

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Die Basalte der Oberpfalz.

Von Herrn STEPHAN RICHARZ in München.

(Hierzu Tafel I und 8 Textfiguren.)

I. Die Basalte von Groschlattengrün mit besonderer Berücksichtigung ihrer Einschlüsse und Neubildungen.

Die Basalte der Oberpfalz sind schon zu wiederholten Malen Gegenstand geologischer und petrographischer Untersuchungen gewesen. Am eingehendsten beschäftigte sich mit ihnen zunächst C. W. v. GÜMBEL in seiner geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges und des ostbayerischen Grenzgebirges. Im zweiten Band der „Geologie Bayerns“ gibt er eine gedrängte Zusammenfassung der Ergebnisse seiner Untersuchungen. Im Jahre 1894 schrieb LORD¹⁾ eine Dissertation über die Basalte des Fichtelgebirges, an die sich im Jahre 1895 noch drei weitere Dissertationen von KIPP²⁾, MERKEL³⁾ und DÖRR⁴⁾ angeschlossen. Endlich erschien im Jahre 1905 eine fünfte Dissertation über die Basalte der Oberpfalz von WALDECK⁵⁾.

Es könnte demnach eine Neubearbeitung dieser Gesteine überflüssig erscheinen. Und sie würde es auch sein, wenn sich die Genannten nicht mit einer Untersuchung des Gebiets in großen Zügen begnügt hätten. So sind

1) EDWIN C. E. LORD, Über die Basalte des Fichtelgebirges, Inauguraldissertation, Heidelberg 1894.

2) HERM. KIPP, Die Basalte des Reichsforst, Inauguraldissertation, Erlangen 1895.

3) PAUL MERKEL, Die Basalte des großen und kleinen Teuchelbergs und des Langholz', Inauguraldissertation, Erlangen 1895.

4) AUG. DÖRR, Beitrag zur chem. Kenntnis der Basalte des Fichtelgebirges, Inauguraldissertation, Erlangen 1895.

5) HERM. WALDECK, Beiträge zur Kenntnis der Basalte der Oberpfalz, Inauguraldissertation, Erlangen, Bamberg 1905.

ihnen viele Einzelheiten entgangen, welche aber doch, sowohl für das Gebiet selbst, als auch für Fragen allgemeiner Natur in mineralogischer, petrographischer und geologischer Hinsicht von Bedeutung sind. Dieses Spezialstudium war meine Aufgabe und es sollen die Ergebnisse in einer Reihe von Abhandlungen über die Basalte der Oberpfalz, erscheinen, von denen hiermit die erste, über die Basalte von Groschlattengrün, der Öffentlichkeit übergeben wird. Sie soll zeigen, welche Fülle interessanten Materials selbst ein einziger Steinbruch bieten kann, wenn man sich in die Einzelheiten vertieft.

Die Basalte.

In dem etwas südlich der Bahnstation Groschlattengrün gelegenen, von der Firma Staudt & Co., Bayreuth, betriebenen Steinbruch, wird der Basalt in fünf Stockwerken, jedes 8—9 m hoch, abgebaut. Unter dem Basalt liegt Basalttuff, welcher in einem Schacht bis zu 4 m Tiefe aufgeschlossen wurde. Wir haben also mit einer bis 45 m mächtigen Basaltdecke zu rechnen, welche sich über die Tuffe ergossen hat. Das Ausbruchszentrum läßt sich nicht mehr bestimmen; von einer Quellkuppe, die nach MERKEL (a. a. O., S. 8) durch den Staudtschen Bruch ausgezeichnet aufgeschlossen sein soll, sieht man nichts. Das bei MERKEL gezeichnete „ideale Profil“ ist nichts anderes als ein „Ideal“ und in der Natur nicht beobachtet. Es könnte eben so gut ein einseitiger breiter Lavastrom aus dem unbekanntem Krater geflossen sein. Die Absonderung in Säulen tritt in großartiger Weise zutage. Dieselben sind durchweg sehr mächtig; sie erreichen Durchmesser bis zu 5 m und setzen durch den ganzen Aufschluß hindurch in einheitlich vertikaler Stellung; sind also stellenweise 40—45 m hoch.

Der Basalt ist ein sehr dichtes, hartes Gestein von schwarzer, etwas ins Grauliche gehender Farbe und splittigem Bruch. Mit bloßem Auge erkennt man hie und da Olivineinsprenglinge oder Bruchstücke von Olivin. Die übrigen Bestandteile entziehen sich der Beobachtung mit freiem Auge. Einschlüsse sind zahlreich und zwar sind es einerseits Einschlüsse von Olivinfels und von verwandten Bildungen, andererseits mitgerissene Bruchstücke fremdartiger Gesteine. In den meisten Fällen erreichen diese Einschlüsse nur geringe Grösse und beeinträchtigen den Wert des Basalts nicht, welcher für Straßenschotter ein

ausgezeichnetes Material liefert. Zur Pflastersteinindustrie eignet er sich jedoch nicht, da ihm die erforderliche Spaltbarkeit fehlt.

Unter dem Mikroskop tritt die porphyrische Struktur des Gesteins deutlich hervor. Die Einsprenglinge sind vorwiegend Olivinkristalle, die kaum jemals die Größe eines Millimeters erreichen. Sie sind oft dicktafelig nach (100) entwickelt mit den Flächen (100), (010), (110) und (021). Die Umgrenzung ist nur selten durchaus scharf; vielfach sind Korrosionserscheinungen vorhanden, oft in größerem Umfange, unter Ausscheidung von Magnetit. Der Achsenwinkel bleibt immer unter 90° . Stets kann man bei Schnitten, welche fast senkrecht zur Achse getroffen sind, eine Krümmung beobachten, so deutlich, daß man mit Sicherheit den negativen Charakter bestimmen kann. Es würde das auf einen höheren Eisengehalt hinweisen. Von Einschlüssen tritt ziemlich häufig Gas auf, aber auch Glas und Flüssigkeiten.

Ganz frischer Olivin ist recht häufig, noch häufiger aber ist er mehr oder weniger zersetzt. Diese Zersetzung geht von den Rändern und von Rissen aus und ergreift allmählich den ganzen Kristall. Am stärksten ist sie in der Nähe der fremden Einschlüsse und dann immer in einer der Grenze dieser Einschlüsse parallelen Zone. Das Zersetzungsprodukt ist kein Serpentin. Es sind vielmehr verschiedenartige Bildungen, die in ihren optischen Eigenschaften sich mehr oder weniger weit vom Serpentin entfernen. Vielleicht hängt das mit dem eben erwähnten höheren Eisengehalt des Olivins zusammen. (Vgl. BRUNO DOSS, TSCHERM. Mineral. u. petogr. Mitt., Bd. VII, 1886, S. 497.)

Die häufigsten bei der Zersetzung entstehenden Neubildungen haben eine grasgrüne Färbung mit kräftigem Pleochroismus. Die Hauptzone c, mit deutlichen Spaltrissen in dieser Richtung, ist grasgrün, der senkrecht dazu schwingende Stahl ist schwach gelblich, manchmal fast farblos. Die Lichtbrechung ist gering, aber doch etwas höher als die der Einbettungsmasse (Kolloith = 1,535), die Doppelbrechung ziemlich hoch: die Interferenzfarben gehen bis zum Grün und Gelbgrün II. Ordnung und bleiben nicht viel hinter denen des Augits im selben Schriff zurück. Die nicht pleochroitischen tiefgrünen Durchschnitte ohne Spaltrisse zeigen das Achsenbild eines einachsigen Minerals von negativem Charakter. Hier und da gehen die Achsen ein wenig auseinander, der Charakter bleibt aber negativ.

In diesen grünen Olivinseudomorphosen kommen manchmal auch farblose Stellen vor, welche dann weniger doppelbrechend sind und Aggregatpolarisation zeigen, während die grüngefärbte Hauptmasse im großen und ganzen ein einheitlich kristallisiertes Individuum mit deutlicher Spaltbarkeit darstellt.

In anderen Schlifften ist das Zersetzungsprodukt des Olivins schmutziggrün mit schwachem Pleochroismus von schmutziggrün bis grünlich, fast farblos. Die Interferenzfarben sind geringer als bei der eben beschriebenen Neubildung, aber doch noch bis zum Rot erster Ordnung gehend. Der Charakter ist auch hier negativ, der Achsenwinkel fast oder ganz 0° . Die Pseudomorphose ist teils ziemlich einheitlich auslöschend, teils tritt sie in schuppigen oder faserigen Aggregaten auf.

Diese schmutziggrüne Masse wird manchmal etwas bräunlich, mit einem schwachen Stich ins Grüne. Der Pleochroismus ist dann hoch, von schmutzigbraun bis hellgelb, der negative Achsenwinkel ist sehr klein, Spaltbarkeit und Doppelbrechung glimmerartig. Im Kern ist oft noch frischer Olivin erhalten. In anderen Schlifften ist die Farbe rein braun, so daß dann die Ähnlichkeit mit Biotit sehr groß ist.

Andere braune Zersetzungsprodukte zeigen nur schwachen Pleochroismus und auch geringere Doppelbrechung, sonst aber sind sie den schmutziggrünen Bildungen ähnlich, mit denen sie verwachsen auftreten. Oft sind sie sehr getrübt durch Einschlüsse.

Grüne und braune Gebilde haben oft scharf gegen sie absetzende blaugrüne Ränder mit deutlichem Pleochroismus von blaugrün zu gelblich oder farblos. Die Doppelbrechung ist schwach. Auch im Kern treten diese blaugrünen Partien auf und sie werden manchmal zu selbständigen Gebilden.

Endlich ist noch ein Zersetzungsprodukt zu erwähnen, welches den Olivin auf Rissen durchzieht. Es ist schwach grün gefärbt und wenig pleochroitisch, parallel c grünlich, senkrecht dazu gelblich. Die Doppelbrechung ist aber auch hier sehr hoch, an Glimmer heranreichend, die Lichtbrechung hingegen sehr gering, α steht weit unter Kollolith, γ nur sehr wenig über diesem. Der negative Achsenwinkel ist sehr klein, fast 0° . Die Spaltbarkeit ist glimmerartig. Das Umwandlungsprodukt sendet von Sprüngen aus scharf begrenzte spitze Zacken in das Innere der frischen Olivin-substanz.

Neben anderen Zersetzungsprodukten lagen ZIRKEL⁶⁾ offenbar denen von Groschlattengrün ganz ähnliche bei seiner Beschreibung der Basaltgesteine vor. Seite 63 erwähnt er, daß in den Basalten von Oberkassel und von anderen Orten „größere, in der Mitte noch charakteristisch klare Olivine, am Rande in eine dunkelgrasgrüne polarisierende Substanz verändert sind, welche ziemlich scharf begrenzte spitze Zacken in das Innere hineinstreckt. Auch längs der Sprünge im Olivin sind die anliegenden Kristallteile in dieser Weise umgewandelt“. Seine Figur 48 entspricht genau den zuletzt beschriebenen Beobachtungen von Groschlattengrün. Die gelbroten Zersetzungsprodukte, welche er S. 63 und die rotbraunen, welche er S. 65 von Steinheim bei Hanau beschreibt, kommen in Groschlattengrün nicht vor. Sie finden sich aber in weiter Verbreitung in anderen Basalten der Oberpfalz, welche später beschrieben werden sollen. Die konzentrisch-schaligen Kügelchen, welche ZIRKEL in Basalten von Paragwana und von Arthur's Seath (S. 64) beschreibt und welche später zum Delessit gestellt wurden, fehlen in Groschlattengrün.

Große Ähnlichkeit zeigen die beschriebenen Neubildungen mit den Olivinpseudomorphosen, welche nordamerikanische Petrographen als Iddingsit beschrieben. Nur muß man bedenken, daß LAWSON⁷⁾, der diese neue Mineralspezies aufstellte und sie als eine ursprüngliche Ausscheidung aus dem Magma betrachtete, verschiedenartige Bildungen in diesem Namen vereinigte. Es lagen zweifellos einerseits die rotbraunen Olivinpseudomorphosen vor, wie sie IDDINGS⁸⁾ beschrieb: Die Fasern sind zuerst hellgelb. Mit dem Fortschritt der Zersetzung wird die Faser rotbraun oder blutrot. Er identifiziert diese Neubildung mit den soeben erwähnten Umwandlungen ZIRKEL's in Basalten von Steinheim b. Hanau. LAWSON spricht (a. a. O. S. 33) von einer tief-kastanienbraunen Farbe und er weist hin auf die „Minéraux des Roches“ von MICHEL LÉVY und LACROIX, Paris 1888, S. 248, wo als Umwandlungsprodukt des Olivins ein

6) FERD. ZIRKEL, Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine. Bonn 1870.

7) ANDR. C. LAWSON, The Geology of Carmelo Bay. Bull. of the Department of Geology, University of California, Bd. I, 1893, S. 31 ff.

8) J. P. IDDINGS, Geology of the Eureka Distrikt. U. S. Geol. Surv. Mon., Bd. XX, 1892, S. 388—390.

„corps ferrugineux, rouge par transparence“ beschrieben wird, eine Bildung, welche MICHEL LÉVY⁹⁾ später als „minéral rouge“ eingehender schildert. Neben diesem rotbraunen Umwandlungsprodukt fand LAWSON andererseits auch grüne Bildungen, welche mit denen von Groschlattengrün Ähnlichkeit haben. Die vorherrschende Farbe ist nach LAWSON zwar tief-kastanienbraun, aber in einigen Fällen ist das Mineral hellgelblich-grün, während es im übrigen dieselben Eigenschaften beibehält, wie das braune Mineral (a. a. O. S. 37). Manche Kristalle von Iddingsit umschließen in ihrem Zentrum eine grünliche fasrige Bildung, welche schwach polarisiert, manchmal praktisch isotrop ist, oder Aggregatpolarisation zeigt. Die Randpartien sind echter Iddingsit. In anderen Fällen ist der ganze Olivinkristall ersetzt durch das grüne Mineral, manchmal auch ist der Iddingsit grün geworden, ohne seine bezeichnenden optischen Eigenschaften zu verlieren (S. 38). Diese optischen Eigenschaften sind aber dieselben, wie sie bei den Umwandlungen der Olivine von Groschlattengrün beobachtet wurden: Lichtbrechung gering, hohe Doppelbrechung, kleiner negativer Achsenwinkel (a. a. O., S. 34).

BEMROSE¹⁰⁾, welcher sich sehr eingehend mit Olivin-pseudomorphosen in englischen Doleriten und mit dem Iddingsit beschäftigt, unterscheidet zwei verschiedene Ausbildungen. Bei der Pseudomorphose nach Olivin von Potluck ist dieser verdrängt durch ein blättriges, grünlich-gelbes oder rötlich-braunes dichroitische Mineral (S. 613), welches demnach dem „roten Mineral“ MICHEL LÉVY's nahesteht. Bei Peak Forest aber ist die Pseudomorphose teils blättrig, teils fasrig, und im weniger veränderten Gestein sind manche der größeren Olivine ganz ersetzt durch ein blaßgrünliches Mineral. Hier kommen im selben Olivin zwei verschiedene Ausbildungen nebeneinander vor: Die eine ist dunkelgrün in der Richtung der Spaltrisse, senkrecht dazu gelblich, die andere ist parallel den Spaltrissen bläulich-grün, senkrecht dazu ebenfalls gelblich, beide löschen gleichzeitig aus, parallel den Spaltrissen. Der Achsenwinkel ist sehr klein, der Charakter negativ, Doppelbrechung ziemlich hoch (S. 615).

⁹⁾ A. MICHEL-LÉVY, Le Mont Dore et ses alentours. Bull. de la Soc. Géol. de France, 1890, S. 831.

¹⁰⁾ H. H. ARNOLD BEMROSE, On the Microscopical Structure of the Carboniferous Dolerites and Tuffs of Derbyshire. The Quarterly Journal of the Geol. Society, London 1894, Bd. L, S. 603 ff.

BEMROSE betrachtet die Pseudomorphose von Peak Forest als einen weniger umgewandelten, die von Potluck als den stärker veränderten Olivin (S. 616 und 619), ähnlich wie ZIRKEL¹¹⁾ bei offenbar ähnlichen Umwandlungen von Olivin. Beide Pseudomorphosen haben nach BEMROSE dieselben Eigenschaften, nur in der Farbe unterscheiden sie sich, welche rot oder grün oder gelb bei der von Potluck ist, bei der Pseudomorphose von Peak Forest hingegen nur grün und gelb.

Beim Vergleich mit dem Iddingsit LAWSON's findet BEMROSE Verschiedenheit in der optischen Orientierung im Vergleich mit Olivin und in der chemischen Zusammensetzung, welche nach LAWSON Fe, Ca, Mg und Na aber kein Al ergab, während in der Pseudomorphose von Potluck verhältnismäßig viel Eisenoxyd, ziemlich viel Al, wenig Mg, K und Na gefunden wurde (S. 618). BEMROSE kommt deshalb zu dem Schlußsatz: „At present I prefer to call it a mica-like mineral, replacing olivine“. (S. 620.)

BECKE¹²⁾ beschrieb eine „mit Iddingsit gleiche oder nahe verwandte“ Umwandlung des Olivins von gelblich-grüner Farbe mit vollkommener Spaltbarkeit und starker Doppelbrechung. STARK¹³⁾ fand in den Euganeen verschiedene Neubildungen in Olivin, von denen eine häufig auftretende gelbe bis gelblich-grüne, einachsige negative, mit der Doppelbrechung des Augits und Lichtbrechung unter Kanadabalsum hier in Frage käme. HIBSCH¹⁴⁾ beobachtete in böhmischen Basalten öfters Iddingsit, unter dem er stets das „rote Mineral“ zu verstehen scheint und außerdem neben Serpentin auch „Chlorit“: smaragdgrüne oder apfelgrüne Fasern und Blättchen mit schwacher Doppelbrechung und schwachem Pleochroismus: a dunkelgrün, c hellgrün, Lichtbrechung etwa 1.57¹⁵⁾. Einmal waren die drei Umwandlungsprodukte in einem Individuum vereinigt. Im Kern Serpentin, dann Iddingsit, am Rande Chlorit.¹⁶⁾

¹¹⁾ H. ZIRKEL, Basaltgesteine, S. 64 und 65.

¹²⁾ E. BECKE, Gesteine der Columbretes. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitt., Bd. XVI, 1897, S. 311.

¹³⁾ M. STARK, Géolog. petrograph. Aufnahme der Euganeen. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitt., Bd. XXVIII, 1908, S. 410 ff.

¹⁴⁾ J. E. HIBSCH, Geol. Karte des Böhmisches Mittelgebirges. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitt. in verschiedenen Bänden.

¹⁵⁾ A. a. O., Blatt IX, Leitmeritz-Tribsch, Bd. XXXII, 1913, S. 64.

¹⁶⁾ A. a. O., Blatt VIII, Umgebung von Salesel, Bd. XXXIV, 1917, S. 38.

Diese Zusammenstellung zeigt, in wie mannigfaltiger Weise die Umwandlung des Olivins vor sich gehen kann. Fast jeder Fundort hat seine Eigentümlichkeiten und es ist unmöglich, alle diese Bildungen unter einem zutreffenden Namen zu vereinigen, wenn sie auch zweifellos alle einander sehr nahestehen. Bezeichnet man sie mit dem Namen *Iddingsit*, so muß man sich vergegenwärtigen, daß dieser Name nur als Notbehelf angesehen werden kann und streng genommen nur den braunroten Neubildungen beigelegt wurde. Ein Versuch, die Neubildungen einer eingehenden chemischen Untersuchung zugänglich zu machen, scheiterte an der Kleinheit der Pseudomorphosen, welche sich aus dem Gestein nicht isolieren lassen.

Aus diesem Grunde muß man wohl auch die so sehr verschiedenen chemischen Ergebnisse, über welche nach *LAWSON* und *BEMROSE* soeben berichtet wurde, mit sehr großer Vorsicht aufnehmen.

Augiteinsprenglinge sind im Gegensatz zu den Olivinen auffallend selten. Es gibt Schiffe, in denen kein einziger neben den zahlreichen Olivinen sich findet, und wenn einmal ein oder zwei große Augitindividuen in einem Schliff auftreten, so möchte man sie wegen ihrer Größe und unregelmäßigen Umgrenzung eher für Bruchstücke aus einem Pyroxenit halten. Es sind dann rötlich-violette *Titanaugite* mit sehr schwachem, selten etwas deutlicherem Pleochroismus, mit Zonar- und Sanduhrstruktur und sehr starker Dispersion, besonders um die B-Achse.

Die Grundmasse stellt ein feinkörniges holokristallines Gemenge von Augit, Magnetit und Nephelin dar. Der Augit nimmt wohl den größten Raum ein, bildet teils winzige Mikrolithen mit guter Umgrenzung, teils unregelmäßige Lappen. Es ist brauner *Titanaugit*. Dazwischen liegen zahlreiche größere oder kleinere Magnetitoktaeder, die kleinen manchmal in solcher Menge, daß sie das Gestein ganz schwarz färben. Der Nephelin tritt in sehr zahlreichen kleinen Nestern, in denen gewöhnlich mehrere, verschieden orientierte Individuen liegen, ohne jede Kristallform auf. Rechteckige Leisten und sechsseitige Querschnitte, welche *MERKEL*¹⁷⁾ erwähnt, konnten niemals beobachtet werden, obschon sehr viele Dünnschliffe untersucht wurden. An Einschlüssen von Augitmikrolithen und Apatit ist der Nephelin reich. Meistens ist er sehr frisch, nur

¹⁷⁾ A. a. O., S. 18.

selten ein wenig getrübt. Zersetzungen in Zeolithe oder ähnliche Umwandlungen kommen nicht vor. Apatit scheint selten zu sein. Es ist nicht immer leicht, die sehr kleinen Kriställchen von den ebenso kleinen Augitmikrolithen zu unterscheiden. Die chemische Analyse ergibt nur wenig P_2O_5 .

Häufig kommt Biotit vor in ziemlich zahlreichen Leisten oder formlosen Fetzen, welche besonders gern in den Nephelinnestern liegen und oft erfüllt sind von den Grundmasse-Gemengteilen. Er ist sehr intensiv rötlich-braun gefärbt, hat sehr starken Pleochroismus bis hellgelb quer zur Längserstreckung, die Auslöschung weicht um wenige Grade von der Parallelen ab. Der Achsenwinkel ist für Biotit auffallend groß, wie gewöhnlich in echten Natrongesteinen, die Dispersion bedeutend.

Glas wurde in normalen Basalten niemals beobachtet.

Es ist also das Gestein von Groschlattengrün ein sehr nephelinreicher Nephelinbasalt. Das daraus sich ergebende Vorherrschen des Natrium unter den Alkalien kommt auch in der Gesamtanalyse zum Ausdruck, welche von DÖRR¹⁸⁾ ausgeführt wurde. Er fand:

Si O ₂	38,00 %
Ti O ₂	3,49 %
P ₂ O ₅	0,32 %
Al ₂ O ₃	11,85 %
Fe ₂ O ₃	7,77 %
Fe O	5,85 %
Mn O	0,29 %
Ca O	14,52 %
Mg O	11,89 %
K ₂ O	1,95 %
Na ₂ O	3,92 %
Wasser- und Glühverlust	1,13 %
	100,98 %

Die ganze Basaltmasse des großen Steinbruchs ist offenbar aus einem Gusse entstanden. Die vielen Dünnschliffe, welche untersucht wurden, zeigen alle denselben Charakter. Überall die gleichen Bestandteile in ähnlicher Ausbildung und im selben Mengenverhältnis. Wenn ROSENBUSCH¹⁹⁾ behauptet, daß nach LORD bei Groschlattengrün Nephelinbasalte nur schlierenförmig im Nephelinbasanit vorkämen, so muß demgegenüber betont werden,

¹⁸⁾ AUG. DÖRR, A. a. O., S. 19 und 20.

¹⁹⁾ HEINR. ROSENBUSCH, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine, 4. Aufl. Stuttgart 1905, II. 2, S. 1440.

daß weder in der Arbeit von LORD, noch in der Natur sich irgend ein Anhaltspunkt für diese Behauptung findet. Nur reine Nephelinbasalte kommen vor, keine Spur von Nephelinbasaniten im Sinne ROSENBUSCH'S.

Die Einschlüsse.

Einschlüsse in den Basalten von Groschlattengrün sind häufig, erreichen aber meist nur geringe Dimensionen. Sie sind teils endogener, teils exogener Natur.

1. Die endogenen Einschlüsse

sind in der Mehrzahl Olivinfelse in der Form der Lherzolithen. Dem unbewaffneten Auge tritt der gelbgrüne Olivin am deutlichsten hervor, während man Pyroxene nur in vereinzeltten Körnern erkennt, die sich makroskopisch schwer bestimmen lassen. Die Grenze gegen den Basalt ist scharf, manchmal sieht man an dieser Grenze einen feinkörnigen gelblichen Saum.

Unter dem Mikroskop erscheint teils frischer, teils schon etwas umgewandelter Olivin, ohne jede äußere Form, ziemlich reich an Glaseinschlüssen. Die Umwandlung hat hier wohl immer das grüne glimmerartige Mineral, von fast derselben Doppelbrechung wie Glimmer hervorgebracht, wie es früher beschrieben wurde. Neben dem Olivin tritt ziemlich häufig ein diopsidischer Augit auf von schwach grünlicher Farbe im Dünnschliff und einer Auslöschung von 42° . Pleochroismus fehlt. Er ist sehr reich an Glaseinschlüssen mit scharf hervortretenden Libellen; manchmal werden diese Einschlüsse so zahlreich, daß die Durchsichtigkeit des Minerals fast verloren geht. Endlich verdrängt das Glas ganz den Pyroxen und tritt in garbenförmigen Bildungen auf unter Ausscheidung von Magnetit. Es handelt sich also offenbar um eine teilweise Einschmelzung des Pyroxens durch den Basalt.

Mit dem diopsidischen Augit verwachsen, manchmal deutlich den Rand bildend, tritt auch ein Titanaugit auf, entsprechend dem im angrenzenden Basalt, mit violettem Tone, ohne merklichen Pleochroismus, aber mit deutlicher Zonarstruktur und starker Dispersion $r > v$, so daß in einem Durchschnitt senkrecht zur B-Achse keine Auslöschung eintritt, sondern Übergänge von gelben zu blauen Tönen stattfinden. Die Glaseinschlüsse fehlen hier. Die Auslöschung ist größer, der Unterschied gegen den anderen Pyroxen beträgt 5° , ja einmal 11° . Diese Titanaugit-

umhüllungen kommen nur in der Nähe des Basalts vor. Es scheint sich um eindringende Augitmasse aus dem Basalt selbst zu handeln, wie auch aus den zahlreichen Magnetitkriställchen und aus den Neubildungen von Sanidin in diesen Augiten hervorzugehen scheint.

Endlich beobachtet man noch einen rhombischen Pyroxen. Er ist im Dünnschliff farblos und ohne merklichen Pleochroismus. Es handelt sich also wohl um Enstatit. Eine Verglasung des Enstatits kommt nicht vor, wohl aber hat er manchmal einen Rand, welcher aus einem feinkörnigen Gemenge von diopsidischem Augit und stark zersetztem Olivin besteht, wohl auch das Produkt eines Umschmelzungsprozesses.

Alle Bestandteile der Einschlüsse liegen regellos nebeneinander, ohne Idiomorphismus irgend eines derselben. An der Grenze gegen den Basalt sieht man hier und da eine Anhäufung von Magnetit, und der Olivin im Olivinfels ist etwas stärker zersetzt, an anderen Stellen ist die Grenze durch nichts ausgezeichnet. Neben den größeren Olivinfelseinschlüssen sieht man auch wohl kleinere Fetzen derselben im Basalt zerstreut, offenbar sind hier die größeren Einschlüsse zerspritzt.

Nicht selten treten im Basalt außer den Olivinfelsen auch vereinzelt größere Olivinkristalle auf, freilich ohne Kristallumgrenzung; aber es sind doch einheitliche Individuen bis zu 2 cm Größe. Sie haben eine recht dunkle Farbe und im Pulver einen violetten Ton. Es handelt sich also wohl um Titanolive. Schon mit bloßem Auge sieht man, daß die Kristallindividuen mit einem dichten grauen Rand umgeben sind, welcher sich als ein diopsidischer Augit bestimmen läßt.

Andere „Urausscheidungen“ erscheinen in der Form der Pyroxenite. Auch diese sind gar nicht selten und fallen leicht durch ihre dunkle Farbe auf; man sieht nämlich einen schwarzen rhombischen Pyroxen mit lebhaft glänzenden Spaltflächen und daneben einen mehr graulichgrünen monoklinen Pyroxen, bei dem die Spaltflächen matt glänzen. Außerdem tritt etwas Olivin auf mit muscheligen Bruch von meist dunkler Farbe.

Im Dünnschliff tritt vor allem der rhombische Pyroxen durch seinen deutlichen Pleochroismus in braunen und grünen Tönen hervor. Es ist also hier ein Hypersthen, mit höherem Eisengehalt als der des Enstatits in den Olivinfelsen. Gewöhnlich sieht man in

ihm Lamellen eines monoklinen Pyroxens, welche durch schiefe Auslöschung und höhere Doppelbrechung auffallen und manchmal auch zu größeren Individuen werden. Sie laufen den recht vollkommenen Spaltrissen nach dem Prisma parallel. Umrandet ist der Hypersthen stets mit einer unter einem Millimeter breiten Zone eines sehr feinkörnigen Olivins, im Innern aber ist er vollkommen frisch.

In ungefähr derselben Menge wie Hypersthen kommt ein monokliner Pyroxen vor, ein diopsidischer Augit, von denselben Eigenschaften wie im Lherzolith: Auch hier ist er stark angeschmolzen und mit Glaseinschlüssen erfüllt. Er enthält Lamellen und auch größere Einschlüsse des rhombischen Pyroxens, parallel den prismatischen Spaltrissen eingelagert.

Diese Lamellen von Hypersthen in Diopsid und von Diopsid im Hypersthen können als eine Bestätigung der zuerst von GROTH²⁰⁾ aufgestellten und von ZAMBONINI²¹⁾ weiter entwickelten und begründeten Theorie angesehen werden, nach welcher Enstatit und Hypersthen nicht rhombisch kristallisieren, vielmehr ihre pseudorhombische Form durch submikroskopische Lamellen eines monoklinen Pyroxens hervorgebracht wird.

Der Olivinegehalt wechselt, so daß man alle Übergänge vom Websterit zum Lherzolith beobachten kann.

Wie neben dem Olivinfels einzelne Olivinkristalle im Basalt auftreten, so findet man auch einzelne Individuen von Hypersthen und von diopsidischem Augit. Ersterer hat dann einen Olivinrand, letzterer geht unvermittelt in den Basalt über. Der Olivinrand zwischen Basalt und Hypersthen ist in einem Fall fast 2 mm breit. Dann folgt auf den Basalt zu eine sehr schmale Zone von bräunlichem monoklinen Pyroxen. Auch auf Sprüngen dringt der Olivin in den Hypersthen ein.

2. Exogene Einschlüsse.

a) granitischen Ursprungs.

Unter den fremdartigen Einschlüssen der Basalte der Oberpfalz spielen naturgemäß die aus dem durchbrochenen

²⁰⁾ P. GROTH, Einleitung in die chemische Kristallographie. Leipzig 1904, S. 7. Chemische Kristallographie, 2. Teil. Leipzig 1908, S. 230.

²¹⁾ F. ZAMBONINI, Die morphotropischen Beziehungen zwischen Enstatit, Diopsid, Hedenbergit, Aegirin und Spodumen. Zeitschr. für Kristallographie, 1909, Bd. 46, S. 1 ff.

Granitmassiv eine wichtige Rolle. Diese sind es hauptsächlich, welche von EGENTER²²⁾ beschrieben wurden. Bei Groschlattengrün, von wo, wie es scheint, EGENTER kein Material vorlag, handelt es sich nicht, wie bei den häufigen Einschlüssen von Triebendorf, um große Granitbruchstücke, sondern um meist kleine, nur wenige Zentimeter große Einschlüsse, welche infolgedessen auch sehr stark umgewandelt wurden. So kommt es, daß man in diesen, auch noch mit fremdartigen Neubildungen oft ganz durchsetzten Einschlüssen, kaum noch einen Granit vermuten würde. Nur ein größeres Stück liegt vor. Aber auch dieses zeigt in seinem äußeren Habitus kaum etwas von Granit, dessen Bestandteile indes unter dem Mikroskop sich gut erkennen lassen.

Mit bloßem Auge sieht man bei diesem in der weißen und grünlichen Masse glasglänzende Quarze und Spaltflächen von frischem Feldspat. Daneben ein weiches mattgrünes Mineral ohne Kristallform von dichtem Aussehen und fettig anzufühlen.

