Ueber den Quarznorit von Penmaenmawr in Wales und seine Schlierenbildungen.

Von

L. Schaub in Münster i. W.

Mit Taf. VI.

In der petrographischen Abteilung des mineralogisch-paläontologischen Museums der Königl. Universität in Münster i. W. befindet sich eine Sammlung von Handstücken des Eruptivgesteins von Penmaenmawr im nördlichen Wales. Dieses Gestein hat wegen seiner eigentümlichen Beschaffenheit bereits mehrfach in der Literatur Erwähnung gefunden, doch scheint bisher eine eingehende Untersuchung desselben nicht vorgenommen zu sein; denn wir finden nur kurze Mitteilungen über dasselbe, und besonders haben die mannigfachen und interessanten Schlierenbildungen, die häufig in dem Gestein auftreten, nur wenig Beachtung gefunden. Es schien daher eine dankbare Aufgabe zu sein, das Gestein, das überdies wegen seiner eigenartigen mineralischen Zusammensetzung von den verschiedenen Autoren ganz verschieden beurteilt war, nebst seinen Schlierenbildungen einer eingehenden Untersuchung zu unterziehen, deren Resultate im folgenden mitgeteilt werden sollen.

Über die Literatur sei zunächst kurz folgendes erwähnt: Die erste Abhandlung über das in Frage stehende Gestein, die sich hauptsächlich mit den chemischen Verhältnissen beschäftigt, wurde im Jahre 1873 von Phillips im „Quarterly Journal of the Geological Society of London“ unter dem

Titel: Über die chemischen und mineralogischen Umwandlungen, die sich in einem Eruptivgestein von Nordwales vollzogen haben, veröffentlicht. Aber wegen der damals noch unvollkommenen Methoden petrographischer Untersuchung war es Phillips nicht möglich, die einzelnen mineralischen Gemengteile genau zu identifizieren. Es ist daher erklärlich, wenn ihm in seiner Arbeit mancherlei Irrtümer untergelaufen sind. Einige Mineralien sind ganz und gar seiner Beobachtung entgangen, andere falsch bestimmt. Er bezeichnet das Gestein als „quarzführenden Diorit". Die Abhandlung von Phillips bezieht sich jedoch ausschließlich auf das Gestein selbst, während er die Schlieren gar nicht erwähnt. Einige dieser letzteren, und zwar solche von grauweißer Farbe, bilden den Gegenstand einer im Jahre 1885 im „Midland Naturalist" von Waller veröffentlichten Mitteilung. Neben diesen kommen aber auch noch Schlieren von ausgezeichnet grüner Farbe vor, die aber Waller jedenfalls nicht vorgelegen haben, da er darüber nichts schreibt.

Eine Zusammenfassung der Arbeiten von Phillips und Waller findet sich in dem Werke: „British Petrography" von J. J. H. Teall.

In betreff des Vorkommens des Gesteins mögen einige kurze Bemerkungen folgen. In der Nähe von Penmaenmawr im Norden der Grafschaft Caernavonshire bricht dasselbe nebst anderen Eruptivmassen durch silurische Schichten und bildet unmittelbar an der Küste einen langen, breiten, buckelartigen Bergrücken, der sich an einen vorwiegend aus Diabas und Porphyr bestehenden Höhenzug anschließt und sich, gleichsam kapartig in das Meer hineinschiebt. Etwa in der halben Höhe des Berges befinden sich an der Ostseite große Steinbrüche, aus denen die der Arbeit zugrunde liegenden Gesteinsstücke stammen. Die hier gebrochenen Steine finden namentlich als Pflasterungsmaterial und Straßenschotter Verwendung.

Die Lagerungsverhältnisse lassen keinen genaueren Schluß auf das geologische Alter zu. Es ergibt sich nur so viel, daß das Gestein einer jüngeren Periode angehört als das Silur. Aber aus der Analogie mit anderen gleichgearteten, paläozoischen Eruptivgesteinen dürfen wir annehmen, daß es spätpaläozoischen Alters ist.

Die Gesteinsstücke, die zur Untersuchung gelangten, waren von Herrn Prof. Busz in Penmaenmawr gesammelt und wurden mir nebst den zugehörigen Dünnschliffen freundlichst zur Verfügung gestellt.

Die Arbeit gliedert sich in folgende Teile:

I. Allgemeiner Charakter des Gesteins und seiner mineralischen Gemengteile.
II. Die verschieden ausgebildeten Varietäten.
III. Die Schlieren.

I.

In bezug auf Struktur und Färbung zeigt die Eruptivmasse von Penmaenmawr an den einzelnen Stellen eine verschiedenartige Ausbildung, so daß auf den ersten Blick leicht der Gedanke entstehen kann, es lägen hier verschiedene Gesteinsarten vor. Die Struktur schwankt zwischen ganz dicht und mittelkörnig. Die Farbe ist hell- oder dunkelgrau, bald etwas ins Gelbliche, bald ins Grünliche spielend. Bei genauerer Betrachtung sieht man, daß diese einzelnen Varietäten nur Modifikationen ein und desselben Gesteins sind. Die mineralischen Gemengteile sind infolge ihrer verschieden großen Ausbildung in den einzelnen Varietäten einer ungleich vorgeschrittenen Zersetzung anheimgefallen, und diese bedingt im wesentlichen die verschiedene Färbung des Gesteins.

Die einzigen Bestandteile, die mit bloßem Auge oder mit Hilfe einer Lupe zu erkennen sind, sind dunkelgefärbter Pyroxen, grauer, mattglänzender Feldspat mit seinen graugrünlichen Zersetzungsprodukten und weißer Quarz. Nur selten treten Pyrit und schwarzbraune Aggregate von Titaneisen auf. Von einer genaueren kristallographischen Umgrenzung ist meist wegen der Kleinheit der einzelnen Gemengteile nichts wahrzunehmen.

Im gewöhnlichen Lichte u. d. M. betrachtet, zeigt das Gestein eine teils farblose, teils graue Grundmasse, die man bei gekreuzten Nicols als ein Gemenge von Feldspat und Quarz erkennt (s. Fig. 1 u. 2). In dieser Grundmasse liegen Kristalle von rhombischem und monoklinem Pyroxen, Hornblende, Titaneisen und Magnetit unregelmäßig zerstreut. Eine Glasbasis fehlt, die mikroskopische Struktur des Gesteins ist holokristallin.

Außer den eben genannten Gemengteilen treten noch akzessorisch auf: Apatit, Chlorit, Epidot, Glimmer und Kalkspat.

Feldspat. Dieses Mineral bildet den bei weitem vorherrschenden Bestandteil; er gehört im wesentlichen dem Plagioklas an, doch kommt auch untergeordnet Orthoklas vor.

1. Plagioklas. Seine Ausbildung ist idiomorph, leistenförmig. Polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz herrscht vor, weit seltener sind Karlsbader Zwillinge. Häufig treten auch Kristalle mit nur einfacher Zwillingsbildung auf. Diese haben aber dann meist größere Dimensionen als die polysynthetisch verzwillingten und sind fast immer kristallographisch umgrenzt, so daß ihr Vertikalschnitt als ein in die Länge gezogenes, symmetrisches Sechseck erscheint. Die Messung der Auslöschungsschiefe auf (010) ergab in den verschiedenen Schliffen einen Betrag von ca. 30°. Es ist somit der Plagioklas ein dem Bytownit nahestehender Feldspat. Waller (l. c.) glaubt durch seine Messungen der Auslöschungsschiefe auf die Gegenwart von Labradorit schließen zu können. Dieser Unterschied beider Bestimmungen mag vielleicht in einem schwankenden Ca O-Gehalt des Feldspats an den einzelnen Stellen der Eruptivmasse seinen Grund haben. An den Kristallen mit nur einfacher Zwillingsbildung wurde hin und wieder das Auftreten von isomorpher Schichtung beobachtet, indem der Kern des Kristalls einem basischeren Plagioklase angehört als die randliche Zone, was dadurch bewiesen wird, daß bei + Nicols die Auslöschungsschiefe der zentralen Teile des Kristalls einen Betrag von ca. 30° erreicht, während sie in der Randzone nur 20° beträgt. Mithin ergibt sich in der Auslöschungsschiefe ein Unterschied von ca. 10°[1].

Im frischen Zustande ist der Plagioklas vollkommen durchsichtig und farblos. Meist jedoch zeigt er infolge mehr oder weniger starker Umwandlung ein trübes Aussehen. An manchen Stellen ist die Zersetzung so weit vorgeschritten, daß eine amorphe, fast undurchsichtige Masse entstanden ist, die bald von grauer, bald von schwarzer, bald von grüner Farbe

[1] Vergl. Teall, „British Petrography“, p. 272.

ist. Oft finden sich noch Reste von klarem Feldspat in sonst stark umgewandelten Individuen. Das Hauptumwandlungsprodukt ist Kaolin, sehr häufig auch Calcit und grüne chloritische Substanz. Nicht selten scheint auch Quarz als Neubildungsprodukt aus der Zersetzung des Feldspats entstanden zu sein. Neben der Kaolinisierung des Plagioklases ist noch eine Umsetzung in stark lichtbrechende Körnchen von farblosem oder blaßgelblichem Epidot sehr verbreitet. Dieses Mineral erfüllt oft die Plagioklaskristalle so sehr, daß förmliche Pseudomorphosen von Epidot nach Feldspat entstehen.

