

SEPARAT-ABDRUCK

AUS

TSCHERMAK'S

MINERALOGISCHEN UND PETROGRAPHISCHEN

MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN

VON

F. BECKE.

HERMANN GRAF KEYSERLING, DER GLOGGNITZER
FORELLENSTEIN, EIN FEINKÖRNIGER
ORTHO-RIEBECKITGNEIS.

Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen,
XXII. Band, 2. Heft, 1903.

WIEN

ALFRED HÖLDER,

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

ROSENTURMSTRASSE 13.

VII. Der Gloggnitzer Forellenstein, ein feinkörniger Ortho-Riebeckitgneis.

Von **Hermann Graf Keyserling.**

Im Herbst des Jahres 1901 habe ich auf Anraten und im Auftrage des Herrn Professor F. Becke die Bearbeitung des Gloggnitzer sogenannten „Forellensteins“ oder „Forellengranulits“ unternommen.

In vorliegender Abhandlung sollen die Resultate dieser Untersuchung dargelegt werden.

Der Natur der Sache nach hatte die Arbeit vorwiegend petrographischen Charakter; da aber auch über die Art des Auftretens, Lagerungsform und die geologische Stellung des Gesteins bisher nicht allzuviel bekannt war, habe ich einige Zeit mit dem Studium des Gesteins an Ort und Stelle verbracht.

Mit dem geologischen Teil möge begonnen werden.

Geologie.

Obgleich das Vorkommen des Forellensteins schon längst bekannt war, existiert über ihn doch nur eine äußerst spärliche Literatur. Czjžek¹⁾ bespricht ihn kurz im Jahre 1854. In Fr. v. Hauers Geologie Österreichs wird er als ein kleines Zwischenlager der Grünsteinschiefer, die den Gloggnitzer Berg zusammensetzen, angeführt. Das einzige Genauere, was wir über den Forellenstein bisher wußten, verdanken wir Franz Toulas Arbeit: „Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen

¹⁾ Johann Czjžek, Das Rosaliengebirge. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Jahrgang 1854.

mit besonderer Berücksichtigung des Semmeringgebietes.“¹⁾ Dort findet sich pag. 24 ein Profil des Schloßberges Gloggnitz. Pag. 26 erwähnt Toulas einzelner Findlinge des Gesteins im Payerbachgraben. Pag. 31 wird mitgeteilt, daß Sueß gelegentlich einer Exkursion im Semmeringgebiet an derselben Stelle gleichfalls Forellenstein angetroffen habe. Pag. 38 wird ein heller Gneis bei Vöstenhof besprochen, den Czjžek²⁾ dem Forellenstein parallelisiert hat. Näheres wird an den entsprechenden Stellen mitgeteilt werden.

Auf der seiner Abhandlung beigegebenen Übersichtskarte des Semmeringgebietes ist der „Granulit“ in Form dreier ostwestlich gestreckter Parallelogramme eingezeichnet; das erste davon bei Schloß Gloggnitz; dann weiter westlich, in der Luftlinie beiläufig in der Fortsetzung des ersten Vorkommens ein zweiter längerer Streifen im Schachergraben, der nach kurzer Unterbrechung südlich vom Payerbachgraben wieder auftritt und zuletzt von einer Verwerfung abgeschnitten wird.

An vielen Stellen der Arbeit finden sich Profile, wo auch der Forellenstein verzeichnet ist.

Was nun meine eigenen Aufnahmen anbetrifft, so war es keine leichte Aufgabe, Grenzen und Lagerungsform genau festzustellen; die Aufschlüsse sind schlecht und spärlich, an den meisten Stellen war wegen der dichten Bewaldung überhaupt nicht viel auszurichten. So kann das Bild, das ich hier geben werde, auch keinen Anspruch auf Vollendung oder absolute Genauigkeit erheben.

Der Forellenstein bildet eine im allgemeinen konkordante Einlagerung in den Grauwacken und Schiefen des Semmeringgebietes. Toulas Auffassung der Tektonik, wie sie in seinen Profilen Ausdruck findet, kann ich mich nur anschließen. Darnach fällt der ganze, die verschiedensten Formationen in sich schließende Gesteinskomplex, welcher die sogenannte Grauwackenzone bildet, bei annähernd westöstlichem Streichen nordwärts ein. Genau dasselbe gilt natürlich vom Forellenstein.

Der bekannteste Fundort liegt am Schlosse Gloggnitz selbst; es ist ein Felsen, gekrönt von einem Marientaferl, der auch pag. 24 von Toulas trefflich wiedergegeben worden ist. Das Gestein fällt hier

¹⁾ Denkschriften der k. Akademie, 1885, I. Bd.