Unter dem Mikroskop erscheint zunächst ein Orthoklas mit Perthitschnüren, ziemlich stark getrübt. Er hat einen sehr kleinen, negativen Achsenwinkel, fast 0° . Neben ihm sieht man sehr frischen Plagioklas mit gut ausgebildeten Zwillinglamellen nach Albit- und Periklingesetz. Da seine Lichtbrechung bedeutend über der der Einbettungsmasse liegt und die Auslöschung auf Schlifflinien senkrecht a $22\text{--}25^\circ$ beträgt, so handelt es sich um einen ziemlich basischen Andesin. An einer Stelle dringt eine Apophyse des Basalts in den Einschluß. Hier sieht man nun, wie der Andesin einen schmalen Saum eines sehr schwach lichtbrechenden Feldspats ohne Zwillinglamellen bekommt. Es kann, nach Analogie mit später zu erwähnenden Beobachtungen, nur ein Sanidinrand sein. Der Quarz ist frisch, wenig kataklastisch. Vom Glimmer findet man nichts mehr, doch sieht man zerfaserte Gebilde in der Form, wie in den Graniten der Glimmer auftritt, die aus Sillimanitfasern mit etwas grünem Spinell bestehen. Spinell in zahlreichen Oktaëderchen sieht man auch an anderen Stellen, zusammen mit kleinen Andesinleisten und den gelblich-grünen Zersetzungsprodukten des Olivins, wie sie früher beschrieben wurden.

²²⁾ PAUL EGENTER, Einschlüsse in Basalten der Oberpfalz. Berichte des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Regensburg, XIII. Heft, 1910 und 1911, S. 1—11.

Das makroskopisch weiche, grünliche Mineral durchzieht alle übrigen Bestandteile und fällt auf durch seine radialfasrige, schalige Struktur. Es sieht makroskopisch wie mikroskopisch einem Kerolith sehr ähnlich. Außerdem ist, ebenfalls durch den ganzen Einschluß zerstreut, ein rhomboedrisches Karbonat in meist größeren Stücken vorhanden.

Die kleinen granitischen Einschlüsse sind wohl umgrenzt und heben sich scharf von dem dunklen Basalt ab. Sie sind weiß, manchmal mit violetten und grünen Flecken. Der glasige Quarz, hier und da violett gefärbt, tritt am meisten hervor. Daneben sieht man einen trüben Feldspat und ein weißliches bis grünliches radialfasriges Mineral, welches sich als Natrolith bestimmen ließ, und dann noch das weiche, grünliche bis fast farblose, kerolithähnliche Mineral, das manchmal kleine Kügelchen bildet.

Unter dem Mikroskop zeigt jeder Schliff seine Eigentümlichkeiten, wenn auch manche Züge gemeinsam sind. In allen Schliffen tritt der Quarz am meisten hervor. Er ist trübe und reich an Einschlüssen. Viele Risse durchziehen ihn, so daß größere, einheitliche Individuen in zahlreiche kleinere Stücke zerlegt sind, welche durch die gleichzeitige Auslöschung ihre Zusammengehörigkeit beweisen. Es liegt hier wohl eine Hitzewirkung vor. Die Risse sind manchmal erfüllt mit einer schwach lichtbrechenden Glasmasse, die aber fast immer etwas Doppelbrechung zeigt. Manchmal ist der Quarz zum größten Teil zu einem kryptokristallinen Aggregat geworden, welches wirrfasrig ist, wie es scheint etwas schwächer das Licht bricht als Quarz, aber eine etwas höhere Doppelbrechung hat. Die Fasern sind positiv. Mit Ölimmersion konnte ein Achsenbild beobachtet werden, welches ganz oder nahezu einachsrig positiv war. Die Achse bzw. die erste Mittellinie läuft parallel den Fasern. Es könnte wohl eine der fasrigen Varietäten der Kieselsäure sein, dem Chalcedon ähnlich, vielleicht ein Entglasungsprodukt des Glases. Für Tridymit ist die Doppelbrechung zu hoch.

Der Feldspat kommt in einigen Schliffen nur ganz vereinzelt vor, in anderen ist er häufig. Der Kalifeldspat zeigt gewöhnlich die Perthitstruktur noch recht deutlich. Sein negativer Achsenwinkel ist stets angenähert 0° , er ist also, wohl durch die Hitze, oder vielleicht auch durch Aufnahme von Na, zu Sanidin geworden. Starke Trübung ist die Regel. Als Plagioklas tritt ein gut zwillings-

lamellierter Andesin auf, die Lamellen nach Albit- und Periklingesetz zeigen sich oft gleich deutlich. Die Auslöschung senkrecht α beträgt 22° und noch mehr, so daß er sich wohl schon dem Labrador nähert. Er ist in den meisten Fällen noch recht frisch. Ganz gewöhnlich ist er mit einem Rand von Sanidin umgeben, welcher sich durch die schwache Lichtbrechung und das Aufhören der Zwillingslamellen deutlich abhebt. Daß es wirklich Sanidin ist, zeigt die Übereinstimmung in der Lichtbrechung mit anstoßendem Orthoklas und der sehr kleine negative Achsenwinkel. Auch ins Innere der Plagioklase dringt dieser Sanidin auf Sprüngen ein. Ja, manchmal sind die Plagioklaskristalle in mehrere Teile zerlegt, die in frischen Sanidin eingebettet erscheinen, und ein großer Teil des Plagioklases ist in diesen umgewandelt. Es handelt sich also hier um eine Anschmelzung des Plagioklases, bei der eine Sanidineubildung stattfand. Deshalb zeigen auch die Plagioklase oft abgerundete Formen. Auch der ursprüngliche Kalifeldspat zeigt manchmal diese Ab rundung infolge von Anschmelzung und hat dann einen frischen Sanidinrand, während der Kern trübe geblieben ist, aber den kleinen Achsenwinkel des Sanidins zeigt.

Vom ursprünglichen Glimmer ist nichts mehr zu sehen. Doch kommen Mineralien vor, welche wahrscheinlich ihren chemischen Gehalt zum Teil aus dem Glimmer bezogen haben. So der Sillimanit, welcher teils als zerfasertes Gebilde, teils auch in größeren Individuen sich findet. Auch Rutil und Anatas, die nur in wenigen Einschlüssen vorkommen, sind wohl Nebenprodukte bei dieser Umwandlung. Ersterer bildet Nester und Haufwerke von kleinen, braungelben Kriställchen. Der Anatas fällt auf durch seinen hohen Pleochroismus. Die Querschnitte sind fast undurchsichtig, die Längsschnitte parallel den deutlichen Spalt rissen tiefgrün, senkrecht dazu gelb. Pyrit in sehr gut umgrenzten Oktaëderchen, die selbst im Dünnschliff noch körperlich erscheinen, ist in allen Einschlüssen sehr häufig, er ist gern mit Anatas verwachsen. Nicht selten sieht man auch Feizen von Kalzit ohne Kristallform. Der Spinell, welcher sonst in derartigen Einschlüssen so häufig ist und auch aus dem größeren beschrieben wurde, fand sich in den kleineren nicht. Ebenso vermißt man den Cordierit gänzlich.

Fast in allen Einschlüssen spielen noch zwei Mineralien eine große Rolle, die auch makroskopisch deutlich hervor-

treten, der Natrolith und das weiche, radialfasrige, kerolithähnliche Mineral, das eben schon erwähnt wurde. Beide sollen später ausführlicher beschrieben werden.

Von besonderem Interesse ist bei all diesen Einschlüssen die Kontaktzone. Zunächst zeigt sich im Basalt mit der Annäherung an den Einschluß eine Änderung. Sie beginnt mit einer 1—2 mm breiten Zone, parallel dem Einschluß verlaufend, in welcher der Olivin des Basalts stärker zersetzt ist als im normalen Basalt. Außerdem ist hier mehr Magnetit und Biotit ausgeschieden, so daß schon im Handstück, noch besser aber im Dünnschliff, fürs bloße Auge diese dunkler gefärbte Zone deutlich hervortritt. Eine nun folgende Zone von etwa derselben Breite wird gebildet von einem Aggregat, bestehend aus Augitmikrolithen derselben Beschaffenheit, wie die Augite der Grundmasse, vermischt mit Magnetit und Biotit. Der Olivin fehlt dieser Zone fast ganz. Näher dem Einschluß verlieren die Augite ihre bräunliche Farbe, im Dünnschliff erscheinen sie farblos oder etwas grünlich, ohne Pleochroismus, werden größer und nehmen deutliche Kristallform an. Im Handstück treten sie deutlich hervor, man sieht in dieser Grenzzone zahlreiche langgestreckte Kriställchen von dunkelgrüner Farbe mit den Flächen: (110), (010), (100) und (111). Die Auslöschung auf (010) beträgt 45° , es ist also vermutlich diopsidischer Augit.

Diese Augite wachsen nun in eine wasserklare Feldspatmasse hinein, welche zweifellos aus Sanidin besteht. Dafür spricht die sehr schwache Lichtbrechung, welche deutlich niedriger ist als die der Einbettungsmasse, also unter 1,535 liegt, im Pulver aber die des Zedernholzöles (1,516) ein wenig übersteigt. Auch wurde in Schnitten, welche die rechtwinklige Spaltbarkeit zeigen, ein sehr kleiner, negativer Achsenwinkel gefunden. Die Lage der Symmetrieebene läßt sich nicht bestimmen, weil Kristallumrisse fehlen. Auch die Doppelbrechung ist manchmal recht niedrig, was wiederum für Sanidin spricht.

In den meisten Fällen tritt er in wasserklaren Leisten auf, was eine Verwechslung mit Plagioklas nicht ausschließt, zumal wenn die Leisten so aneinander liegen, daß sie Zwillinglamellen vortäuschen. Eine genauere optische Untersuchung schützt vor dieser Verwechslung. Wie schon erwähnt, wachsen die Augitkristalle mit gut ausgebildeten Flächen in den Sanidin hinein und ringsum ausgebildete Kristalle schwimmen in ihm.

Es kommt aber auch häufig vor, daß der Augit einen Kern von Sanidin hat. Der Augit bildet dann bisweilen nur einen schmalen Rahmen um den Sanidin.

Manchmal ist der Sanidin sehr trübe durch Einschlüsse, welche zum Teil wohl glasige Bildungen sind. Man sieht nämlich nicht selten neben dem Sanidin oder diesen ganz vertretend eine wasserklare amorphe Masse, von derselben Lichtbrechung, wie Sanidin. Es macht den Eindruck, als ob es isotrope Sanidinsubstanz wäre, vielleicht aus jenem Stadium stammend, wo das Mineral noch nicht flüssig, aber auch nicht mehr oder noch nicht kristallinisch war, sondern isotrop, nach den Untersuchungen von DOELTER²³). Vielleicht bewirkt eine Beimengung dieser isotropen Masse die Trübung der kristallisierten. Einmal wurde neben dem Sanidin in dieser Zone auch eine bräunliche Glasmasse beobachtet, mit schwächerem Brechungsindex als die Einbettungsmasse, also $< 1,535$, ein anderes Mal ein farbloses Glas von ebenfalls schwächerer Lichtbrechung. Dieses Glas fehlt dem Basalt.

Mit den farblosen oder grünlichen Augiten parallel verwachsen oder auch in selbständigen Leistchen ist Ägirin nicht selten. Der Pleochroismus ist bezeichnend: *a* tiefgrün, etwas bläulich, *b* nur noch schwach grün, *c* schwach gelblich. Die Doppelbrechung ist sehr hoch, *c*:*a* sehr klein.

In Verbindung mit diesem Ägirin, oder auch mit dem diopsidischen Augit parallel verwachsen oder meist selbständig fällt in fast allen Schliften ein braunrotes bis gelbes Mineral auf, das sonst zu den seltenen Vorkommen gehört. Die Querschnitte mit der bezeichnenden Spaltbarkeit von nahe 120° verraten, daß es eine Hornblende ist. Diese Querschnitte sind begrenzt von den Flächen (110) und (010) und lassen etwas schiefer den Austritt der Mittellinie *c* mit großem Achsenwinkel erkennen. Die Achsenebene halbiert den stumpfen Winkel, alles Merkmale, die unbedingt auf Hornblende hinweisen. In diesen Querschnitten zeigt *b* eine braune, oft ins rotbraune gehende Farbe, manchmal sehr intensiv, während *a* nur noch blaßgelb (strohgelb) ist, nicht selten fast farblos erscheint.

²³) C. DOELTER, Über die Bestimmungen der Schmelzpunkte bei Mineralien und Gesteinen. Tscherm. Mineral. und petrogr. Mitt., Bd. XX, 1901, S. 216.

— Die Silikatschmelzen, IV. Mitteilung. Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathem.-naturw. Klasse, Bd. 115, 1906, S. 9.

Jene Längsschnitte, welche der Achsenebene (010) parallel liegen, zeigen schwächeren Pleochroismus: *a* wie oben, *c* lebhaft gelb; ihre Auslöschung konnte zu 23—25° bestimmt werden (*c:c*). Die Interferenzfarben sind nicht hoch, sie lassen auf eine Doppelbrechung schließen, welche nur sehr wenig die des Quarzes übersteigt, etwa 0,011—0,012. Sehr auffallenden Pleochroismus zeigen die Schnitte senkrecht *a*. In der Längsrichtung schwingt *c* mit lebhaft gelben Farben, quer dazu *b* mit seinen braunen, oft tief rotbraunen Tönen. Die Interferenzfarbe dieser Schnitte ist sehr gering. Sie zeigen den Austritt der ersten Mittellinie um einen kleinen Achsenwinkel. Seine Größe schwankt in den verschiedenen Schliffen. In einem Fall ging er für blau kaum über die Größe des Achsenwinkels von Muskovit, blieb für rot bedeutend unter diesem. Also für blau 2 *V* angenähert 40°. In einem anderen Schliff war der Winkel bedeutend größer, 2 *V* konnte man für blau wohl auf 60° schätzen. Die Dispersion ist sehr bedeutend: am konvexen Hyperbelbogen intensiver blauer Saum, also $v > r$. Die optischen Merkmale der Hornblende sind also:

- $b > c > a$
- a* blaßgelb (strohgelb)
- b* tiefbraun, oft rotbraun
- c* lebhaft gelb
- Lichtbrechung wie Hornblende
- Doppelbrechung 0,011—0,012
- Charakter des Minerals negativ
- Charakter der Hauptzone positiv
- 2 *V* = 40—60°, *c:c* = 23—25°
- Dispersion der Achsen $v > r$.

Alles dieses verweist unsere Hornblende zweifellos in die Reihe der *Katophorite*²⁴⁾. Wenn sie auch mit den bis jetzt beschriebenen nicht in allen Stücken übereinstimmt, so sind doch die bezeichnenden Merkmale vorhanden: Die stärkste Absorption parallel *b* mit rotbraunen Tönen, geringere Doppelbrechung, größere Auslöschungsschiefe. Nur in der Dispersion weichen meine Beobachtungen von denen OSANN²⁵⁾ ab, da dieser bei Katophoriten von São Miguel $r > v$ fand, BRÖGGER konnte

²⁴⁾ W. C. BRÖGGER, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets, I. Kristiania 1894, S. 27 ff.

²⁵⁾ A. OSANN, Über Sanidinite von São Miguel. N. Jahrb. f. Min., 1888, I., S. 121.

darüber keine Beobachtungen anstellen. Eine Isolierung der Hornblende zur chemischen Untersuchung ist bei der Kleinheit der Individuen ganz ausgeschlossen.

Katophorit und Ägirin sind Mineralien, welche in ihrer Verbreitung auf die Natrongesteine beschränkt sind. Es ist deshalb von ganz besonderer Bedeutung, daß sie gerade hier in der Grenzzone der granitischen Einschlüsse sich gebildet haben. Da die Granite der Oberpfalz, die Kristallgranite GÜMBEL's, aus denen die Einschlüsse stammen, normale Granite sind, so müssen die natronhaltigen Mineralien, Ägirin und Katophorit, offenbar unter dem Einfluß des Basalts entstanden sein und sie beweisen dadurch aufs neue, daß der Basalt von Groschlattengrün einem natronreichen Magma entstammt, beweisen also seine Zugehörigkeit zur Reihe der Natrongesteine, was außerdem aus dem Nephelinreichtum und dem hohen Natriumgehalt der Analyse hervorgeht.

Fast dieselbe Mineralkombination wie in der beschriebenen Grenzzone beobachtete OSANN in den Sanidiniten von São Miguel²⁶⁾: ein farbloser Augit verwachsen mit Ägirin, eine katophoritähnliche Hornblende, ebenfalls mit Ägirin und Augit verwachsen und alles dieses in einer Sanidinmasse.

v. FOULLON²⁷⁾ fand bei Graniteinschlüssen in böhmischen Basalten eine ähnliche Grenzzone, wo neben Augit in großen Individuen, auch Hornblende auftritt „mit einem Farbenwechsel zwischen gelblich-braun und einem Dunkelbraun, das einen Stich ins Kupferrote besitzt, manche Partien sind ausgesprochen violettbraun“. S. 609. Leider fehlen andere Angaben.

M. BAUER²⁸⁾ beschreibt aus „Feldspateinschlüssen“ im Basalt des Stempels bei Marburg Glaukophan (S. 247) und Glaukophan oder eine ähnliche blaue Hornblende oder die fasrige Ausbildung des Glaukophans: Krokylolith. (S. 252.)

²⁶⁾ A. a. O., S. 121 ff.

²⁷⁾ H. B. v. FOULLON, Über Graniteinschlüsse im Basalt vom Rollberg bei Niemes in Böhmen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Wien 1888, Bd. 38, S. 603 ff.

²⁸⁾ M. BAUER, Der Basalt vom Stempel bei Marburg und einige Einschlüsse in demselben. Neues Jahrb. f. Min., 1891, II., S. 247 ff.

b) Sandsteineinschlüsse.

Wie bei den Graniten liegen auch bei den Sandsteinen nur wenige größere Einschlüsse vor, meist handelt es sich um einige Zentimeter große Bruchstücke. An einem größeren Einschlusse erkennt man die Sandsteinstruktur schon makroskopisch: Quarzbruchstücke liegen in einer weißen zerreiblichen, nicht näher bestimmbar Masse. Im Dünnschliff sieht man neben wenigen Feldspatstückchen viel Quarz, dessen klastische Form auf den ersten Blick auffällt, in eine amorphe Masse eingebettet. Diese, bräunlich gefärbt, ist stärker lichtbrechend als Kollolith, aber etwas schwächer als Quarz und Nelkenöl. Der Quarz hat vielfach einen isotropen farblosen Rand von sehr schwacher Lichtbrechung, die noch unter Zedernholzöl (1,516) liegt. Die isotrope Bildung dringt auch auf Sprüngen in den Quarz ein.

Es handelt sich bei diesem Gestein ursprünglich offenbar um einen ziemlich grobkörnigen Sandstein mit tonigem Bindemittel. Letzteres wurde zu der braunen amorphen Masse, während der Quarz an den Rändern zu einem farblosen Glase umgeschmolzen wurde, welches, weil kiesel-säurereicher, schwächer lichtbrechend ist.

Die kleinen Einschlüsse, ganz vom Basalt ungeschlossen, sind dichte Gebilde von grauer, wohl auch etwas violetter Farbe, in denen man makroskopisch nur hie und da Bruchstücke von Quarz aus der dichten Masse sich abheben sieht. Zum Teil haben sie in ihrem Aussehen den Charakter eines Basaltjaspis. Im wesentlichen sind sie unter dem Mikroskop dem eben beschriebenen Sandstein ähnlich: eine bräunliche, amorphe Grundmasse, häufig mit viel Magnetit, in der angeschmolzene Quarzstücke schwimmen. Doch ist diese Anschmelzung nicht immer zu beobachten. Nur wenige Millimeter vom Basalt sind die Quarze manchmal schon ganz unverändert.

Die amorphe bräunliche Masse sowohl wie das Glas und die Quarzkörner sind nicht selten umgewandelt. Einmal ist es ein Entglasungsprodukt von schwacher Licht- und etwas höherer Doppelbrechung, wie es auch in den Quarzen der Graniteinschlüsse vorkam und dort als kryptokristallinische Kieselsäure gedeutet wurde. Ein anderes Mal ist das farblose Glas zum Teil durch Kalzit ersetzt, während ein anderer Teil noch frisch erhalten blieb. Auch die amorphe, braune Zwischenmasse wurde in der Nähe des Basalts zu Kalzit umgewandelt, wobei die Struktur

erhalten blieb, so daß man im gewöhnlichen Licht die amorphe Bildung vom Kalzit kaum unterscheiden kann.

Die Änderungen des Basalts in der Nähe des Einschlusses sind den bei den granitischen Einschlüssen beschriebenen ähnlich. Ebenso ist die Grenzzone zwischen Basalt und Einschluß gleich, doch gewöhnlich nicht so typisch entwickelt wie dort. Der Sanidin ist immer vorhanden, manchmal begleitet von Ägirin und Kato-phorit, manchmal fehlt eines dieser Mineralien oder beide. In einem Schliff treten auch Spinelloktaederchen im Sanidin auf.

Sehr schön ist ein kleiner Einschluß eines Basalt-jaspis mit seiner Außenzone. Der dichte, in der Mitte grau-violette Einschluß, grenzt mit einem weißen Rand an den Basalt. Dann folgt innen eine dunkelgraue Zone, dann eine hellgraue, dann wieder eine dunkelgraue und nochmals ein hellerer Streifen. All diese Zonen sind je unter einem Millimeter breit. Die grauviolette Masse bildet den Kern. Im Dünnschliff besteht die weiße Randzone hauptsächlich aus trübem Sanidin mit etwas Zeolith (wahrscheinlich Phillipsit) und einigen Fetzen Karbonat. Die folgenden Zonen unterscheiden sich vom Kerne nur durch die Färbung. Es ist hauptsächlich die schon beschriebene amorphe Zwischenmasse mit wenigen Quarzbruchstücken, die auch hier einen isotropen Rand haben. Die Zwischenmasse ist teils heller, teils dunkler braun gefärbt, die helleren Partien sind nicht mehr ganz amorph, sie zeigen etwas Aggregatpolarisation, bilden also wohl einen Übergang zu dem glasartigen Zustand, wie er sonst beobachtet wurde, ein Email, welches entweder eine Vorstufe zur glasigen Entwicklung darstellt oder eine Rückentwicklung, eine Entglasung. Letzteres ist wohl wahrscheinlicher, weil diese Stellen näher beim Basalt liegen, also eher verglast werden mußten, als der glasartige Kern.

SCHÜRMAN²⁹⁾ beschreibt ähnliche Einschlüsse aus rheinischen Basalten. Er erwähnt (S. 17 und 18) einen Sandstein mit tonereichen Beimengungen, welcher makroskopisch grauviolett aussieht. Die tonige Substanz ist mit Quarz zu einem Glase eingeschmolzen, aus dem sich reichlich

²⁹⁾ E. SCHÜRMAN, Die im Basalt des Finkenbergs bei Bonn vorkommenden sedimentären Einschlüsse und ihre Veränderung durch die Einwirkung des Basalts. Inauguraldissertation, Bonn 1913. (Sonderabdruck aus „Steinbruch und Sandgrube“, Jahrg. 1913, Halle a. S.)

Spinell und Sillimanit ausgeschieden haben. Nahe beim Basalt nimmt der Feldspat zu, vermischt mit braunem Pyroxen von starkem Pleochroismus, oft verwachsen mit lichtgrünem. Auch fand er barkevikitartige Hornblende unter den neugebildeten Mineralien. In einem anderen Handstück ist „der Einschluß mit einem 10 mm breiten Feldspatsaum umgeben. Der Feldspat ist monokliner Alkalifeldspat“ (S. 18), in ihm sind Spinelle eingelagert. Außerdem findet man Rutil und Biotit. Die barkevikitartige Hornblende ist noch mehreremale aus der Grenzzone erwähnt, so Seite 14 als Neubildung aus Tongesteinen. Über den Feldspatsaum sagt er Seite 8: „Höchstwahrscheinlich handelt es sich um Orthoklas oder Sanidin, auf jeden Fall um einen monoklinen Alkalifeldspat“. Auch die Verdrängung des Glases durch Karbonate kommt nach SCHÜRMANN vor (S. 12).

c) Einschlüsse kalkhaltiger Gesteine.

Sehr oft findet man in den Basalten Kalkspat in Hohlräumen. Häufig handelt es sich um zweifellose Neubildungen in Mandelräumen des Basalts oder in beliebigen Einschlüssen. Es liegen aber auch Proben vor, bei denen man an Umwandlung eines sedimentären Kalksteins denken muß.

Im Handstück sieht man bei diesen hauptsächlich Kalzit, teils grobkristallinisch, teils dicht, welcher einer grünlichen, weichen Masse aufsitzt, oder man beobachtet diese grüne Masse und in ihr eingebettet Kalzit. Unmittelbar auf dem Basalt liegen auch wohl zahlreiche Kriställchen von grünem Augit in Sanidin.

Unter dem Mikroskop treten im Basalt dieselben Umwandlungserscheinungen hervor, wie sie bei den granitischen Einschlüssen beschrieben wurden. Der Olivin ist sehr stark in der früher beschriebenen Weise zersetzt, manchmal hat Kalzit seine Form erfüllt. Die Grenzzone enthält Sanidin, leistenförmig entwickelt, auch wohl radialstrahlig angeordnet, in dem auch hier gut umgrenzte Augite schwimmen, dann Ägirin und teils gut entwickelten Kato-phorit. In dieser Zone und im Einschluß selbst ist das grünliche kerolithähnliche Mineral mit schwacher Lichtbrechung sehr verbreitet, teils in radialstrahligen Fasern von ziemlich hoher Doppelbrechung, teils in isotropen Aggregaten.

Der Einschluß selbst beginnt in einem Falle mit größeren Kalzitindividuen neben dem radialfasrigen Mineral, dann folgt in Zickzackwindungen ein unter einem halben Millimeter breites Band einer fasrigen Kalzitausscheidung, einer Befestigungsmauer vergleichbar. Zu beiden Seiten, auffallender an der Basaltseite, hat diese „Mauer“ einen trüben Saum. Nach der Struktur könnte man an Aragonit denken, dagegen spricht aber die Einachsigkeit. Nach außen hin herrscht dann neben dem seltenen kerolithähnlichen Mineral der Kalzit, welcher aber hier meist dicht ist; nur an den dünnsten Schliffstellen wird er durchsichtig und läßt sich als Kalzit bestimmen. Grobkörniger Kalkspat durchsetzt diese dichte Masse in ganz unregelmäßiger Weise. Ein andermal besteht der ganze Einschluß aus ziemlich feinkörnigem Kalzit mit dem grünen, teils radialfasrigen, teils isotropen Mineral. Der grobkörnige Kalzit, welcher den feinkörnigen unregelmäßig durchsetzt, ist frei von diesem grünen Mineral, er ist also wohl eine jüngere Bildung.

Bei einem anderen Vorkommen sitzen auf der Grenzzone Phillipsite auf, welche, radial angeordnet, mit ihren Kristallflächen in den grobkörnigen Kalzit hineinragen.

Diese Einschlüsse waren wohl früher dichte Kalksteine, worauf die noch erhaltenen dichten Kalzitaggregate hinweisen, wahrscheinlich durch tonige Beimengungen etwas verunreinigt, welche letztere dann, wie bei den Sandsteinen mit tonigem Bindemittel, unter Einwirkung des Basalts zur Bildung von Sanidin, Ägirin und Katophorit Veranlassung gaben.

Der Kalzit scheint aber zum Teil eine spätere Neubildung zu sein; er wächst hier und da in Rhomboederform (—2 R) in den Hohlraum hinein.

Neubildungen.

Neben den Einschlüssen spielen die Neubildungen in den Basalten von Groschlattengrün eine wichtige Rolle. In Hohlräumen sieht man allenthalben Kalzit, Zeolithe und ein weiches, grünes, radialfasriges Mineral, zwischen den Basaltsäulen hat sich Phosphorit gebildet.

Von den Kalzitneubildungen wurde bei den kalkhaltigen Einschlüssen schon gesprochen; sie bieten wenig Interesse. Viel bedeutsamer sind die Zeolith-Bildungen, die deshalb eingehender besprochen werden müssen.

Phillipsit.

Ziemlich häufig findet man in Hohlräumen Kriställchen von Phillipsit in Drusenform. Sie sind 1—2 mm lang und selten bis $\frac{1}{2}$ mm dick und bilden scheinbar tetragonale Prismen zweiter Stellung mit der Proteropyramide, wie sie von Annerod bei Gießen bekannt wurden.³⁰⁾³¹⁾ Nach STRENG (a. a. O. S. 567) wird die rechtwinklige Säule bei den Kristallen von Annerod, das rhombische System vorausgesetzt, von den Flächen $\infty \bar{P} \infty$ zweier verzwilligter Individuen gebildet. Das entspricht aber nach einer zweiten Arbeit STRENG's³²⁾ im monoklinen System der Fläche $\infty P \infty$, also der Symmetrieffläche, so daß diese Form der Zwillinge viermal die Symmetrieffläche nach außen kehrt. Auch darin stimmen unsere Kristalle mit denen von Annerod überein, wie die optische Untersuchung zeigt (auf allen vier Flächen tritt Mittellinie α aus). Daß auch hier dieselben Zwillingbildungen vorliegen, nämlich Zwillinge nach der Basis (001) und Zwillinge dieser Zwillinge nach dem Klinodoma (011), wie das STRENG in letzterer Abhandlung beschrieb (S. 593), zeigt ebenfalls die optische Untersuchung. Einspringende Winkel fehlen vollständig und die scheinbaren Pyramidenflächen, in Wirklichkeit monokline Prismen, zeigen eine geschlossene Rhombenform, so daß auch dadurch das Bild einer tetragonalen Kombination vervollständigt wird.

Messungen am Goniometer führten, infolge der Zwillingbildungen, zu keinem brauchbaren Ergebnis; fast jede Fläche ergab zwei oder drei oder noch mehr Reflexe, so daß ein Vergleich unmöglich war. Da nur die Symmetrieffläche nach außen liegt, so ließ sich nur der Prismenwinkel bzw. der Winkel zwischen Prismenfläche und Symmetrieffläche angenähert messen; er wurde stets nahe an 120° gefunden. Daraus ergibt sich aber nur, daß die Kristalle in die Gruppe: Harmotom, Desmin, Phillipsit, gehören, bei denen dieser Winkel $120^\circ 1'$ bzw. $118^\circ 50'$ bzw. $119^\circ 10'$ beträgt. Eine nähere Unterscheidung war unmöglich. Diese aber ergibt sich mit Sicherheit aus den

³⁰⁾ A. STRENG, Über einige in Blasenräumen der Basalte vorkommende Mineralien. Neues Jahrb. f. Min., 1874, S. 566.

³¹⁾ LUDWIG LANGEMANN, Beiträge zur Kenntnis der Mineralien Harmotom, Phillipsit und Desmin. Neues Jahrb. f. Min., 1886, II, S. 120.

³²⁾ A. STRENG, Über die Kristallform und die Zwillingbildungen des Phillipsit. Neues Jahrb. f. Min., 1875, S. 590.

optischen Eigenschaften und in bezug auf Harmotom auch chemisch, da Ba fehlt.

Optische Untersuchung an ganzen Kristallen ist wegen der vielfachen Überlagerung verschieden angeordneter Lamellen unmöglich. Deshalb stellte ich orientierte Schiffe von Kristallen her. Selbst in diesen waren es nur einzelne Lamellen, welche eine exakte Auslöschung zeigten. Diese Lamellen traten dann beiderseits einer Zwillingsgrenze auf und zeigten, bezogen auf diese und auf die ihr parallel verlaufenden Kristallflächen, beiderseits einen Winkel von $24-25^\circ$, und zwar ist diese Auslöschungsrichtung c. Es ist also $a:c = 24-25^\circ$, oder, bei einem Winkel β von $55\frac{1}{2}^\circ$, $c:b = 9\frac{1}{2}-10\frac{1}{2}^\circ$ nach vorn, im stumpfen Winkel β .

Auf denselben Lamellen tritt die Mittellinie a aus, welche einen mittelgroßen Achsenwinkel halbiert. Dieser Winkel ist so groß, daß die Achsen noch eben am Rande des Gesichtsfeldes erscheinen; bei Pyrophyllit gehen sie im benutzten Mikroskop ein wenig weiter nach außen. Es ist somit $2E$ etwas kleiner als 109° , also bei einer mittleren Lichtbrechung von $1,51$ $2V = 65^\circ$, wahrscheinlich ein wenig kleiner.

Vergleicht man diese Beobachtungen mit den Beobachtungen an Phillipsiten anderer Fundorte, so liegt die erste Größe, die Auslöschungsschiefe auf (010), innerhalb der Grenzwerte, wie sie bisher bei Phillipsiten gefunden wurden. DES CLOISEAUX³³⁾ gibt eine Zusammenstellung der fraglichen Werte. Danach ist dieser Winkel am größten beim Phillipsit von Richmond, nämlich angenähert 30° , am kleinsten bei denen von Marburg und Annerod, 14 und 15° . FRESSENIUS³⁴⁾ maß beim Phillipsit von Nidda $21-24\frac{1}{2}^\circ$, verschieden in einzelnen Teilen der Kristalle. TRIPPKE³⁵⁾ endlich bestimmte beim Phillipsit von Sirgwitz in Schlesien $22\frac{1}{2}^\circ$ als Mittelwert.