2. Orthoklas. Er spielt im Gestein nur eine untergeordnete Rolle, zeigt niemals idiomorphe Ausbildung, sondern tritt immer nur in unregelmäßigen Körnern auf. Er ist stets farblos, unzersetzt und nicht verzwillingt. Die Spaltbarkeit nach dem Klinopinakoid und nach der Basis tritt in den meisten Individuen deutlich hervor. Während der Plagioklas im frischen Zustande vollkommen frei von Einschlüssen ist, treten solche beim Orthoklas in verhältnismäßig großer Menge auf. Neben Flüssigkeitseinschlüssen, z. T. mit beweglicher Libelle, wurden häufig Einlagerungen von brauner Farbe beobachtet, die gern in schwarmartigen Zügen parallel den Spaltungsrissen angeordnet sind und wohl in der Hauptsache aus kleinen Blättchen von Eisenglanz oder vielleicht Titaneisen bestehen.

Oft ist der Orthoklas mit Quarz mikroschriftgranitisch verwachsen und ist dann teils farblos, teils infolge Zersetzung getrübt. Dieser Mikroschriftgranit findet sich überall in kleinen Partien im Gestein zerstreut.

Rhombischer Pyroxen. Er bildet als Enstatit einen wesentlichen Bestandteil des Gesteins. Seine Ausbildung ist teils xenomorph, teils mehr oder weniger vollkommen idiomorph (s. Fig. 1 u. 2 Taf. VI). Xenomorph tritt er meist in derben, stark korrodierten Aggregaten auf, die sich gern hier und da zu größeren Komplexen zusammenscharen. Die idiomorph ausgebildeten Individuen stellen säulenförmige Kristalle dar, deren Form jedoch nur im Dünnschliffe zu erkennen ist. Die Querschnite zeigen eine achteckige Form, die durch die Pinakoide $\infty P\bar{\infty}$ und $\infty P\breve{\infty}$ und durch das Prisma ∞P gebildet wird. Die Endigung des Kristalls ist flach dachförmig. Es erscheinen

daher die Vertikalschnitte als in die Länge gezogene Sechsecke. Nur selten sind die Ecken und Kanten scharf ausgebildet, in den meisten Fällen zeigen sie eine sanfte Abrundung. Kristalle von allseitiger Umgrenzung wurden nicht allzu häufig beobachtet. Die Spaltbarkeit nach ∞P gibt sich durch mehr oder weniger deutliche Risse kund. Neben dieser Spaltbarkeit wurden noch vielfach in den Vertikalschnitten Sprünge beobachtet, die das Mineral fast senkrecht zur prismatischen Spaltbarkeit durchsetzen, besonders deutlich bei + Nicols als dunkle Linien hervortreten und einer unvollkommenen Spaltbarkeit nach der Basis entsprechen. Charakteristisch für den Enstatit ist auch in diesem Gestein die Streifung parallel der Vertikalachse, durch die die einzelnen Individuen in zahllose dünne Lamellen zerlegt erscheinen. Die infolge der unvollkommenen Berührung der Lamellen entstehenden, langgestreckten, zylindrischen Hohlräume sind auch hier, wie es schon so oft beim Enstatit festgestellt worden ist, teilweise mit bräunlichen mikroskopischen Einlagerungen ausgefüllt, die dem Enstatit häufig einen im reflektierten Lichte deutlich hervortretenden, bronzeartigen Schiller verleihen. Jedoch tritt die eigenartige streifig-faserige Struktur nicht überall beim Enstatit auf, sondern manchen Stellen fehlt sie vollständig. Oft erscheinen die Kristalle infolge der Streifung an den Enden ausgefranst. Von Einschlüssen wurden nur solche von Plagioklas beobachtet, die bald frisch, bald zersetzt noch deutlich die polysynthetische Zwillingsbildung zeigten.

Zwillingsbildungen wurden nicht wahrgenommen. Dagegen kommt parallele Verwachsung des Enstatits mit monoklinem Pyroxen vor. Sie findet sich entweder derart, daß eigentümlicherweise der monokline Pyroxen einen Kern von Enstatit umhüllt, oder es sind dünne Lamellen von Enstatit dem monoklinen Pyroxen eingelagert.

Im frischen Zustande wird der Enstatit teils farblos, teils mit schwach gelblichgrüner Farbe durchsichtig. Oft häufen sich jedoch die oben erwähnten Einlagerungen so sehr, daß sie den Enstatit striemenartig mit bräunlicher Farbe durchziehen und heller gefärbte Enstatitlamellen zwischen sich einschließen. Der Pleochroismus ist kaum wahrnehmbar.

Als Umwandlungsprodukt tritt ein faseriges, grünliches Mineral auf, das offenbar Bastit ist. Vielleicht sind auch Epidotkörner aus der Zersetzung des Enstatits hervorgegangen, denn sehr häufig finden sich diese dem Enstatit eingelagert oder schieben sich so in die Enstatitkristalle hinein, daß sie scheinbar deren äußere Gestalt ergänzen.

Der Enstatit ist das Mineral, welches Phillips in seiner Abhandlung irrtümlicherweise als Hornblende bestimmt hat. Er sagt dort über die Enstatitkristalle folgendes: „The form of these crystals is seldom sufficiently perfect for complete identification, but some of them are strongly dichroic, and their structure is that of hornblende; others, which are very pale in colour, are not distinctly dichroic.“

Monokliner Pyroxen. Er tritt als Augit auf und bildet ebenfalls einen Hauptgemengteil des Gesteins. Im frischen Zustande ist er vollkommen farblos, mit zunehmender Zersetzung des Gesteins nimmt er ein trübes Aussehen und eine schwach braune Färbung an. Nur bei den bräunlich gefärbten Individuen ist ein schwacher Pleochroismus wahrzunehmen. Schärfere kristallographische Umgrenzungen treten verhältnismäßig selten auf — in der Prismenzone wurden ∞P, $\infty P\infty$ und $\infty P\infty$ beobachtet, daher achtseitiger Querschnitt —, vorherrschend ist eine Ausbildung in Form von Körnern und unregelmäßigen, tafeligen Aggregaten, daher im Dünnschliffe die rundlichen und blattartigen Querschnitte mit regellosen Umrissen, die fast überall infolge magmatischer Korrosion starke, schlauchartige Ausbuchtungen aufweisen. Gegen Plagioklas ist der Augit stets xenomorph ausgebildet. Gern tritt er in Anhäufungen eng aneinandergedrängter, unregelmäßig umgrenzter Körner auf, die bei + Nicols ein eigenartig buntes Farbenbild geben. Einschlüsse sind sehr häufig vorhanden, sowohl Plagioklasstückchen als auch besonders kleine, schwarze Magnetitkörnchen. Hin und wieder wurden auch Glimmerblättchen als Einlagerungen im Augit beobachtet. Alle Individuen zeigen die charakteristische Spaltbarkeit nach dem Prisma, weit seltener und nur an einzelnen Stellen eine Spaltbarkeit nach dem Orthopinakoid $\infty P\infty$. Zwillingsbildung nach $\infty P\infty$ ist ziemlich verbreitet. Es besteht dann entweder der Zwilling aus zwei größeren Individuen oder

es sind einem Individuum eine oder mehrere dünne Lamellen in Zwillingsstellung eingelagert.

Infolge einer eigentümlichen, fast überall beobachteten Querstreifung nimmt der Augit einen diallagartigen Charakter an. Während diese Querstreifung immer in den bräunlichen, infolge beginnender Zersetzung getrübten Individuen vorherrschend ist, tritt sie bei den farblosen mehr in den Hintergrund. Hier findet sie sich in der Regel nur an einzelnen Stellen und fehlt an anderen Stellen desselben Individuums. Diese Tatsache und besonders der Umstand, daß die Querstreifung mit steigender Zersetzung des Augites zunimmt, nötigt zu der Annahme, daß hier eine sekundäre Erscheinung vorliegt.