²⁾ Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1854, pag. 477.

bei N 70 W—S 70 O-Streichen mit etwa 30° nordwärts. Gleich weiter östlich beginnt die Ebene, keine Spur unseres Gesteins ist mehr zu finden — offenbar erreicht hier die Einlagerung ihre östliche Grenze. Dank der Widerstandskraft gegen die Erosion hat sich hier der Forellenstein nach Entfernung seiner ursprünglichen Schieferhülle als steiler einzelner Fels erhalten. Steigt man in westlicher Richtung den Schloßberg hinan, so findet man zwar Forellenstein, aber darüber noch Bruchstücke von Sericitschiefer, die sich hier dank der schützenden Bedeckung erhalten haben. Etwa 100 m westlich vom Schloßgarten im Walde läßt sich deutlich die Überlagerung durch die Schiefer konstatieren. Einige Zeit läßt sich das noch weiter verfolgen; einmal ragt ein vereinzelter Block hervor, an dem bei einem Streichen von N 20 O—S 20 W ein Fallwinkel von 20° gemessen wurde, dann ist nichts mehr, weder anstehend noch in Bruchstücken zu sehen. An diesem Punkte, etwa 100 m nordöstlich vom Hause eines Steinmetzen¹⁾, scheint die Einlagerung wieder ihr Ende zu erreichen.

Um die weiteren Grenzverhältnisse zu konstatieren, was hier auf den teils bewaldeten, teils bebauten Hügeln unmöglich ist, muß man sich von Gloggnitz aus längs der Straße nach Payerbach westlich begeben.

Die Straße führt schon in der unmittelbaren Nähe des Schlosses wieder auf Schiefer. Um nun zum Forellenstein zu gelangen, muß man ungefähr an dem Punkte, wo sich die Schwarza am meisten der Straße nähert, das Bett eines kleinen Baches hinansteigen. Das Bachbett besteht zuerst noch aus Schiefeln, aber nach etwa 100 m, wo der markierte Fußweg den Bach kreuzt, ist man an der Grenze angelangt. Sie befindet sich etwa 6 m unterhalb des Steges; hier fällt eine kleine Diskordanz auf:

Der Forellenstein hat einen Fallwinkel von 40—50°, der Schiefer nur von 25—27°. (S. Fig. 1 auf folgender Seite.)

Da aber der Schiefer an dieser Stelle arg zersetzt und zerknittert ist, lassen sich aus dieser einzelnen Beobachtung schwerlich weitere Schlußfolgerungen ziehen.

Das Bachbett besteht auch weiter aufwärts aus Forellenstein, bis, an der Grenze von Wald und Feldern, gegenüber einer kleinen vorspringenden Bergzunge, wieder Schiefer auftritt.

¹⁾ Unweit Weißenbach.

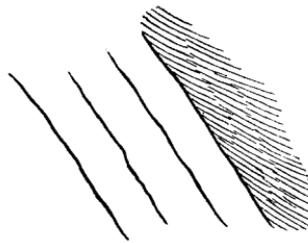
Mit vier Punkten wäre somit die Grenze fixiert.

Weit schwieriger gestaltete sich die Sachlage, wo es galt, das Gestein weiter westlich (nach Payerbach zu) zu verfolgen. Alles dichter Wald, von eigentlichen Aufschlüssen keine Spur.

In nordwestlicher Richtung von der nördlichen Kontaktstelle im Bach hinansteigend, ließ sich einige Male noch die Grenze konstatieren; zum letzten Male fand sich anstehender Forellenstein an einem Aussichtspunkt auf dem Haydnkogel, unweit und gegenüber dem Bahnhof Eichberg, sonst nur Schiefer. Sämtliche Gräben der Umgegend wurden abgesucht, ohne zu einem anderen Resultate zu führen.

Es hat somit den Anschein, als keile sich die Einlagerung, die anfangs im Streichen ungefähr parallel begrenzt ist,

Fig. 1.



westwärts aus. Daß tatsächlich keine westliche Fortsetzung stattfindet, wird dadurch höchst wahrscheinlich gemacht, daß man in all den verschiedenen Gräben, die vom Bahnhof Eichberg bis gegen Payerbach das Gelände durchschneiden, nirgends auf Forellenstein stößt. Möglich ist dagegen, daß in nördlicher Richtung unter dem Schafkogel eine Fortsetzung vorhanden ist. Da das Gestein nordwärts einfällt und die hangenden Schiefer noch darüber vorhanden sind, läßt sich bei dem Mangel an tief einschneidenden Gräben nichts Bestimmtes hierüber aussagen.