Bezüglich des optischen Charakters weichen aber alle bisherigen Beobachtungen von den meinigen ab. Zwar

³³⁾ A. DES CLOISEAUX, Note sur les caractères optiques de la Christianite et de la Phillipsite. Bull. de la Société Min. de France, Bd. VI, 1883, S. 307.

³⁴⁾ W. FRESSENIUS, Über den Phillipsit und seine Beziehung zum Harmotom und Desmin. Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. III, 1879, S. 47.

³⁵⁾ P. TRIPPKE, Beiträge zur Kenntnis der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. Diese Zeitschr., 1878, S. 183.

stimmen alle darin überein, daß auf der Symmetrieffläche die Mittellinie a austritt, daß also $b = a$ ist, aber ebenso einstimmig wird diese die zweite Mittellinie genannt. Der Charakter des Minerals ist also positiv, während er bei mir zweifellos als negativ sich ergab. DES CLOISEAUX sagt (a. a. O., S. 307): „Le plan des axes optiques et la bissectrice obtuse négative sont perpendiculaires au plan de symetrie g^1 “, und er betont ausdrücklich, daß es beim Harmotom umgekehrt ist: Die spitze positive Bisektrix ist senkrecht zur Symmetrieebene.

Die Größe des Achsenwinkels ist nach DES CLOISEAUX schwankend, beim Phillipsit von Richmond ist $2V = 81^\circ$, bei dem von der Somma 69° , bei dem vom Stempel bei Marburg 65° (S. 309). Nach FRESSENIUS³⁶⁾ liegt die erste Mittellinie bei Kristallen von Nidda in der Symmetrieebene (in Groschlattengrün senkrecht dazu), und $2V$ ist ungefähr 64° . In seiner zusammenfassenden Abhandlung kommt LANGEMANN³⁷⁾ zum selben Ergebnis $2V = 64^\circ$, die optische Achsenebene senkrecht auf (010), die erste Mittellinie im Klinopinakoid.

Für die Kristalle von Groschlattengrün gilt demnach als optische Orientierung:

$$a : c = 24-25^\circ$$

$$b = a$$

$$2E = 100-110^\circ, 2V = 60-65^\circ$$

Optischer Charakter negativ.

Aus Beobachtungen in Dünnschliffen ergibt sich nun, daß nicht alle Phillipsite von Groschlattengrün negativen Charakter haben. Mehrere Male wurde erkannt, daß die erste, spitze Bisektrix c ist. Besonders gut sieht man das bei den oft zahlreichen Durchkreuzungszwillingen nach (011). Wenn von diesen ein Teil senkrecht c getroffen ist, so auch der andere. Beide Zwillingssteile löschen dann gleichzeitig aus, die beiden Elastizitätsachsen a und b sind aber rechtwinklig gekreuzt. In diesen Durchschnitten sieht man nun in den meisten Fällen um c einen großen Achsenwinkel, entsprechend dem negativen Charakter; andere aber zeigen einen mittleren Achsenwinkel, der kaum größer ist als der um a bei den oben beschriebenen Kristallen, da die Achsen auch hier im Gesichtsfeld bleiben. Es ist also der Charakter dieser Phillipsite positiv

³⁶⁾ A. a. O., S. 47.

³⁷⁾ A. a. O., S. 118.

mit einem scheinbaren Achsenwinkel von $100\text{--}110^\circ$ um *c*. Leider wurden diese Beobachtungen an Phillipsiten gemacht, die ganz in Basalt eingeschlossen sind, so daß die Herstellung orientierter Schlitze unmöglich war.

Man könnte zur Erklärung dieser Erscheinungen an eine Verlagerung der optischen Konstanten durch Erwärmen denken. Es liegen darüber mehrere Versuche vor. STADTLÄNDER³⁸⁾ erwärmte Phillipsite vom Stempel b. Marburg, und schon bei $85\text{--}90^\circ$ war auf Schliffen nach (010) die Auslöschung von 14° auf 0° gesunken. Bei noch höherer Temperatur wanderten die Elastizitätsachsen nach der anderen Richtung. Mit 110° hörte die Beobachtung auf. Ähnliche Versuche machte LANGEMANN³⁹⁾ beim Phillipsit von Richmond. Bei 70° Wärme begann der Auslöschungswinkel kleiner zu werden, bei 110° war die Auslöschung parallel. Beim Phillipsit von Annerod trat auf Schliffen nach $(\bar{1}01)$ bei 150° parallele Auslöschung ein, bei 156° ging die Auslöschung nach der anderen Seite (S. 125).

Wichtiger sind die Versuche RINNES.⁴⁰⁾ Bei schwächerem Erwärmen fand er am Phillipsit von Nidda ähnliches, wie STADTLÄNDER und LANGEMANN, außerdem beobachtete er eine Vergrößerung des Achsenwinkels um die erste Mittellinie in Schliffen senkrecht (001) und (010). Bei noch stärkerem Erwärmen nahm die Doppelbrechung ab. Auf Schliffen parallel (010) war die Auslöschung 17° , diese Richtung ist aber jetzt *a*, während sie früher *c* war. Auf Schliffen senkrecht (001) und (010) treten fast einachsige, optisch negative Felder auf. Die erste negative Mittellinie bildet mit der Achse *a* einen Winkel von etwa 17° , die Achsenebene liegt fast parallel (010). Es hat also eine vollständige Verlegung der optischen Konstanten stattgefunden: $a : a = 17^\circ$, *c* fast parallel *c*.

Trotz alledem ist auch dadurch keine Ähnlichkeit mit meinen Beobachtungen erreicht. Beim Phillipsit von Groschlattengrün ist nur der Achsenwinkel anders, während

³⁸⁾ C. STADTLÄNDER, Beiträge zur Kenntnis der am Stempel b. Marburg vorkommenden Mineralien Analcim, Natrolith und Phillipsit. Neues Jahrb. f. Min., 1885, II, S. 133 und 134.

³⁹⁾ LANGEMANN, A. a. O., S. 124.

⁴⁰⁾ F. RINNE, Über die Umänderungen, welche die Zeolithe durch Erwärmen bei und nach dem Trübwerden erfahren. Sitzungsberichte der kgl. pr. Akademie der Wissenschaften, Berlin 1890, S. 1177—1179.

die übrigen Größen unverändert sind. Dazu kommt noch, daß alle durch Erwärmung hervorgerufenen Änderungen umkehrbar sind und der ursprüngliche Zustand wieder eintritt, wenn der Kristall von neuem Wasser aufnehmen kann. Es liegt also wohl am nächsten, an einen Wechsel in der chemischen Zusammensetzung zu denken. Leider lassen sich quantitative Analysen, die allein von Bedeutung wären, einstweilen nicht ausführen. Um einwandfreies Material zu erhalten, müßte man gut ausgebildete Kristalle zerstören. Daran fehlt es aber in entsprechender Menge.

Natrolith.

Der zweite, bisweilen gut kristallisierte Zeolith, ist ein Natrolith. Man sieht ihn in Hohlräumen in Tausenden von feinen Kristallnadelchen, welche bei einer Länge von einigen Millimetern, in der Breite unter 0,2 mm bleiben und aus einer dichten kristallinen Natrolithmasse hervorstechen. Die Kristalle sind seitlich von den Flächen (010) und (110) begrenzt, taflig nach ersterer. Die Endfläche ist eine stumpfe Pyramide (111). Sehr häufig sieht man radial angeordnete, seidenglanzende Fasern ohne Kristallflächen.

Die Lichtbrechung der Kriställchen ist sehr niedrig, die Doppelbrechung ziemlich hoch. Die Auslöschung parallel, der Charakter positiv, der Achsenwinkel $2E$ ist nur $60-70^\circ$, sicher nicht $93-96^\circ$, wie LACROIX⁴¹⁾ angibt. BRÖGGER⁴²⁾ fand in Natrolithen von Stokö $2V = 62^\circ$, und sein Schüler LORENZEN maß in solchen von Klein-Arö $2E = 99^\circ$ ($2V = 62\frac{1}{2}^\circ$). Bei einem so großen Achsenwinkel müßten die Achsen fast bis zum Rand des Gesichtsfeldes reichen. Sie bleiben aber bei den Natrolithkristallen von Groschlattengrün weit davon.

Zeigen so die Kristalle im allgemeinen die für Natrolith bezeichnenden Eigenschaften, so bieten die Natrolithe in den Dünnschliffen sehr wechselnde Erscheinungen dar. Hier sind sowohl Lichtbrechung, als Doppelbrechung und auch die Größe des Achsenwinkels bedeutenden Schwankungen unterworfen.

⁴¹⁾ A. LACROIX, Sur le diagnostic des zéolithes en l'absence de formes cristallines déterminables Bull. de la Société Minéral. de France, Bd. VIII, 1885, S. 333.

⁴²⁾ W. C. BRÖGGER, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Kristallogr., Bd. XVI, 1890, S. 615—617.

kungen unterworfen. Schön dort, wo die gut ausgebildeten Kristalle in ein mehr dichtes Aggregat übergehen, beobachtet man diese Schwankung. Im polarisierten Licht bieten diese Natrolithaggregate ein ungemein buntes Bild. Man sieht, wie ein scharf von Pyramidenflächen abgegrenzter Teil mit hohen Interferenzfarben plötzlich in sehr niedrige Farben umschlägt, ohne daß die Orientierung sich geändert hätte. Dieser dunklere Teil von schwächerer Doppelbrechung zeigt dann stets bedeutend höhere Lichtbrechung und einen sehr kleinen Achsenwinkel, der sich fast 0° nähert, während der Achsenwinkel des Teiles mit höheren Interferenzfarben gewöhnlich etwas größer ist, als bei Kristallen beobachtet wurde. Nicht immer ist die Grenze scharf und von Kristallflächen gebildet; sehr oft liegen die verschiedenen licht- und doppelbrechenden Teile wie Lamellen nebeneinander oder durchdringen auch einander, auch Zwischenglieder sind vorhanden von mittlerer Licht- und Doppelbrechung und mittlerem Achsenwinkel.

Oft findet man in den granitischen Einschlüssen Natrolithaggregate von einer Lichtbrechung, welche manchmal die des Kollolith (1,535) noch ein wenig übersteigt, γ ist dann höher lichtbrechend als Nelkenöl (1,54), α deutlich niedriger. In anderen Einschlüssen bleibt die Lichtbrechung unter Zedernholzöl (1,516). Die Doppelbrechung dieser Natrolithe ist niedrig, der Achsenwinkel sehr klein, sie gleichen ganz den schwach doppelbrechenden Teilen der aus den Hohlräumen erwähnten Natrolithe. Im polarisierten Licht zeigen diese Aggregate gern eine blumenkohlartige Form, indem im Innern Wucherungen hervortreten, von schwächerer Licht- und stärkerer Doppelbrechung. Auch eisblumenartige Aggregate treten auf. Makroskopisch sind diese Natrolithe radialfasrig und oft grün gefärbt, was sich im Dünnschliff in einer Trübung zeigt, deren Ursache nicht ermittelt werden konnte. In der Literatur ist meines Wissens über einen solchen Wechsel in den optischen Eigenschaften des Natroliths noch nicht berichtet worden. Man könnte auch hier an eine Mischung chemisch verschieden zusammengesetzter Teile denken.

Die Natrolithe mit radialfasriger Struktur, welche in den granitischen Einschlüssen vorkommen, sind offenbar junge Bildungen, die nach der Verfestigung des Basalts und dieser Einschlüsse entstanden. Denn sie erfüllen Hohlräume in diesen, ohne sich mit den übrigen Bestandteilen zu vermischen.

Ganz anders verhalten sich Natrolith und Phillipsit, wenn sie in größeren oder kleineren Hohlräumen des Basalts auftreten. Die Basalte in der Nähe der Zeolithe erfahren in diesem Falle eine Umwandlung ähnlich der, wie man sie bei exogenen Einschlüssen beobachtet: Auf eine Zone mit stark zersetztem Olivin und angereichertem Magnetit und Biotit folgen Aggregate von braunen Augiten, die in größere, grüne, diopsidische Augite übergehen, zum Teil als solche weiterwachsen und mit Kristallflächen in die Zeolithaggregate hineinragen. Zeolithe finden sich schon zwischen den braunen, noch mehr aber zwischen den grünen Augiten, welche stets gegen den Zeolith gute Kristallformen aufweisen. Manchmal sieht man ringsum ausgebildete größere Kristalle des diopsidischen Augits im Zeolith schwimmen. Das tritt auch im Handstück hervor: An der Basaltgrenze bemerkt man zahlreiche grüne Augitkriställchen, welche in weißen Zeolith eingebettet sind. Endlich verschwinden auch die Augite und der Zeolith wird vorherrschend und ragt mit Kristallflächen in den Drusenraum hinein.

Aus diesen Verhältnissen muß man wohl den Schluß ziehen, daß die Zeolithbildung, im Gegensatz zu fast allen bisherigen Erfahrungen, in eine frühe Periode zurückreicht, in eine Periode, in der noch Augite sich bildeten und diese sich so innig mit den Zeolithen vermischen konnten, also in jene Zeit, in welcher der Basalt noch nicht ganz verfestigt war, so daß man von einer magmatischen Ausscheidung der Zeolithe reden kann.

In der besprochenen Grenzzone tritt einmal ein Mineral auf, welches Andalusit zu sein scheint. (Lichtbrechung wie Apatit, Doppelbrechung etwas höher als Quarz, Charakter der Hauptzone negativ, negativer Achsenwinkel ziemlich groß.) Auch Pyrit tritt neben Magneteisen in die Grenzzone ein.

Phillipsit und Natrolith weisen in ihrem gegenseitigen Verhältnis keine Gesetzmäßigkeit auf. Sie kommen in diesen Hohlräumen wohl immer gemeinsam vor, ohne daß der eine gegen den anderen in Kristallform oder Häufigkeit bevorzugt wäre.

Noch ein anderer Zeolith wurde in zwei granitischen Einschlüssen beobachtet. Es scheint ein Apophyllit zu sein. Die Lichtbrechung ist schwächer als Quarz und höher als Kollolith. Die vollkommene Spaltbarkeit tritt deutlich hervor. Die Interferenzfarben sind sehr niedrig

und werden erst bei sehr starker Beleuchtung sichtbar. Sie sind auffallend anomal; preußisch blau und rostbraun, ähnlich wie bei Pennin, beide Farben kommen nebeneinander vor. In den Teilen mit blauen Farben schwingt parallel den Spaltrissen c, in den braunen a, also sind erstere optisch positiv, die letzteren negativ. Der Apophyllit durchadert den Quarz und bildet in ihm ein großmaschiges Netzwerk. Makroskopisch wurde er nicht beobachtet. Das Vorkommen erinnert sehr an das Auftreten desselben Minerals in „Quarzeinschlüssen basaltoider Tephrite“ von Salesel in Böhmen, welches CORNU⁴³⁾ beschreibt.

Wenn ALBERT SCHMIDT⁴⁴⁾ aus dem Staudt'schen Steinbruch neben Natrolith auch Chabasit erwähnt, so liegt zweifellos eine Verwechslung mit Phillipsit vor, zu der wohl die rhombenförmigen Prismenflächen der Phillipsitzwillinge die Veranlassung waren. LORD fand nur Natrolith „in der Form langer Nadeln in der zersetzten Grundmasse“.⁴⁵⁾ Nach meinen Beobachtungen treten Natrolith und Phillipsit ganz unabhängig von der Zersetzung der Gesteine auf. Auch MERKEL beobachtete nur Natrolith „auf Klüften und Hohlräumen in dichten Aggregaten von schneeweißer Farbe und hier und da kleine Drusen winziger Kriställchen, an denen Prisma und Pyramide deutlich wahrzunehmen sind“.⁴⁶⁾

Ein kerolithähnliches Mineral.

Schon zu wiederholten Malen wurde eine weiche, grünliche Bildung erwähnt, welche in den Einschlüssen häufig vorkommt. Auch in Hohlräumen des Basalts findet sich dieses Mineral, und weil es dann oft in größeren Partien fast für sich allein auftritt, läßt es sich in dieser Form besser studieren. Es ist eine sich fettig anfühlende, dichte Masse mit muscheligen Bruch, oft in nierenförmiger

⁴³⁾ F. CORNU, Bemerkungen über den Apophyllit als „gesteinsbildendes Mineral“ und Physiographie desselben. Zentralbl. f. Min., 1907, S. 242—243.

⁴⁴⁾ ALBERT SCHMIDT, Beobachtungen über das Vorkommen von Gesteinen und Mineralien in der zentralen Gruppe des Fichtelgebirges. Inauguraldissertation in Erlangen, Nürnberg, 1895, S. 58.

— Tabell. Übersicht der Mineralien des Fichtelgebirges und des Steinwaldes. Bayreuth 1903, S. 21.

⁴⁵⁾ A. a. O., S. 14.

⁴⁶⁾ A. a. O., S. 32.

Ausbildung, von geringer Härte, zwischen Gips und Steinsalz. Das spezifische Gewicht wurde zu 2,34 bestimmt. Die Farbe ist meist mattgrün, es kommen aber auch fast ganz weiße Gebilde vor, die manchmal noch einen schwachen Stich ins Grüne oder auch ins Blaugrüne haben. Vor dem Lötrohr schmilzt es zu einem weißen Email. Im Kölbchen erhält man sehr viel Wasser, in verdünnter Salzsäure ist das Mineral leicht löslich, unter Ausscheidung von Kieselsäure. Die Lösung enthält Al, Mg und Fe, letzteres weniger bei den weißen Abarten, mehr bei den grünen. Auch etwas Ca ist gewöhnlich vorhanden.

Unter dem Mikroskop sieht man im Pulver ein Gemenge von amorpher oder fast amorpher Substanz mit radialfasrigen, doppelbrechenden Aggregaten; es sind sehr schöne Sphärolithe. Die Fasern haben c in der Längsrichtung. Die sphärolithische Struktur tritt auch in Handstücken manchmal hervor, besonders dort, wo das Mineral auf dem Basalt aufsitzt, in der Form kleiner Kügelchen. Die Lichtbrechung ist für gewöhnlich sehr niedrig, deutlich schwächer als Nelkenöl, auch c , also unter 1,542. Es gibt aber auch Varietäten, welche das Licht stärker brechen als Nelkenöl. Ja, es wurde die Beobachtung gemacht, daß auch die schwächer lichtbrechenden Abarten stärker lichtbrechend wurden als Nelkenöl, nachdem sie einige Zeit in diesem gelegen, was wohl durch Aufsaugen des Öls zu erklären ist. Welchen Schwankungen überhaupt die Lichtbrechung unterworfen ist, sieht man am besten im Dünnschliff. Man beobachtet hier nämlich, daß die Kügelchen aus verschiedenen Zonen bestehen, welche sich in Licht- und Doppelbrechung verschieden verhalten. In einem Schliff z. B., in dem der Schalenbau in mehrmaligem Wechsel auftritt, unterscheidet man farblose und hellgelbliche Zonen. Die farblosen sind deutlich schwächer lichtbrechend als Kollolith, die gelblichen deutlich stärker. Erstere sind immer doppelbrechend, und die Interferenzfarben lassen auf eine Doppelbrechung angenähert gleich der des Quarzes schließen; die gelblichen Zonen sind teils isotrop, teils auch doppelbrechend. Bei vielen anderen Proben, deren Lichtbrechung zwischen Nelkenöl und Kollolith liegt, sieht man in der Mitte meist Aggregatpolarisation oder vollkommene Isotropie, gegen den Rand zu werden die Kügelchen doppelbrechend und zeigen höhere Interferenzfarben als Quarz. Aber auch diese Fasern sind nicht gleichartig gebaut, es wechseln öfter fast isotrope

mit deutlich doppelbrechenden Ringen ab. Schon im gewöhnlichen Licht treten die einzelnen Zonen, wegen des Unterschiedes in der Lichtbrechung, scharf hervor. Ein Achsenbild der Fasern zu beobachten war unmöglich.

Mitten in den größeren Partien sieht man viele Biotitleisten und Biotitlappen von tiefrotbrauner Färbung und kräftigem Pleochroismus — tiefrotbraun bis hellgelb —. Der Achsenwinkel ist ziemlich groß, wie beim Biotit in den Basalten, die Dispersion $v > r$. Es treten deutlich Zwillinglamellen hervor, welche infolge des hohen Pleochroismus schon an der verschiedenen Farbe im einfach polarisierten Licht sich erkennen lassen. Die Auslöschung beiderseits der Zwillingsgrenze beträgt $3-5^\circ$.

Der Basalt zeigt, wo er an diese Neubildung grenzt, anders als bei den Einschlüssen, seine normale Beschaffenheit. Es kann sich also nur um eine Neubildung nach der Erstarrung des Basalts handeln. Dafür spricht ferner die Beobachtung, daß das Mineral überall scharf umgrenzt in den Einschlüssen, in Hohlräumen oder als Inkrustation z. B. der Zeolithkriställchen, auftritt. Es stammt also wohl aus der thermalen Periode.

Schon GÜMBEL beobachtete diese Bildung:⁴⁷⁾ „Eine specksteinartige, weiße fleisch- und isabellfarbige, auch gelbliche, grünliche und bräunliche Substanz füllt häufig die Blasenräume der löcherigen Basaltvarietäten und gehört zum sogenannten Bol . . . Dieses Mineral ist eines der häufigsten Zersetzungsprodukte aller Basaltgesteine unseres Gebirges und findet sich noch häufiger in den tuffartigen Gebilden und in den Basalterden, als im schlackigen Basalt. Es begleitet auch den Phosphorit auf seinen verschiedenen Lagerstätten.“ Diese Angaben zeigen, daß GÜMBEL zweifellos das in Rede stehende Mineral im Auge hatte. Den Namen Bol oder Stolpenit gab er, weil er bei der Analyse „Tonerde und Kalkerde als Hauptbestandteile“ fand und „nur Spuren von Eisenoxyd und Bittererde“. Das entspricht aber nicht den Tatsachen, wie die quantitative Analyse und die qualitativen Versuche an vielen Proben zeigte. LORD spricht (a. a. O., S. 32) von haselnußgroßen Einschlüssen, die zum größten Teil aus einem graulich-blauen, leicht mit dem Messer ritzbaren Mineral bestanden. Es war ein „Aggregat von radial-

⁴⁷⁾ C. W. GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868, S. 430.

strahligen oder fasrigen Kriställchen mit einem optischen Verhalten, das an Delessit erinnerte“.

ALBERT SCHMIDT schreibt in seiner Dissertation über die Mineralien des Fichtelgebirges⁴⁸⁾: „In kleinen Hohlräumen erscheinen im Staudt'schen Bruch bei Groschlattengrün Natrolith und Chabasit und als Seltenheit BREITHAUPT'scher Malthazit, der in weichen dünnen Blättchen, grauen oder bläulichen Massen auftritt“. Es ist zweifellos, daß SCHMIDT mit Malthazit das beschriebene Mineral bezeichnet, das er später auch bei Wiesau und bei Zinst am Armannsberg⁴⁹⁾ fand, wo ganz dieselben Bildungen auftreten. Den Namen Malthazit gab BREITHAUPT in seinem Handbuch der Mineralogie vom Jahre 1847 einem sehr wasserreichen Aluminiumsilikat. Das Mineral von Groschlattengrün enthält aber bedeutende Mengen von Mg, man kann es also unmöglich zum Malthazit stellen. Herr Oberbergrat Dr. O. M. REIS, Direktor der geognostischen Landesanstalt Bayerns, hatte die große Güte, eine quantitative Analyse einer Probe ausführen zu lassen, wofür ich auch hier sowohl ihm als Herrn Assessor Dr. A. SPENGLER, welcher der Arbeit sich unterzog, den verbindlichsten Dank ausspreche. Das Ergebnis war folgendes:

Feuchtigkeit bei 105°	14,01 %
Glühverlust (Wasser und CO ₂)	8,59 %
(CO ₂ = 2,64 %)	
Si O ₂	42,17 %
Al ₂ O ₃	17,48 %
Fe O	1,49 %
Ca O	3,38 %
Mg O	10,71 %
K ₂ O	0,76 %
Na ₂ O	1,38 %
	99,97 %

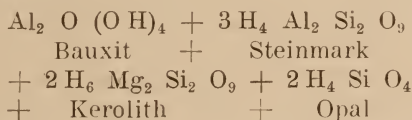
Der Menge Ca O = 3,38 % entspricht genau die Kohlensäure CO₂ = 2,64 %. Es scheiden also 6,03 % Ca CO₃ aus der Zusammensetzung des Minerals aus. Der Wassergehalt ist 19,95 %. Läßt man diesen außer Betracht und vernachlässigt auch die unbedeutende Menge der Alkalien, so bleibt für die übrigen Bestandteile:

	Gewichtsprocente	Molekularprocente	
Si O ₂	58,51 %	96,0 %	} 40,0 %
Al ₂ O ₃	24,32 %	24,0 %	
Fe O	2,07 %	2,8 %	
Mg O	14,90 %	37,2 %	

⁴⁸⁾ A. a. O., S. 58.

⁴⁹⁾ ALBERT SCHMIDT, Tabell. Übersicht, S. 49.

Eine irgendwie brauchbare und sich bekannten Mineralien anschließende chemische Formel läßt sich aus diesen Zahlen nicht herleiten. Da die Natur des Minerals zweifellos die eines Kolloides ist, so ist eine konstante Zusammensetzung von vornherein sehr unwahrscheinlich; es wird vielmehr ein Gemenge verschiedener Kolloidbildungen sein. Man könnte sich die Sache so vorstellen: Wenn man annimmt, daß die gewöhnlichen gelartigen Orthosilikate von Tonerde und Magnesia in dieser Substanz gemengt sind, so würde einesteils ein Überschuß an Tonerdehydrat, andererseits ein solcher von Kieselsäurehydrat übrig bleiben und man könnte das Mineral deuten als ein Gemenge von



Die äußere Ähnlichkeit des ganzen Gemenges mit Kerolith ist dabei so groß, daß man es ohne chemische Untersuchung mit diesem Mineral identifizieren würde. Kerolith hat nämlich nach HINTZE⁵⁰⁾ fast dieselbe Härte, dasselbe spezifische Gewicht, die fettige Beschaffenheit, die schwache Lichtbrechung und die fasrige Struktur der besprochenen Neubildung, der Unterschied ist rein chemisch: beim Kerolith fehlt das Aluminium.

Ganz ähnlich verhalten sich unter dem Mikroskop die Nickelhydrosilikate, welche dem Kerolith nahestehen. Schon BERTRAND⁵¹⁾ sagt vom Garnierit, er zeige im Dünnschliff sehr schön die bezeichnenden Eigenschaften der einachsigen sphärolithischen Kristalle. Dasselbe beobachtete er bei Gymnit, Kerolith, Nickelgymnit und Pimelith. Es handelt sich ja auch hier um Gele, welche in ihrem Aufbau dieselben Eigentümlichkeiten zeigen müssen.

Man könnte auch an den Neolith denken, welcher nach SCHEERER⁵²⁾ „eine teils gelbliche, teils grünlich-weiße Masse, mehr oder weniger, — meist nur schwach — durchscheinend, im ganzen vom Aussehen eines Specksteins oder

⁵⁰⁾ C. HINTZE, Handb. d. Min., 2. Bd., S. 800.

⁵¹⁾ EM. BERTRAND, Sur les propriétés optiques de la Nouméite et de la Comarite. Bull. de la Société Minéral. de France, Bd. V, 1882, S. 75.

⁵²⁾ TH. SCHEERER, Beiträge zur näheren Kenntnis des polymeren Isomorphismus. POGGENDORFS Annalen, 1851, Bd. 84, S. 375—377.

Steinmarks" ist. Auch der Neolith füllt Blasenräume im Basalt der Stoppelskuppe bei Eisenach. Aber chemisch weicht er ziemlich weit von der oben beschriebenen Neubildung ab, 51,44 % Si O_2 , 8,79 % $\text{Al}_2 \text{O}_3$, 31,11 % Mg O und nur 6,5 % $\text{H}_2 \text{O}$. Vielleicht sind die von SCHEERER als dem Eisenacher Neolith verwandt erwähnten, aber nicht näher untersuchten Gebilde von Böhmischem-Kamnitz bei Tetschen und aus dem Basalt vom Gickelsberg bei Hohnstein, welche beide auf Zeolithen sitzen, eher zum Vergleich heranzuziehen.

Es stimmt also das Mineral oder besser das Mineralgemenge mit keinem der bis jetzt bekannten Vorkommen überein. Die Bezeichnung Bol oder Stolpenit passen ebensowenig zum chemischen Bestand, wie Malthazit und Dellestit. Da es sich aber doch um eine gut charakterisierte Bildung handelt, welche in den Basalten der Oberpfalz eine wichtige Rolle spielt, so ist es wohl notwendig, einen neuen Namen einzuführen, und weil es ein Magnesium-Aluminiumsilikat ist, so schlage ich den Namen **Magnalit** vor, um so die wichtigsten Bestandteile, im Anklang an die bekannte Legierung Magnalium, auch im Namen zum Ausdruck zu bringen.

Phosphorit.

Phosphorite von Groschlattengrün erwähnt schon SCHMIDT⁵³⁾. Er spricht von Phosphoritknollen, die faust- bis kopfgroß werden. Phosphorite waren es wohl auch, welche MERKEL als „tonig-letttige“ Ausfüllung der freien Räume zwischen den Säulen beschrieb.⁵⁴⁾ Wenn er nur Tonerde, Kieselsäure, Kalk und Eisenoxydul, Natron und Magnesia fand, so beruht das vielleicht darauf, daß er nicht auf Phosphorsäure prüfte.

Die Phosphorite haben im Basaltbruch von Groschlattengrün eine weite Verbreitung. Sie füllen vielfach die Zwischenräume der Basaltsäulen aus, von denen sie dann auch hier und da in Hohlräume eindringen. So entstehen die von SCHMIDT erwähnten Phosphoritknollen. Zwischen den Säulen werden die Phosphoritlagen bis zu 1 cm dick und sie begleiten stellenweise die ganzen Säulen. Das Material ist weiß, manchmal etwas gelblich, in naßem Zustande schmierig, trocken sehr zerreiblich.

⁵³⁾ ALB. SCHMIDT, Beobachtungen. A. a. O., S. 58.

⁵⁴⁾ A. a. O., S. 9.

Auch von diesem Phosphorit ließ Herr Oberbergrat Dr. O. M. REIS eine Analyse ausführen, welche ergab:

In HCl unlöslich	31,47 %
davon SiO ₂	26,64 %
Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	2,51 %
MgO	1,64 %

Der lösliche Teil enthält:

P ₂ O ₅	21,23 %
CaO	37,57 %
MgO	1,61 %
Glühverlust	7,78 %

Außerdem wurde von mir Cl und F nachgewiesen. Es ist also ein Gemenge, welches fast zur Hälfte aus Phosphorit besteht. Die andere Hälfte ist teils Kalkspat, wie man aus dem hohen CaO-Gehalt der Analyse und aus dem Aufbrausen in kalter Säure ersieht, teils ist es Quarz, welcher unter dem Mikroskop sich in kleinen Bruchstücken zu erkennen gibt. Da der Eisen-, Aluminium- und Magnesiumgehalt sehr gering ist, so würde die Ausbeutung des Gemenges bei dem ganz bedeutenden Phosphoritgehalt sich ganz bestimmt lohnen, besonders in der jetzigen Zeit, wo man schon Gemenge mit 12 % Phosphorit gewinnt.

Unter dem Mikroskop sieht man winzig kleine Körnchen von mittlerer Lichtbrechung, so daß sie im Dünnschliff und in Nelkenöl deutlich hervortreten. Die Doppelbrechung ist schwach. Die Kristallform ist im allgemeinen nicht zu erkennen, manchmal treten aber doch kleine Säulchen auf, welche dann immer negative Hauptzone haben. Es liegt also offenbar feinkörniger Apatit vor und keine amorphe Bildung, wie wohl sonst bei Phosphoriten.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Das Basaltvorkommen von Groschlattengrün zeigt eine außerordentliche Gleichmäßigkeit in seiner Zusammensetzung. In allen Schliffen von den verschiedensten Teilen des Bruches konnte nur reiner, gleichmäßiger Nephelinbasalt festgestellt werden, in welchem der Olivin fast allein als Einsprengling auftritt, während in der Grundmasse neben vorherrschendem Augit und reichlichem Magnetit von den farblosen Bestandteilen nur Nephelin in kleinen Nestern sich findet. Auch Biotit ist stets vorhanden.