In Vertikalschnitten stellt sich diese Streifung als feine, dünne, parallele Risse dar (s. Fig. 5 Taf. VI), die gegen die prismatische Spaltbarkeit unter einem Winkel von 74—90° geneigt sind, während sie in Schnitten senkrecht zur Vertikalachse an keiner Stelle beobachtet wurde. Hieraus folgt, daß wir es hier nicht mit einer den Diallag charakterisierenden Streifung nach $\infty P\infty$ zu tun haben — denn diese würde in Horizontalschnitten zur Geltung kommen —, sondern mit einer auch sonst schon in manchen Diabasen wahrgenommenen Absonderung des Augites nach der Basis 0P, womit auch die an einzelnen Stellen gemessenen Neigungswinkel der Streifung gegen die Vertikalachse von ca. 74° übereinstimmen. Nach Neumann nämlich beträgt der Winkel, den die Basis mit der Vertikalachse bildet, 74° 10′ 9″.

Wie beim Enstatit zerlegt auch hier diese eigenartige Streifung den Augit in zahllose dünne Lamellen, die häufig langgestreckte, bisweilen von Eisenerzen und Zersetzungsprodukten — Kaolin? — angefüllte, zylindrische Hohlräume bilden. Nicht selten ist der Augit in eine grünliche, stark pleochroitische Hornblende (Uralit) umgewandelt. Neben dieser Uralitisierung des Augites findet auch oft Umwandlung in körnigen Epidot statt, der sich dann auf Sprüngen ansammelt, die den Augit unregelmäßig durchsetzen und ihn gleichsam zerstückeln.

Quarz. Er tritt vorzugsweise in rundlichen und eckigen kristallinen Körnern auf. Nur vereinzelt ist allseitig kristallo-

graphisch umgrenzter Quarz zu beobachten. Häufig bildet er die Zwischenklemmungsmasse zwischen den Plagioklasleistchen. Einschlüsse sind in großer Menge vorhanden, sowohl Flüssigkeitseinschlüsse als auch kleine Kriställchen von Apatit und meist farbloser aktinolithischer Hornblende. In den Flüssigkeitseinschlüssen konnten mehrfach bewegliche Libellen wahrgenommen werden. Nicht selten umschließt der Quarz Stücke der feldspätigen Grundmasse. Verwachsungen des Quarzes mit Feldspat (Orthoklas) sind sehr häufig und finden sich zuweilen als Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspatleistchen.

Monokline Amphibole. Im Gestein wurden zwei Arten von Hornblenden gefunden: 1. eine braune und 2. eine grünliche.

1. Braune Hornblende. Sie ist nur in geringer Menge im Gestein verbreitet. Neben einzelnen Kristallen tritt sie vorwiegend in Individuen ohne jede kristallographische Umgrenzung auf. Deutlich ausgebildet ist die Spaltbarkeit nach dem Prisma ∞P. Zwillingsbildung nach dem Orthopinakoid ist ziemlich häufig. Oft sind einem größeren Individuum eine oder mehrere dünne Lamellen eingeschaltet, die namentlich bei $+$ Nicols durch ihre verschiedene Auslöschung deutlich unterscheidbar sind. Die Farbe ist braun, der Pleochroismus sehr kräftig, jedoch treten immer nur verschiedene Töne derselben Grundfarbe auf — farblos — hellbraun — dunkelbraun. Häufig ist die Hornblende stark ausgefranst und dann am Rande von grünlichem, kräftig pleochroitischem Chlorit umkränzt.

2. Grünliche Hornblende. Ihre Farbe ist saftgrün, der Pleochroismus sehr kräftig — farblos — hellgrün — dunkelgrün. Sie findet sich sowohl in schuppigen, körnigen Aggregaten als auch in kleinen, prismatischen Nadeln, die zuweilen um ein Zentrum radialstrahlig angeordnet sind. Diese Hornblende ist überall im Gestein in geringer Menge vorhanden und offenbar sekundär aus der Zersetzung anderer Mineralien, namentlich des Augites und des Plagioklases, hervorgegangen.

Titaneisen. In großer Menge im Gestein verbreitet, tritt es vorwiegend in derben Massen auf, nur vereinzelt zeigt

es einen kristallographischen Habitus. Im letzteren Falle erscheint es dann im Dünnschliff in der Form langgestreckter Leisten. Es ist von schwarzbrauner Farbe. Eigenartig sind die in verschiedenen Schliffen beobachteten skelettartigen Wachstumsformen, die dadurch entstehen, daß mehrere Lamellen von Titaneisen balkenartig verschränkt auftreten. Fast immer ist das Titaneisen mehr oder weniger stark in Leukoxen umgewandelt. Gleichzeitig werden dann die im frischen Zustande nicht wahrzunehmenden Spaltungsrisse deutlich sichtbar. Der Leukoxen ist von bräunlicher oder braungelber Farbe und bildet in den meisten Fällen einen breiten Rand um das Titaneisen, dessen innerer Kern noch unzersetzt ist; jedoch fehlen auch nicht vollständig in Leukoxen umgewandelte Aggregate von Titaneisen. Zuweilen bleiben lamellare, von der Umwandlung noch nicht ergriffene Partien des Titaneisens in dem bräunlichen Leukoxen zurück, die, skelettartig angeordnet, mit ihrer schwarzen Farbe ein eigenartiges Bild darbieten.

Magneteisen. Es ist in unregelmäßigen Körnern oder derben Partien durch das ganze Gestein zerstreut. Kleine Körnchen des Magnetits finden sich auch in großer Menge dem Augit eingelagert.

Apatit. Häufig in dickeren oder dünneren langprismatischen Kristallen in den einzelnen Gesteinsgemengteilen, oft mehrere derselben zugleich durchspickend.

Chlorit. Der Chlorit tritt nur als sekundäres Mineral in unregelmäßigen Aggregaten auf, hin und wieder in radialstrahligen Büscheln.

Epidot. Er ist ein sekundäres, aus der Zersetzung des Feldspates und des Augites, vielleicht auch des Enstatits (s. o.) hervorgegangenes Produkt. Farblos bis blaßgelblich; wenn der Epidot eine gelbe Farbe besitzt, ist immer ein deutlicher Pleochroismus zu beobachten — farblos — blaßgelb — zitronengelb. Spaltbarkeit nach 0P hin und wieder durch scharfe Risse deutlich zu erkennen. Der Epidot findet sich nur in unregelmäßigen eckig-körnigen Individuen, die sich gern zu größeren Aggregaten eng aneinanderdrängen. Von den anderen Mineralien ist der Epidot leicht durch seine hohe Lichtbrechung und die leuchtenden Interferenzfarben zu unterscheiden.

Glimmer. Der vorkommende Glimmer ist Biotit. Er tritt in blätterigen Aggregaten ohne regelmäßige Umgrenzung auf. Seine Farbe ist tiefbraun, im polarisierten Lichte die starken, charakteristischen Absorptionsunterschiede zeigend. Die Spaltbarkeit nach der Basis gibt sich durch scharfe parallele Risse kund, längs denen sich häufig schwarze Pigmente abgelagert haben. Selten ist der Biotit noch ganz frisch, sondern meistens mehr oder weniger in Chlorit umgewandelt. An manchen Stellen wurden durch Druck gebogene Glimmerlamellen beobachtet.

Kalkspat. Nur in geringer Menge als Zersetzungsprodukt des Feldspates (Plagioklas), stets in derben Aggregaten und unregelmäßig begrenzten Körnern. Letztere zeigen bisweilen die rhomboedrische Spaltbarkeit.

Die mineralischen Gemengteile, die den Charakter des Gesteins bestimmen, sind Plagioklas, Enstatit, Augit und Quarz, während die anderen nur akzessorisch, bald mehr, bald weniger häufiger auftreten.

Da Enstatit und Augit sehr oft Plagioklaskristalle umschließen, der Quarz nicht selten die Zwischenräume zwischen den Feldspatleistchen ausfüllt und so Anlaß zur Bildung der Intersertalstruktur gibt, ist es selbstverständlich, daß sich diese drei Mineralien bei der Erstarrung des Gesteins später ausgeschieden haben müssen als der Plagioklas. Orthoklas dürfte sich wegen seiner teilweisen Verwachsung mit Quarz gleichzeitig mit diesem ausgeschieden haben. Augit ist z. T. gleichzeitig mit Enstatit, z. T. später fest geworden, da er einerseits mit Enstatit Verwachsungen eingeht, anderenteils aber auch gegen diesen xenomorph ausgebildet ist.

Wegen der eigenartigen Zusammensetzung des Gesteins aus Feldspat, Quarz und Pyroxen — und zwar vorwiegend rhombischem Pyroxen — ist seine Einreihung in die üblichen Gruppen massiger Gesteine nicht ohne Schwierigkeit. Daher finden wir auch in der Literatur die verschiedensten Bezeichnungen. Phillips nennt es einen „quarzführenden Diorit“, Teall „Enstatitdiorit“, Rosenbusch „Enstatitdiabas“ und Zirkel „Enstatitnorit“. Aber keiner dieser Namen gibt den wahren Charakter des Gesteins in genügender Weise wieder.

