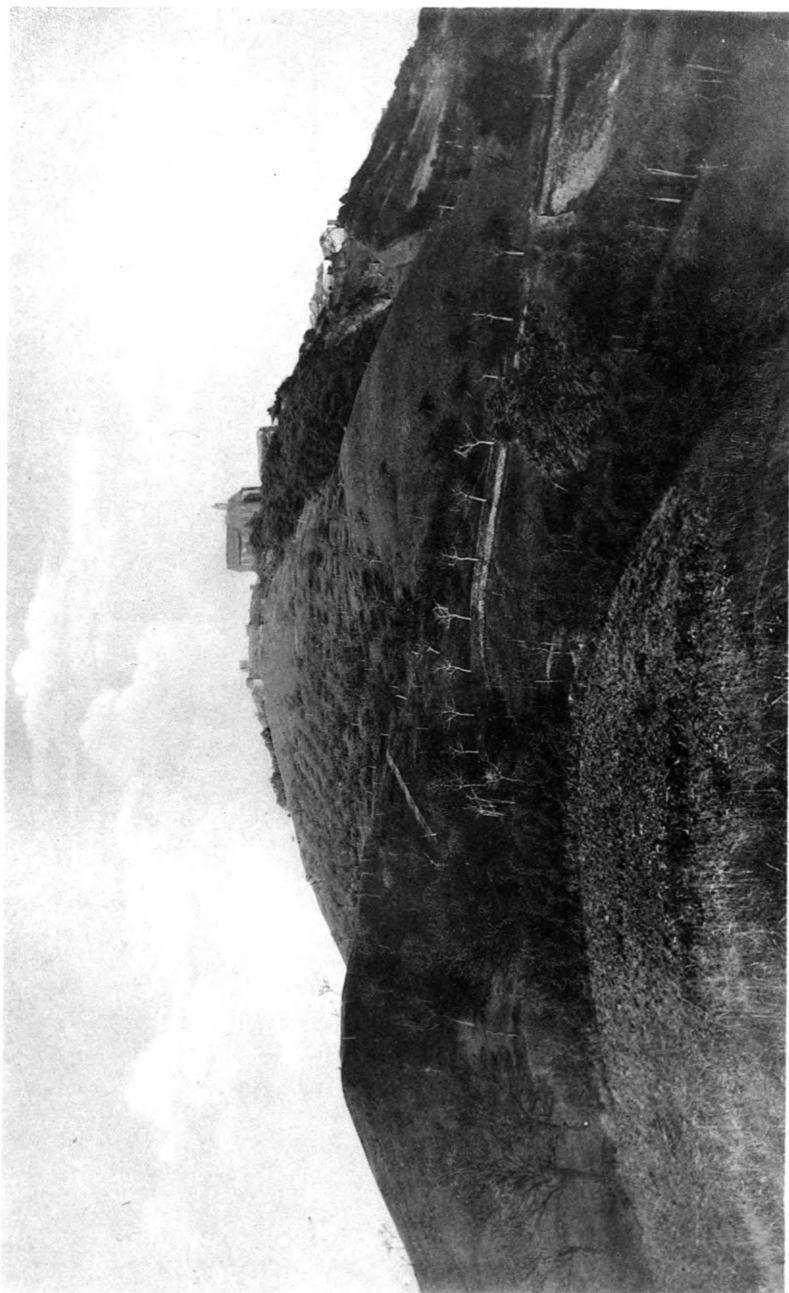


Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

A. Schwantke: Die Basalte der Gegend von Marburg.







Lichtdruck v. M. Remmel & Co., Stuttgart.

A. Schwantke: Die Basalte der Gegend von Marburg.





1.



2.

Lithdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.