Besonders belangreich ist das Vorkommen durch die zahlreichen Einschlüsse, die hier im Basalt vorhanden sind, in denen die gegenseitigen Reaktionen mit dem basaltischen

Magma in außergewöhnlicher Deutlichkeit hervortreten. Die Neubildungen bei dieser Wechselwirkung beweisen ganz zweifellos, daß die Basalte in die Reihe der Natrongesteine gehören. Das Auftreten von Ägirin und einer kato-phoritähnlichen Hornblende gehört zu den bezeichnendsten Erscheinungen dieser Reihe. Auch die Durchtränkung der fremden Gesteinsbruchstücke mit Sanidin ist nur an Natrongesteinen beobachtet; besonders typisch tritt diese im Gebiet des Laacher Sees in den Sanidiniten hervor, welche von BRAUNS⁵⁵⁾ als umgewandelte Einschlüsse gedeutet werden. Es unterliegt keinem Zweifel, daß die Beobachtungen an den Einschlüssen von Groschlattengrün große Ähnlichkeit mit den Beobachtungen BRAUNS haben und daß dadurch die Anschauungen dieses Forschers eine neue feste Stütze erhalten. Man erinnere sich auch an die Sanidinite von den Azoren, welche S. 19 dieser Abhandlung erwähnt wurden.

Auffallend ist es indes, daß in der Literatur über das Auftreten von Sanidin in den Einschlüssen der Basalte so gut wie gar nichts zu finden ist, obschon Einschlüsse dieser Art aus den verschiedensten Gebieten beschrieben wurden. Nur SCHÜRMANN erwähnt, wie im Text (S. 22) hervorgehoben, Sanidin in Sandsteineinschlüssen, läßt aber sein Auftreten noch zweifelhaft. Wohl sind Neubildungen von Feldspat in der Grenzzone schon von BLEIBTREU⁵⁶⁾ erwähnt worden. Auch beobachtete derselbe (S. 499) ein Fortwachsen des Plagioklases ohne Zwillingslamellen. Über die Natur des Feldspats wird jedoch nichts ausgesagt. Auch v. FOULLON⁵⁷⁾ spricht von einem klaren Rand um Orthoklas und Plagioklas. Bei letzterem wird dieser Rand breiter, und hat keine Zwillingslamellen. Außerdem sah er „kassettenartig ineinandergeschachtelte Feldspate“, deren Zwischenräume mit Augit ausgefüllt sind. v. FOULLON bestimmte diesen

⁵⁵⁾ R. BRAUNS, Über Laacher Trachyt und Sanidinit. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. f. Nat.- und Heilkunde in Bonn, 1911 (1912). S. 1—28.

— Die kristall. Schiefer des Laacher Seegebiets und ihre Umbildung zu Sanidinit. Stuttgart 1911.

⁵⁶⁾ KARL BLEIBTREU, Beiträge zur Kenntnis der Einschlüsse in den Basalten, mit besonderer Berücksichtigung der Olivinfelseinschlüsse. Diese Zeitschr., 1888, S. 492.

⁵⁷⁾ A. a. O., S. 611 u. 612.

Feldspat in beiden Fällen nicht näher. BAUER⁵⁸⁾ fand bei einem Graniteinschluß im Basalt vom Stempel bei Marburg ebenfalls ein Fortwachsen des Feldspats, beim Plagioklas wuchsen auch die Lamellen, aber so, daß einige derselben besonders bevorzugt wurden (S. 264). Ein Orthoklaskorn des Granits hat sehr kleinen Achsenwinkel, „der Feldspat hat durch die Hitze des Basalts die bekannte Änderung seiner optischen Eigenschaften erfahren“ (S. 265). Auch er weiß sonst nichts von einer Sanidinneubildung. In neuester Zeit beschreibt HIBSCH⁵⁹⁾ aus dem böhmischen Mittelgebirge ähnliche neugebildete Feldspatsubstanz am Rand der Feldspate, „in der Form der bekannten kassettenähnlichen und leistenartigen Skelette“ (S. 93), und am kleinen Debus schiebt sich zwischen einen Glimmerschiefereinschluß und den Phonolith eine etwa 1 mm dicke Kontaktzone ein, die vorzugsweise aus neugebildeten Alkalifeldspatkörnern und grünen Diopsidprismen besteht mit eingemengten kleinen Biotitblättchen, eine Wechselwirkung zwischen Phonolith und Einschluß (S. 94). Diese Feststellungen von HIBSCH haben zweifellos große Ähnlichkeit mit den gewöhnlichen Bildungen von Groschlattengrün. Wichtig wäre es, wenn der Alkalifeldspat sich auch bei diesen böhmischen Einschlüssen als Sanidin bestimmen ließe.

Noch andere belangreiche Gesichtspunkte bieten die Einschlüsse, welche namentlich in der Grenzzone der Basalte selbst zum Ausdruck kommen. Es ist jedenfalls eine merkwürdige Erscheinung, daß in dem sonst tadellos frischen Gestein in einem schmalen Rand um diese ganz kompakten, durchaus fest mit dem Hauptgestein verwachsenen Einschlüsse, eine Zersetzung des Olivins in die iddingsitartigen Bildungen eingetreten ist, welche zweifellos irgend eine Form von Hydratisierung darstellt, wobei aber der Nephelin, der in dieser Zone in geringerer Menge auftritt, unzersetzt geblieben ist. Dann kommt, als äußerste Grenzzone des Basalts, eine völlig olivin- und nephelinfreie Mischung, in welcher Augit und Magnet Eisen ausschließlich das Gestein zusammensetzen, während offenbar die Alkalibestandteile des Basalts aus diesen Stellen heraus in den Einschluß selbst diffundiert sind und, entsprechend dem hohen Kieselsäuregehalt des Einschlusses, an Stelle des

⁵⁸⁾ A. a. O.

⁵⁹⁾ J. E. HIBSCH, Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges, Blatt VIII, Umgebung von Saleseel. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mittel., Bd. 34, 1917.

Orthosilikates das Polysilikat des Sanidins gebildet haben. Bemerkenswert ist auch, daß in diesen Einschlüssen der sonst in gefritteten Gesteinen reichliche Cordierit vollständig fehlt. Bei den endogenen basischen Einschlüssen fehlt die zersetzte Randzone im Basalt und dieser grenzt in ganz normaler Beschaffenheit an die Urausscheidung, in welcher nur der rhombische Pyroxen einen Schmelzrand besitzt, bestehend aus Olivin und monoklinem Pyroxen.

Eine ähnliche Zone, wie um die Einschlüsse, tritt nun auch um die Kristalldrüsen der Zeolithe hervor, wo dieselben Veränderungen des Basalts festgestellt sind, nur daß sich hier zugleich mit gutumgrenzten Augiten Zeolithe ausgeschieden haben, welche letztere den Hohlraum ausfüllen. Ihre Bildung kommt so aufs innigste mit dem magmatischen Prozesse der Erstarrung des Basalts in Zusammenhang.

In letzter Zeit mehren sich die Beobachtungen, daß in Natrongesteinen Analcim in einer Weise auftritt, welche den Gedanken an eine unmittelbare Ausscheidung aus dem Magma nahelegt. Abgesehen von amerikanischen und australischen Petrographen berichten darüber HIBSCH⁶⁰⁾ aus nephelinführenden Feldspatbasalten des böhmischen Mittelgebirges und PELIKAN⁶¹⁾ aus Phonolithen desselben Gebiets. Letzterer gibt in einem Vortrag⁶²⁾ eine gute Zusammenstellung der Erscheinungen und der Literatur. In Groschlattengrün treten nun auch zwei andere Zeolithe, Phillipsit und Natrolith, in absolut frischen Gesteinen und in einem so innigen Zusammenhang mit den magmatisch ausgeschiedenen Augiten auf, daß man eine gleichzeitige Bildung dieser Mineralien nicht von der Hand weisen kann. Damit sind also auch die beiden genannten Zeolithe als unmittelbare Ausscheidungsprodukte des Magmas zu betrachten. Wenn man dagegen einwenden würde, daß diese Zeolithe bei höherer Temperatur nicht mehr bestandfähig wären, so wäre zu erwidern, daß wir über die Bestandfähigkeit bei höherem Druck nichts wissen, und daß andererseits die Temperatur gar nicht so hoch zu

⁶⁰⁾ J. E. HIBSCH, Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges, Blatt V, Großpriesen. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mittel., Bd. XXI, 1902, S. 514.

⁶¹⁾ A. PELIKAN, Über zwei Gesteine mit primärem Analcim nebst Bemerkungen über die Entstehung der Zeolithe. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mittel., Bd. 25, 1906, S. 113 ff.

⁶²⁾ Über Analcimbasalte, Ebenda, Bd. 33, 1914, S. 187 ff.

sein braucht, da ja die Ausscheidung der Zeolithe in die letzte Phase der Basaltbildung fallen muß, nämlich an die Grenze der pneumatolytischen Periode, welches dann auch die Umwandlung der Olivine im Basaltrand erklären würde. Die Ursache allerdings, warum eine Anhäufung des Alkali- und Tonerdegehalts in diesen Hohlräumen stattgefunden hat, wird sich kaum feststellen lassen.

Die Zeolithe des Basalts von Groschlattengrün sind im großen und ganzen sehr einförmig, hauptsächlich Phillipsit und Natrolith, aber es handelt sich zweifellos bei beiden um optisch recht wechselnde Bildungen, wie sie bisher weder beim Phillipsit, noch beim Natrolith gefunden worden sind. Die optischen Verschiedenheiten der einzelnen Teile sind wohl kaum anders zu erklären, als durch eine chemische Differenz der verschiedenen Mischungen, oder sollte die bisher noch unbekannte, magmatische Entstehungsweise auch diesen Unterschied verursacht haben?

Neben den Zeolithen ist die häufigste Neubildung das kerolithartige Silikat, makroskopisch von durchaus amorphem Aussehen, welches auch in den Einschlüssen unter Umständen eine nicht unbedeutende Rolle spielt. Bei der weiten Verbreitung, welche diese Substanz bei Groschlattengrün hat und, wie sich in den späteren Abschnitten zeigen wird, auch in anderen Basalten der Oberpfalz, scheint es auffallend, daß niemals genaue Untersuchungen eines derartigen Minerals aus Basalten gemacht worden sind. Die Bezeichnung als Bol oder Malthazit stimmt jedenfalls nicht mit der chemischen Zusammensetzung überein, und deshalb wurde es als ein neues Mineralgemenge betrachtet und ihm der neue Name Magnalit beigelegt.

Sehr auffallend ist die Erscheinung des Phosphorits, welcher beim Groschlattengrüner Vorkommen in weitester Verbreitung als Ausfüllung zwischen den Basaltsäulen sich findet. Neubildungen von Phosphorit im Basalt in größerem Umfange sind bisher eigentlich nur aus den Basalten des Roßbergs bei Darmstadt⁶³⁾ nachgewiesen. Sie finden sich bei Groschlattengrün und bei zahlreichen anderen Vorkommnissen der Oberpfalz in ungemein reicher Entwicklung. Es handelt sich bei diesen Bildungen in keinem Falle um Verwitterungserscheinungen und Auslaugungspro-

⁶³⁾ E. BECKER, Der Roßbergbasalt bei Darmstadt und seine Zersetzungsprodukte. Inauguraldissertation in Halle-Wittenberg, Frankfurt a. M., 1904.

dukte, da der Phosphorit zwischen den vollständig frischen Basaltsäulen sich abgeschieden hat, sondern um Neubildungen, welche wohl aus phosphorsäurehaltigen heißen Quellen der Tiefe sich abgesetzt haben. Weitere Belege dafür können indes erst bei der Beschreibung der anderen Vorkommnisse der Basalte in der Oberpfalz beigebracht werden, in welchen die Phosphorite in mannigfaltigeren Formen auftreten.

II. Basaltbruch am Silberrangen bei Groschlattengrün.

Wenige Kilometer nördlich der Bahnstation Groschlattengrün, dem Basaltbruch von STAUDT & Co. gerade gegenüber, befindet sich am Silberrangen ein jetzt verlassener Steinbruch, welcher manche interessante Eigentümlichkeiten bietet. Wie im STAUDT'schen Basaltwerk, ist das Gestein auch dieses Aufschlusses ein Nephelinbasalt von denselben Eigenschaften wie dort. Er bildet Säulen von mehreren Metern Dicke. An der Oberfläche beobachtet man schlackige Ausbildung; in den Hohlräumen der Schlacken hat sich Aragonit abgeschieden in feinen Kristallnadelchen.

Mehr Interesse als die Basalte selbst bieten die Tuffe und die Lagerungsverhältnisse, welche letztere auch jetzt noch sich gut studieren lassen. Gleich beim Eingang in den Bruch sieht man zur Linken, an der Westseite, geschichtete Brockentuffe, welche flach nach Norden sich neigen. Sie bestehen hauptsächlich aus kleinen und großen Basaltauswürflingen, enthalten aber auch große Granitblöcke. Die Nordwand baut sich auf aus kompaktem Basalt, welcher von einem flach nach Westen geneigten Tuff überlagert wird. In der Mitte der Wand ist dieser Brockentuff vom Basalt durchstoßen (Fig. 1). Es handelt sich also offenbar um ein Tufflager, in welches der Basalt von unten eindrang, das er aber nur stellenweise durchbrechen konnte. Bei den Basaltauswürflingen der Tuffe ist die schlackige Natur sehr gut erhalten. Man möchte sie für Schlacken halten, die eben aus dem Hochofen kommen. Sie gleichen auffallend den Basaltschlacken vom Kammerbühl bei Eger und vom Eisenbühl bei Neualbenreuth. Doch handelt es sich an diesen beiden berühmten Fundorten um locker aufgeschüttete Massen, während am Silberrangen alles zu einem festen Gestein verkittet ist. Auch in den Hohlräumen der Auswürflinge hat sich Aragonit

gebildet. Außerdem findet man in ihnen sehr häufig größere Kristallindividuen von Olivin und Pyroxen, welche durch Anschmelzen alle abgerundet sind und Flußgeröllen ähnlich sehen. Ein großer diopsidischer Augit, durchaus einheitlich, enthält bronzefarbene Magnetkieseinschlüsse von eiförmigen Umrissen. Den frischen Diopsidkern umgibt eine unter einem Millimeter breite Zone, welche aus dendritenförmigem, fast ganz gelblichbraun zersetztem Olivin besteht. An diese Zone schließt sich wieder diopsidischer Augit an, dem Kern gleich orientiert, der nun aber zahlreiche, rotbraun zersetzte, selten frische Olivinindividuen enthält.

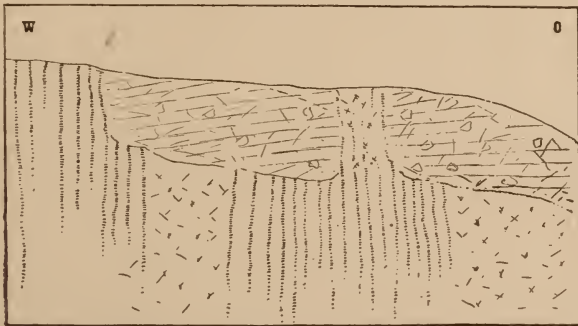


Fig. 1. Basaltbruch am Silberrangen, Nordwand. Der Basalt durchbricht die schwach nach W geneigten Tuffe. Säulenförmige Absonderung stellenweise deutlich.

Zuerst sind diese Olivine langgestreckt und liegen mit der Längsrichtung \neq der dendritischen Iddingsitzzone; dann aber verlieren sie jede Orientierung. Außer dem Olivin sieht man in dieser Außenzone des Augits sehr viele Schlackeneinschlüsse, manche von ihnen mit deutlichen Libellen. Es handelt sich also offenbar, wie auch schon die mit bloßem Auge sichtbare äußere Umgrenzung zeigt, um eine Anschmelzung des Pyroxens.

Die im Tuff auftretenden Granitbomben zeigen noch deutlich die Struktur des „Kristallgranits“ und lassen makroskopisch wenig von einer Umwandlung erkennen. Nur der Biotit ist ganz schwarz geworden. Das Pulver dieser schwarzen Masse wird vom Magneten angezogen. Im Dünnschliff sieht man neben Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz ziemlich große Kristalle von Apatit. Quarz und Feldspat sind reich an Einschlüssen, welche sich auf eine im Granit auftretende Basaltschlacke zu, mehren, so daß

das Mineral undurchsichtig wird. Der Quarz ist vielfach durchadert von Glas. Der Biotit ist zu einer schwarzen, opaken Masse geworden. Form und Spaltbarkeit des Glimmers sind noch erhalten, manchmal auch eine Spur von brauner Farbe, ohne Pleochroismus und Doppelbrechung. In der Zwischenzone zwischen Einschluß und Basaltschlacke sieht man hauptsächlich braunes Glas, aber auch Sanidingleisten. Dann kommt eine Zone von Augit und Sanidin. Der Augit ist meist grasgrün, selten mit deutlichem Pleochroismus und hat eine Auslöschung von etwa 60° . Es ist also Ägirinaugit. Die Basaltschlacke besteht aus eckigen, in Glas eingebetteten Bruchstücken, bei denen man nur noch rotbraun zersetzten Olivin in einer schwarzen, nicht näher bestimmbarer Masse erkennen kann.

EGENTER⁶⁴⁾ haben offenbar stärker umgewandelte Granite vom Silberrangen vorgelegen. In Fig. 1 bildet er einen gefritteten Granit von dort ab, der Cordierit als Neubildung enthält. Neben diesem kommen nach S. 4 in fluidalen Glase auch Spinell und Sillimanit vor.

III. Triebendorf bei Wiesau.

Einer der bedeutendsten Basaltbrüche der Oberpfalz ist der von Triebendorf in der Nähe der Bahnstation Wiesau, welcher ein ausgezeichnetes Straßenschottermaterial liefert. Der Basalt ist hier in einer Länge von über 500 m und einer Breite bis zu 200 m aufgeschlossen.

Die Gesteine sind dicht, muschelig-splittig brechend, von graulich-schwarzer Farbe. Hier und da treten kleine Olivine aus der einheitlichen Masse hervor. Einschlüsse von Olivinfels fehlen oder sind doch äußerst selten. Dasselbe gilt jetzt von anderen Einschlüssen, welche früher an bestimmten Stellen des Bruchs häufiger gewesen zu sein scheinen, da man in den Sammlungen große Einschlüsse von gefrittetem Granit findet. Durch diesen Mangel an Einschlüssen und durch den mehr graulichen Ton unterscheidet sich der Triebendorfer Basalt von dem von Groschlattengrün. Der Unterschied wird noch deutlicher durch die mikroskopische Untersuchung.

Als Einsprenglinge treten Olivin und Augit in ungefähr gleicher Menge auf. Der Olivin ist nur selten scharf umgrenzt; die Korrosion hat ihn manchmal bis zur

⁶⁴⁾ A. a. O.

Hälfte aufgezehrt und die Grundmassegemeingteile sind an seine Stelle getreten. Vollkommen frisch ist der Olivin selten. Meist hat die Umwandlung in ein grünes Mineral von schwacher Lichtbrechung begonnen, das keinen Pleochroismus erkennen läßt, eine Doppelbrechung etwa wie Augit zeigt und optisch einachsigt negativ ist. Außerdem sieht man gelblich-braune Zersetzungsprodukte von gleicher Doppelbrechung und ebenfalls negativem Charakter. In der Nähe eines Dolomiteinschlusses ist der Olivin ganz oder doch zum größten Teil in ein Karbonat umgewandelt. In einem Schliff war der ganze Olivin ersetzt durch eine sehr schwach doppelbrechende, fast isotrope Bildung; grünliche, etwas höher doppelbrechende Adern durchziehen den Kristall. Auffallend ist, daß mitten unter diesen ganz zersetzten Olivinen sich ein großes Individuum findet, welches keine Spur von Umwandlung an sich trägt. Einmal sah ich im Olivin braunes Glas in unregelmäßig eckigen Stücken.

Die Augiteinsprenglinge sind wohl umgrenzt. Die braune Farbe mit schwach violetterm Ton und hier und da mit schwachem Pleochroismus und die charakteristische Zonar- und Sanduhrstruktur zeigen, daß es sich um Titanaugit handelt. Sehr selten tritt rhombischer Pyroxen auf in größeren Stücken ohne Kristallumgrenzung. Ein schmaler Rand, der teils aus Augit, teils aus Olivin besteht, erinnert an den Schmelzrand des Enstatis in den Pyroxeniten von Groschlattengrün (S. 11) und macht es wohl wahrscheinlich, daß auch hier der rhombische Pyroxen einer Urausscheidung entstammt und nicht Einsprengling ist.

Die Grundmasse besteht zum größten Teil aus braunen Augitmikrolithen, dann aus Magnetitoktaederchen und zwillingslamelliertem Plagioklas. Der stets frische Plagioklas ist Labrador (\perp a 25° Auslöschung). Außer diesem Labrador, welcher scharfe Leisten bildet, kommt noch ein zweiter Plagioklas vor, welcher entweder keine oder nur verwaschene Zwillingslamellen erkennen läßt und keine Leistenform hat, sondern die Zwickel zwischen den übrigen Bestandteilen ausfüllt. Wo er an die Labradorleisten grenzt, tritt er deutlich hervor durch seine schwächere Lichtbrechung. Andererseits ist diese aber doch sehr deutlich stärker als die der Einbettungsmasse (1,535). Dieses, sowie die Zwillingslamellen und die höhere Doppelbrechung schließen Nephelin und Kalifeldspat aus. Es ist zweifellos ein Plagioklas der sauren Reihe, eine nähere Bestimmung ist indes unmöglich. Er spielt hier offenbar

dieselbe Rolle, wie der Nephelin in anderen Basalten. Eine Glasbasis fehlt in manchen Schlifften vollständig, in anderen hinwiederum erlangt sie größere Bedeutung. Sie ist entweder farblos oder braun gefärbt und stets von schwacher Lichtbrechung. Apatit tritt wenig hervor; daß er aber vorhanden ist, ergab sich aus einer Probe auf Phosphorsäure, sowie aus den unten folgenden Analysen.

In rundlichen kleinen Hohlräumen bemerkt man Opal, welcher einen Kern von Karbonat umschließt. An Stelle dieses Karbonats tritt wohl auch der Magnalit.

Es ist also der Basalt von Triebendorf ein Feldspatbasalt mit teils holokristalliner, teils hypokristalliner Grundmasse. DÖRR⁶⁵⁾ hat zwei Basaltproben von Triebendorf analysiert und fand folgende Zusammensetzung:

	1	2
Si O ₂	44,17 %	41,80 %
Ti O ₂	1,57 %	0,93 %
P ₂ O ₅	Spuren	0,63 %
Al ₂ O ₃	10,24 %	8,09 %
Fe ₂ O ₃	9,66 %	12,67 %
Fe O	5,88 %	3,27 %
Mn O	0,40 %	0,39 %
Ca O	11,28 %	13,63 %
Mg O	12,02 %	10,13 %
K ₂ O	1,07 %	1,24 %
Na ₂ O	2,68 %	3,61 %
Glühverlust	1,07 %	3,67 %
	<hr/>	<hr/>
	100,04 %	100,06 %

Nr. 1 ist holokristalliner Feldspatbasalt vom Hinter-Bühl, Nr. 2 hypokristalliner Feldspatbasalt vom Vorder-Bühl. Nach der Karte, welche MERKEL⁶⁶⁾ seiner Arbeit beigelegt (DÖRR's chemische Untersuchungen bilden eine Ergänzung zu dieser Abhandlung), ist Vorder-Bühl der heutige, Hinter-Bühl der jetzt aufgelassene Steinbruch weiter nach Osten, auf Schönfeld zu. Es stimmt diese Bezeichnung nicht mit dem Katasterblatt überein, nach dem Vorder- und Hinter-Bühl im jetzigen Steinbruch liegen. Doch muß man nach MERKEL's Karte annehmen, daß Probe 2 aus dem alten Steinbruch stammt. Für uns kann das wenig Bedeutung haben, da es sich jedenfalls in beiden Brüchen um ein einheitliches Eruptionszentrum handelt.

⁶⁵⁾ A. a. O.

⁶⁶⁾ PAUL MERKEL, Die Basalte des Großen und Kleinen Teuchelbergs usw.

Wenn MERKEL beide Brüche in Gegensatz stellt, indem er für den Vorder-Bühl Feldspatbasalte mit Glasbasis, für den Hinter-Bühl solche mit holokristalliner Grundmasse angibt, so ist zu bemerken, daß ich in dem Bruch, welchen MERKEL für den Vorder-Bühl hält, beide Abarten fand, und daß man überhaupt beide nicht voneinander trennen kann, da sie ineinander übergehen.

Granitische Einschlüsse.

Graniteinschlüsse in den Basalten von Triebendorf sind schon zu wiederholten Malen beschrieben worden. Ziemlich ausführlich beschäftigen sich mit ihnen LORD⁶⁷⁾, MERKEL⁶⁸⁾ und EGENTER⁶⁹⁾. Sie wurden in großer Anzahl und in bedeutender Größe gefunden. MERKEL spricht von einem 75:40 cm großen Block. In der petrographischen Sammlung der Universität München ist ein Graniteinschluß, welcher eine sechsseitige Säule von 10 cm Durchmesser bildet. Unter anderen lag mir aus dem Material derselben Sammlung ein Einschluß vor von 20—30 cm Länge und 7 cm Breite, welcher ganz vom Basalt umschlossen war. Die Wirkung der Umwandlung zeigt sich bis ins Innerste hinein. Man erkennt ohne Schwierigkeit den Kristallgranit GÜMBELS wieder, doch ist er mit grünem Glase durchzogen, und der ursprüngliche Biotit macht den Eindruck einer dichten, pechschwarzen Schlacke. Der Granit unmittelbar am Kontakt hat dasselbe Aussehen wie in der Mitte des Einschlusses.

Unter dem Mikroskop beobachtet man zunächst, wie der Basalt in der Nähe des Einschlusses glasreich wird, sonst aber ist er unverändert; die Zersetzungszone, wie sie für die Basalte von Groschlattengrün in der Nähe der granitischen Einschlüsse so bezeichnend ist (S. 16), fehlt hier. Wohl kommt eine intensive Mischung der Basaltbestandteile mit denen des Einschlusses vor.

Das braune Glas, welches in der Nähe des Einschlusses im Basalt angereichert ist, geht auch in den Einschluß selbst über und hat hier manchmal violetten oder gelblichen Ton. Grünliche Augitkriställchen sieht man in ihm häufig. In einiger Entfernung wird das Glas farblos und durch-

⁶⁷⁾ EDWIN C. E. LORD, Die Basalte des Fichtelgebirges, S. 29—31.

⁶⁸⁾ A. a. O., S. 28—31.

⁶⁹⁾ PAUL EGENTER, Einschlüsse in Basalten der Oberpfalz, S. 2—8.

zieht dann, nicht selten fluidal, die noch erkennbaren Bestandteile des Granits. EGENTER, der mir seine Schliche zur Verfügung stellte, hat (S. 4) dieses Glas und die Mineralneubildungen in demselben treffend geschildert. Als solche treten Spinell, Sillimanit und Cordierit auf. Bezüglich des Cordierits wäre noch nachzutragen, daß ich bei ihm einen negativen Achsenwinkel sah, welcher etwas größer ist, als der des Muskovits, die Hyperbelbogen blieben indes noch im Gesichtsfeld.

Vom ursprünglichen Granit hat der Kalifeldspat einen kleinen Achsenwinkel und ist mit Glasadern durchzogen; der Plagioklas, ein Andesin, ist in einzelne Fetzen aufgelöst, welche im Glase schwimmen; der Quarz ist weniger angeschmolzen, wohl aber enthält er sehr viele glasige Einschlüsse von den mannigfaltigsten Formen; auffallend sind kreisrunde, tropfenförmige Glaseinschlüsse in Quarz und Feldspat. An Stelle des Biotits ist ein braunes Glas getreten, welches zahllose Spinellkriställchen enthält. Auch Magnetit hat sich hier und da gebildet.

Wie EGENTER (S. 5) und vor ihm schon LORD (S. 29) erwähnen, finden sich im Glase kleine Sphärolithe mit konzentrisch-strahliger Struktur und zonarem Aufbau. LORD hält sie für Chalcedon, wogegen indes die optischen Eigenschaften, vor allem die schwache Lichtbrechung sprechen. Die einzelnen Zonen unterscheiden sich in Licht- und Doppelbrechung und sind aus teils positiven, teils negativen Fasern aufgebaut. Farblose Schalen wechseln mit grünlich gefärbten ab. Alles weist darauf hin, daß es sich wieder um Magnalit handelt.

LORD beobachtete (S. 30) eine Feldspatneubildung in den Graniteinschlüssen von Triebendorf. Eine solche wurde auch von mir in der Zwischenzone zwischen Basalt und Einschluß gesehen, und zwar handelt es sich um die Neubildung eines Plagioklases und eines Sanidins. Ersterer bildet Leisten, die etwas größer sind als die Plagioklasleisten des Basalts und etwas saurer als diese, nämlich Oligoklas-Andesin. Sie sind sehr frisch und haben gute Zwillingslamellen. Der Sanidin, welcher durch seine schwache Lichtbrechung sich aus dem Gesamtbild gut hervorhebt und außerdem an dem sehr kleinen Achsenwinkel kenntlich ist, bildet entweder kleine Leisten, in das Glas eingebettet, oder er vertritt das Glas, so daß in ihm auch die Plagioklasleisten schwimmen. Daneben sieht man auch wieder Cordieritkriställchen im Glas. LORD beob-

achtete auch eine treppenförmige Umrandung der Feldspate des Einschlusses mit neugebildetem Feldspat (S. 30), welcher gewiß nach den Erfahrungen bei Groschlattengrün auch zum Sanidin gehört.

Ganz besonderes Interesse beansprucht ein violett gefärbter Einschuß, von dem leider nur die Grenzzone erhalten, so daß man nicht bestimmen kann, was der Einschuß früher war. Der Basalt tritt ohne jede Änderung an den Einschuß heran. Nur an einer Stelle findet eine Anhäufung von Olivin statt, der ganz in das grüne, stark doppelbrechende Mineral umgewandelt ist. Außerdem findet man hier einen stark pleochroitischen Biotit, wie er sonst weder im Basalt, noch im Einschuß vorkommt. An den Basalt schließt sich eine $\frac{1}{10}$ mm breite Zone, die nur aus Sanidin und Magnetit besteht, dieser manchmal als feiner Staub in jenem erscheinend. Dann folgt ein fasriges Gebilde von Sillimanit mit helizitischer Struktur. Hier und da verdichten sich die Fasern zu einzelnen Sillimanitleisten. Der Sillimanit ist umrandet, teilweise auch durchsetzt, von zahllosen violetten Spinelloktaederchen. Spinell und Sillimanit liegen in einem regellosen Gemenge von farblosem Glas, Sanidin und Plagioklas. Letzterer ist zonar gebaut mit wenig Unterschied und ohne scharfe Abgrenzung der einzelnen Mischungen. Er geht bis zum Andesin. Auffallend große Apatitstücke, meist ohne Kristallform, findet man im ganzen Einschuß, daneben große Pyritfetzen. Magnetit und Augit sieht man nur dort, wo basaltisches Material mit dem Einschuß sich mischt.

Ein Einschuß wurde untersucht, welcher einem Granitquarzgang zu entstammen scheint. Mit dem bloßen Auge erkennt man nur grobkörnigen Quarz mit Glas und dazwischen den weichen, nierenförmigen, hier schwärzlichgrau gefärbten Magnalit. Unter dem Mikroskop sieht man Quarzkörner in eine Glasmasse eingebettet, welche auch den Quarz durchadert. Der Quarz selbst ist sehr getrübt durch Einschlüsse, das Glas ist meist schon anisotrop geworden. Hie und da sieht man in ihm kleine Plagioklasleisten liegen (basischen Labrador), außerdem Reste von Titanit mit Erzausscheidungen (Titaneisen?). Der Magnalit ist gegen die übrigen Mineralien scharf abgegrenzt und füllt Hohlräume in diesen aus. Die Farbe ist gelb bis gelbbraun, die Lichtbrechung sehr niedrig. Teils ist er isotrop, teils besteht er aus doppelbrechenden Fasern. Zonarer Aufbau ist gewöhnlich.

Einschlüsse klastischer Sedimente.

EGENTER beschreibt (S. 8) einen umgewandelten Sandstein von Triebendorf, welcher den gefritteten Sandsteinen von Groschlattengrün sehr ähnlich zu sein scheint. Auch mir lag ein solcher Sandsteineinschluß vor, der noch größere Ähnlichkeit aufweist, andererseits aber auch gewisse Eigentümlichkeiten zeigt. An der Basaltgrenze bemerkt man eine Anhäufung der braunen Augite und ein braunes Glas. Die braunen Augite werden dann grünlich und sind untermischt mit Sanidin. Der Einschluß besteht aus klastischem Quarz, mit Glas durchadert oder ganz zu Glas geworden; er ist in eine dichte amorphe Grundmasse eingebettet. Durch den ganzen Schriff zerstreut findet man zahllose Kriställchen eines Minerals, das nach seiner Kristallform und nach dem optischen Verhalten ein rhombischer Pyroxen sein muß: gerade Auslöschung mit positivem Charakter der Hauptzone und negativem des Minerals; der wahre Achsenwinkel ist angenähert 70° . Spaltbarkeit sieht man bei den winzigen Kriställchen nicht, auch Pleochroismus konnte ich nicht beobachten. Trotzdem kann es wohl nur Hypersthen sein.