Gegen die beiden ersten Bezeichnungen spricht schon die mineralische Zusammensetzung, da wir unter einem Diorit ein Gestein verstehen, das vorwiegend aus Plagioklas und Hornblende resp. Glimmer besteht, während das Vorhandensein von Quarz nicht unbedingt erforderlich ist. Die Namen von Zirkel und von Rosenbusch tragen allerdings der mineralischen Zusammensetzung mehr Rechnung, aber wegen des hohen SiO_2-Gehaltes des Gesteins, der sich im Mittel auf ca. 60 % beläuft, sind auch sie nicht zutreffend. Am meisten nähert sich das Gestein in seinem Charakter den Quarznoriten und ist deshalb wohl am besten als ein augitführender Quarznorit zu bezeichnen. Dieser Name besagt, daß das Gestein in erster Linie aus Plagioklas und Enstatit besteht und erst in zweiter Linie Quarz und Augit als wesentliche Gemengteile in Betracht kommen.

Einen sowohl in chemischer als auch in mineralischer Zusammensetzung ähnlichen Quarznorit haben die Untersuchungen von Teller und v. John über die Gegend von Klausen in Tirol kennen gelehrt (vergl. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt. **32**. 1882). Dieser Quarznorit unterscheidet sich von unserem Gestein nur durch einen weit geringeren Gehalt an monoklinem Pyroxen, soweit ich dies aus den mir zur Verfügung stehenden Dünnschliffen erkennen konnte.

Auf eine Ähnlichkeit des Quarznorites von Penmaenmawr mit anderen englischen Eruptivgesteinen ist schon von Teall im Quarterly Journal of the Geological Society of London. **40**. 1884. p. 656 hingewiesen worden.

II.

Wie bereits erwähnt wurde, treten bei dem vorliegenden Gestein in Struktur und Farbe beträchtliche Schwankungen auf. Es lassen sich deutlich drei verschiedene Varietäten unterscheiden: eine dichte, eine feinkörnige und eine mittelkörnige. Eine scharfe Grenze zwischen den einzelnen Varietäten ist nicht wahrzunehmen, in den meisten Fällen findet ein allmählicher Übergang der einen Varietät in die andere statt.

Die dichte Varietät, die die äußere Erstarrungskruste der Eruptivmasse darstellt, bildet den anstehenden Fels am Gipfel des Berges. Ihre Farbe ist schwarzgrau. Infolge der

äußerst kompakten Ausbildung bieten sich dem bloßen Auge oder der Lupe, mit Ausnahme von einzelnen leistenförmigen, schwarzen, glänzenden Kristallen von Titaneisen, keine erkennbaren Mineralgemengteile dar, sondern das Gestein stellt hier eine vollkommen dichte, hornsteinartige Masse dar. An der Oberfläche geht die dichte Varietät in eine etwa 0,5 cm breite Verwitterungsrinde von bräunlicher Farbe über. U. d. M. erscheint die dichte Struktur rein kristallin. Die Grundmasse wird von teils farblosem frischen und teils infolge Zersetzung getrübtem Plagioklas, Quarz, Orthoklas und Mikroschriftgranit gebildet, jedoch sind oft die einzelnen Bestandteile wegen ihrer Kleinheit und Verschwommenheit nicht mehr genau zu trennen. In dieser Grundmasse liegen die anderen Mineralien ganz unregelmäßig zerstreut. Der Enstatit ist streifig-faserig und fast immer in bastitische Substanz umgewandelt. Vereinzelt treten Enstatitkristalle von größeren Dimensionen als die anderen Gemengteile auf, so daß das Gestein eine mikroporphyrische Struktur annimmt. Der Augit ist stets farblos, hier und da die eigenartige Querstreifung zeigend. Titaneisen findet sich nur in kleineren Partien, ebenso die sekundären Mineralien Chlorit, Epidot und Kalkspath. Äußerst spärlich ist Biotit und braune Hornblende. Quarz und Feldspat sind häufig von sehr dünnen, haarähnlichen Mikrolithen durchspickt, die vielleicht dem Apatit zuzurechnen sind. Glasige Basis wie sie Waller (l. c. p. 2) in dieser Varietät zwischen den Plagioklasleistchen wahrgenommen zu haben glaubt, wurde in dem mir zur Verfügung stehenden Gesteinsstücke nicht beobachtet.

Die chemische Analyse der dichten Varietät ergab folgendes Resultat:

SiO_2	60,48
FeO	3,55
Fe_2O_3	2,95
CaO	5,79
Al_2O_3	16,07
MgO	3,23
MnO	Spur
K_2O	1,70
Na_2O	3,92
Glühverlust	1,80
Sa.	99,49
Spez. Gew.	2,766

Die Hauptmasse des Gesteins wird von der feinkörnigen und mittelkörnigen Varietät gebildet.

Das feinkörnige Gestein stellt den Quarznorit in seinem normalen, unveränderten Zustande dar. Die Farbe ist hell- oder dunkelgraublau, an einigen Stellen ins Gelbliche übergehend. Makroskopisch ist diese feinkörnige Varietät als ein Gemenge von glasglänzendem Feldspat, dunkel gefärbtem Pyroxen und hellem Quarz zu erkennen. Jedoch sind die Formen der einzelnen Gemengteile nicht wahrzunehmen. Nur ganz vereinzelt treten hier und da kleine, glänzende, deutliche Plagioklaskryställchen auf. Selten ist Titaneisen makroskopisch erkennbar.

U. d. M. im gewöhnlichen Lichte erscheint die Grundmasse fast vollständig farblos, nur an einzelnen Stellen ist sie von dunkleren Partien durchzogen. Bei + Nicols löst sie sich in ein Gemenge von Plagioklasleistchen, Quarz, stellenweise Orthoklas und Mikroschriftgranit auf. Außerdem kommen noch Enstatit, Augit, Titaneisen und Glimmer vor (s. Fig. 4 Taf. VI).

Der Plagioklas ist von frischer Beschaffenheit und zeigt nur an einigen Stellen eine beginnende Umwandlung in Kaolin. Die Zwischenräume zwischen den Plagioklasleistchen sind häufig von Quarz ausgefüllt. Der Enstatit und der stets farblose Augit zeigen die gewöhnliche Ausbildung. Das Titaneisen ist vorwiegend noch unzersetzt und nicht in Leukoxen umgewandelt. Der Glimmer ist teils frisch, teils geht er in chloritische Substanz über.

Das mittelkörnige Gestein ist von dunkelgrauer oder hellgrauer Farbe. Die makroskopisch zu erkennenden Bestandteile sind dieselben wie beim feinkörnigen Gestein, nur treten sie hier deutlicher hervor. Auch werden glänzende Plagioklasleistchen und rotbraunes Titaneisen in etwas größerer Menge sichtbar. Ganz vereinzelt wurde messinggelber Pyrit wahrgenommen. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß die vorwiegend aus Plagioklas bestehende Grundmasse einer weit vorgeschrittenen Umwandlung in Kaolin und Epidot anheimgefallen ist; infolgedessen erscheint sie stellenweise getrübt, von grauer oder schwarzer Farbe und fast amorph, vielfach durchzogen von stark lichtbrechenden Körnchen. Der

Augit ist meist schwach braun gefärbt, zeigt fast überall die Absonderung nach der Basis und ist infolge beginnender Umwandlung stets getrübt.

In dem mittelkörnigen Gestein treten hin und wieder dunkler gefärbte, flammenartige Partien von sehr feinkörniger Struktur auf, die sich vom Muttergestein ziemlich scharf abheben. Sie bestehen aus denselben Bestandteilen wie das Gestein selbst. Jedoch sind die Bestandteile von bedeutend kleinerer Ausbildung. Infolgedessen ist die Grenze zwischen den feinkörnigen Partien und dem umschließenden Gestein im Mikroskop deutlich zu verfolgen.

An manchen Stellen nimmt das mittelkörnige Gestein eine helle, graugrünliche Farbe an, die im wesentlichen durch eine Zersetzung des Plagioklases und des Augites bedingt ist. Der Plagioklas erscheint u. d. M. in ein feinschuppiges bis gekörneltes Aggregat von grauer, gelblichbrauner oder schwarzgrüner Farbe umgewandelt, der Augit in Epidot und grünliche Amphibolmineralien. An der Oberfläche ist diese grünliche Varietät stark verwittert. Sie nimmt eine gelblichgrüne Farbe und eine löcherige Struktur an, indem sie von lauter kleinen Hohlräumen durchsetzt ist, die fast alle von rötlichem Eisenoxyd erfüllt sind. Bei einer genaueren Betrachtung ist leicht zu erkennen, daß diese Höhlungen durch Auslaugung der dunkel gefärbten Pyroxensubstanz entstanden sind, die bei der Verwitterung ganz und gar verschwindet und nur den grünlich gefärbten Feldspat und den Quarz zurückläßt.