Ein zweites Vorkommen des Gesteins befindet sich im Schachergraben, südwestlich von Payerbach. Da ich beim Absuchen aller Gräben zwischen diesem und Schloß Gloggnitz nirgends auf Forellenstein stieß, ist wohl mit Sicherheit anzunehmen, daß es sich hier um keine Fortsetzung handelt. Dort, wo der Schachergraben in den Payerbachgraben einmündet, beim „Engelhof“, fand auch ich, wie Toula und Sueß, Lesestücke des Gesteins. Etwa 100 m

südlich vom „Handlhof“ am Schachergraben ist typischer Forellenstein aufgeschlossen mit derselben Streich- und Fallrichtung wie bei Gloggnitz.

Fast bis zum „Annahof“ ließ sich das Gestein verfolgen, dann treten wieder Schiefer auf. Indes war es hier absolut unmöglich, genaue Grenzen festzustellen, es gibt überhaupt keine Aufschlüsse, und obgleich in allen in der Umgegend befindlichen Gräben nirgends Forellenstein anzutreffen war, auch im Payerbachgraben nicht, so läßt sich doch nicht mit Sicherheit aussagen, ob er nicht doch unter dem Schiefer vorhanden ist, dazu schneiden die Gräben nicht tief genug ein. Wahrscheinlich ist es aber nicht, daß er sich weiter fortsetzt, denn auch in den südlichen Teilen, also dort, wo nach dem tektonischen Aufbau der Gegend das Gestein am höchsten zu liegen käme, ist nichts zu finden. Im Falle des Vorhandenseins hätte sich etwas bei seiner großen Widerstandskraft gegen die Verwitterung im Verhältnis zum Schiefer erhalten müssen, etwa wie bei Schloß Gloggnitz.

Somit wäre also das dritte Toulasche Forellensteinparallelogramm, als unbegründet, fortzulassen. Im allgemeinen stimmt seine etwas schematische Darstellung gut mit den Tatsachen überein, wenigstens beim Gloggnitzer Vorkommen, während sich Form und Ausdehnung des Gesteins im Schachergraben zum mindesten nicht beobachten lassen.

Auffallend ist, wie merkwürdig genau die Grenzen der beiden Vorkommnisse bei Gloggnitz und Payerbach in der geographischen Breite miteinander übereinstimmen.

Da der Forellenstein ein ursprüngliches Eruptivgestein ist, so wäre es wohl denkbar, daß das Magma ursprünglich an zwei Stellen auf einer Spalte aufgedrungen ist.

Tektonisch wäre noch zu bemerken, daß auch im Streichen, und zwar ostwärts, eine kleine Senkung stattgefunden hat, so zwar, daß die höchsten Punkte gegen Osten etwas niedriger zu liegen kommen als weiter westlich.

Eine merkwürdige und bedeutungsvolle Erscheinung sind die Zwischenlagen von Schiefer im Forellenstein, die schon von Toula beobachtet und auf seiner Skizze des Schloßberges richtig wiedergegeben worden sind. Es sind dies gegen 10 teils papierdünne, teils bis zu 5 cm Mächtigkeit erreichende, stark ausgewalzte

Schieferlagen, die, selten gerade, meist wellig gebogen, das Gestein durchsetzen. An vielen Stellen ist der sie bedeckende Forellenstein abgebröckelt; da sieht man dann deutlich die harnischartige, spiegelglatte Beschaffenheit dieser Zwischenlagen. Oft ist die Grenze beider Bildungen so verwischt, daß z. B. im Handstück auf relativ größere Entfernung zwar einerseits der Schiefer, andererseits der Forellenstein deutlich erkennbar, aber die Grenze selbst schwer zu bestimmen ist, was wohl auch Toulou zu seiner Auffassung eines „innigeren“, soll wohl heißen genetischen Zusammenhanges veranlaßt hat.

An anderen Stellen, wie auf dem Schloßberg, gelang es mir nicht, diese Art Wechsellagerung aufzufinden, aber, wenn man die Spärlichkeit der Aufschlüsse berücksichtigt, will das wenig sagen.

Sehr charakteristisch sind die Absonderungsformen des Gesteins, die sich auf drei Flächen beziehen lassen: einerseits parallel der Fallrichtung (Hauptklüftung, parallel zur Schieferung), dann senkrecht zu dieser, und hier wiederum einerseits parallel der Streichrichtung (Längsklüftung), andererseits senkrecht dazu (Querklüftung). Letztere pflegt die ausgesprochenste zu sein, in zweiter Linie kommt dann die Hauptklüftung.

Diese Absonderung geht bis ins kleinste Detail, überall bilden sich entsprechend diesen Richtungen Spalten, auf denen sich Eisenhydrat ausscheidet, und beim Zerschlagen eines Handstückes zerspringt dasselbe so konsequent nur nach diesen Richtungen, als ob es sich um Krystallspaltbarkeit handeln würde.