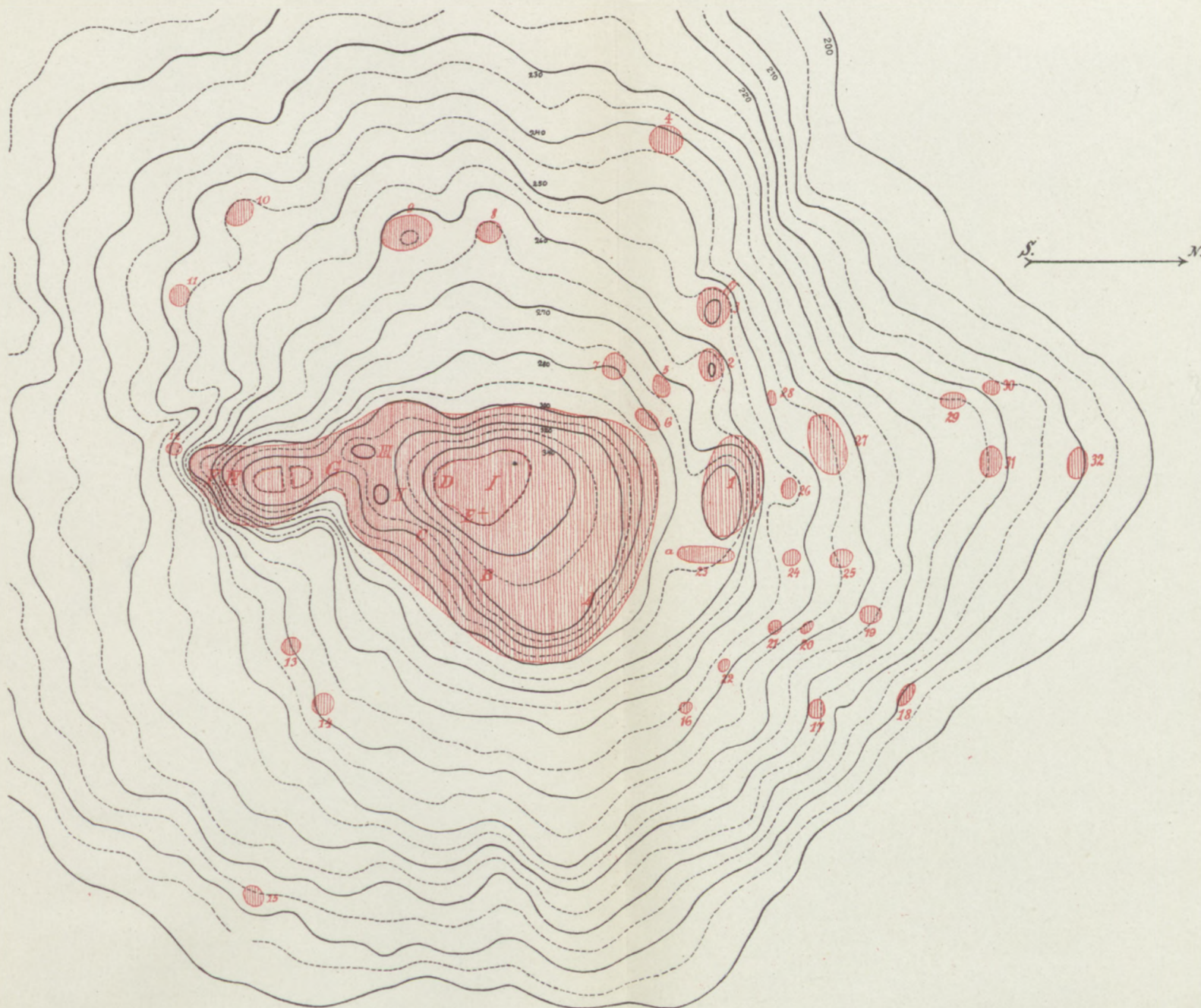
1.



2.

Lithdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.





G. Reisacher, Stuttgart.

A. Schwantke: Die Basalte der Gegend von Marburg.







1.



2.

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

A. Schwantke: Die Basalte der Gegend von Marburg.





DRUCK DER  
HOFBUCHDRUCKEREI ZU GUTENBERG  
CARL GRÜNINGER  
STUTT GART