Bei Vergleichung der Dünnschliffe der verschiedenkörnigen Varietäten gelangt man zu dem Resultate, daß je gröberkörnig das Gestein ausgebildet ist, desto weitgehender die Zersetzung der einzelnen Mineralgemengteile, namentlich des Plagioklases und des Augites, ist, deren Umwandlungsprodukte, Epidot, Kaolin und Hornblende, infolgedessen mit vorschreitender Verwitterung an Menge bedeutend zunehmen. Während der Enstatit im normalen Gestein den Augit überwiegt, tritt er im mittelkörnigen, verwitterten Gestein mehr und mehr zurück, bis er an einzelnen Stellen ganz und gar verschwindet. Deutlich ist zu beobachten, daß der Quarz mit steigender Zersetzung des Gesteins immer häufiger auftritt.

Die chemischen Untersuchungen der verschieden veränderten Varietäten der Eruptivmasse von Penmaenmawr ist schon von Phillips — Quarterly Journal of the Geological Society of London 1873 — ausgeführt worden und mag hier der Vollständigkeit halber in kurzen Zügen erwähnt werden. Phillips prüfte vier verschieden veränderte Varietäten und erhielt als Resultat der Analysen, die nach dem Zersetzungsgrade des Gesteins geordnet sind und mit dem normalen Gestein beginnen, folgende Werte:

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	58,45	60,31	62,24	61,75
Al_2O_3	17,08	18,99	18,25	18,88
Fe_2O_3	0,76	1,07	1,05	0,52
FeO	4,61	4,31	3,08	3,52
CaO	7,60	5,81	4,69	3,54
MnO	Spur	Spur	Spur	Spur
MgO	5,15	0,83	2,27	1,90
K_2O	1,02	1,67	1,49	1,24
Na_2O	4,25	4,55	3,79	3,67
P_2O_5	Spur	Spur	Spur	Spur
FeS_2	—	—	0,39	0,09
H_2O	1,07	2,22	2,69	4,46
Sa.	99,99	99,76	99,94	99,57
Spez. Gew.	2,94	2,79	2,75	2,79

Wir sehen also aus diesen Analysen, daß die mineralischen Veränderungen im Gestein von einer Abnahme von CaO und MgO und von der Bildung H_2O-haltiger Silikate begleitet sind. Durch die mikroskopische Untersuchung ist ferner festgestellt worden, daß Quarzkörner mit steigender Zersetzung des Gesteins an Menge bedeutend zunehmen. Da nun aber der SiO_2-Gehalt der ungleich veränderten Varietäten nur geringe Schwankungen aufweist, so drängt sich uns die Annahme auf, daß der Quarz wenigstens bis zu einem gewissen Grade der bei der Zersetzung frei werdenden SiO_2 seinen Ursprung verdankt, also sekundär aus der Zersetzung der anderen Bestandteile, namentlich des Plagioklases, hervorgegangen ist.

III.

Am meisten Interesse beanspruchen die in dem Quarznorit auftretenden, eigenartigen Schlieren, auf die schon eingangs kurz hingewiesen wurde. Sie durchsetzen ohne jede

Regelmäßigkeit in mehr oder weniger breiten gangartigen Massen das Gestein, von dem sie sich infolge ihrer Färbung und Struktur deutlich abheben. Daß wir es hier mit echten Schlierenbildungen und nicht mit Gängen eines fremden Eruptivgesteins zu tun haben, beweist der Umstand, daß Schliere und Gestein im wesentlichen aus denselben Gemengteilen zusammengesetzt sind, und daß außerdem zwischen beiden in den meisten Fällen ein ganz allmählicher Übergang stattfindet. Das Verhältnis der Zusammensetzung ist allerdings in beiden ganz verschieden.

Wie im Gestein wurden auch in den Schlieren folgende Gemengteile bestimmt: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Mikroschriftgranit, Augit, Enstatit, Glimmer, Apatit, Chlorit, Kalkspat, Aktinolith und Titaneisen nebst Leukoxen. Neu hinzu kommt hier der Prehnit, der oft in großer Menge in den einzelnen Schlieren beobachtet wurde. Da einige Mineralien in den Schlieren eine andere Ausbildung zeigen wie im Gestein, so möge zunächst eine kurze Beschreibung derselben folgen.

Als der vorherrschende aller Bestandteile tritt der Quarz auf. Er findet sich sowohl in unregelmäßigen Körnern, als auch in sehr schönen, scharf ausgebildeten Kristallen, die oft schon mit bloßem Auge wahrzunehmen sind. An Einschlüssen ist der Quarz verhältnismäßig reich. Es wurden Flüssigkeitseinschlüsse, teilweise mit beweglicher Libelle, und in besonders großer Menge an einzelnen Stellen Einschlüsse von kleinen Nädelchen von Apatit und meist farbloser aktinolithischer Hornblende, die die Quarzkörner oft förmlich durchspicken, beobachtet. Sehr charakteristisch ausgebildet und in großer Menge tritt der Quarz mit Feldspat in mikroschriftgranitischer Verwachsung auf (s. Fig. 3 Taf. VI). Er erscheint dann in den Dünnschliffen als scharfkantige Dreiecke oder Vierecke oder sonstige offene oder geschlossene schriftzeichenähnliche Figuren, zwischen denen sich die meist stark zersetzte Feldspatsubstanz befindet. Zuweilen sind längliche Streifen beider Mineralien miteinander parallel verwachsen oder fächerförmig oder federartig verbunden.

Der Augit zeigt im frischen Zustande immer die eigenartige Absonderung nach der Basis und tritt auch hier teils

farblos, teils bräunlich gefärbt auf. In den meisten Fällen ist er mehr oder weniger stark in grünliche, faserige oder schuppige Hornblende umgewandelt, es liegt hier also eine Uralitisierung des Augits vor. Die Umwandlung geht häufig so weit, daß der Augit vollständig verschwindet oder nur noch in kleinen Resten in der Hornblendesubstanz schwebend zurückbleibt. Oft ist nur an der Umgrenzung der Amphibolmineralien das ursprüngliche Vorhandensein des Augits zu erkennen. Trotz der vollkommenen Zersetzung ist an einzelnen Individuen die charakteristische Absonderung nach der Basis geblieben und gibt sich noch durch feine Risse kund. Es lagert sich dann die Hornblendesubstanz in kleinen Schüppchen parallel diesen Rissen, so daß der umgewandelte Pyroxen sich scheinbar aus dünnen Lamellen zusammensetzt.

Die Amphibolmineralien, die im wesentlichen aus der Zersetzung des Pyroxens, z. T. auch vielleicht des Feldspats hervorgegangen sind, treten in den Schlieren, namentlich in den grünen, in großer Menge auf. Ihre Farbe ist grün, blaßgrün bis smaragdgrün, der Pleochroismus sehr kräftig farblos bis hellgrün bis dunkelgrün. Sie finden sich sowohl in kompakten, derben Aggregaten, als auch in dünnen, prismatischen Säulchen von oft radialstrahliger Anordnung oder stern- oder kreuzartiger Durchwachsung. Unabhängig vom Augit findet sich noch eine aktinolithische Hornblende in kurzprismatischen, nadelförmigen oder spießartigen kleinen Kristallen als Einschluß in Quarz, Orthoklas und Prehnit. Sie ist gewöhnlich farblos oder schwach grün gefärbt.

Der Prehnit tritt in den Schlieren in großer Menge auf und wurde fast in jedem Dünnschliff beobachtet. Er ist offenbar jenes nesterartig auftretende Mineral, das Waller in seiner erwähnten Abhandlung für Zeolith hielt. Er erscheint im Dünnschliff stets wasserklar durchsichtig, nur an einzelnen Stellen durch Einschlüsse von schwärzlichen oder bräunlichen Pigmenten stark getrübt. Kristalle mit gesetzmäßiger Umgrenzung wurden nicht beobachtet. Meist finden sich unregelmäßige, tafelartige, äußerst scharfeckige und scharfkantige Fetzen, die sich infolge ihrer hohen Lichtbrechung bei abgeblendetem Lichte reliefartig aus dem anliegenden, wasserklaren Quarze hervorheben. Nicht selten

schiebt sich der Prehnit keilartig in den Quarz hinein oder ist mit diesem so innig verwachsen, daß beide Mineralien gleichzeitiger Entstehung zu sein scheinen (s. Fig. 6 Taf. VI). Gern tritt der Prehnit auch in radialstrahligen, fächerförmigen Aggregaten oder in annähernd parallel verwachsenen Individuen auf und durchzieht zuweilen in verästelten, eisblumenähnlichen Gebilden die Schlieren. Fast aller Prehnit ist von scharfen, parallelen Spaltungsrissen durchzogen. Neben diesen Spaltungsrissen wurden noch hier und da ganz unregelmäßige, stark verzweigte Sprünge beobachtet. Einzelne Individuen zeigten auf ihrer Oberfläche eine deutliche Streifung, die sich durch feine, dünne, parallele Risse kundgab. Oft wurden zwei Systeme solcher Linien beobachtet, die sich unter einem Winkel von ca. 80° schneiden und bei + Nicols dem Mineral eine gegitterte, mikroklinähnliche Struktur verleihen. Bei + Nicols nämlich ist leicht zu erkennen, daß diese gestreiften Individuen aus zahllosen Lamellen zusammengesetzt sind. Von den anderen Mineralien ist der Prehnit infolge seines nesterartigen Vorkommens und seiner meist leuchtenden Interferenzfarben leicht zu unterscheiden.