Auch echter, dichter Basaltjaspis kommt in den Triebendorfer Basalten vor von graulich-violetter Farbe. Ein Fund ist durch seine säulenförmige Absonderung merkwürdig. Er bildet eine sechsseitige Säule von 6–7 cm Durchmesser. Auffallend ist ein Tonschiefer einschluß, welcher mit der einen Seite an den Basalt angrenzt, mit der anderen in einen kalziterfüllten Hohlraum hineinragt. Der Kalzit durchadert hier den schwarzen Tonschiefer und dringt in einzelnen Äderchen bis zum Basalt vor. Der Tonschiefer selbst ist zwar spröde und brüchig geworden, läßt aber sonst keine Umwandlung erkennen.

Neubildungen.

Kalzit und Aragonit finden sich ziemlich häufig als Neubildungen auf Hohlräumen und Klüften. Gewöhnlich liegt unmittelbar auf dem Basalt eine dünne Schicht einer graulichen oder grünlichen oder auch schwarzen nierenförmigen Bildung. Die schwarzen Kügelchen erinnern sehr an Glaskopf oder Psilomelan. Sie gehören aber ebenso wie die graulichen und grünlichen Sphärolithe einem Silikat an, das durch Salzsäure zersetzt wird und neben sehr viel Eisen Al, Ca und Mg enthält. Unter dem Mikroskop sind diese Bildungen meist isotrop, nur selten hellen sie bei

gekreuzten Nicols ein wenig auf. Die Farbe ist gewöhnlich gelblich-braun, die Lichtbrechung zwischen Nelkenöl und Zedernholzöl. Das Silikat steht offenbar dem kolloidalen Magnalit von Groschlattengrün sehr nahe, unterscheidet sich von ihm nur durch den viel höheren Eisengehalt und den noch fast ganz amorphen Zustand, welcher dort meist in den kristallinen übergegangen ist. Übrigens findet sich auch in Triebendorf Magnalit in der für Groschlattengrün gewöhnlichen Ausbildung. Es sind weiche, grüne Überzüge auf dem Basalt, teilweise von sphärolithischem Aufbau mit ziemlich hoch doppelbrechenden Fasern und geringem Eisengehalt.

Auf dem eben beschriebenen eisenreichen Magnalit sieht man nun den Aragonit, teils in großen gelblichen Kugeln mit radialfasrigem Aufbau, teils in langen, prismatischen Kristallen, die ebenfalls radial gestellt sind. Es kommt auch vor, daß auf dem Basalt erst eine dünne Schicht von Aragonit sich absetzt, dann das Gel folgt und über diesem erst die Hauptmasse des Aragonits. Der Kalzit tritt in derselben Weise auf, ist aber stets schlecht kristallisiert.

Eine von den Neubildungen ist dadurch besonders bemerkenswert, daß über der dünnen, eisenreichen Magnalitschicht ein feinkörniger, kristallinischer Dolomit sich ausgeschieden hat, welcher weiter vom Basalt wieder von dem Gel des Überzugs durchadert und überkrustet wird. An einer anderen Stelle desselben Hohlraums fehlt der Dolomit und auf eine dünne Schicht des schwarzen Magnalits von glaskopfähnlicher Beschaffenheit folgt unmittelbar der kugelige Aragonit.

Zeolithe sind bis jetzt von Triebendorf nicht bekannt geworden. Erst vor kurzem fand man einen großen Hohlraum im Basalt, ganz erfüllt mit zahllosen Kriställchen von Phillipsit, welche makroskopisch dieselbe Ausbildung zeigen wie die Phillipsitkristalle in Groschlattengrün. Doch ist der optische Charakter positiv und auch der Achsenwinkel hat dieselbe Größe, wie bei Phillipsiten von anderen Fundorten; er weicht also in dieser Beziehung von dem gewöhnlichen Vorkommen in Groschlattengrün ab. Sein Verhältnis zum Basalt ist ein durchaus anderes. Er ist auf den Wänden des Hohlraums aufgewachsen, ohne daß seine Bildung irgendwie den Basalt beeinflussen würde. Seine Entstehung gehört also einer jüngeren Periode an, als das Gestein schon vollständig verfestigt war, während sie bei Groschlattengrün

mit der letzten Phase der Erstarrung zusammengefallen sein muß.

Noch eine Reihe anderer Neubildungen finden sich in Triebendorf. Da sie aber mit den Tuffen in enger Verbindung stehen, so müssen erst diese erörtert werden.

Tuffbildungen.

Eine Eigentümlichkeit des Triebendorfer Basaltaufschlusses ist es, daß der langgestreckte Basaltzug nicht nur ringsum von Tuffen umgeben ist, sondern daß auch, nahe dem westlichen Ende des Steinbruchs, im „Vorderen Bruch“ (Fig. 2), mitten im Basalt ein Tuffkegel aufragt:

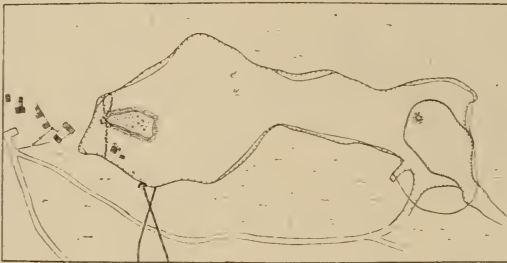


Fig. 2. Basaltbruch bei Triebendorf, 1:10000.

Ein 500 m langer Basaltgang im Tuff. Die Grenze zwischen Basalt und Tuff ist durch eine ausgezogene Linie bezeichnet; sie fällt mehr oder weniger genau mit der Bruchgrenze zusammen. Links sieht man den Grundriß des Tuffkegels, welcher nach Westen an verwitterten Basalt mit Phosphorit angrenzt (diese Grenze ist durch eine gestrichelte Linie angedeutet). An derselben Stelle queren Phosphoritgänge den Bruch. Rechts im hinteren Bruch, ein kleiner Hügel von zersetztem Basalt, siehe S. 58.

allseits vom Basalt umgeben. Seine Form in früherer Zeit zeigt Tafel I, Abb. 1, nach einer Aufnahme, welche mir vom Bruchbesitzer Herrn MAURER in Wiesau freundlichst zur Verfügung gestellt wurde. Der heute noch erhaltene Teil hat einen fast trapezförmigen Grundriß mit Längsseiten von 30 und 25 m und einer Querseite von 20 m, nimmt also einen Raum von 550 qm ein. Nach den Angaben des Herrn MAURER war der Querschnitt des Tuffkegels, welcher bis an die Oberfläche reichte, oben größer, er besaß also eine ausgesprochene Trichterform.

Der Tuff ist ein Gemenge von bräunlichem, glimmerigem Sande mit Basaltbestandteilen. Größere Basaltauswürflinge sind häufig. Sie sind schlackig ausgebildet und

führen zahlreiche Olivinfelseinschlüsse, welche den geflossenen Basalten fehlen. In den Mandelräumen eines solchen Auswürflings fand ich sehr kleine Zeolithkriställchen mit schlechten Kristallformen. Es scheint Phillipsit zu sein, doch ist eine sichere Bestimmung unmöglich. Auf den Wänden der Hohlräume sieht man gewöhnlich einen Opalüberzug.

Besonders erwähnenswert ist ein Auswürfling aus den Tuffen, welcher außerordentlich an die Monte Somma-Blöcke erinnert, wie sie von MIERISCH⁷⁰⁾ und anderen beschrieben wurden. In einem körnigen Kalk sieht man zahlreiche, teils blaßgrüne, teils grasgrüne Olivinkörner und ziemlich viel Picotit. Leider liegt nur ein morsches Stück vor, welches keine Untersuchung im Dünnschliff gestattet. Es handelt sich aber wohl auch hier, wie am Monte Somma, um in der Tiefe veränderten, unreinen dolomitischen Kalkstein.

Die glimmerigen Sande, welche einen großen Teil des Tuffs ausmachen, dürften der Tertiärformation entstammen und Ablagerungen aus dem See darstellen, welcher in jungmiocäner Zeit die ganze Niederung um Wiesau erfüllte. Aus derselben Formation wurden bei der Explosion wohl auch die nun versteinerten Hölzer emporgebracht, welche unten beschrieben werden sollen.

Zahlreiche und mannigfaltige Neubildungen finden sich in den Tuffen, vor allem in der Nähe der Basaltgrenze im Nordwesten. Sehr häufig sind Kieselsäureausscheidungen. Es sind zum Teil braune oder gelbbraune Opale, die noch vollständig isotrop sind. Dann findet man Kieselsäuregele, welche äußerlich die für Kolloide so charakteristische Form, die kugelig-nierige Oberfläche, noch gut erkennen lassen. Sie sind zum Teil in Kalilauge löslich, was auf Chalcedon schließen läßt. Unter dem Mikroskop ist meist Aggregatpolarisation zu sehen. Wieder andere Stücke bestehen aus kleinen Quarzkörnern. Endlich sind verkieselte Holzteile ziemlich häufig. Schon BRUNHUBER⁷¹⁾ berichtet über die Reste eines Baumstammes. Mir lag ein Stück dieses Stammes vor, das auf einen Durchmesser von 30 cm hinweist. Die Holzstruktur ist

⁷⁰⁾ BRUNO MIERISCH, Auswurfsblöcke des Monte Somma. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. VIII, 1887, S. 113 ff.

⁷¹⁾ BRUNHUBER, Geologische Wanderungen durch die Oberpfalz. Berichte des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Regensburg, Heft XII, S. 241.

makroskopisch wie mikroskopisch sehr gut erhalten. Im Dünnschliff sieht man Form und Anordnung der Zellen noch deutlich. Alles ist zu einem feinkörnigen Quarzaggregate geworden⁷²⁾.

Die Kieselsäureneubildungen sind gewöhnlich von Eisenerzausscheidungen braun gefärbt. Auch reiner dichter Eisenspat findet sich im Tuff. Er ist sehr feinkörnig, an der Oberfläche meist zu Brauneisenerz geworden. Von einem Eisenglanz-Vorkommen, von dem ein Eisenglangang mit Gangquarz erhalten ist, konnte die genaue Fundstelle nicht sicher gestellt werden. Ein Psilomelan aber mit glaskopftartiger Struktur, wohl schon in Wad übergehend, stammt sicher aus dem Tuffkegel.

Von ganz besonderer Bedeutung ist das Auftreten von Phosphoriten im Tuff, welche meist aus der Grenzzone stammen, aber auch im Tuffkegel selbst gefunden wurden. Am auffallendsten ist weißer, manchmal etwas grünlicher Phosphorit, welcher ganz deutlich Holzstruktur erkennen läßt. Auch im Dünnschliff sind die Zellen ebenso deutlich zu sehen, wie im oben erwähnten verkieselten Holz. Zahlreiche kleine Apatitkriställchen in einem wohl noch amorphen Phosphorit setzen diese Pseudomorphose zusammen. Von einem Stück, welches am Rande deutlich Holzstruktur zeigt, im Kern aber zu einer dichten, grünlichen Masse geworden ist, ließ Herr Oberbergrat Dr. O. M. REIS eine Analyse ausführen, welche folgendes ergab:

In Salzsäure unlöslich	0,06 %
P ₂ O ₅	41,19 %
Ca O	53,49 %
Mg O	Spuren
Glühverlust	0,50 %
	<hr/>
	95,24 %

Es ist demnach die untersuchte Probe fast reiner Phosphorit. Cl und F wurden nicht bestimmt, wohl aber in größerer Menge nachgewiesen. Deshalb kann die Summe der bestimmten Bestandteile nicht 100 ergeben.

Phosphoritisierte Hölzer hat VATER^{72a)} aus Braunschweig beschrieben. Diese Hölzer sind durch

⁷²⁾ Herr Privatdozent Dr. BRUNO KUBART am botanischen Institut der Universität Graz untersucht augenblicklich die fossilen Hölzer aus Triebendorf und die später erwähnten aus Afrika. Das Ergebnis dieser Untersuchung soll seinerzeit in dieser Zeitschrift kundgegeben werden.

^{72a)} HEINR. VATER, Die fossilen Hölzer der Phosphoritlager des Herzogtums Braunschweig. Diese Zeitschr., Bd. 36, 1884, S. 783 ff.

ein inniges Gemenge von phosphorsaurem und kohlsaurem Kalk versteinert, ersterer ist amorph, Apatit fehlt. Die Versteinering ging nach VATER auf dem Meeresgrund vor sich durch im Meerwasser gelösten kohlsauren und phosphorsauren Kalk, welcher auch die Sande und Gerölle verkittete, in welchen die Phosphorithölzer eingebettet sind.

Es liegt also hier zweifellos eine sedimentäre Bildung vor, während die Phosphoritisierung der Hölzer von Triebendorf mit den vulkanischen Erscheinungen im Zusammenhang steht.

STROMER⁷³⁾ erwähnt fossile Hölzer aus Deutsch-Südwestafrika, welche ebenfalls neben kohlsaurem Kalk phosphorsauren enthalten und zwar tritt letzterer, wie ich mich durch Untersuchung der Dünnschliffe überzeugen konnte, teils in der amorphen Form des Phosphorits, teils in der kristallisierten des Apatits auf. Ein dicker Baumstamm von It-sawisis b. Keetmanshoop enthält nur Apatit in zahlreichen Leisten und sechsseitigen Querschnitten, welche in mittelkörnigen Kalzit eingebettet sind; in einem anderen Holzstück von derselben Fundstelle tritt Apatit neben Phosphorit auf. Am schönsten von allen ist der Fund von Ganikobes, welchen STROMER a. a. O., S. 539, Fußnote 1 nach einer brieflichen Mitteilung erst ankündigen konnte. Es ist ein fossiles Holz mit sehr zahlreichen, dicht gedrängten Jahresringen, das aus Kalzit und amorphem Phosphorit besteht. Ersterer bildet häufig die Zellenwände, letzterer die Ausfüllung der Zellen.

In Triebendorf grenzt der Tuff an der nordwestlichen Seite nicht unmittelbar an kompakten Basalt. Es schaltet sich vielmehr eine 15 m breite Zone ein, in der wallnußgroße, sehr stark zersetzte Basaltkugeln in eine weiche bröckelige, gelblich-grüne Masse eingebettet sind. Unter dem Mikroskop sieht man im Basalt nur noch den Augit und zahlreiche Erzkörnchen. Alles andere ist in eine amorphe Bildung umgewandelt. Die Zwischenmasse besteht zum größten Teil aus fast ganz amorphem Magnalit. Chemisch ließ sich auch eine geringe Menge von Phosphorsäure nachweisen. Weiter vom Tuff entfernt, in der Tiefe des jetzigen Aufschlusses, treten die Basaltkugeln mehr und mehr zurück, und stellenweise sieht man sie nur

⁷³⁾ ERNST STROMER, Die ersten fossilen Reptilreste aus Deutsch-Südwestafrika und ihre geologische Bedeutung. Zentralbl. f. Min., 1914, S. 538, Fußnote 3.

noch vereinzelt in einer weißen, zerreiblichen Masse liegen, welche sehr viel Phosphorit enthält. Im Pulver erkennt man unter dem Mikroskop zahlreiche Apatitkörnchen, z. T. auch Kriställchen.

Nördlich von dieser Stelle sieht man nun in der Basaltwand einen ziemlich bedeutenden Phosphoritgang (Fig. 3), welcher vertikal die Wand durchsetzt. Während aber in Groschlattengrün der Phosphorit nur

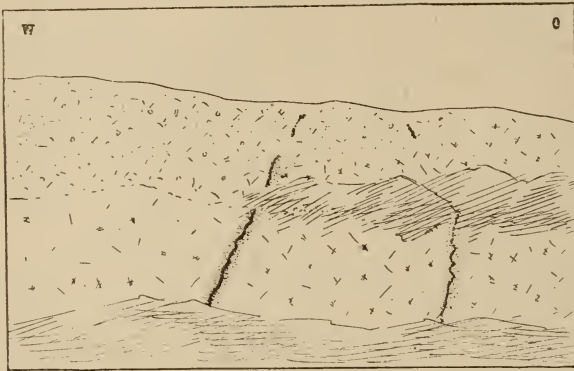


Fig. 3. Phosphoritgänge im Basalt von Triebendorf, Nordwand des Bruches. Im Basalt (unten) sind sie beiderseits von einer Zersetzungszone begleitet, welche im Tuff (oben) fehlt.

zwischen den Säulen auftritt und auf diese kaum einen Einfluß ausübt, dringt er hier in den Basalt selbst ein und verursacht eine tiefgehende Zersetzung. Der Phosphorit kann bis 50 cm mächtig werden, gewöhnlich ist er aber schmaler. Zu beiden Seiten des Ganges ist der Basalt sehr mürbe geworden, so daß man ihn mit den Fingern zerdrücken kann; im Wasser zerfällt er. So vollständig ist das Gestein zersetzt, daß man nur noch die Augite wiederfindet. Phosphoritgang mit Zersetzungszone ist ungefähr 1 m mächtig. 10 m nach Osten folgt in derselben Wand des Bruchs noch ein zweiter Phosphoritgang von zersetztem Basalt umgeben; Phosphorit mit Zersetzungszone erreichen eine Breite von 20—30 cm, selten von 50 cm. Der Phosphorit ist hier nur einige Zentimeter mächtig. Soweit die jetzt noch erhaltenen Aufschlüsse reichen, gehen beide Gänge fast parallel. Nach den Angaben des Herrn MAURER haben sie in der Tiefe sich vereinigt und verbreiterten sich dann zu den eben erwähnten Phosphorit-

massen zwischen Basalt und Tuff und zogen hinüber zur entgegengesetzten Südwand des Steinbruchs. In der Tat sieht man hier noch dünne Adern von Phosphorit, nur einige Zentimeter dick, welche den Basalt durchsetzen, wohl auch Basaltblöcke umziehen. Im Dünnschliff erkennt man Apatitkörnchen in großer Menge. Auch Magnalit ist beigemengt. Die Zersetzung des Basalts ist hier nicht so weitgehend.

Aus all dem geht deutlich hervor, daß ein Phosphoritgang quer den ganzen Basaltaufschluß durchzieht, und die Beobachtungen lassen keinen Zweifel darüber, daß der Phosphorit aus heißen Quellen abgesetzt wurde, die energisch auf das Nebengestein einwirkten und wohl an der Tuffgrenze am stärksten waren. Sie enthielten einestheils Kalkphosphat, das sich als Phosphorit auf den Klüften, sowie in den Holzresten absetzte und außerdem in die benachbarten Basalte eindrang und diese stark veränderte; andernteils auch noch freie Kieselsäure, die Holz verkieselte und Kieselsäuregele bildete. Zudem führten diese gewiß kohlenstoffreichen Quellen Eisen und Mangan, wie aus der Bildung von Eisenspat und Psilomelan hervorgeht. Endlich muß in größeren Mengen auch das Silikatgel Magnalit von diesen heißen Quellen herbeigebracht worden sein, da es sich allenthalben zwischen den Phosphoriten und zwischen den zersetzten Basaltkugeln findet. Auch scheint diese Bildung der Hauptbestand der weißlich-gelb zersetzten Basalttuffe zu sein, welche südlich des Tuffkegels an der Basaltgrenze und in einem Stollen (unterer Stollen) in einer Breite von 80 m aufgeschlossen wurden. Auch Phosphorit findet man in diesen Tuffen, aber in geringer Menge. An eine Auslaugung des Phosphats aus den Basalten, selbst wenn man zu ihrer Erklärung, wie BECKER⁷⁴⁾ es tut, pneumatolytische Vorgänge heranzieht, ist deshalb nicht zu denken, weil die festen Basalte ihre ganze Phosphorsäure behalten haben, während die an den Phosphoritgang unmittelbar sich anschließenden zersetzten Basalte sogar phosphorsäurereicher geworden sind. Und wie bedeutende Basaltmassen müßten ihren prozentuell so geringen Gehalt an Apatit hergeben, damit ein Phosphoritgang bis zu 50 cm Mächtigkeit zustande kommt!

Noch ein wichtiges Phosphorit- und Magnalitvorkommen muß erwähnt werden, welches erst im Jahre

⁷⁴⁾ A. a. O., S. 69 u. 70.

1918 aufgedeckt wurde. Es befindet sich im sogenannten Hinteren Bruch (Hinter-Bühl), im Osten. Nachdem man von der Oberfläche bis zu einer Tiefe von 15–20 m nur den normalen festen Basalt abgebaut hatte, stieß man hier unvermutet auf einen stark zersetzten Basalt. Im Sommer 1918 sah man diesen als eine kleine Kuppe von 2 m Höhe und wenigen Quadratmetern Querschnitt sich über die Abbausohle erheben, (Fig. 2) weil man ihn als unbrauchbar stehen ließ. Man könnte die Bildung leicht für einen Tuff halten, aber es fehlen ihr, bei genauerem Zuschauen, die Tuffeigentümlichkeiten. Es ist ein einheitlicher Basalt, sehr porös und mürbe. Die Poren haben die mannigfaltigste Form, teils rundlich, teils langgestreckt. Man bekommt den Eindruck, als ob es sich um eine Auslaugung handelte. Sie sind erfüllt mit Magnalit und Phosphorit, welcher letzterer hier und da in größeren Putzen auftritt. Alles weist darauf hin, daß auch hier phosphorsäureführende heiße Gewässer den Basalt beeinflussten, ihn auslaugten und Phosphorit und Magnalit abschieden.

Sehr wichtig ist es, daß die darüber liegenden Basalte unverändert blieben. Es folgt daraus einerseits, daß die Thermen nicht die Kraft hatten, bis an die Oberfläche vorzudringen, andererseits aber auch, daß die oberflächlichen Tagwässer unmöglich bei der Zersetzung des Basalts und bei der Phosphoritbildung eine Rolle spielen konnten.

An der Nord- und Südwand des Bruches sieht man häufig in der Nähe der Oberfläche schlackige Basalte, deren Poren mit Magnalit und hier und da auch mit Phosphorit ausgefüllt sind. Hier ist wohl noch die schlackig erstarrte Oberfläche des Basalts erhalten.

Geologisch handelt es sich bei Triebendorf um einen ostwestlich streichenden Basaltgang von etwas über 500 m Länge und wechselnder Breite, im Maximum 200 m. Er ist rings umgeben von Tuffen (Fig. 2). Die Fortsetzung des Ganges taucht weiter östlich wieder auf und wurde dort früher in einem jetzt verlassenen Steinbruch abgebaut. Eine weitere Fortsetzung findet sich bei Schönfeld an der Eisenbahn.

Die Absonderung in Säulen ist ganz allgemein. Dazu kommt, wenigstens in den östlichen Teilen des Ganges, eine dickplattige Absonderung senkrecht zu den Säulen. Im frischen Basalt sieht man diese nicht. Aber die Ver-

witterung zu großen Blöcken, wie sie in dem jetzt im Betrieb befindlichen Teil des großen Bruches und besonders in dem verlassenen kleinen Bruch im Osten so schön beobachtet werden kann, läßt kaum eine andere Erklärung zu.

Die Säulen im östlichen Teile des Bruchs sind sehr dick und stehen gleichmäßig vertikal. Sehr große Mannigfaltigkeit in Mächtigkeit und Stellung herrscht an der Nordwand des mittleren Teils. Gewiß wird auch hier die nicht immer erkennbare Lage der Abkühlungsfläche, also der Tuffgrenze, eine wichtige Rolle spielen, wenn auch stellenweise große glatte Flächen auf tektonische Vorgänge hinweisen. Die Annahme verschiedenalteriger Lavaergüsse läßt sich wohl schlecht mit der Einheitlichkeit der Gesamtbasalte vereinigen. Es müßten dann auch die Grenzen der verschiedenen Ströme und Gänge an ihrer schlackigen Beschaffenheit und evtl. auch an Tuffbildungen kenntlich sein, wovon aber nichts zu sehen ist.

Merkwürdig ist auch die Säulenstellung um den Tuffkegel (Taf. I, Abb. 1). Während nördlich und südlich von diesem Kegel die Säulen steil stehen oder nur wenig Neigung zeigen, liegen sie vor dem Kegel (von Osten gesehen) horizontal; im Bilde sieht man die Säulenköpfe. Der Übergang ist vollständig unvermittelt, wie man an der Südseite heute noch feststellen kann. Man kann sich dem Eindruck nicht verschließen, daß bei der zweiten Eruption, welche den Tuffkegel bildete, die schon erstarrten Basaltsäulen des früheren Lavaergusses bedeutende Störung erlitten. Die Einwirkung der gewaltigen Explosion würde dann auch wohl die erwähnten tektonischen Störungen an der Nordwand verursacht haben. Zu einem Lavaerguß scheint es indes während dieser Periode aus den schon angeführten Gründen nicht gekommen zu sein; doch könnte man die Bildung der im Nordwesten an den Tuff angrenzenden 15 m breiten Zone von verwitterten Basaltkugeln in einer weichen Masse in Verbindung bringen mit dieser letzten Phase der eruptiven Tätigkeit in Triebendorf, an welche sich dann gleich die Ausscheidung der Phosphorite und Silikatgele anschloß.

IV. Steinmühle bei Waldsassen.

Der älteste Basaltbruch der Oberpfalz ist der von Steinmühle bei Waldsassen. Er bildet einen fast kreisförmigen Aufschluß von einigen Hundert Metern Durch-

messer, in dem der Basalt in mehreren Stockwerken abgebaut wird. Die Säulen sind über 1 m mächtig, stehen senkrecht und zeigen fast durchwegs eine dünnplattige Querabsonderung (Taf. I, Abb. 2). Ein zweiter kleinerer Betrieb wurde kürzlich nördlich vom großen Bruch in höherer Lage eröffnet.

Das graulich-schwarze Gestein ist sehr dicht und fest. Einsprenglinge treten makroskopisch selten hervor. Einschlüsse sind aber nicht selten, sowohl endogene als exogene, erreichen jedoch für gewöhnlich keine größeren Dimensionen. Häufig bemerkt man um den frischen Basalt eine graulich-weiße Verwitterungsrinde von einigen Millimetern Dicke, welche gegen den dunklen Basalt scharf absetzt. Manchmal dringt diese Rinde auch tiefer ein und kann das ganze feste Gestein in eine leichte, sehr zerreibliche, grauweiße Masse verwandeln.

Unter dem Mikroskop erkennt man wieder einen Feldspatbasalt mit kleinen Einsprenglingen von frischem, scharf ungrenztem Olivin und Titanaugit in der gewöhnlichen Ausbildung. In der Grundmasse liegen neben zahlreichen braunen Augitmikrolithen und vielen Magnetitkörnern langgestreckte, zwillingslamellierte Plagioklasleisten, welche einem basischen Labrador angehören. Der Plagioklas füllt auch die Zwickel aus zwischen den übrigen Bestandteilen. Apatitnadelchen sind recht häufig. In Hohlräumen findet man ein farbloses, sehr schwach licht- und doppelbrechendes Mineral von wirrschuppigem Aussehen. Es scheint ein Zeolith zu sein, nähere Bestimmung ist indes unmöglich.

DÖRR analysierte den Basalt von der Steinmühle (a. a. O. S. 22) und fand:

Si O ₂	42,96 0/0
P ₂ O ₅	Spuren
Al ₂ O ₃	18,26 0/0
Fe ₂ O ₃	9,08 0/0
Fe O	4,94 0/0
Mn O	0,37 0/0
Ca O	10,89 0/0
Mg O	10,80 0/0
K ₂ O	0,92 0/0
Na ₂ O	2,08 0/0
Glühverlust	0,57 0/0
	<hr/>
	100,87 0/0 .

Die Urausscheidungen und die granitischen Einschlüsse sind denen von Groschlattengrün sehr ähnlich, auch

was Häufigkeit und Größe anbetrifft. Unter den exogenen finden sich auch hier sehr stark umgewandelte Granite, die mit Magnalit durchsetzt sind. Magnalit findet sich, ebenso wie in Groschlattengrün, auch unabhängig von den Einschlüssen und hat dieselbe Beschaffenheit, wie dort.

Etwas Neues bieten Einschlüsse, welche in ihrem ganzen Aussehen auf ein ursprüngliches Schichtgestein hinweisen: weiße Lagen wechseln mit grauen ab, häufig sind violette Farbentöne; die glasige Beschaffenheit tritt stellenweise deutlich hervor. Im Dünnschliff bestehen die hellen Lagen aus kleinen Quarzkörnern, welche in ein sehr schwach lichtbrechendes Glas eingebettet sind und deshalb scharf hervortreten. Daneben kommt dann auch reines, wasserklares Glas vor, in dem Sanidin skelettförmig ausgeschieden ist. Außerdem bildet der Sanidin schmale Leisten. Ferner liegt im Glas ein stark licht- und doppelbrechendes, gelbliches Mineral, welches nach Kristallform und optischem Verhalten der Olivingruppe angehören muß. Die Dispersion $r > v$ und der kleine negative Achsenwinkel weisen auf ein eisenreiches Glied der Gruppe hin; es ist also wahrscheinlich *Fayalit*. Endlich kommt neben diesem noch ein Mineral in langen gelblichen Leisten ohne Pleochroismus vor, nach dem ganzen Habitus und nach den optischen Eigenschaften ein Pyroxen. In einem Durchschnitt $\perp b$ ist $c:c = 38^\circ$, wie beim Diopsid; die Doppelbrechung entspricht ebenfalls diesem Mineral. Der optische Charakter ist aber zweifellos negativ mit mittlerem Achsenwinkel, wie sich einwandfrei im genannten Durchschnitt $\neq (010)$ und in solchen \perp zur ersten Mittellinie a bestimmen ließ, in denen die Hyperbelbogen im Gesichtsfeld blieben, jedoch den Rand desselben erreichten. Man möchte so das Mineral nach dem optischen Charakter und nach der ausgesprochenen Längsentwicklung $\neq c$ zu den Natronpyroxenen stellen, durch die Lage der Elastizitätsachsen unterscheidet es sich von diesen.

Die violette Färbung einzelner Partien des Gesteins beruht auf dem ungemein häufigen Auftreten eines violetten Spinells. Stellenweise sind die Oktaederchen in dichten, undurchsichtigen Massen angehäuft. Die makroskopisch grauen Lagen des Gesteins bestehen unter dem Mikroskop aus einer bräunlichen, amorphen Bildung, in der vereinzelt Quarzkörnchen liegen, geradeso, wie man es beim Basaltjaspis beobachtet.

Wahrscheinlich handelt es sich bei diesem Einschluß um einen gefritteten Phyllit, da Phyllite in der Umgebung des Basalts allenthalben anstehen. Die quarzreichen Lagen wären zu dem farblosen Glase mit Quarz und den übrigen, neugebildeten Mineralien geworden, während die glimmerreichen in die bräunliche, amorphe Masse umgewandelt würden.

Phosphorite finden sich im Basaltbruch der Steinmühle in zwei verschiedenen Formen. Als Kluftausfüllungen zwischen den Säulen sind sie nicht häufig und wenig mächtig. Ich beobachtete sie nur im südwestlichen Teil des Bruchs einige Male. Größere Verbreitung und Bedeutung erlangen sie in sehr stark zersetzten Basalten. An der östlichen Bruchwand (auf Waldsassen zu) sieht man, auf der untersten Sohle des Bruchs stehend, im frischen Basalt eine große Partie eines lockeren, dunkelgrauen Gesteins, in der in Fig. 4 skizzierten Form. Die Höhe dieses

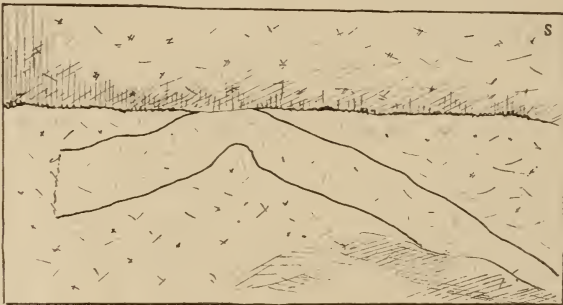


Fig. 4. Zersetzter Basalt mit Phosphorit und Magnalit mitten im frischen Gestein. Steinmühle bei Waldsassen, östliche Wand des Steinbruchs.

zersetzten Basalts erreicht 4 m. Nach Norden grenzt er an festen Basalt, welcher auch über ihm wieder auftritt. Hier und da sieht man kleinere oder größere Putzen von weißem Phosphorit. Noch häufiger aber ist Magnalit, ebenfalls in Putzen oder in kleinen Hohlräumen. Die ganze Bildung hat in jeder Beziehung große Ähnlichkeit mit den auf S. 58 von Triebendorf beschriebenen, zersetzten und mit Phosphorit und Magnalit erfüllten Basalten.