Hinsichtlich der Farbe lassen sich graue und grüne Schlieren unterscheiden.

1. Die grauen Schlieren. Sie kommen in den grauen, weniger zersetzten Gesteinsvarietäten vor, gegen die sie meist scharf abgegrenzt sind. Sie treten sowohl in dünnen, wenige Millimeter breiten Adern, als auch in größeren, breiten, gangartigen Massen auf. Die dünnen Adern erscheinen makroskopisch glänzend weiß, zuweilen glasartig und zeigen an einzelnen Stellen eine schwach grüne Färbung. Salzsäure verursacht hier und da ein Aufbrausen unter Entwicklung von CO_2 infolge der Anwesenheit von Kalkspat. Die mikroskopische Untersuchung läßt erkennen, daß diese Adern in der Hauptsache aus typischem Mikroschriftgranit, wasserklarem Quarz und Fetzen von stark getrübtem Orthoklas bestehen. Vereinzelt treten dann noch Titaneisen, Chlorit, Epidot, Apatit, Glimmer, Prehnit und Kalkspat auf; nur selten finden sich Individuen von Augit, Enstatit und Plagioklas. Der Feldspat des Mikroschriftgranit ist stets stark zersetzt und zeigt infolgedessen eine graue oder grauschwarze Farbe,

die durch Hinzutreten von chloritischer Substanz an einzelnen Stellen ins Grünliche übergeht. Da dieser Feldspat meist dieselben Spaltungsrisse und in bezug auf diese die gleiche Auslöschungsschiefe wie der Orthoklas besitzt, so ist, wie im Gestein, auch hier der Mikroschriftgranit als eine Verwachsung des Quarzes mit Orthoklas anzusehen. Besondere Aufmerksamkeiten verdienen noch Anhäufungen von kristallisiertem Quarz und Prehnit, die sich u. d. M. als farblose Partien in der Schliere hin und wieder geltend machen. Diese Mineralien füllen offenbar Hohlräume aus, die ursprünglich in der Schliere vorhanden waren und in die sie durch die Zersetzung anderer Mineralien durch Infiltration gelangten. Vielfach gesellen sich diesen Quarz- und Prehnitanhäufungen noch um ein Zentrum radialstrahlig angeordnete Hornblendenädelchen und strahlige Aggregate von gelblichgrünem Chlorit hinzu, die ebenfalls als sekundäre Infiltrationsprodukte anzusehen sind. Die Hornblendenädelchen sind an der Spitze farblos und zeigen nur an der Wurzel einen kräftigen Pleochroismus; sie schieben sich gewöhnlich nach allen Seiten in die Quarz- und Prehnitkristalle hinein.

Die breiten, grauweißen Schlieren sind von mittelkörniger Struktur und ohne jede regelmäßige Umgrenzung. Makroskopisch stellen sie sich als ein Gemenge von grauem, fettglänzendem Feldspat und weißlichem Quarze dar. Diese Grundmasse ist vielfach mit metallglänzenden, bräunlichen Aggregaten von Titaneisen und grauschwarzen länglichen Partien des angrenzenden Gesteins durchspickt. Sehr häufig werden diese Schlieren von grünlichen, mattglänzenden Partien durchzogen, die oft so sehr überhandnehmen, daß die Schlieren eine vollständig grüne Farbe und zugleich eine bedeutend gröberkörnige Struktur annehmen. Hier und da treten kleine, mandelartige Hohlräume auf, die mit einer Schicht amorpher Kieselsäure ausgekleidet sind, die ihrerseits wiederum kleine, deutlich ausgebildete Quarzkristalle trägt. Diese Hohlräume bestätigen offenbar die oben gemachte Annahme hinsichtlich der Entstehung des nesterartigen Vorkommens der Quarz- und Prehnitkristalle, wie sie u. d. M. beobachtet wurden.

Das Mikroskop läßt dieselben Gemengteile wie in den

dünnen Adern erkennen. Auch hier besteht die Hauptmasse der Schliere aus Mikroschriftgranit und Quarz. Der Feldspat des Mikroschriftgranits ist aus denselben Gründen, wie oben, Orthoklas. Plagioklas, Augit und Enstatit sind nur spärlich vorhanden. Etwas reichlicher tritt der Glimmer auf, er findet sich sowohl in blättrigen Aggregaten, als auch in dünnen, zuweilen gebogenen Lamellen und ist fast immer gebleicht und chloritisiert. Grüne Hornblendenädelchen und gelblichgrüner Chlorit sind vielfach in strahligen Anhäufungen vorhanden, letzterer gern um einen Kern von Titaneisen geschart. Nester von kristallisiertem Quarz und Prehnit treten in diesen Schlieren ebenfalls in großer Menge auf.

Neben diesen erwähnten Mineralien findet sich noch zwischen den Quarzkörnern und mit diesen bisweilen innig verwachsen eine grünliche, ziemlich kräftig pleochroitische Substanz, von der offenbar die an einzelnen Stellen grünliche Farbe der Schliere herrührt. Bei + Nicols lösen sich diese Massen in ein schuppiges Aggregat verschiedener Mineralien auf, unter denen besonders grünlicher Amphibol vorherrscht. Ich vermute, daß hier die Umwandlungsprodukte eines monoklinen Pyroxens vorliegen, was sich jedoch infolge vollständigen Fehlens unzersetzter Muttersubstanz in keiner dieser Schlieren genau nachweisen ließ.

Die Bauschanalyse einer der grauen Schlieren ergab folgende Werte:

SiO_2	69,53
Al_2O_3	12,98
Fe_2O_3	1,27
FeO	1,99
CaO	8,87
MgO	1,02
MnO	Spur
K_2O	1,85
Na_2O	0,94
Glühverlust	1,29
Sa.	99,74
Spez. Gew.	2,687

Zum Vergleich möge die von Waller ausgeführte Analyse einer grauweißen Schliere herangezogen werden. Waller erhielt folgende Resultate:

SiO_2	65,1
Al_2O_3	12,9
Fe_2O_3	2,0
FeO	4,7
CaO	4,7
MgO	2,8
MnO	Spur
K_2O	3,9
Na_2O	2,8
H_2O	1,9
Sa.	100,8

Daß diese beiden Analysen in manchen Punkten so sehr voneinander abweichen, mag seinen Grund darin haben, daß die zu ihnen gebrauchte Substanz aus zwei ganz verschiedenen Stellen des Gesteins von Penmaenmawr stammen.

Während im Gestein der Gehalt an Na_2O größer ist als der an K_2O, findet in den grauen Schlieren gerade das Umgekehrte statt, indem hier mehr K_2O als Na_2O vorhanden ist. Diese Tatsache dürfte ebenfalls dafür sprechen, daß der Feldspat der Schliere dem Orthoklas angehört. Auffallend ist der große CaO-Gehalt der ersten Analyse, der einesteils dem Auftreten des Prehnits zuzuschreiben ist, anderenteils aber vermuten läßt, daß die oben erwähnten Umwandlungsprodukte eines augitischen Minerals von einem kalkreichen Pyroxen stammen. Der geringe Gehalt an FeO und MgO gegenüber dem in dem Gestein ist durch das gänzliche Fehlen des Enstatits bedingt.

Für das unbewaffnete Auge scheint zwischen Gestein und Schliere eine deutliche, scharfe Grenze zu bestehen, u. d. M. ist jedoch ein ganz allmählicher Übergang der Schliere in das Gestein zu erkennen. Nur an einzelnen Stellen ist auch hier eine scharfe Grenze wahrzunehmen, so namentlich da, wo charakteristisch ausgebildeter Mikroschriftgranit unmittelbar an das Gestein stößt. Man kann also im allgemeinen wohl von einer Übergangszone zwischen Gestein und Schliere reden. In dieser Zone, die an Enstatit bei weitem ärmer ist als das Gestein, zeigt der Plagioklas ein eigentümliches Verhalten. Während er nämlich im Gestein gewöhnlich in Kaolin, Epidot, Kalkspat und Chlorit umgewandelt ist, tritt hier noch der Prehnit als Umwandlungsprodukt hinzu, der teils farblos,

teils infolge von Einschlüssen getrübt mit Kaolin zusammen die Feldspatleistchen ausfüllt. Der Prehnit findet sich sowohl in kleinen Schüppchen, als auch in stengligen, radialstrahligen Aggregaten und ist an seinen leuchtenden, meist gelblichen Interferenzfarben leicht zu erkennen. Von den Feldspatleistchen ausgehend, durchzieht er oft in dünnen Adern das Gestein, dringt in Quarzkörner ein, die er dann kanalartig durchzieht, oder häuft sich an manchen Stellen nesterartig an. Nicht selten liegen noch in dem Prehnit Reste unzersetzter, polysynthetisch verzwillingter Feldspatsubstanz, ein deutlicher Beweis, daß der Prehnit aus dem Plagioklas hervorgegangen ist. Chemisch gestaltet sich diese Umwandlung in Prehnit etwa folgendermaßen: Der Plagioklas ist anzusehen als eine isomorphe Mischung von $Na_2O . Al_2O_3 . 6 SiO_2$ und $CaO . Al_2O_3 . 2 SiO_2$. Nun setzt sich das Na-Silikat unter Aufnahme von H_2O und Abscheidung von SiO_2 und Na_2O in Kaolin um:

$$Na_2O . Al_2O_3 . 6 SiO_2 + 2 H_2O = Na_2O + 4 SiO_2 + 2 H_2O . Al_2O_3 . 2 SiO_2.$$

Nach Brauns bildet sich ferner aus zwei Molekülen des Ca-Silikates unter Aufnahme von H_2O und SiO_2, die aus dem zersetzten Na-Silikat stammt, Prehnit ($H_2O . 2 CaO . Al_2O_3 . 3 SiO_2$) und Kaolin ($2 H_2O . Al_2O_3 . 2 SiO_2$):

$$2(CaO . Al_2O_3 . 2 SiO_2) + 3 H_2O + SiO_2 = H_2O . 2 CaO . Al_2O_3 . 3 SiO_2 + 2 H_2O . Al_2O_3 . 2 SiO_2.$$

Dies stimmt mit der mikroskopischen Untersuchung insofern überein, als wir sahen, daß der Kaolin den Prehnit in der zersetzten Feldspatsubstanz fast stets begleitete.

2. Die grünen Schlieren. Von den grauweißen unterscheiden sie sich makroskopisch nicht nur durch ihre Farbe, sondern auch durch die Art und Weise ihrer Ausbildung. Sie beschränken sich hauptsächlich auf die grünlichen Gesteinsvarietäten und treten teilweise in ausgeprägter Gangform mit annähernd parallelen Begrenzungsflächen auf, so daß sie bei oberflächlicher Betrachtung echten Gesteinsgängen täuschend ähnlich sehen. Die Schlierenstücke, die mir zur Verfügung standen, ließen hinsichtlich ihrer Farbe und Struktur untereinander wieder mancherlei Schwankungen erkennen. Es gelangten im ganzen vier verschieden ausgebildete Schlieren zur

Untersuchung: a) feinkörnige Schliere, b) mittelkörnige grüne Schliere, c) grasgrüne Schliere, d) gelblichgrüne Schliere.

a) Feinkörnige Schliere. Die vorliegenden Stücke dieser Schliere durchziehen das mittelkörnige, grüne Gestein und erreichen bisweilen eine Breite von ca. 4 cm. Von dem angrenzenden Gestein sticht die Schliere teils in einer scharfen Grenze ab, teils ist eine deutliche, mehr oder weniger breite, dunkelgrüne Übergangszone vorhanden. Makroskopisch erweist sich die Schliere als ein Gemenge von Quarz und einem grünen, fettglänzenden Mineral. Diese Grundmasse ist vielfach von schwärzlichen, glänzenden Punkten durchsetzt. Wie bei den grauen Schlieren wurden auch hier vereinzelt größere oder kleinere Hohlräume wahrgenommen, die mit amorpher Kieselsäure und kristallisiertem Quarz ausgefüllt waren. So wurde eine ovale Quarzsekretion von ca. 3—4 cm Durchmesser beobachtet, in der die Kristalle eine Größe von einigen Millimetern erreichten. U. d. M. erscheint die Schliere als ein Gemenge von Quarz und einer eigenartigen schmutziggrünen, körnigen Substanz, die einen ziemlich kräftigen Pleochroismus zeigt. Letztere füllt teils die Zwischenräume zwischen dem durchaus unregelmäßig ausgebildeten Quarz aus, teils ist sie von diesem ganz umschlossen oder mit ihm so innig verwachsen, daß sie ihn vielfach ganz regellos in dünnen, aderartigen Striemen durchzieht. Bei + Nicols lösen sich diese Massen in ein Aggregat von lauter kleinen Schüppchen auf, die im wesentlichen aus Chlorit, Kaolin und Amphibolmineralien gebildet werden. Die Untersuchung ergab, daß diese grünliche Substanz als Umwandlungsprodukte von Augit und Feldspat anzusehen ist; vom Augit fanden sich noch an einzelnen Stellen unzersetzte Reste. Daß teilweise Zersetzungsprodukte des Feldspats vorliegen, glaube ich daraus schließen zu können, daß hin und wieder mikroschriftgranitische Verwachsungen dieser Massen mit Quarz auftreten. Neben diesen Umwandlungsprodukten und dem Quarz enthielt die Schliere noch Orthoklas, Titaneisen, Aggregate von strahligem Chlorit und Prehnit in geringer Menge. Nester von kristallisiertem Quarz und Prehnit fanden sich auch in dieser Schliere.

Bei der chemischen Analyse wurden folgende Resultate erhalten:

SiO_2	71,63
Al_2O_3	12,21
Fe_2O_3	1,71
FeO	1,48
CaO	11,00
MgO	1,01
MnO	Spur
K_2O	Spur
Na_2O	0,54
Sa.	99,58
Spez. Gew.	2,921

Die mikroskopische Untersuchung der oben erwähnten Übergangszone zwischen Gestein und Schliere ließ erkennen, daß sie in weit größerem Maße der Zersetzung anheimgefallen ist, als das mittelkörnige Gestein. Der Quarz nimmt sichtbar an Menge zu, während der Enstatit fast ganz verschwindet. Der Plagioklas, der sich nur selten im frischen Zustande findet, zeigt auch hier wie in der Übergangszone bei den grauen Schlieren Umwandlung in Prehnit. Der Augit ist, wenn unzersetzt, von brauner Farbe und zeigt immer die Querstreifung nach der Basis. Die grünlichen Zersetzungsprodukte der Schliere ziehen sich in großer Menge in die Übergangszone hinein, in der sie sich zwischen den anderen Bestandteilen eingelagert finden, und der sie offenbar die grüne Farbe verleihen.

b) Mittelkörnige, grüne Schliere. Sie ist bedeutend gröberkörnig als die vorhergehende. Ihre Farbe ist mattgrün, etwas glänzend, durchzogen von vielen weißen Quarzpartien; an der Oberfläche nimmt sie infolge Verwitterung einen schwach gelblichen Ton an. Das vorliegende Stück dieser Schliere durchzieht in einer Breite von 6 cm mit annähernd parallelen Begrenzungsflächen das feinkörnige, etwas gelblich aussehende Gestein, von dem es sich in einer äußerst scharfen Grenze abhebt. Dem bloßen Auge bieten sich als erkennbare Mineralelemente nur stark zersetzter, grünlicher Feldspat, Quarz, und an einzelnen Stellen Prehnit dar. U. d. M. wurden Feldspat, Quarz, Mikroschriftgranit, Augit, Prehnit und Titaneisen bestimmt. Im Gegensatz zur vorhergehenden Schliere sind hier die wesentlichen Bestandteile Quarz und Mikroschriftgranit, dessen Feldspat vollständig

in ein schuppiges Aggregat verschiedener Mineralien — Kaolin, Kalkspat, chloritische Substanz — umgewandelt ist. Ob dieser Feldspat zu dem Orthoklasen oder dem Plagioklasen gehört, war wegen seiner vollkommenen Zersetzung nicht möglich zu entscheiden. Jedoch deutet die charakteristische mikroschriftgranitische Verwachsung darauf hin, daß auch hier, wie in den grauen Schlieren, Orthoklas vorliegt. Jene eigenartigen grünen Zersetzungsprodukte, die aus Feldspat und monoklinem Pyroxen hervorgegangen sind, finden sich auch in dieser Schliere zwischen den Quarzkörnern, ebenso Aggregate von kristallisirtem Quarz und Prehnit.

Die chemische Analyse dieser Schliere ergab folgende Werte:

SiO_2	70,42
Al_2O_3	12,69
Fe_2O_3	1,72
FeO	2,10
CaO	11,34
MgO	0,89
MnO	Spur
K_2O	Spur
Na_2O	0,23
Sa.	99,39
Spez. Gew.	2,945

c) Grasgrüne Schliere. Die Struktur dieser Schliere ist mittelkörnig bis grobkörnig, ihre Farbe sehr frisch grasgrün, ebenfalls von vielen weißlichen Quarzpartien durchbrochen. Das vorliegende Stück durchzieht das grünliche mittelkörnige Gestein, in das es ganz allmählich übergeht. An der Oberfläche erscheint die Schliere stark verwittert und von etwas matterer Farbe. Es verschwinden dann die weißen Quarzpartien, an deren Stelle Hohlräume treten, die teilweise mit rötlichem Eisenoxyd angefüllt sind. U. d. M. wurden als Hauptbestandteile Quarz, Mikroschriftgranit, Augit und Orthoklas bestimmt, während Plagioklas, aktinolithische Hornblende, Epidot, Kalkspat, Prehnit, Titaneisen und Apatit nur akzessorisch auftreten. Quarz, Augit und Prehnit erscheinen im Dünnschliff in etwas größerer Menge als in den vorher beschriebenen Schlieren.