Im Dünnschliff sieht man in der zersetzten Basaltmasse nur noch gut erhaltene Augiteinsprenglinge. Vom Olivin ist die Form allein vorhanden mit einem gelblich-

röten Rand (Iddingsit). Der Kern ist vielfach mit farblosen, schwach doppelbrechenden, zum Teil radialfasrigen Aggregaten erfüllt. Es scheint dasselbe Mineral zu sein, das auch in den Hohlräumen vorkommt. Die Grundmasse ist sehr trübe. Außer Augit enthält sie viele schwarze Erzkörnchen, welche im Pulver magnetisch sind, also wohl zum Magnetit gehören. Der Rest ist eine isotrope oder fast isotrope Substanz. Vom Feldspat findet man nichts mehr. Die zahlreichen Hohlräume weisen die mannigfaltigsten Formen auf und sind wohl auf Auslaugungen zurückzuführen. Sie sind erfüllt mit Magnalit, welcher hier den zonaren Aufbau in hervorragend schöner Form zeigt. Er ist teils farblos, teils hellgelb. Die farblosen Zonen sind immer doppelbrechend, die gelblichen teils doppelbrechend, teils isotrop. Manchmal grenzen hellgelbe und dunkelgelbe Zonen aneinander. Letztere haben dann negativen Charakter der Faserachse, während die hellgelben und farblosen stets positiv sind. Die farblosen Teile sind deutlich schwächer lichtbrechend als Kollolith, die gelben deutlich stärker.

Geht man von der jetzt beschriebenen Zersetzungszone im Basalt weiter nach Süden, so trifft man bald auf eine zweite, mächtige, zersetzte Stelle, welche von ersterer durch frischen Basalt getrennt ist. Unten an der Bruchsohle beobachtet man dasselbe graue Zersetzungsprodukt, dann aber folgt eine rote, sehr mürbe Masse, ebenfalls mit vielen Hohlräumen, die Magnalit enthalten. Auch hier kommt Phosphorit in Putzen und Adern vor. Im Dünnschliff ist die Basaltstruktur noch deutlich zu sehen, aber kein Bestandteil ist mehr erhalten, so daß wir hier eine eigentliche Pseudomorphose nach Basalt vor uns haben. Augit-, Olivin- und Feldspatformen sind erfüllt mit einer isotropen oder fast isotropen Bildung. Die Augite der Grundmasse scheinen durch eine rostige Ausscheidung ersetzt zu sein, während der Magnetit erhalten ist. Der Magnalit in den Hohlräumen ist ebenso beschaffen, wie der in den grau zersetzten Basalten.

Nach Aussage des Bruchmeisters sind diese zersetzten Bildungen der Ostwand im ganzen Bruch aufgetreten. Und in der Tat beobachtet man an der entgegengesetzten, westlichen Bruchwand ähnliche Zersetzungserscheinungen, wobei der Basalt fast ganz in einen grauen Sand verwandelt wurde. Auch hier sind die Neubildungen sehr eisenreich und einmal wurde ein nierenförmiges Brauneisenerz als Überzug beobachtet.

Bei oberflächlicher Betrachtung könnte man all diese Bildungen für Tuffe halten, die im Basalt aufbrechen. Dagegen aber spricht die deutlich erhaltene, auch im Dünnschliff nachgewiesene Basaltstruktur, welche in einheitlicher Beschaffenheit sich im ganzen Aufschluß beobachten läßt. Auch sieht man, abgesehen von den beschriebenen Neubildungen, keine Spur von fremden, nicht basaltischen Bestandteilen.

Fragt man aber nach der Entstehungsweise, so muß man den Einfluß der Verwitterung ganz ausschalten. Denn hier, ebenso wie in Triebendorf (Siehe S. 58), geht die Zerstörung der Gesteine in der Tiefe vor sich, während die darüber liegenden Basalte frisch und fest bleiben können. Die Phosphoritanhäufungen und der Phosphoritgehalt, welcher in einer Probe des grauen Zersetzungsprodukts nach eigener Bestimmung 1,4 % beträgt, während die Analyse des frischen Gesteins nur Spuren ergab, weist uns, meines Erachtens, auch hier den Weg: Heiße, eisenhaltige Quellen, gesättigt mit phosphorsaurem Kalk und Kohlensäure drangen aus der Tiefe in den Basalt ein, und zwar auf einer von Ost nach West den ganzen Bruch querenden Linie. Sie zerstörten die Bestandteile des festen Gesteins, laugten es zum Teil aus und setzten in den kleinen Hohlräumen und auf größeren Klüften Phosphorit und das Silikatgel Magnalit ab. Über die Natur der Neubildungen, welche aus den einzelnen Bestandteilen des Basalts hervorgingen, läßt sich, wie gewöhnlich bei solchen kolloiden Substanzen, leider nichts aussagen, da unsere jetzigen Hilfsmittel vollständig versagen.

V. Der Weidersberg bei Brand.

Schon in Oberfranken, aber noch nahe der Nordgrenze der Oberpfalz, liegt der Basaltbruch am Weidersberg bei Brand. Das Gestein, welches als Straßenschotter Verwendung findet, ist dicht, graulich-schwarz und enthält Olivin und Augit als Einsprenglinge. Überaus zahlreich sind die Ureinschlüsse. Es ist unmöglich, ein Handstück zu schlagen, in dem nicht mehrere derselben vorhanden wären. Manche erreichen bedeutende Größe. Andere Einschlüsse sind seltener. Sehr oft ist der Basalt zersetzt, wobei die Olivinfelseinschlüsse zu einer gelblich-grünen, sehr lockeren Masse geworden sind, die leicht aus dem Gestein herausfällt.

Unter dem Mikroskop sieht man gut umgrenzte Einsprenglinge von Olivin und Augit in einer Grundmasse von Augit, Magnetit, Plagioklas und ein wenig Glas. Es ist also wieder ein Feldspatbasalt. Der Olivin ist teils resorbiert, teils noch scharf umgrenzt von den Flächen (010), (110), (100) und (021). In manchen Schliffen ist er tadellos frisch, in anderen ganz oder doch zum größten Teil zersetzt. Das Zersetzungsprodukt ist gelb- bis rotbraun, meist fasrig, aber doch einheitlich auslöschend, \neq den Kristallumrissen des ursprünglichen Olivins. Der Pleochroismus ist manchmal deutlich, manchmal recht schwach, c ist tief rotbraun, a und b mehr gelblich; ein Unterschied dieser beiden Schwingungsrichtungen ist kaum wahrzunehmen, also $c > b = a$. Licht- und Doppelbrechung stimmen angenähert mit denen des Augits überein; eine exakte Bestimmung ist bei der intensiven Färbung unmöglich. Der Achsenwinkel ist groß, $2V$ fast 90° , so daß der Charakter sich nicht bestimmen läßt. Wenn noch Olivinreste vorhanden sind, verhalten sich diese bei Einschaltung des Gipsblättchens in allen Schnitten umgekehrt wie die Pseudomorphose, also Addition beim Olivin bedeutet Subtraktion bei der Pseudomorphose. Durch Beobachtung im konvergenten Licht ergab sich, wenn man für beide dieselbe kristallographische Aufstellung wählt:

für den Olivin:	für die Pseudomorphose:
$a = c$	$a = a$
$b = a$	$b = c$
$c = b$	$c = b$

Es ist also die Achsenebene in beiden \neq , nämlich \neq (001) des Olivins, während die Mittellinien a und c vertauscht sind.

Offenbar handelt es sich hier um ein Umwandlungsprodukt ähnlich dem, welches ZIRKEL⁷⁵⁾ von Steinheim bei Hanau erwähnt und welches MICHEL LÉVY⁷⁶⁾ als „corps ferrugineux“ anführt und das er später⁷⁷⁾ als „minéral rouge“ beschreibt. Nach ihm sind aber c im Olivin und in der Pseudomorphose parallel, während b und a vertauscht sind, der negative wahre Achsenwinkel beträgt 70° , die Doppelbrechung soll die des Olivins erreichen, die Lichtbrechung

⁷⁵⁾ F. ZIRKEL, Basaltgesteine, S. 63 und 65.

⁷⁶⁾ A. MICHEL LÉVY und A. LACROIX, Minéraux des Roches. Paris 1888, S. 248.

⁷⁷⁾ A. MICHEL LÉVY, Bull. de la Soc. Géol. de France. 1890, S. 831.

die des Pyroxens. SIGMUND⁷⁸⁾ und WIEGEL⁷⁹⁾ fanden bei ähnlichen Bildungen dieselbe Orientierung wie MICHEL LÉVY, während die Beobachtungen STARK's⁸⁰⁾ in Gesteinen Ustikas mit denen am Weidersberg übereinstimmen: Das „Rote Mineral“ ist in allen Schnitten anders orientiert wie der Olivin. STARK⁸¹⁾ untersuchte außerdem das „Rote Mineral“ im Basalt von Langenscheid in Nassau und fand dort für eine Varietät mit großem negativem Achsenwinkel ($2V = 70^\circ$) die Lage der Achsenebene in (100) und die Orientierung: $a = b$, $b = c$, $c = a$, also abermals eine andere Abweichung von MICHEL LÉVY. Wieder andere Orientierung fand LAWSON⁸²⁾, welcher die Pseudomorphose als eine Ausscheidung aus dem Magma betrachtete und ihr den Namen Iddingsit gab. Er bestimmte, indem er die kristallographische Aufstellung des Olivins wählte: $a = a$, $b = b$, $c = c$.

Einen frischen Rand, von dem Doss⁸³⁾ spricht, konnte ich nicht beobachten. Wohl aber ist der Kern oft noch vollkommen frisch, bei vollständig umgewandeltem Rande. Häufig tritt die Erscheinung auf, besonders bei größeren Olivinen, daß der rotumrandete Kern in ein grünliches Mineral umgewandelt wurde, welches fast einachsigt negativ ist, und wechselnde Doppelbrechung hat, bis zu der des Augits ansteigend; im wirrschuppigen Aggregat sieht man bisweilen einheitlich polarisierende Stellen; es steht demnach dem schon oft erwähnten grünlichen Zersetzungsprodukt des Olivins wenigstens sehr nahe, wenn es nicht mit ihm identisch ist. Im Handstück bildet es die schon erwähnten gelblich-grünen lockeren, pulverigen Massen.

⁷⁸⁾ AL. SIGMUND, Nephelinbasanit des Steinberges bei Feldbach. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. 16, 1897, S. 356.

⁷⁹⁾ H. WIEGEL, Die Verwitterungserscheinungen des basaltischen Olivins, insbesondere das „Rote Mineral“. Zentralbl. f. Min. usw., 1907, S. 374.

⁸⁰⁾ M. STARK, Die Gesteine Ustikas. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. 23, 1904, S. 487.

⁸¹⁾ M. STARK, Geolog.-petrogr. Aufnahme der Euganeen. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. 27, 1908, S. 477.

⁸²⁾ ANDR. C. LAWSON, The Geology of Carmelo Bay. Bull. of the Department of Geology, University of California, Bd. 1, 1893, S. 34.

⁸³⁾ BRUNO DOSS, Die basaltischen Laven und Tuffe der Provinz Haurân und von Dîret et Tulûl in Syrien. TSCHERM. Mineral. u. petrogr. Mitteil., Bd. 7, 1886, S. 493.

Sehr merkwürdig ist nun die ziemlich häufige Beobachtung, daß zwischen dem rotbraunen Rand und dem grünen Kern eine vollkommen frische Zone des unzersetzten Olivins sich findet, ohne daß Risse im frischen Olivin zwischen beiden zersetzten Zonen vermitteln würden.

Von kalter Salzsäure wird sowohl das rote, als auch das grüne Umwandlungsprodukt leicht zersetzt unter Ausscheidung von Kieselsäuregallerte. Legt man den Dünnschliff nach Behandlung mit verdünnter Salzsäure in Brillantgrün, so sieht man, wie überall die Zersetzungsprodukte aus dem Olivin herausgelöst sind und lebhaft grün gefärbt erscheinen. Es muß das besonders betont werden, weil Doss⁸⁴⁾ die gegenteilige Angabe macht.

Von einer „Verrostung“ des Olivins, oder von einer „Limonitbildung“ kann man demnach, wie es wohl manchmal geschieht, nicht sprechen. Es handelt sich jedenfalls um neugebildete Silikate.

Die Augiteinsprenglinge sind gut umgrenzt und zeigen gewöhnlich Zonarstruktur. Der Kern ist schwach grünlich gefärbt und reich an Glaseinschlüssen, welche dem Rand vollständig fehlen. Dieser ist braunviolett, von schwachem Pleochroismus. Es ist somit der Kern ein mehr diopsidischer Augit, während der Rand zum Titanaugit zu stellen ist. Wie bei Triebendorf wurde auch hier einmal ein schlecht umgrenzter, größerer rhombischer Pyroxen beobachtet, welcher ringsum einen Schmelzrand besitzt, aus Olivinkörnern bestehend.

Die zahlreichen Grundmasseaugite sind braun gefärbt, ohne Pleochroismus. Daneben tritt Magnetit auf und mehr oder weniger Plagioklas in Leistenform. Es ist basischer Labrador. Farbloses bis bräunliches Glas ist vorhanden, spielt aber keine wichtige Rolle. In kleinen Poren sieht man hier und da etwas Opal.

Es ist also das Gestein vom Weidersberg ebenfalls ein Feldspatbasalt, unterschieden von denen von Triebendorf und Steinmühle hauptsächlich durch den zum Teil verglasten, diopsidähnlichen Kern des Titanaugits. Im großen ist der auffallendste Unterschied das Auftreten der zahlreichen Einschlüsse von Olivinfels und Pyroxenit. Erstere erreichen bedeutenden Umfang, sie können kopfgroß werden. Auch hier, wie bei den Olivineinsprenglingen, zeigt sich die merkwürdige Erscheinung,

84) Ebenda, S. 494 und 495.

daß absolut frische Olivinfelse und ganz zersetzte, die bei der geringsten Berührung zerbröckeln, in nächster Nähe sich finden. Mikroskopisch ergibt sich dasselbe Bild wie bei den Einschlüssen von Groschlattengrün (S. 10), nur tritt häufiger Picotit auf in tiefbraunen Kristallen. Sehr schön ist auch die Anschmelzung des Enstatits am Rand und auf Brüchen zu beobachten, unter Neubildung von körnigem Olivin und eines stengligen Aggregats von monoklinen Pyroxen. In den verschiedenen Mineralien dieser Lherzolithie sieht man Opal, manchmal mit einem Aragonitkern, in Tropfenform erscheinen. Einzelindividuen von Olivin, Enstatit und Diopsid lassen sich neben den Olivinfelsen und Pyroxeniten recht häufig beobachten.

Granitische Einschlüsse.

Große Graniteinschlüsse sind mir vom Weidersberg nicht bekannt geworden. Nicht selten aber sieht man kleine, weiße Einschlüsse im Basalt, welche zweifellos dem Granit entstammen. Meist sind sie sehr mürbe und bröckelig, so daß sie beim Schlagen leicht aus dem Gestein herausfallen. Nur die quarzreicheren zeigen mehr Festigkeit. Mit dem bloßen Auge sieht man nur ein Gemenge von Quarz mit milchweißem Feldspat. Unter dem Mikroskop läßt der Kalifeldspat auch hier seinen kleinen Achsenwinkel erkennen. Meist ist er zertrümmert, und zwar so, daß große Individuen von einem körnigen Aggregat desselben Minerals umgeben sind. Die perthitische Verwachsung ist noch erhalten, ebenso mitunter die Mikroklinlamellen. Der Plagioklas ist gut zwillingslamelliert und steht dem Oligoklas-Andesin nahe. Der Quarz ist mit vielen Rissen durchzogen, aber nicht so sehr zertrümmert, wie der Orthoklas. Von einer Verglasung, wie in Triebendorf, konnte ich hier nichts bemerken. Der Glimmer fehlt.

Der Basalt tritt ganz ohne jede Änderung nahe an den Einschluß heran. Dann schaltet sich ein schmaler Streifen ein, welcher aus zahlreichen Augiten und einer braunen Glasmasse besteht. Endlich folgt eine Sanidinzone. Der Sanidin, durch seine schwache Lichtbrechung und den kleinen negativen Achsenwinkel gut kenntlich, sitzt in Leistenform auf der augitreichen Zone und wächst in den Einschluß hinein. Besonders deutlich zeigt sich das, wo er an Orthoklas grenzt. Der Sanidin ist an und für sich wasserklar, stellenweise aber enthält er Einschlüsse

von Glas, welche teils farblos, teils tiefbraun sind, so daß man sie in letzterem Falle für Erz halten könnte. Das farblose Glas bildet Garben und Büschel im Sanidin, das braune sehr zierliche Skelette. Auch grünlicher Augit in langen Leisten kommt in der Sanidinzone vor und bildet bisweilen ebenfalls garbenförmige Aggregate, welche sehr an Sillimanit erinnern. Doch schützt die schiefe Auslöschung vor einer Verwechslung. Endlich sind aus dieser Zone noch sehr kleine Fetzen von Biotit und einige kleine Stückchen von Katophorit zu erwähnen.

Als Neubildung sieht man im Einschluß auch hier wieder den Magnalit in typischer Entwicklung. Zonarer Aufbau ist gewöhnlich. Der Kern ist meist sehr hell, ein wenig grünlich und nur schwach aggregatpolarisierend; nach außen folgt eine fasrige Zone mit gelben Interferenzfarben, der Charakter der Fasern ist positiv. Im gewöhnlichen Licht unterscheiden sich diese nicht vom Kern. Daran schließt sich ein ganz schmaler isotroper Ring von gelblich-grüner, etwas schmutziger Farbe. Endlich kommt, scharf abgegrenzt, eine Randzone von reinem Gelbgrün, welche wieder isotrop ist, oder doch nur schwach polarisiert. Die Lichtbrechung der einzelnen Zonen ist sehr verschieden. Der stärker doppelbrechende Teil steht in seiner Lichtbrechung deutlich unter Kollolith, die fast isotropen Teile ebenso deutlich über diesem. Die angegebene Reihenfolge der Zonen ist nicht allgemein gültig. Es kommen auch Stellen vor, welche nur den einen oder anderen Teil enthalten. Gegen die Umgebung ist der Magnalit stets scharf abgegrenzt, also sicher jünger in seiner Entstehung.

In anderen Hohlräumen der Einschlüsse hat sich Aragonit gebildet, manchmal in Form radialstengliger Aggregate. Meist ist er von einem schmalen Opalrand umgeben, der wegen seiner schwachen Lichtbrechung deutlich hervortritt. Opal kommt auch ohne Aragonit vor und dieser ohne Opal. Endlich sind bisweilen die Risse im Quarz oder Feldspat mit Aragonit erfüllt.

Neubildungen treten auch unabhängig von den Einschlüssen in Hohlräumen des Basalts auf. Es sind meist radialstenglige Aggregate oder prismatische Kristalle von Aragonit, hier und da auch Kalkspatkristalle. Zwischen Karbonat und Basalt ist dann eine dünne Schicht von nierenförmigem, blauem Opal abgeschieden. Hier und da findet man den Magnalit als dünnen Überzug auf den Basalten.

Über die Lagerungsverhältnisse läßt sich nicht viel sagen. Im Steinbruch sind Basaltsäulen von einer mittleren Dicke eines halben Meters aufgeschlossen, die meist vertikal stehen, oder auch schwach geneigt sind. An der westlichen Wand liegt Basalttuff über Granitgrus und hat sich an der Kontaktstelle mit diesem vermischt. Es liegt wohl eine Lavadecke vor, die einem bis jetzt unbekanntem Eruptionsherd entstammt.

VI. Der Basaltbruch am Armannsberg.

Die Basaltkuppe des Armannsberges, nahe der Grenze von Kristallinischem und Trias gelegen, erhebt sich weithin sichtbar über die Umgebung. Die Kuppe wird gebildet von einem großen Blockmeer, das wenig Einblick bietet in den Aufbau des Vulkans und wenig geeignetes Material zum Studium liefert. Um so wichtiger ist der große Aufschluß, welcher durch das Immenreuther Basaltwerk nördlich von Armannsberg geschaffen wurde. WALDECK⁸⁵⁾ nennt die Höhe, auf welcher der Steinbruch betrieben wird, die Zinster Kuppe, weil man von Zinst bei Kulmain ostwärts unmittelbar zu ihr emporsteigt. Im Kataster trägt sie den Namen Steinwitz. Vom Basalt des Armannsberges ist der des Steinwitzerhügels durch eine Phyllitzone getrennt. Wenn im folgenden von Basalten am Armannsberg die Rede ist, so ist damit immer dieser Aufschluß gemeint.

Es handelt sich wohl um eine mächtige Basaltdecke, welche in einem großen Steinbruch abgebaut wird. Die Säulen sind über einen Meter dick und stehen durchwegs vertikal. Der Basalt ist in seinem äußeren Habitus dem vom Weidersberg sehr ähnlich. Auch hier findet man eine Menge von Ureinschlüssen in allen möglichen Kombinationen und Größen, auch hier sind ganz frische Gesteine neben durchaus zersetzten, aus denen vor allem die Olivinfelseinschlüsse als grüngelbe, pulverige Massen beim Zerschlagen herausfallen. Eine Eigentümlichkeit aber hat dieser Aufschluß: das sind die sehr häufigen „Sonnenbrenner“, ganz morsche Gesteine, welche beim Anschlagen in Trümmer zerfallen. Ein sehr großer Teil des gebrochenen Materials muß deshalb auf die Halden ge-

⁸⁵⁾ HERM. WALDECK, Beiträge zur Kenntnis der Basalte der Oberpfalz, S. 48.

worfen werden, weil es für Straßenbeschotterung gänzlich unbrauchbar ist.

Auch unter dem Mikroskop zeigt sich die Ähnlichkeit mit dem Weidersberger Basalt. Einsprenglinge von Olivin, teils frisch, teils in das Rote Mineral umgewandelt und Titanaugit, wie am Weidersberg mit einem grünen, zum Teil verglasten, diopsidähnlichen Kern. Die Grundmasse enthält zunächst dieselben Mineralien, wie die der Basalte am Weidersberg, nämlich viel Augit, Magnetit und basischen Labrador. Daneben aber sieht man stets Nephelin in geringerer oder größerer Menge, der infolge seiner schwächeren Lichtbrechung deutlich hervortritt. Er hat keine Kristallform, sondern füllt die Räume zwischen den übrigen Mineralien aus. Apatit tritt wenig hervor. Wir haben also hier einen bis jetzt noch nicht angetroffenen Typus vor uns, einen nephelinführenden Feldspatbasalt.

In kleinen Hohlräumen hat sich Phillipsit gebildet. Man sieht öfters Durchkreuzungszwillinge, bei denen beide Teile $\perp c$ sind. c halbiert einen sehr großen Achsenwinkel. Das weist auf negativen Charakter des Minerals hin, wie er in Groschlattengrün für gewöhnlich beobachtet wurde (S. 26). Ausgebildete Kristalle von Phillipsit sind bis jetzt nicht bekannt geworden. Neben Phillipsit findet sich in kleinen Hohlräumen ein im Dünnschliff meist farbloser Magnalit.

Die Urausscheidungen sind zum größten Teil Olivinfels (Lherzolith), wie sie früher beschrieben wurden. Häufig sind aber auch Pyroxenite oder Einzelindividuen von Olivin und Pyroxen. Der Olivin der Einschlüsse sowohl, wie die Olivineinsprenglinge sind oft weitgehend zersetzt in ganz derselben Weise, wie am Weidersberg. Nicht selten ist der Olivin aber auch fast ganz frisch, nur daß man hier und da grüne Umwandlungsprodukte sieht von glimmerähnlichem Habitus, von schwacher Licht- und starker Doppelbrechung und negativem, sehr kleinem Achsenwinkel. Die Lichtbrechung ist so niedrig, daß α sehr tief unter der des Kolloliths liegt, γ dessen Lichtbrechung kaum übersteigt. Beides, Lichtbrechung und Doppelbrechung, schließen also, wie in allen Basalten der Oberpfalz, Serpentin unbedingt aus. In anderen Schliffen und selbst an anderen Stellen desselben Schliffes ist der Olivin ganz oder fast ganz in das erwähnte Rote Mineral umgewandelt und es läßt sich dann beobachten, wie das

grüne Mineral allmählich in das rotbraune übergeht, wodurch die Anschauung ZIRKEL's bestätigt wird, daß beide Bildungen ein verschiedenes Stadium der Zersetzung darstellen,⁸⁶⁾ und zwar handelt es sich wohl um verschiedene Oxydationsstufen des Eisens in den beiden Silikaten.

Wie am Weidersberg beobachtet man auch hier häufig, daß ein rot umrandeter Olivin im Kern zu einem grünen Mineral geworden ist, welches, wie dort, meist schuppig aufgebaut ist und Aggregatpolarisation zeigt, nicht selten aber auch einheitlich auslöscht und in der Doppelbrechung wenigstens an Augit heranreicht und einen kleinen negativen Achsenwinkel zeigt, was alles wieder gegen Serpentin spricht. Einzelne Teile erscheinen allerdings ganz isotrop. Zwischen rotem Rand und grünem Kern ist, wie am Weidersberg, oft eine Zone von frischem Olivin erhalten. Größere Olivinfelseinschlüsse sind nicht selten ganz in das grüne Mineral umgewandelt und bilden dann eine gelblich-grüne, im Wasser zerfallende Masse, welche sich schon durch das Fehlen des Glasglanzes vom Olivin unterscheidet. In kalter, verdünnter Salzsäure zersetzt sie sich unter Ausscheidung von gelatinöser Kieselsäure. Die Lösung ergibt viel Fe und Mg, etwas Al und ziemlich viel Ca. Der Rückstand enthält Picotitkriställchen.

Bei den festen Basalten findet man diese Zersetzungserscheinungen nur in der Nähe der Oberfläche. Weiter von dieser aber ist der Olivin frisch, abgesehen von dem früher erwähnten grünen glimmerähnlichen Mineral, das sich überall findet. Bei den „Sonnenbrennern“ aber ist das ganze Gestein morsch und spröde. Es dringt dann auch die Umwandlung des Olivins bis ins Innerste der Säulen hinein. Man muß also wohl die zuletzt geschilderte Umwandlungserscheinung der Verwitterung zuschreiben, welche durch die Atmosphärenteilchen hervorgebracht wird.

Die „Sonnenbrenner“

sind, wie gesagt, morsche Gesteine, gegen den geringsten Druck empfindlich. Sie haben eine rauhe Oberfläche, in der viele scharfe Kanten und Spitzen aufragen, welche beim Anfassen die Hand zerschneiden. Wenn man genau zuschaut, sieht man, daß der Basalt nach allen Richtungen von Rissen durchzogen wird — besonders deutlich tritt das auf der angeschliffenen Fläche hervor —, nach denen

⁸⁶⁾ F. ZIRKEL, Basaltgesteine. S. 64 und 65.

das Gestein in unregelmäßige, erbsen- bis haselnußgroße Stückchen zerfällt. Auf diesen Rissen ist ein graublaues Verwitterungsprodukt ausgeschieden. So erscheint das ganze Gestein graublau. Außerdem treten noch kleine, schwarze, sternförmige Flecken hervor, deren Natur nicht festgestellt werden konnte. Vielleicht kommen sie nur dadurch zustande, daß hier der graublaue Überzug fehlt und man so durch die Lücken den Basalt sieht.

Im Dünnschliff beobachtet man ebenfalls die sich kreuzenden Risse sehr gut. Sie sind erfüllt mit einer amorphen, teils farblosen, teils bräunlich-schwarzen Ausscheidung, welche sich nicht näher bestimmen läßt. Diese ist es offenbar, welche den im Handstück erkennbaren blauen Überzug bildet. Nephelin und Feldspat in diesen „Sonnenbrennern“ sind ebenso frisch und unverändert, wie in den festen Basalten. Es läßt sich deshalb unmöglich die Entstehung der „Sonnenbrenner“ am *Armannsberg* auf eine Verwitterung des Nephelins oder des Feldspats zurückführen, wie es die jetzt gewöhnliche Annahme ist. Daß überhaupt die Verwitterung bei der Bildung dieser „pathologischen Facies“ der Basalte keine Rolle spielt, ersieht man deutlich daraus, daß das Innere der Säulen aus „Sonnenbrennern“ bestehen kann, während der Säulenrand noch fest und frisch ist. Der einzige Unterschied zwischen festen Basalten und Sonnenbrennern besteht darin, daß letztere von zahlreichen Rissen durchsetzt werden, welche das Gestein in kleine Stückchen zerlegen und ihm seine ganze Festigkeit nehmen. Eine Folge davon ist das Eindringen der zersetzenden Agentien, welche aber in den hier vorliegenden Basalten nur den Olivin umwandeln. Dieser ist in den Sonnenbrennern fast vollständig zu Iddingsit geworden, während bei den festen Basalten die Iddingsitbildung nur in der Nähe der Oberfläche auftritt. Alle übrigen Bestandteile sind in den Sonnenbrennern ebenso frisch, wie im festen Gestein. Von großer Bedeutung ist es ferner, daß die Risse durch alle Bestandteile des Gesteins in derselben Weise hindurchsetzen, hier einen Olivin, dort einen Augit, dann wieder einen Feldspat oder Nephelin in zwei Teile zerlegend, und doch sind diese Mineralien, mit Ausnahme des Olivins, auch unmittelbar am Riß, vollständig unverändert.

Nach *LEPPLA*⁸⁷⁾ kommt die Rißbildung bei den Sonnenbrennern dadurch zustande, daß die farblosen Bestandteile

⁸⁷⁾ A. *LEPPLA*, Über den sogenannten Sonnenbrand der Basalte. Zeitschr. f. prakt. Geol., Bd. IX, 1901, S. 170 ff.

der Grundmasse verwittern und daß dann bei dieser Verwitterung durch Volumvermehrung eine Sprengung des Gesteins erfolgt. Die Verwitterung ist also nach LEPPLA das Primäre, die Rißbildung das Sekundäre. Das verwitternde Mineral betrachtet er als Nephelin. Besonders dort, wo dieser sich anhäuft, bildet sich ein Verwitterungszentrum, von dem radiale Sprünge ausgehen. Äußerlich sind diese Stellen durch die hellen Flecken der Sonnenbrenner kenntlich. „In allgemeinen ergibt sich, daß allen nephelinhaltigen Gesteinen die Neigung zu Sonnenbrennern eigen sein kann, daß also alle Nephelinbasalte (ROSENBUSCH) und selbst die meisten Nephelinbasanite bei der Verwendung als Pflastermaterial außer Betracht bleiben müßten.“ (S. 175.)

Gegen diese praktische Regel braucht man nur anzuführen, daß die nephelinreichsten Basalte der Oberpfalz, die von Groschlattengrün, ausgezeichnet feste Gesteine sind, welche nicht im geringsten unter Sonnenbrennern leiden. Andererseits werden wir vom Hohen Parkstein nephelinfreie Basalte kennen lernen, welche typische Sonnenbrenner liefern. Auch die theoretische Erklärung LEPPLA'S findet in der Oberpfalz keine Bestätigung. Wie schon gesagt, sieht man den Nephelin ebenso frisch in den Sonnenbrennern wie in den zerstörten Basalten, es kann also Verwitterung dieses unmöglich die Ursache der Risse in den Gesteinen sein. Alles weist vielmehr darauf hin, daß die Risse das Primäre sind, welche dann die Veranlassung bieten konnten zu einer weitgehenden Verwitterung des Olivins, während der Nephelin auch jetzt unverändert erhalten blieb.

Fragt man nun nach der Ursache der Risse, so wird man wohl kaum fehlgehen, wenn man annimmt, daß dieselben in einer bei der Erstarrung des Gesteins auftretenden Absonderung ihre Grundlage haben, entsprechend der perlitischen Absonderung mancher Gläser. Es wäre demnach der Sonnenbrenner ein perlitisch oder kokkolithisch erstarrter Basalt, der infolge dieser Absonderungsform einerseits zum Verfall in kleine Stückchen neigt, andererseits den verwitternden Agentien Zutritt bis ins Innerste gewährt. Sowohl durch diese Absonderung, als auch durch die nachfolgende Verwitterung auf den Absonderungsflächen verliert der Basalt jede Festigkeit und zerfällt „kokkolithisch“, wie schon die älteren Geologen sich aus-

drückten, wird zu einem „Perlbasalt“, wie GÜMBEL⁸⁸⁾ ihn nennt.