Der Quarz ist außerordentlich reich an Einschlüssen, namentlich an solchen von Flüssigkeitseinschlüssen; an einigen

Stellen ist er ebenso wie der Orthoklas von teils farblosen, teils grünlichen, kurzprismatischen Aktinolithkriställchen ganz und gar durchspickt. Seine Verwachsung mit stark kaolinisirtem Feldspat ist zwar sehr charakteristisch ausgebildet wie bei der Schliere unter b, aber bei weitem nicht so häufig. Der Augit ist stets mehr oder weniger in frischgrüne, deutlich pleochroitische Hornblende umgewandelt, die sich teils als kompakte Massen, teils als Schüppchen oder kleine Kriställchen um Reste von augitischer Substanz findet. Zuweilen ist der Augit durch Hornblende gleichsam in verschiedene Fetzen zerstückelt, die nur durch ihre gleichzeitige Auslöschung und durch ihre gleichen Interferenzfarben erkennen lassen, daß sie ursprünglich ein einziges Individuum gebildet haben. Besonders häufig tritt der Prehnit auf, der oft auf größere Strecken eisblumenähnlich die Schliere durchzieht, indem sich ein radialstrahliges Aggregat an das andere reiht.

Bei der Analyse dieser Schliere wurden folgende Resultate erhalten:

SiO_2	69,33
Al_2O_3	12,62
Fe_2O_3	0,79
FeO	2,26
CaO	11,53
MgO	0,79
MnO	Spur
K_2O	Spur
Na_2O	Spur
Glühverlust	2,66
Sa.	99,98
Spec. Gew.	2,798

d) Gelblichgrüne Schliere. Sie ist von matter, gelblichgrüner Farbe, vielfach durchsetzt von bräunlichen Pigmenten, die wohl im wesentlichen aus Eisenoxyd bestehen. Das vorliegende Stück stellte nur die Schliere dar, während das umschließende Gestein gänzlich fehlte. Die mikroskopische Untersuchung zeigte, daß die Hauptmasse der Schliere von charakteristischem Mikroschriftgranit und Quarz gebildet wird, während Orthoklas, stark umgewandelter Augit, Aktinolith, Epidot, Titaneisen und Prehnit nur in untergeordnetem Maße vorkommen. Der Feldspat des Mikro-

schriftgranits ist weniger chloritisiert, sondern hauptsächlich kaolinisiert und gehört auch hier aller Wahrscheinlichkeit nach dem Orthoklas an:

Die Analyse ergab folgende Werte:

SiO_2	69,54
Al_2O_3	12,38
Fe_2O_3	2,58
FeO	1,68
CaO	10,46
MgO	0,97
MnO	Spur
K_2O	Spur
Na_2O	Spur
Glühverlust	2,07
Sa.	99,68
Spez. Gew.	2,845

Aus den angeführten Analysen ersehen wir, daß die grünen Schlieren untereinander in ihrer chemischen Zusammensetzung nur geringe Schwankungen aufweisen, während sie sich von den grauen Schlieren durch ihre Armut an Alkalien und durch den etwas größeren Kalkgehalt unterscheiden. Diese geringe Menge an Alkalien hat ihren Grund in der weit vorgeschrittenen Zersetzung des Feldspates (Orthoklas), bei der zuerst die Alkalien fortgeführt werden. Der größere Kalkgehalt ist durch das häufigere Auftreten des Prehnits und der oben erwähnten grünlichen Umwandlungsmassen bedingt. Diese Umwandlungsprodukte und der Feldspat liefern auch den Gehalt an Al_2O_3. Wenn auch der Betrag an FeO und Fe_2O_3 in den einzelnen Schlieren etwas verschieden ist, indem bald die eine, bald die andere Verbindung überwiegt, so ist doch die Gesamtsumme beider annähernd konstant, ca. 3—4 %. Der geringe MgO-Betrag der grünen Schlieren wird im wesentlichen durch das gänzliche Fehlen des Enstatits hervorgerufen. Entsprechend dem größeren Quarzgehalt sind beide Schlierenarten, sowohl die grünen als auch die grauen, bedeutend saurer als das normale Gestein, indem sie ca. 10—12 % SiO_2 mehr enthalten.

Zum Schluß erübrigt es noch, die Frage nach der Entstehung der Schliere zu beantworten. Wie wir gesehen haben, setzen sich die Schlieren in der Hauptsache aus den Gemeng-

teilen des Gesteins zusammen, die sich bei der Erstarrung des Magmas zuletzt ausgeschieden haben, nämlich Quarz, Mikroschriftgranit, Orthoklas und Augit. Es ist also offenbar die Entstehung der Schlieren an die letzten Phasen in der Verfestigung des Gesteins gebunden. Nachdem sich die Hauptmasse des Gesteins als Plagioklas, Enstatit und teilweise als Augit verfestigt hatte, entstanden in der Eruptivmasse durch Kontraktion zahlreiche Klüfte und Spalten, in die hinein der letzte Rest des Magmas sickerte und so Anlaß zur Bildung der Schlieren gab. Unsere Schlieren gehören also zu den von Zirkel aufgestellten „hysterogenetischen Schlieren", d. h. zu denjenigen, „deren wieder aus dem Magma selbst heraus erfolgende Entstehung an die letzten Phasen seiner Verfestigung geknüpft ist".

Mineralogisches Institut der Universität Münster i. W.

Tafel-Erklärung.

Tafel VI.

Fig. 1. Das normale Gestein. Die farblose Grundmasse besteht aus Plagioklas und stellenweise Quarz und Orthoklas. *e* = Enstatitkristalle, von vielen unregelmäßigen Sprüngen durchsetzt; *a* = Augit, *f* = Feldspat (Plagioklas).

„ 2. Dasselbe bei gekreuzten Nicols. Sehr deutlich ist überall der polysynthetisch verzwillingte Plagioklas zu erkennen.

„ 3 stellt typisch ausgebildeten Mikroschriftgranit einer der grünen Schlieren dar. Die dunklen Partien sind der zersetzte Feldspat (*f*), die hellen der klare Quarz (*q*).

„ 4 zeigt das Gestein in weit vorgeschrittener Zersetzung. Die Grundmasse ist stark umgewandelter Plagioklas. *q* = Quarz, *t* = Titaneisen, *a* = Augit, *e* = Enstatit.

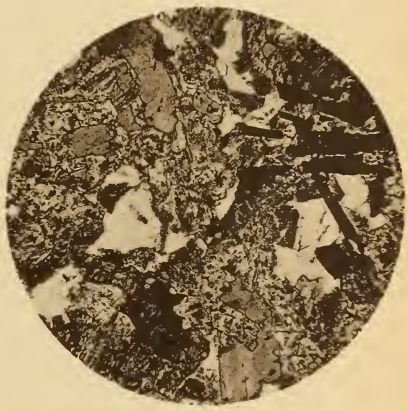
„ 5 stellt Augitkristalle (*a*) dar, die die eigentümliche Absonderung nach der Basis erkennen lassen. Diese Absonderung tritt in der Figur als dünne, teilweise verschwommene Linien hervor, die quer zur deutlichen prismatischen Spaltbarkeit — die scharfen Linien parallel der Längserstreckung der Individuen — verlaufen.

„ 6 stellt Prehnit- und Quarzanhäufungen in einer der grauweißen Schlieren dar. *P* = Prehnit, *q* = Quarz.

1.

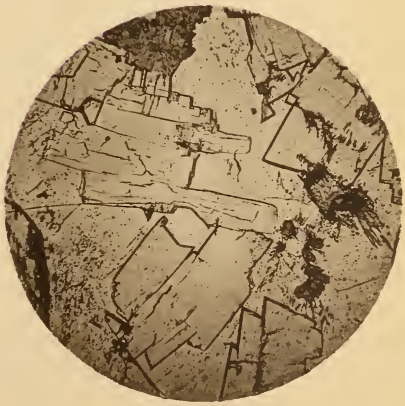
2.

3.



4.

5.



6.

Schaub, Quarznorit von Penmaenmawr u. seine Schlierenbildungen.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Jahr/Year: 1905

Band/Volume: 1905

Autor(en)/Author(s): Schaub L.

Artikel/Article: Ueber den Quarznorit von Penmaenmawr in Wales und seine Schlierenbildungen. 93-121