Die Flecken, die das zuerst Auffallende bei Sonnenbrennern sind, rühren von den auf den Kluffflächen sich niederschlagenden Verwitterungsprodukten her, sie sind deshalb eine Folgeerscheinung, keineswegs aber die Ursache der Zerstörung in den Sonnenbrennern. Mit einer Anhäufung der hellen Gemengteile (Nephelin) haben diese Flecken, bei den uns jetzt beschäftigenden Basalten wenigstens, nichts zu tun. Die Basalte im Steinbruch am *Armannsberg* sind gleichmäßig zusammengesetzt. Hier und da kommen freilich Anhäufungen von hellen Bestandteilen vor; sie sind dann aber ganz unregelmäßig verteilt, während die Flecken der Sonnenbrenner in gleichen Abständen auf der ganzen Oberfläche erscheinen. Zudem finden sich diese Anhäufungen ebensowohl in den frischen Basalten, als auch in den Sonnenbrennern, und in beiden sind sie absolut frisch. Sie können also keine Verwitterungszentren bilden, von denen radial Sprünge ausgehen. In der Tat sieht man auch, wie die Risse sich nicht im geringsten um solche Anhäufungen bekümmern, sondern wie dieselben durch alle Bestandteile gleichmäßig hindurchsetzen und sich dort kreuzen, wo sie sich gerade treffen.

Es wurde schon darauf hingewiesen, daß der Kern der Basaltsäulen die Eigenschaften der Sonnenbrenner aufweisen kann, während der Rand noch frisch ist. Allem Anschein nach ist das eine häufige Erscheinung. LEPPLA selbst erwähnt solche Beispiele und sucht sie bei dem Vorkommen von *Wilsenrod* in der Weise zu erklären, daß im Kern das helle Mineral sich angereichert habe, wie in der Tat der höhere Natrongehalt des Kerns einer Säule gegenüber dem Rand bestätigt (S. 175). Ohne dieses anzweifeln zu wollen, muß doch betont werden, daß es nicht angeht, eine solche Feststellung zu verallgemeinern. Die Absonderung in Säulen geht vor sich, nachdem der Basalt schon eine gewisse Festigkeit erreicht hat, wie aus der nicht seltenen Beobachtung sich ergibt, daß Kristalle bei der Absonderung auseinandergerissen werden, so daß die Bruchstücke in zwei benachbarten Säulen sich finden. In dieser Periode ist aber eine Differenzierung der Bestandteile nicht mehr möglich, und deshalb wäre es ganz undenkbar, daß der

⁸⁸⁾ C. W. GÜMBEL, Die Geologie von Bayern, Bd. I, S. 138.

Nephelin sich stets im Kern der Säule anhäufen sollte. Wenn es trotzdem einmal vorkommt, so kann das nur ein Zufall sein, der unabhängig von der Säulenbildung ist. LEPLA sagt aber ganz allgemein von den Basaltsäulen in Wilsenrod: „Der Kern der Säulen ist hellgefleckt und von unebenem, muscheligen Bruch . . . Die äußere, 2—10 cm dicke Schale der Säulen, ist nicht gefleckt und scheinbar gesund, muscheligen und eben brechend“ (S. 172). Dasselbe beobachtete er beim Basalt von Schlossheck bei Westerburg. Meine Beobachtungen ergänzen diese Angaben LEPLAS. Von der Zinster Kuppe wurden diese schon erwähnt. Später werden wir typische Sonnenbrenner vom Hohen Parkstein kennen lernen, bei denen der Kern der Säule mürbe ist und vollständig zerfällt, während der Rand frisch und fest blieb, und doch hat diese Säule jahrzehntelang an der Oberfläche gelegen, so daß der feste Rand ebensolange den verwitternden Agentien ausgesetzt war, wie der morsche Kern. In der chemisch-mineralogischen Zusammensetzung herrscht auch hier im Kern und am Rand volle Übereinstimmung. Auch LORD⁸⁹⁾ erwähnt, daß die Basaltblöcke, welche im Reichsforst herumliegen, oft im Zentrum eine „grobkokkolithische“ Ausbildung zeigen, während die Randteile aus dichtem Basalt bestehen.

Es bleibt also nichts anderes übrig, als an eine primäre Absonderung zu denken. Man könnte sich den Vorgang vielleicht in folgender Weise vorstellen: Sobald sich im Basalt die Absonderungsklüfte gebildet haben, können die in den Basaltsäulen noch vorhandenen Gase auf den Klüften abziehen, und es tritt deshalb an den Kluftwänden eine raschere Entgasung ein, als im Innern der Säulen. Entgasung wirkt aber in derselben Weise, wie schnellere Abkühlung: Das Säulenäußere erstarrt rascher, als der Kern. Infolgedessen bildet sich am Rand der Säulen eine feste Kruste. Wenn nun im Laufe der Zeit auch der Kern durch Entgasung und Abkühlung vollkommen erstarrt und sich dabei zusammenzieht, so ist er für die Kruste zu klein. Es müssen deshalb Absonderungsrisse im Kleinen entstehen, wie früher die großen Absonderungsklüfte zwischen den Säulen sich bildeten. Man könnte auch versucht sein, an eine raschere Abkühlung auf den Rissen zwischen den Säulen zu denken. Aber es ist doch unwahr-

⁸⁹⁾ LORD, Basalte des Fichtelgebirges, S. 21.

scheinlich, daß hier die Temperatur merklich rascher abnehme, als in den Säulen selbst, da die entweichenden Gase dieselbe auf annähernd gleicher Höhe halten werden, während der Verlust dieser Gase, welche auf den Klüften frei in die Luft entweichen können, für die rasche Erstarrung der Klüftwände von viel größerem Einfluß sein muß.

Exogene Einschlüsse.

Einschlüsse fremdartiger Gesteine sind im Basalt des Steinwitzhügels nicht gerade zahlreich. Merkwürdigerweise findet man noch am häufigsten Granite, obschon nach der GÜMBEL'Schen Karte, Blatt Erbsendorf, die Granitgrenze 4 km entfernt liegt, und der Basalt Phyllite durchbricht. Es müssen also wohl unter diesen Granite vorhandenen sein. Ein größerer Graniteinschluß liegt vor, bei dem die Orthoklaseinsprenglinge deutlich hervortreten. Der Quarz ist sehr bröcklig, der Glimmer verschwunden. Auffallend ist die löchrige Beschaffenheit des ganzen Granits. Diese tritt bei kleineren Einschlüssen noch mehr hervor. Sie sind manchmal schwammig geworden, am meisten in der Nähe der Basaltgrenze. Bei einem Einschluß, der mehr quarzitisch ist, hat der Quarz einen glasigen Überzug, und in der Nähe der Basaltgrenze ist er ganz zu Glas geworden, welches durch Verwitterung Wabenstruktur angenommen hat.

Unter dem Mikroskop zeigt der mit Albitschnüren durchzogene Kalifeldspat kleinen Achsenwinkel und ist mit einem parallel orientierten Sanidinrand umgeben, der durch seine wasserhelle Beschaffenheit und durch das Fehlen der Albitschnüren auffällt. Der Plagioklas, ein Andesin, ist am Rand und auf Rissen aufgelöst, und Sanidin ist an seine Stelle getreten. Der Quarz löscht undulös aus. Er ist stellenweise ebenfalls durch Sanidin ersetzt, und dieser dringt buchtenartig in ihn hinein, ebenso wie in die Feldspate. Gewöhnlich wird der Sanidin, wo er an den Quarz anstößt oder in ihn eindringt, sehr trübe, als wenn er mit Glas imprägniert wäre. Der Quarz ist reich an Einschlüssen, welche zum Teil aus Glas bestehen, zum Teil aber wohl Rutilnadelchen sind. Bei dem oben erwähnten, schon oberflächlich verglasten Quarz, erreichen die Glaseinschlüsse bedeutende Größe, manchmal so, daß die Bruchstücke großer Quarzindividuen ihren Zusammenhang verloren haben und im Glase schwimmen. Meist aber tritt das Glas in den Einschlüssen zurück; der Sanidin scheint

seine Stelle zu vertreten. Von anderen Neubildungen findet man Spinelloktaederchen und etwas Sillimanit, meist in faseriger Form.

Die Grenzzone zwischen Basalt und Einschluß ist sehr reich an wasserklarem oder durch Einschlüsse getrübbtem Sanidin, welcher farblose Nadelchen enthält, deren Natur sich nicht deuten ließ. An den Sanidin grenzt manchmal eine farblose, amorphe Masse, ein wenig schwächer lichtbrechend als dieser und dieselben Nadelchen umschließend. Vermutlich haben wir hier wieder eine amorphe Sanidin-substanz vor uns, wie sie bei den Einschlüssen von Grotschlattengrün schon erwähnt und zu erklären versucht wurde (S. 17). Im Sanidin und in dieser amorphen Bildung sieht man bisweilen farblose, isotrope Tropfen oder Schnüre. Wegen der schwachen Lichtbrechung treten sie deutlich hervor. Es sind offenbar glasige Ausscheidungen. Der Sanidin bildet nicht selten langgestreckte Leisten, welche radial angeordnet sind und dann auch schon im Handstück auffallen und einem Natrolith ähnlich sehen.

Im Sanidin schwimmen viele Augitkristalle, teils gut umgrenzt, teils zerfetzt und zerfasert. Dann sehen sie dem Sillimanit ähnlich, löschen aber schief aus. Nahe beim Basalt sind es Titanaugite, etwas weiter davon entfernt werden sie im Dünnschliff fast farblos, während sie im Handstück grün sind und der ganzen Zone ihre grüne Färbung verleihen. Oft sieht man Einschlüsse von Sanidin im Augit, manchmal tritt sogar echte Siebstruktur auf, indem ein einheitliches Augitindividuum ganz durchlöchert und mit Sanidin erfüllt ist. Die Augite wachsen nicht selten als Ägirin fort, welches Mineral außerdem in selbständiger Ausbildung vorkommt, aber schlecht entwickelt ist. Kato-phorit ist in sehr geringer Menge vorhanden. Dazu kommt noch Apatit und Magnalit, letzterer ist aber für das Gesamtbild ohne Bedeutung.

Der Basalt zeigt an der Einschlußgrenze wenig Veränderung. Das einzige ist eine Konzentration des Augits und Zurücktreten der übrigen Bestandteile. Dann aber folgt der in jeder Beziehung normale Basalt.

Von anderen Einschlüssen kommen nur noch gefrittete Sandsteine in Betracht; es sind feinkörnige Gesteine mit glasigem Überzug.

Neubildungen.

Eine Eigentümlichkeit für die Basalte beim Armannsberg ist das häufige Vorkommen eines Hyalitüber-

zuges. Er bildet eine dünne, glasige Schicht mit nierenförmiger Oberfläche, meist farblos, manchmal schwärzlich. Im Dünnschliff beobachtet man Spannungsdoppelbrechung. Auch in den Basalt ist der Opal eingedrungen; er erfüllt Hohlräume in demselben. Phillipsit als Neubildung wurde schon erwähnt, er tritt fürs bloße Auge nicht hervor.

Eine wichtige Rolle spielen wieder Phosphorite, welche teils als Ausfüllung der Klüfte zwischen den Säulen, teils in Gängen auftreten. Schon WALDECK⁹⁰⁾ erwähnt diese Bildungen: „Eine 5—8 m mächtige Verwitterungsschicht bzw. -zone ist vielfach durchsetzt mit phosphorit-, steinmark- und specksteinähnlichen Substanzen, die namentlich in dem jetzt verlassenen westlichen unteren Bruch in großer Menge zusammengeschwemmt sind.“ Als Analysenresultat gibt er an:

Si O ₂	5,75 %
Ti O ₂	8,74 %
Al ₂ O ₃	20,11 %
Fe ₂ O ₃	0,51 %
Ca O	28,24 %
Mg O	0,45 %
P ₂ O ₅	31,68 %
C O ₂	0,82 %
H ₂ O	3,59 %
	<hr/>
	99,89 %

Es ist also, sagt WALDECK, ein Gemenge von Phosphorit, Steinmark und Bauxit. Die Analyse wäre wohl einer Nachprüfung sehr bedürftig. Zu 31,68% P₂O₅ sind 37,38% Ca O erforderlich, 28,24% genügen nicht. Jedenfalls ist es ein phosphoritreiches Gemenge, das aber zweifellos nicht aus einer Verwitterungsschicht stammt, sondern aus den Kluftausfüllungen und Gängen zusammengeschwemmt wurde. Über erstere ist nicht viel zu sagen, sie sind den von Groschlattengrün beschriebenen Bildungen durchaus ähnlich. Um so interessanter sind die Phosphoritgänge. Sie treten auf in der gegen Norden gelegenen Wand des Steinbruchs und durchsetzen vertikal den Basalt in ähnlicher Weise, wie es in Triebendorf beobachtet wurde. Auch hier ist der Phosphorit von einer mehr oder weniger breiten Zone zersetzten Basalts umgeben. Die Mächtigkeit beträgt gewöhnlich nur einige Zentimeter. Der Phosphoritgehalt ist aber ziemlich hoch,

⁹⁰⁾ WALDECK, Basalte der Oberpfalz, S. 48.

wenn auch fremde Stoffe in beträchtlichem Ausmaße beigemischt sind.

Eigenartig sind Bildungen, welche etwas weiter nach Westen ebenfalls an einer gegen Norden gelegenen, ost-westlich streichenden Basaltwand des Steinbruchs zu beobachten sind. Fig. 5 gibt die Erscheinungen wieder. Horizontal durch frische Basalte hindurchsetzend, sieht man wenig mächtige Einlagerungen, welche teils aus schlackigen Basaltbomben, teils aus grauen, tonigen oder weißlich-grauen, feinkörnigen, sandsteinartigen Gebilden bestehen. In letzteren gewahrt man größere oder kleinere

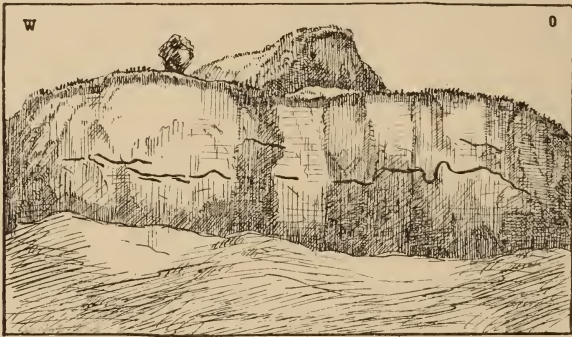


Fig. 5. Basaltbruch am Armannsberg, Nordwand. Horizontal dem festen Basalt eingelagertes Tuffsediment (?).

Basaltlapilli und mit Hilfe der Lupe zahlreiche Glimmerblättchen. Im Dünnschliff besteht der Sandstein aus klastischen Quarzstückchen, in serizitartigem Glimmer eingebettet. Auch Glimmerleistchen sieht man häufig. Daneben kommt ein dem Magnalit im optischen Verhalten nahestehendes Mineral in größeren Stücken vor. Die Basaltlapilli sind stark zersetzt. Demnach muß wohl die Bildung als Tuffsediment gedeutet werden. Wie dieses aber zwischen die kompakten Basalte kommt, ist mir ein Rätsel, für dessen Lösung einstweilen jeder Anhaltspunkt fehlt.

VII. Der Hohe Parkstein.

Der Basalt des Hohen Parksteins bei Weiden ist ein graulich-schwarzes Gestein, in dem Olivineinsprenglinge schon mit bloßem Auge sichtbar sind. Olivinfelseinschlüsse sind kaum vorhanden, wohl aber sehr viele

Einschlüsse eines Basaltjaspis von grauer bis violetter Farbe in typischer Entwicklung.

Unter dem Mikroskop gibt das Gestein sich als einen Feldspatbasalt zu erkennen, der reich ist an oft wohl umgrenzten Olivineinsprenglingen. Neben ganz frischen kommen auch hier sehr stark zersetzte Olivine vor. Die Zersetzung beginnt mit der Bildung des glimmerähnlichen Minerals von grüner Farbe von kaum merklichem Pleochroismus und hoher Doppelbrechung. In der Nähe der Oberfläche tritt auch das braunrote Verwitterungsprodukt, der Iddingsit, auf. Einsprenglinge von Titanaugit sind seltener. Die Grundmasse ist sehr reich an Augit, etwas ärmer an Magnetit. Der Plagioklas, dem Labrador nahestehend, tritt in Leistenform auf, welche sich oft in Nestern und Schlieren anhäufen. Ein schwach lichtbrechendes Glas bildet mit etwas Plagioklas die Füllmasse. Sehr kleine Biotitleisten, welche einmal beobachtet wurden, sind vielleicht auf Einschlüsse zurückzuführen. Nephelin konnte trotz sorgfältigen Suchens nicht gefunden werden. Auch LORD⁹¹⁾ erwähnt dieses Mineral nicht, sondern spricht von einem Plagioklasbasalt mit holokristallin-porphyrischer Grundmasse. GÜMBEL⁹²⁾ hingegen sagt, der Basalt des Hohen Parksteins sei nephelinführend, obschon er, nach GÜMBELS eigener Angabe, nur schwach gelatiniert.

Neben festen Gesteinen kommen am Parkstein überaus typische „Sonnenbrenner“ vor, sehr morsche Gesteine, die beim bloßen Anfassen schon in erbsengroße Stückchen zerfallen. Charakteristisch sind die hellen Flecken mit einem Durchmesser von 2—3 mm, welche sich in fast regelmäßigen Abständen von etwa 5 mm über die ganze rauhe Oberfläche verteilen. Wie früher schon erwähnt wurde (S. 76), konnte hier die Beobachtung gemacht werden, daß bei einer Säule der Rand aus ganz festem Basalt bestand, der Kern aber typischer Sonnenbrenner war, obschon der Kopf dieser noch anstehenden Säule schon viele Jahre hindurch den Verwitterungseinflüssen ausgesetzt war. Es muß also der Unterschied von Rand und Kern in der Beschaffenheit des Basalts begründet sein. Im Dünnschliff und selbst schon im angeschliffenen Handstück sieht man auch hier beim Sonnenbrenner zahlreiche, sich kreuzende

⁹¹⁾ LORD, A. a. O., S. 26.

⁹²⁾ C. W. GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges, S. 253.

Risse, welche durch alle Mineralien hindurchsetzen, ohne diese auch nur im geringsten in ihrem Bestand zu beeinflussen. Die Risse sind meist ausgefüllt mit einer bräunlich-gelben, schmutzigen, amorphen Masse. Es kommt aber auch eine rein gelbliche Füllung vor mit den optischen Eigenschaften des Magnalits. Diese Risse und ihr Belag sind das einzige, wodurch die Sonnenbrenner sich vom festen Gestein unterscheiden. Von Verwitterung der hellen Bestandteile ist nichts zu sehen. Merkwürdigerweise ist im untersuchten Sonnenbrenner sogar der Olivin frischer, als der Olivin in der Nähe des Randes im festen Basalt. Alles das schließt es aus, daß die Sonnenbrennereigenschaften durch Verwitterung hervorgebracht wären. Auch die hier tatsächlich vorhandenen Plagioklasnester sind für die Ausbildung der Sonnenbrenner ohne Bedeutung, denn erstens sind die weißen Flecken regelmäßig im Gestein verteilt, die Nester aber ganz unregelmäßig, zweitens sieht man an diesen Nestern keine Spur von Verwitterung, und die Risse gehen nicht von ihnen aus, sondern sind ganz unabhängig, drittens haben die frischen Basalte diese Nester ebenso, wie die Sonnenbrenner. Sie müßten also bei der Länge der Zeit ebenso verwittert sein und deshalb auch den frischen Basalt zu einem Sonnenbrenner umgestaltet haben. Es bleibt also auch hier nichts anderes übrig, als an eine primäre Anlage der Sonnenbrenner zu denken, wie es S. 74 auseinandergesetzt wurde.

E i n s c h l ü s s e.

Im Dünnschliff des Basalts treten zahlreiche Quarz-
a u g e n hervor, mit einem Pyroxenrand umgeben. Der Pyroxen bildet feine Nadeln und ist für gewöhnlich grünlich gefärbt. Nicht selten geht er in Ägirin über. Auch Katophorit findet sich in der Randzone. Pyroxen und Hornblende schwimmen im Sanidin, welcher meist Leisten bildet. An Stelle des Sanidins kann in den Augen auch Glas treten. Kleine Quarzkörner sind ganz aufgezehrt, so daß man nur noch die Pyroxenanhäufungen mit Sanidin oder Glas sieht. Es wurden auch Augen von Kalifeldspat mit einem klaren Sanidinrand beobachtet.

Größere Einschlüsse von Basaltjaspis mit grauer oder violetter Farbe lassen den klastischen Charakter im Dünnschliff noch gut erkennen: eckige Bruchstücke von Quarz und Feldspat sind in eine amorphe Masse eingebettet. Der Quarz ist reich an Glaseinschlüssen, oder hat einen Glas-

rand, oder aber ist ganz zu Glas geworden. Die amorphe Zwischenmasse scheint ebenfalls Glas zu sein, welches im Gegensatz zum farblosen Quarzglas braun ist. Es ist offenbar das umgewandelte Bindemittel des früheren Sandsteins. Neubildungen von Mineralien können fehlen oder auch vorhanden sein. EGENTER beschreibt Einschlüsse ohne Neubildungen.⁹³⁾ Mir lag ein solcher vor, bei dem im reichlich ausgeschiedenen Glas, welches fluidal die Quarz- und Feldspatbruchstücke umgibt, sehr viel Cordierit und Spinell sich gebildet haben. Letzterer ist manchmal so dicht angehäuft, daß das Glas undurchsichtig wird. LORD⁹⁴⁾ erwähnt außer diesen beiden Mineralien auch noch Sillimanit. Der Basalt enthält nach LORD an der Grenze gegen den Jaspis wohlausgebildete Einsprenglinge von zwillingslamelliertem Plagioklas, welcher oft mit Augiteinschlüssen erfüllt ist.

An der südwestlichen Seite des Hohen Parksteins ist jetzt ein Aufschluß entstanden, welcher nach Abbruch des Basalts eine senkrechte Tuffwand bloßlegte. In ihr sieht man zahlreiche, über kopfgroße Blöcke von Trias-sedimenten. Sie sind teils zu dichtem Basaltjaspis von grauer Farbe geworden, teils sind es noch mehr oder weniger grobkörnige Sandsteine (Arkosen), in denen man schon mit bloßem Auge die Spaltflächen zahlreicher Feldspate erkennen kann. Dazwischen sind auch hier wieder Partien vom Habitus eines Basaltjaspis. Eine Probe einer solchen Arkose ergab im Dünnschliff Bruchstücke von Quarz und Kalifeldspat, beide reich an Einschlüssen. Der Quarz hat gewöhnlich einen schmalen Glasrand, auch auf schmalen Rissen dringt Glas ein. Nur einmal sieht man einen Sanidingang ein einheitliches Quarzstück durchsetzen. Der Kalifeldspat ist sehr trübe und hat kleinen Achsenwinkel. Außerdem kommen einige große Lappen eines schwarzen Eisenerzes und Rutilkriställchen vor. Einige Leisten lassen aus ihrer Form auf ursprünglichen Glimmer schließen. Das Bindemittel ist amorph, bräunlich gefärbt, manchmal etwas schmutzig.

Geologisch

ist der Aufschluß am Hohen Parkstein einer der interessantesten. Es handelt sich, wie Kartenskizze Fig. 6 zeigt, zweifellos um einen NW—SO streichenden Basalt-

⁹³⁾ A. a. O., S. 9.

⁹⁴⁾ A. a. O., S. 33.

gang, welcher in Basalttuff eindrang. Es ist von Bedeutung, daß die Fortsetzung dieses Ganges sowohl im Nordwesten, als auch im Osten durch kleine Basaltaufbrüche sichergestellt ist. Sie wurden auf der Kartenskizze eingetragen. Die größte Breite des Ganges beträgt 50 m, bei dem alten Steinbruch unterhalb der Kapelle nur 25 m. Im Nordosten bricht er plötzlich ab, um zunächst im Ort Parkstein selbst und dann an der Nordostgrenze des-



Fig. 6. Basaltgang am Hohen Parkstein, 1 : 5000.

Der Schloßberg besteht aus Tuff, welcher vom Basalt durchbrochen wird. Auch die 5 kleinen Basaltdurchbrüche nordwestlich und östlich von der Hauptmasse stecken im Tuff.

selben ein zweites Mal als ganz schmaler Gang wieder aufzutauchen. Letzterer Gang ist $1\frac{1}{2}$ —2 m breit und auf 10 m Länge aufgeschlossen. Er ist beiderseits von senkrechten Tuffwänden begrenzt. Nach Südwesten verschmälert der Hauptgang sich zu 7 m und verschwindet dann ebenfalls; weiter im Südwesten aber sieht man in seiner Verlängerung an drei Stellen kleine Basaltaufbrüche.

Der unregelmäßige Verlauf der Nordwestgrenze macht es wohl sehr wahrscheinlich, daß hier der Gang von Tuffen überdeckt wird, also z. B. bei der Kapelle nicht bis an

die Oberfläche drang. Die Südostseite grenzt aber, wie man es im alten Steinbruch noch beobachten kann, vertikal an die Tuffe. Dasselbe gilt für die Nordwestgrenze im Südwesten, wo im neuen Aufschluß die vertikale Tuffwand mit großen Triasblöcken zu sehen ist. Hier ist also der Gang in Wirklichkeit nur einige Meter mächtig.

Die bekannte fächerförmige Stellung der nur einige Dezimeter mächtigen Säulen gibt Taf. I, Fig. 3, im Bilde wieder. Man sieht an der Südwestgrenze, im Vordergrund des Bildes, wie die Säulen senkrecht auf der Abkühlungsfläche stehen, nämlich horizontal, weil sie an eine senkrechte Tuffwand grenzen. Dann aber richten sich die Säulen auf, bis sie, etwa in der Mitte des Ganges, senkrecht stehen und sich sogar nach Südwesten zu umbiegen, wodurch die Fächerform entsteht. Die nordöstliche Hälfte des Ganges ist nicht aufgeschlossen, wohl zum Teil unter den Tuffen verborgen. GÜMBEL sagt:⁹⁵⁾ „Die stolze Basaltkuppe des Hohen Parksteins besteht aus einer Anzahl von Basaltsäulengruppen, die oft stark gebogen, büschelförmig, wie aus einer Spalte gepreßt, sich nach oben ausbreiten und durch Querspalten getrennt, deutlich die Spuren von Verschiebungen an sich tragen.“ Mir scheint es kaum, daß spätere tektonische Prozesse von größerer Bedeutung für die Säulenstellung geworden sind. Die Erstarrung in einem Gang würde die Verhältnisse vollkommen erklären, wenn auch spätere Verschiebungen das Bild etwas modifiziert haben mögen. Selbst das Überhängen des oberen Endes der vertikalen Säulen nach Südwesten ließe sich leicht durch eine nach Südwesten geneigte Grenzfläche der ehemaligen Tuffdecke erklären.

VIII. Der Rauhe Kulm und seine basaltischen Nachbarn.

Es bleiben uns nun noch drei Basaltvorkommen zu beschreiben, welche, wie der Hohe Parkstein, im Keupergebiet liegen. Landschaftlich der hervorragendste von ihnen ist der Rauhe Kulm, östlich von ihm liegt der Kühnhübel (Staudenbühl GÜMBELS), westlich der Kleine Kulm. Alle drei wurden von WALDECK⁹⁶⁾ ausführlich beschrieben, und seine Angaben haben besonders

⁹⁵⁾ C. W. GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des ostbayrischen Grenzgebirges. Gotha 1868, S. 803.

⁹⁶⁾ H. WALDECK, Basalte der Oberpfalz. S. 32 ff.

deshalb Bedeutung, weil damals, vor 14 Jahren, die Aufschlüsse gewiß günstiger waren als heute.

Der Rauhe Kulm,

welcher mit seiner 683 m hohen Kuppe weithin die Gegend beherrscht, ist heute ein großes Basaltblockmeer, welches teils durch natürliche Verwitterung, teils durch Befestigungsarbeiten im Neolithikum und in späterer Zeit⁹⁷⁾, seine heutige Gestalt erhalten hat. Bei etwa 630 m Seehöhe beginnt das Blockmeer und hält an bis zum Gipfel. Die Säulenform erkennt man mitunter an den Blöcken noch deutlich. Das Gestein der Kuppe ist sehr dicht und gleichmäßig, von tiefschwarzer Farbe. Es ist ein typischer Nephelinbasalt. Die Einsprenglinge von Olivin sind meist schlecht umgrenzt. Die Zersetzung, wenn eingetreten, bildet gelbliche oder auch gelblich-braune Produkte. Die Augiteinsprenglinge, weniger häufig als die des Olivins, gehören dem Titanaugit an. Die Grundmasse ist sehr augitreich; dieses Mineral ist meist ziemlich groß entwickelt, so daß die porphyrische Struktur wenig deutlich hervortritt. Magnetit ist häufig. Der Nephelin bildet in der Grundmasse die Füllung: große, einheitlich auslöschende Individuen umschließen Kriställchen von Augit und Magnetit. Ein farbloses oder bräunliches Glas tritt in schwankender Menge auf, es kann auch wohl ganz fehlen. Fast glasfreie Stellen wechseln manchmal schlierenförmig mit glasreichen und dann nephelinarmen ab. WALDECK erwähnt vier- und sechsseitige Durchschnitte von Nephelin (S. 33). Ich konnte solche nicht beobachten. Nicht selten sieht man Quarzäugen, offenbar Quarzkörner aus dem durchbrochenen Keuper. Sie sind mit einem gelblichen Glase umgeben; auf welches Augitmikrolithen folgen. Die Nephelinbasalte des Rauhen Kulm unterscheiden sich somit von denen bei Groschlattengrün durch die zahlreichen Augiteinsprenglinge, welche bei Groschlattengrün sehr selten sind, durch das Fehlen des Biotits und durch den Unterschied im Auftreten des Nephelins, welcher am Rauhen Kulm in der Form größerer, einheitlicher Individuen eine Füllmasse bildet, während er bei Groschlattengrün in kleinen Nestern auftritt, die aus mehreren Individuen bestehen.

⁹⁷⁾ ADALB. NEISCHL, Die vor- und frühgeschichtlichen Befestigungen am Rauhen Kulm. Aus dem wissenschaftlichen Nachlaß des Verfassers, herausgegeben von HUGO OBERMAIER. Enthält sehr gute Pläne im Maßstab 1:1000.

Bei GÜMBEL⁹⁸⁾ findet sich eine Analyse des Basalts:

Si O ₂	42,17	‰
Ti O ₂	1,45	‰
Al ₂ O ₃ , Fe O, Fe ₂ O ₃	31,—	‰
Ca O	11,89	‰
Mg O	8,45	‰
K ₂ O	1,31	‰
Na ₂ O	3,43	‰
Glühverlust	1,31	‰
	<hr/>	
	101,01	‰

Östlich der Kuppe des Rauhen Kulm, gerade unterhalb des unteren Befestigungswalls, befand sich früher ein Steinbruchbetrieb. Der Aufschluß läßt erkennen, daß hier ein Basaltgang abgebaut wurde mit einem Streichen von N 70° W, der im Osten 15 m breit war, gegen Westen, auf die Kuppe zu, aber auskeilte. Die vertikalen Tuffwände sind beiderseits gut zu sehen, übrigens die einzige Stelle, an der ich Tuffe fand. An allen anderen Orten scheinen diese überrollt zu sein. Der Basalt ist an den Rändern plattig abgesondert, die Platten streichen quer zum Gang und haben eine schwache Neigung gegen Osten. In der Mitte ist die Absonderung säulig, mit horizontaler Säulenecke quer zum Gang. Etwas südlich von diesem alten Steinbruch ist ein zweiter Gang im Tuff zu sehen. Er ist nur 2 m breit und schlecht aufgeschlossen.

Der Basalt des ersten Ganges unterscheidet sich in der Struktur vom Basalt der Kuppe; er ist ausgesprochen porphyrisch. Schon mit bloßem Auge sieht man große Olivineinsprenglinge. Im Dünnschliff treten diese, sowie die Augiteinsprenglinge, gegenüber der sehr dichten, augitreichen Grundmasse sehr deutlich hervor. In der Grundmasse sind Nephelin und braunes Glas zugleich vorhanden. Man sieht also hier deutlich den Einfluß der raschen Erstarrung in einem schmalen Gang auf die Struktur der Grundmasse, welche in der mächtigeren Kuppe viel grobkörniger ausfiel. Schon WALDECK betont (S. 34), daß der Basalt des Steinbruchs die feinkörnigste Grundmasse habe, ohne allerdings auf die Gangnatur des im Steinbruch gewonnenen Basalts aufmerksam geworden zu sein. Eine Analyse dieses Gesteins durch WALDECK (S. 35) zeigt die fast vollkommene stoffliche Übereinstimmung mit dem Basalt der Kuppe:

⁹⁸⁾ GÜMBEL, Fichtelgebirge, S. 250.

Si O ₂	42,24	0,0
Ti O ₂	1,08	0,0
Al ₂ O ₃	11,93	0,0
Fe ₂ O ₃	12,43	0,0
Fe O	5,30	0,0
Ca O	11,97	0,0
Mg O	9,45	0,0
K ₂ O	1,05	0,0
Na ₂ O	3,35	0,0
Wasser u. Glühverlust	1,28	0,0
	<hr/>	
	100,08	0,0
Spez. Gewicht	3,091	

Der Kühhäbel

ist ein zweiter bedeutender Eruptionspunkt von Basalt, fast 1½ km genau östlich vom Rauhen Kulm gelegen. Kühhäbel ist dieser Punkt auf dem Katasterblatt genannt. Auch WALDECK beschrieb ihn unter diesem Namen (S. 40—42). GÜMBEL gibt offenbar diesem Aufschluß den Namen Staudenbühl. Denn er nennt „Staudenbühl“ eine Nebenkuppe des Rauhen Kulm, bei dem direkt die Grenze von anstehendem Keuper und Basalt aufgeschlossen ist.⁹⁹⁾ Auch spricht er an derselben Stelle von einem großartigen Steinbruch am Staudenbühl, dessen Basalt dem des Rauhen Kulm gleich ist und erstaunliche Mengen des durchbrochenen Keupers eingeschlossen enthält. Das alles paßt nur auf den Kühhäbel, nicht aber auf den eigentlichen Staudenbühl, welcher weiter nach Nordosten, nahe der Eisenbahn, liegt und ein unscheinbarer Hügel ist.

Nach WALDECK (S. 41) ist der Kühhäbel „ein etwa 60 m im Durchmesser mächtiger Basaltstock, der insofern einen lakkolithartigen Charakter besitzt, als der Basalt, mit Ausnahme der Gipfelkuppe, noch von einer nicht unbeträchtlichen Keuperdecke überlagert ist, wie sowohl am Südrand des jetzt geschaffenen, etwa 30—40 m tiefen Kessels, als auch an der noch erhaltenen Nordhälfte der Kuppe zu beobachten ist, wo der Basaltgipfel aus dem umliegenden Keupersandstein ungefähr 20 m hervorragt. Auf der Süd- und Nordseite ist sehr gut der Kontakt noch zu beobachten Besondere Dislokationen der Keuperschichten sind nicht wahrzunehmen.“

In der Tat ist der Kühhäbel einer der schönsten und zugleich unbekanntesten Aufschlüsse in den Basalten

⁹⁹⁾ GÜMBEL, Fichtelgebirge. S. 253.

der Oberpfalz. Er enthält Nephelinbasalte von derselben Beschaffenheit, wie am Rauhen Kulm. Nach WALDECK (S. 42) sollen Einsprenglinge selten sein. Doch finden sie sich ebenso häufig wie am Rauhen Kulm, und zwar meistens solche von Olivin, aber auch Augiteinsprenglinge sind vorhanden. Der Olivin zeigt hier, neben den gewöhnlichen grünen, blaugrüne Zersetzungsprodukte, wie sie in Groschlattengrün häufig beobachtet wurden. Auch Serpentinisierung kommt vor. Die Grundmasse ist nephelinreich. Glas konnte ich mit Sicherheit nicht nachweisen. Sehr häufig sind weiße Mandelausfüllungen. Das neugebildete Mineral ließ sich zum Teil als Phillipsit bestimmen. Der Charakter ist positiv, auf Spaltblättchen nach (010) tritt die zweite Mittellinie α aus. Diese Spaltblättchen bilden Zwillinge mit symmetrischer Auslöschung, beiderseits 15° . Es unterscheidet sich also von dem gewöhnlichen Vorkommen in Groschlattengrün, bei dem der Charakter negativ ist und die Auslöschung $24\text{--}25^\circ$ beträgt. Der Phillipsit vom Kühhäbel schließt sich damit an den von Marburg und Annerod an (vgl. S. 25). Kristalle wurden nicht gefunden. Neben Phillipsit beobachtet man im Dünnschliff noch häufig Opal, vielfach zonar verwachsen mit einem aggregatpolarisierenden Mineral (Magnalit). Seltener ist Kalzit. GÜMBEL führt S. 257 eine Analyse des Basalts an, welche mit der vom Rauhen Kulm große Übereinstimmung zeigt:

Si O ₂	41,80 %
Ti O ₂	0,75 %
Al ₂ O ₃	12,97 %
Fe O, Fe ₂ O ₃ , Mn ₂ O ₃	17,38 %
Mg O	11,48 %
Ca O	11,98 %
K ₂ O	1,62 %
Na ₂ O	3,49 %
H ₂ O	0,91 %
	<hr/>
	102,38 %

Die Menge und Größe der Einschlüsse, welche der Basalt aus der unterliegenden Trias mitgebracht hat, ist wirklich erstaunlich. Sie gehen bis zu Blöcken von mehr als 1 cbm, und diese großen Blöcke sind ganz umgewandelt worden. Man sieht noch deutlich die Wechselagerung von Sandstein und tonigen Schichten. Erstere haben eine rauhe Oberfläche, Quarzkörner und auch vereinzelte Feldspate sind in der dichten glasigen Masse gut zu erkennen. Die tonigen Lagen haben glatte, durchaus

dichte Oberfläche von grünlicher, grauer oder violetter Farbe, der Bruch ist splittrig, porzellanartig.

Den Kontakt des Basalts mit anstehendem Keuper, wie er hier in seltener Schönheit zu beobachten ist, hat schon GÜMBEL¹⁰⁰⁾ ausführlich beschrieben und durch Analysen belegt. Horizontal geschichtete Sandsteine mit tonig-lettingen Zwischenlagen, welche nach GÜMBEL dem mittleren Keuper angehören, werden vom Basalt durchbrochen. Mit einer senkrechten Grenzlinie stoßen Basalt und Keuper aneinander. Die Sedimente zeigen keine Spur einer Störung oder tektonischen Beeinflussung; sie liegen unmittelbar am Kontakt ebenso horizontal, wie weiter davon entfernt. Sehr lehrreich ist dieser Kontakt besonders an der Südwand des Bruchs, weil hier die verschiedenen Schichten des Keupers unmittelbar an den Basalt herantreten und man so den ursprünglichen und den umgewandelten Teil derselben Sedimente genau verfolgen kann.

Der Basalt grenzt mit horizontal gelagerten Säulen an den Keuper und hat unmittelbar am Kontakt Sedimente aufgenommen, teils in größeren Einschlüssen, teils in der Form von Quarzkörnern, die erst unter dem Mikroskop deutlich hervortreten. GÜMBEL hat einen solchen Basalt unmittelbar am Kontakt analysiert und fand einen Kieselsäuregehalt von 53,55 %, während der normale Basalt nur 41,8 % ergab. Auch analysierte er den nicht umgewandelten Keuper, sowie eine Probe dieses unmittelbar am Kontakt und eine solche von einem Porzellanjaspis, der im Basalt eingeschlossen war. Alle drei Analysen stimmen gut überein, so daß GÜMBEL zum Ergebnis kommt, die Umwandlungsprodukte seien ohne Stoffaufnahme aus dem Keupersediment entstanden.

Ich nahm Proben von zwei Stellen, und zwar jedesmal einen grobkörnigen Sandstein mit einer tonig-lettingen Zwischenlage. Es zeigte sich dabei, daß in größerer Tiefe die Umwandlung bedeutend weiter fortgeschritten war, als näher der Erdoberfläche. In der Tiefe ist unmittelbar am Kontakt der Ton zu einem eigentlichen Basaltjaspis geworden mit glatter Oberfläche und vom 6. Härtegrad. Der Sandstein hat dieselbe Beschaffenheit wie der Sandstein am Hohen Parkstein unmittelbar neben dem Basalt (siehe S. 83). 1 m vom Kontakt entfernt hat der Ton noch eine festere Beschaffenheit und eine glattere Oberfläche, als

¹⁰⁰⁾ GÜMBEL, Fichtelgebirge, S. 256 und 257.

der nicht umgewandelte, seine Härte liegt zwischen 3 und 4. Auch der Sandstein ist noch fester, als der ursprüngliche. In weiterer Entfernung verschwinden auch diese Eigentümlichkeiten, und es folgt das normale Sediment.

Die Proben von der höher gelegenen Stelle sind in einer Entfernung von 1,50 m vom Kontakt weiche, rote Letten und lockere Sandsteine. Bei 1 m Entfernung ist die rote Farbe des Tons etwas verblaßt. Die Gesteine sind ein wenig fester geworden. Bei 40 cm ist die Farbe dunkelgrau, die Festigkeit wieder größer. Unmittelbar am Kontakt ist die Farbe des Tons ebenfalls dunkelgrau, die Oberfläche glatt, die Härte zwischen 4 und 5, die Festigkeit zwar bedeutend höher, als im ursprünglichen Sediment, aber doch wieder geringer, als die des tiefer liegenden Basaltjaspis. Der Bruch ist scharfkantig, auch schon bei einer Entfernung von 40 cm, die Kanten sind aber nicht so scharf, wie beim eigentlichen Basaltjaspis. Beim Sandstein läßt sich die Umwandlung nicht so gut verfolgen. Man sieht hauptsächlich ein Zunehmen der Verbandsfestigkeit auf den Basalt zu.

Es nimmt also die Metamorphose mit der Entfernung vom Basalt rasch ab. 1 m vom Kontakt ist sie nur noch unbedeutend. Die Umwandlung besteht, wie schon GÜMBEL hervorhebt, in der teilweisen Verglasung der Quarze und des Bindemittels, in dem sie eingebettet sind. Es wurden diese Vorgänge und das mikroskopische Bild früher beim Hohen Parkstein und bei Groschlattengrün beschrieben. Die Gleichmäßigkeit der Erscheinung läßt es überflüssig erscheinen, hier noch einmal darauf einzugehen.

Durch den Steinbruchbetrieb sind die Lagerungsverhältnisse sehr gut aufgeschlossen, so daß man hier einen Einblick bekommt in den ursprünglichen Krater, wie er selten möglich ist. Es ist ein fast kreisförmiger Basalt-schlot erschlossen, welcher 50—60 m im Durchmesser hat, mit senkrechten Kraterwänden. In der einen Hälfte des Kraters grenzt die Basaltlava unmittelbar an die horizontal gelagerten Keuperschichten, an der anderen Seite an die Basalttuffe. Eine Überlagerung des Basalts durch den Keuper, von der WALDECK spricht, ist heute nicht mehr zu sehen. Wohl aber bekommt man den Eindruck, als ob der Basalt an der Nordostseite unter dem Tuff stecken geblieben wäre und nicht die Oberfläche erreicht hätte. Es wäre aber auch möglich, daß hier die Basaltgrenze nach

Nordosten einfällt, und daß so der Tuff scheinbar über der Lava liegt. Jedenfalls ist es zu einem Ausfließen des Basalts nicht gekommen, er erstarrte im Krater.

Auffallend ist die erwähnte Erscheinung, daß die Keuperschichten, selbst in der Nähe der Erdoberfläche, gar keine Störung erlitten haben. Man muß daraus wohl den Schluß ziehen, daß die glühende Basaltmasse und die ihr entströmenden heißen Gase die überliegende Decke langsam aufgeschmolzen haben. Es sind ja in der Tat die Explosionsprodukte, die Tuffe, im Vergleich zu der Lavamasse, am Küh h ü b e l, und noch mehr am R a u h e n K u l m, sehr unbedeutend, was gewiß darauf hinweist, daß es sich um ein ruhiges Empordrängen der glühenden Lava handelt, wobei Explosionen erst im letzten Augenblick eintraten, als die Decke schon sehr dünn war, und deshalb geringe Heftigkeit hatten.

Der Kleine Kulm,

westlich von Neustadt gelegen, ist ein ausgesprochener Tuffkegel, wie man besonders deutlich sieht, wenn man sich ihm von Mockersdorf aus nähert. Nach GÜMBEL¹⁰¹⁾ durchbricht hier „ein durch seine Gesteinsbeschaffenheit unterscheidbarer olivinarmer, weniger zerklüfteter Basalt gangartig den sehr stark zerstörten älteren Basalt und dringt bis in den sich anschließenden Basalttuff vor. Indem er sich über diesen deckenförmig ausbreitet, bildet er das Dach einer Art Höhle, die durch Auswitterung des weicheren Tuffs entstanden ist“. WALDECK¹⁰²⁾ schreibt: „Der Kleine Kulm ist ein Tuffkegel, den ein größerer, zentraler Basaltstock durchbricht; von diesem zweigt in westlicher Richtung noch ein Seitengang ab. Die Säulen haben im allgemeinen horizontale Lagerung“. Das Verhältnis der Hauptbasaltmasse zum Tuff und zum Basaltgang läßt sich bei dem heutigen Erhaltungszustand schwer bestimmen. Sehr deutlich aber ist der Gang gegen die Tuffe abgegrenzt. In einer Mächtigkeit von 4 m sieht man ihn an der Südseite des Kegels vertikal die Tuffe durchsetzen und sich dann deckenförmig über diese ausbreiten (Fig. 7). Die größere, westliche Hälfte ist von sehr poröser Beschaffenheit, während der östliche Teil aus dichtem Basalt besteht. Ein senkrechter Riß trennt beide Ausbildungs-

¹⁰¹⁾ GÜMBEL, Ostbayrisches Grenzgebirge, S. 803.

¹⁰²⁾ A. a. O., S. 36.

formen. Im alten Steinbruch kann man denselben Gang von der anderen Seite beobachten und weiter nach unten verfolgen (Fig. 8). Er breitet sich in der Tiefe unter den



Fig. 7. Kleiner Kulm bei Neustadt, Südseite.
Ein Basaltgang im Tuff, westliche Hälfte sehr porös, östliche dicht,
beide durch einen senkrechten Riß getrennt.

Tuffen aus. Sehr interessant ist es hier zu sehen, wie die im vertikalen Gang horizontale Lage der Säulen allmählich umbiegt. Unter der Tuffdecke stehen sie vertikal,



Fig. 8. Kleiner Kulm bei Neustadt.
Derselbe Gang wie in Fig. 7, von der anderen Seite gesehen.
Oben liegen die Säulen horizontal, unten richten sie sich auf.
Links die Hauptbasaltmasse.

also auch hier wieder: Absonderungsklüfte senkrecht zur Abkühlungsfläche.

Der Basalt des Ganges zeigt, ebenso wie der Basaltgang am Rauhen Kulm, ausgesprochen porphyrische Struktur: Große Olivin- und Augitein-

sprenglinge in einer dichten Grundmasse, welche sehr viele kleine Augite und viel Magnetit enthält. Als Füllmasse sieht man ein teils farbloses, teils bräunliches Glas und zwillinglamellierten Plagioklas mit einer Auslöschung von $30^\circ \perp a$, also basischen Labrador. Er tritt in derselben Weise auf, wie am Rauhen Kulm der Nephelin: Große, einheitliche Individuen sind erfüllt mit den übrigen Bestandteilen der Grundmasse. So erklärt es sich wohl, daß WALDECK (S. 36) den Basalt für einen glasreichen Nephelinbasalt erklären konnte, in dessen Grundmasse nur selten etwas Plagioklas vorkomme. Die Plagioklasfüllmasse ist eben sehr schwer von Nephelin zu unterscheiden. GÜMBEL¹⁰³⁾ aber hält den Basalt für die plagioklasreichste Varietät, während hingegen LORD¹⁰⁴⁾ von einem plagioklasführenden Nephelinbasalt spricht. (Ein Schliff LORD's, den ich untersuchen konnte, enthält nur Feldspat). Die Analyse WALDECKS¹⁰⁵⁾ wiederum würde wegen ihres hohen Natrongehalts auf einen Nephelinbasalt verweisen, wenn man nicht annehmen will, daß das Glas sehr natronreich ist.

Der analysierte Basalt stammt aus den tieferen Stellen des alten Steinbruchs, also aus der Hauptbasaltmasse.

Si O ₂	42,55 %
Ti O ₂	0,73 %
Al ₂ O ₃	13,22 %
Fe O	4,28 %
Fe ₂ O ₃	11,13 %
Ca O	10,20 %
Mg O	11,41 %
K ₂ O	1,25 %
Na ₂ O	3,73 %
Wasser u. Glühverlust	1,44 %
	<hr/>
	99,94 %
Spez. Gewicht	3,07

Im Basalt sieht man häufig Quarzaugen, bei denen, wie am Rauhen Kulm, der Quarz mit einem Glasrand umgeben ist, auf den dann Augitmikrolithen folgen.

Bei den Sandsteineinschlüssen am Kleinen Kulm fand LORD¹⁰⁶⁾ keine Mineralneubildungen, obschon das Gestein bis auf einzelne Quarzreste geschmolzen und mit einem braunen Glase imprägniert war. Nach WALDECK¹⁰⁷⁾

¹⁰³⁾ GÜMBEL, Fichtelgebirge, S. 253.

¹⁰⁴⁾ LORD, Fichtelgebirge, S. 26.

¹⁰⁵⁾ A. a. O., S. 37.

¹⁰⁶⁾ A. a. O., S. 93.

¹⁰⁷⁾ A. a. O., S. 37.

ist bei den Sandsteinen das Bindemittel zu Glas geschmolzen mit beginnender Entglasung. Die tonig-mergeligen Einschlüsse sollen nach ihm nicht zu Porzellanjaspis geworden, wohl aber blau oder violett gefärbt, teils blasig, teils dicht und splittrig sein. Unter dem Mikroskop beobachtete er das Bild einer Mikrobrecce, stellenweise von Glasschlieren durchzogen, bald heller, bald dunkler, je nach der Menge des teilweise zu Magnetit reduzierten Eisengehalts. Ein Sandsteineinschluß im Tuff, den ich mikroskopisch untersuchte, zeigte keine Veränderung.

Wenn ich hiermit die Untersuchungen der Basalte der Oberpfalz zum Abschluß bringe, so bin ich mir wohl bewußt, daß ich nur eine kleine Auswahl aus der großen Anzahl der bekannten Vorkommnisse in den Bereich der Untersuchungen gezogen habe. Meine Studien waren vor allem darauf gerichtet, den Einzelercheinungen nachzugehen und diese möglichst ausführlich zu untersuchen und zu beschreiben. Dazu mußten die größeren natürlichen oder künstlichen Aufschlüsse ausgebeutet werden; die aufschlußlosen Waldgebiete mit lose herumliegenden Basaltblöcken sind nicht geeignet, zur Lösung solcher Spezialfragen beizutragen. Es erübrigt sich jetzt nur noch, die Ergebnisse in übersichtlicher Weise zusammenzustellen, soweit dieses nicht schon am Ende des ersten Abschnitts (S. 37—42) geschah.

Makroskopisch lassen sich die Basalte des untersuchten Gebiets kaum von einander unterscheiden. Doch bieten Art und Form der Einschlüsse manche Anhaltspunkte. Die Basalte von Groschlattengrün sind ziemlich reich an meist kleinen Einschlüssen, teils endogener, teils exogener Natur. Sehr ähnlich sind in dieser Beziehung die Basalte der Steinmühle. In Triebendorf hingegen sind Urausscheidungen eine große Seltenheit und fremdartige Einschlüsse finden sich hauptsächlich nur an bestimmten Stellen des Aufschlusses und bilden dann große Blöcke. Am Weidersberg und beim Armannsberg (Steinwitzhügel) sieht man überaus viele und oft sehr große Olivinfelse und Pyroxenite, während exogene Einschlüsse wenig Bedeutung haben. Der Basalt vom Hohen Parkstein ist reich an gefritteten Sandsteinen und Basaltjaspis, was in ähnlicher Weise für die Basalte im Gebiete des Rauhen Kulms gilt. Am reichsten ist an diesen Einschlüssen der Basalt vom Kühhübel, welcher Blöcke

bis zu einem Kubikmeter enthält. Olivinfelse sind in all diesen selten.

Unter dem Mikroskop kann man die Basalte der einzelnen Eruptionszentren meist mit Leichtigkeit auseinanderhalten. Es kommen drei Gruppen der Basaltgesteine vor, nämlich: 1. reine Nephelinbasalte, 2. reine Feldspatbasalte und 3. nephelinführende Feldspatbasalte. Die reinen Feldspatbasalte enthalten meist etwas Glas als Füllmasse, welches in der 1. und 3. Gruppe fehlt oder doch sehr zurücktritt; hier bildet der Nephelin die Füllmasse. Melilithbasalt wurde in der Oberpfalz nicht gefunden. LORD¹⁰⁸⁾ erwähnt jedoch melilithführende Nephelinbasalte vom Steinberg bei Hohenberg, welches Vorkommen zwar schon in Oberfranken liegt, aber sich doch an die oberpfälzischen Basalte anschließt. In der Tat enthalten alle Schliffe LORD's, welche mir vom genannten Fundorte zur Verfügung standen, Melilith in ganz bedeutender Menge, so daß damit der Zweifel, den KIPP¹⁰⁹⁾ ausspricht, erledigt ist.

Nephelinbasalte treten zunächst auf im STAUDT'schen Bruch bei Groschlattengrün und am Silberrangen. Der Nephelin ist bei diesen in kleinen Nestern angehäuft, welche stets aus mehreren Individuen dieses Minerals bestehen. Augiteinsprenglinge fehlen in diesen Basalten fast ganz und in der Grundmasse findet sich stets Biotit. Anders beschaffen sind die Nephelinbasalte vom Rauhen Kulm und vom Kühhäbel. Hier bildet der Nephelin größere Individuen, welche mit den übrigen Bestandteilen der Grundmasse erfüllt sind; Augiteinsprenglinge sind hier vorhanden, der Biotit fehlt. Die Gesteine des benachbarten Kleinen Kulm sind, obschon sie demselben Eruptionszentrum anzugehören scheinen, Feldspatbasalte. Der Feldspat, ein Labrador, tritt hier in derselben Weise auf, wie am Rauhen Kulm der Nephelin. Feldspatbasalte liefern auch die großen Aufschlüsse bei Triebendorf, bei der Steinmühle, am Hohen Parkstein und am Weidersberg. Bei allen sieht man Olivin- und Augiteinsprenglinge in einer Grundmasse von Augit, Magnetit, Labradorleisten und oft etwas Glas. Bei Triebendorf kommt neben dem Labrador noch ein saurer Plagioklas vor, an der Steinmühle scheinen die Labradorleisten länger gestreckt zu

¹⁰⁸⁾ LORD, Basalte des Fichtelgebirges, S. 12, 18 u. 20.

¹⁰⁹⁾ HERM. KIPP, Die Basalte des Reichsforstes, S. 29.

sein und am **Hohen Parkstein** treten die Olivineinsprenglinge sehr in den Vordergrund. Sehr gut sind die Feldspatbasalte vom **Weidersberg**, abgesehen von den vielen Olivinfelsen, von den übrigen zu unterscheiden: die Einsprenglinge von Titanaugit enthalten allgemein einen grünlichen Kern mit Glaseinschlüssen. Diese Eigentümlichkeit haben sie gemeinsam mit den Basalten am **Armansberg**, welche der 3. Gruppe angehören. Sie unterscheiden sich von den Weidersberger Basalten nur durch den Nephelingegehalt, welches Mineral neben den Plagioklasleisten auftritt.

Die Struktur der Basalte ist stets feinkörnig. Der Olivin tritt als Einsprengling scharf aus der Grundmasse heraus, da er als Bestandteil dieser nicht mehr vorkommt. Die Augiteinsprenglinge gehen aber ganz allmählich in die Augite der Grundmasse über. Ausgesprochen porphyrisch sind indes Basalte schmaler Gänge, wie sie am **Rauhen Kulm** und am **Kleinen Kulm** in den Tuffen aufsetzen. Hier sind auch die Augiteinsprenglinge von den Augiten der sehr dichten Grundmasse scharf geschieden. Die rasche Erstarrung der Gänge ist offenbar die Ursache dieser Erscheinung.

Die Gesteine sind im allgemeinen sehr frisch. Nur der Olivin ist in vielen Fällen mehr oder weniger umgewandelt. Serpentinisierung wurde nur einmal beobachtet. Meist ist das Umwandlungsprodukt eine grüne oder bräunliche, glimmerähnliche Bildung von den mannigfaltigsten optischen Eigenschaften, wie sie bei den Basalten von **Groschlattengrün** ausführlich beschrieben wurden. Charakteristisch für die Basalte vom **Weidersberg** und vom **Armansberg** ist die Umwandlung in braunroten **Iddingsit**, ein eisenreiches Silikat, das wohl durch atmosphärische Verwitterung entstand, da es stets in der Nähe der Gesteinsoberfläche sich findet, während die erstgenannten glimmerähnlichen Olivinpseudomorphosen auch in größerer Tiefe vorkommen. Ihre Bildung schließt sich also wohl enge an die Eruption an und vollzog sich unter dem Einfluß heißer Dämpfe. Die optischen Eigenschaften des **Iddingsit** sind in manchen Punkten verschieden von den durch **MICHEL LÉVY** und **LAWSON** beobachteten.

Über „**Sonnenbrenner**“ konnten Beobachtungen gemacht werden, welche von den gewöhnlichen Anschauungen über diese, für die Technik so unangenehmen Erscheinungen, nicht unbedeutend abweichen. Nur an zwei

Stellen, nämlich am Armannsberg und am Hohen Parkstein, treten die Sonnenbrenner in auffallender Weise hervor. In Triebendorf, Weidersberg und Steinmühle wurden sie überhaupt nicht beobachtet, in den reinen Nephelinbasalten von Groschlattengrün und am Rauhen Kulm sind sie mindestens äußerst selten. Da außerdem die typischsten Sonnenbrenner in den reinen Feldspatbasalten des Hohen Parksteins vorkommen, so ist es ausgeschlossen, daß der Nephelin, wie LEPLA vermutet, bei ihrer Bildung eine wichtige Rolle spielt. Auch konnte nachgewiesen werden, daß die Verwitterung der Gesteine nicht die Ursache der Sonnenbrenner sein kann, da sehr häufig der Kern der Säulen zu Sonnenbrennern geworden ist, während der Rand aus normalen Basalten besteht, und weil bei den Sonnenbrennern Feldspat und Nephelin ebenso frisch sind, wie bei den festen Gesteinen. Alles spricht vielmehr dafür, daß die Lockerung dieser Gesteine von Rissen ausgeht, die bei der Erstarrung der Basalte entstanden, analog den großen Absonderungsklüften, nach welchen sich die Säulen trennten.

Während die Urausscheidungen in allen Basalten der Oberpfalz, wenn sie überhaupt vorhanden sind, den gleichen Charakter zeigen — Olivinfelse, Pyroxenite, Einzelindividuen von Olivin, rhombischem und monoklinem Pyroxen — und auch ihre Verknüpfung mit den Basalten gleichmäßig vor sich geht, zeigen die exogenen Einschlüsse größere Mannigfaltigkeit. Die bei Groschlattengrün allgemein beobachtete Neubildung von Sanidin in der Grenzzone von Einschluß und Basalt und die Entstehung von Ägirin und Katophorit in dieser Zone und im benachbarten Teil des Einschlusses, tritt in derselben Weise am Weidersberg, am Hohen Parkstein und beim Armannsberg auf. Sanidin allein findet sich bei Graniteinschlüssen vom Silberrangen und bei Phyllitbruchstücken im Basalt der Steinmühle. Die charakteristische Zersetzungszone im Basalt von Groschlattengrün, welche dem Einschluß parallel verläuft, wurde bei keinem anderen Basalt in dieser Weise beobachtet. Die kleineren Einschlüsse von Triebendorf zeigen ähnliche Umwandlung wie die an den anderen Orten: auch hier beobachtet man Neubildung von Sanidin und daneben eine solche von Oligoklas-Andesin in schmalen Leisten. Die großen Graniteinschlüsse von dort enthalten aber nur untergeordnet

Sanidin. Hier hat sich in der Grenzzone und im Granit selbst Glas gebildet, in dem Spinell- und Cordieritkriställchen liegen und hier und da auch Sillimanit ausgeschieden wurde.

Wo einzelne Quarzkörner im Basalt sich finden, zeigen sie die bekannten Erscheinungen der Quarzaugen mit Porricinrand; die grünlichen Augitnadelchen liegen entweder in Glas oder in Sanidin eingebettet.

Auch die Neubildungen sind für manche Basalte charakteristisch. In Groschlattengrün treten neben Kalzit ziemlich häufig Natrolith und Phillipsit auf, in Triebendorf ist Aragonit die häufigste Neubildung, während Phillipsit nur einmal beobachtet wurde. Die Zeolithe in Groschlattengrün sind zum Teil in einer solchen Weise mit den übrigen Bestandteilen des Basalts verknüpft, daß man an eine sehr frühzeitige Bildung, an eine Ausscheidung aus dem Magma in der letzten Phase der Gesteinserstarrung denken muß, während die Phillipsite von Triebendorf eine spätere Mandelausfüllung darstellen. Dasselbe gilt für die Phillipsite vom Armannsberg, welche nur mikroskopisch zu beobachten sind und für die vom Kühhübel, welche in zahlreichen größeren Mandelräumen liegen und mit Opal und Magnalit vergesellschaftet sind. In den Basalten des Weidersberges sind prismatische Kristalle von Aragonit auf einer dünnen bläulichen Opalschicht häufig. Opal bildet am Armannsberg stellenweise glasige Überzüge auf dem Gestein — Hyalit.

Das Silikatgel Magnalit, welches in Groschlattengrün so weit verbreitet ist, tritt in den Basalten der Steinmühle in derselben Form auf. Hier und in Triebendorf kommt es häufig in Verbindung mit Phosphorit vor. Man beobachtet es überhaupt in allen Basaltfundorten, wenn auch nicht so häufig, wie in Groschlattengrün.

Phosphorit auf den Klüften zwischen den Basaltsäulen wurde, wie in Groschlattengrün, auch in Triebendorf, Steinmühle und am Armannsberg gefunden. Dazu kommt aber nun sein Auftreten in Gängen, welche den Basalt von Triebendorf und vom Armannsberg vertikal durchdringen. Zu beiden Seiten des Ganges ist dann der Basalt stark zermürbt und zersetzt und mit Phosphorit imprägniert. Außerdem findet sich Phosphorit in Triebendorf und bei der Stein-

mühle in stark zersetzten Basalten, zugleich mit Magnalit größere oder kleinere Hohlräume ausfüllend. Es sind hier heiße Quellen tätig gewesen, welche den Basalt zersetzten und auslaugten und die beiden Mineralien in den neuen Hohlräumen ablagerten. Der Phosphorit besteht bei all diesen Vorkommnissen meist aus feinkristallinischen Apatit.

Die Beobachtung im Feld ergab, daß die Gangform der Basalte in der Oberpfalz doch häufiger ist, als man früher annahm. Der Aufschluß bei Triebendorf bildet einen Gang von mehr als 500 m Länge und einer Maximalbreite von 200 m. Die Länge würde sich mehr als verdoppeln, wenn man die nach Osten liegenden Aufschlüsse, welche durch Tuffe von der Hauptmasse getrennt sind, als die Fortsetzung des Ganges betrachten dürfte. Lage und Beschaffenheit des Gesteins würden das rechtfertigen. Der Basalt des Hohen Parksteins ist ebenfalls ein ausgesprochener Gang, der, wenn man die Fortsetzung nach Osten und Westen in Betracht zieht, 500 m lang ist und an einer Stelle die Breite von 50 m erreicht; gewöhnlich ist er schmaler. Die drei Eruptionspunkte Kühhäbel, Rauher Kulm und Kleiner Kulm scheinen ebenfalls einem Eruptionsgang aufzusitzen. Die Basalte von Groschlattengrün, Steinmühle, Weidersberg und von der Zinster Kuppe am Armannsberg machen mehr den Eindruck von Eruptivdecken, während der Kühhäbel für sich betrachtet ein typischer Eruptionsschlot ist.

Zum Schluß fühle ich mich gedrungen, Herrn Prof. Dr. E. WEINSCHENK für die stets hilfsbereite Förderung meiner Studien den verbindlichsten Dank auszusprechen. Herr Oberbergrat Dr. O. M. REIS ließ mir zwei Analysen ausführen, Herr Hofrat Dr. BRUNHUBER in Regensburg überließ mir die photographische Aufnahme zu Abb. 2, Herr MAURER in Wiesau die zu Abb. 1 auf Tafel I, Herr LUDW. BERTEL in München führte die Zeichnungen aus. Herr Dr. EGENTER in München stellte mir seine Dünnschliffe der Basalteinschlüsse zur Verfügung, von Herrn Dr. LAUBMANN in München und von Herrn GEBHARDT in Marktredwitz erhielt ich manche wichtige Funde. All diesen Herren sage ich hiermit meinen besten Dank.

[Manuskript eingegangen am 19. April 1919.]



Abb. 1. Tuffkegel im Basalt von Triebendorf, von Osten gesehen.
Vor dem Kegel liegen die Basaltsäulen horizontal, links von ihm wenig geneigt.



Abb. 2. Basaltsäulen an der Steinmühle bei Waldsassen,
plattenförmige Absonderung der Säulen.



Abb. 3. Basaltsäulen am Hohen Parkstein.

Im Vordergrund horizontale Stellung, man sieht im Bilde die Säulenköpfe, oben allmähliches Steilerwerden der Säulen.