Wie bei allen gepreßten Gesteinen, läßt sich auch hier eine Parallelordnung der Gemengteile entsprechend der Richtung senkrecht zum größten Druck konstatieren. Die blauen Hornblenden, um die es sich hier hauptsächlich handelt, sind in der Streich- und Fallebene gestreckt, so zwar, daß die breite Seite der Hornblendetafeln bei der Absonderung nach der zuerst genannten Fläche sichtbar wird.

Allenthalben durchsetzen Quarzadern und -Gänge das Gestein, von über 10 cm Mächtigkeit bis zu solchen von mikroskopischen Dimensionen, die noch im Dünnschliff zu verfolgen sind. Auch „Gänge“ von Eisenerz sind bisweilen, wenn auch nur höchst selten, zu beobachten. In den meisten Fällen sind es nur Spaltenausfüllungen durch ausgelaugtes Eisen in der Form des Hydrates; einmal fand

ich aber auch einen etwa 5 mm mächtigen „Gang“ von Hämatit, der an den Rändern in Rost überging.

Der Bruch ist splitterig, das Gefüge außerordentlich fest, dank dem ungeheuer feinen Korn der Mineralien, die fest ineinander verzahnt sind.

Um den geologischen Teil unserer Arbeit zu Ende zu führen, muß noch mit einigen Worten der mutmaßlichen Genesis gedacht werden.

Hiezu muß ich einiges vorausgreifen, was erst später eine eingehendere Behandlung erfahren kann: Wir haben es mit einem metamorphen Eruptivgestein zu tun. Da von der ursprünglichen Struktur nichts mehr erhalten ist, bleibt es fraglich, ob es ursprünglich als Tiefen- oder Ergußgestein ausgebildet war.¹⁾ Hienach gäbe es, in Anbetracht der Art des Auftretens (planparallel zwischen gleichförmigen Schieferlagen, welche letztere sogar stellenweise als Zwischenlager vorkommen können) zwei Möglichkeiten: entweder es war ursprünglich ein Deckenerguß oder aber ein Intrusivlager.

Falls die erste Auffassung richtig ist, so scheint es verwunderlich, daß nirgends auch nur eine Andeutung von Tuffbildungen vorhanden ist. Man mag dagegen einwenden, daß durch die intensiven dynamischen Vorgänge diese Bildungen verwischt sein könnten. Dennoch scheint mir die absolute Homogenität des Forellensteins einerseits, die scharfe Abgrenzung gegen die Schiefer andererseits sehr gegen diese Auffassung zu sprechen. Auch scheint mir die Tatsache der dünnen Zwischenlagen im Forellenstein schwer mit dieser Auffassung in Einklang zu bringen zu sein. Es müßte sich in diesem Falle um eine Reihe aufeinanderfolgender Ergüsse handeln. Erstens läßt sich hievon anderweitig, wo keine Zwischenlagen vorhanden, keine Spur wahrnehmen, und dann müßten die Sedimente, die nach einem jeden Erguß die Lava überdeckten, tuffartigen Charakter haben, zum mindesten von den anderweitig auftretenden Schiefen verschieden sein, was nicht der Fall ist. Auch der Mangel einer porphyroiden Struktur ließe sich dagegen anführen, wenn auch bei der völligen Umkrystallisation des Gesteins leicht jede Spur eines ursprünglich porphyrischen Cha-

¹⁾ Die chemische Zusammensetzung läßt sich mit beiden Fällen vereinbaren.

rakters verwischt sein könnte. Andererseits spricht vieles, wie später angeführt werden soll, dafür, daß die Umlagerungen keine sehr intensiven gewesen sein können, daß z. B. die innige Verzahnung der feinkörnigen Hauptmasse von der früheren Struktur, die demnach eine granophyrische gewesen sein dürfte, mit herübergenommen worden ist.

Kurz, meine Auffassung geht dahin, das Gestein als ursprüngliches Intrusivlager aufzufassen.

Einerseits ist bei dieser Annahme die Homogenität des Gesteins naturgemäß, dann lassen sich auch die welligen Schieferzwischenlagen analog den Erscheinungen bei den Lakkolithen erklären.

Diese Auffassung gewinnt noch an Wahrscheinlichkeit, wenn man bedenkt, daß, wie schon früher angedeutet, vermutlich eine Spalte das Gebiet durchsetzte, auf der an zwei Stellen das Magma empordrang. Selbstverständlich läßt sich jetzt hievon nichts mehr beobachten, aber es scheint mir doch sehr plausibel, daß auch hier, wie z. B. in Colorado, teilweise eine Emporpressung des Magmas stattfand.

Nimmt man, der Analogie nach, auch hier solche Vorgänge an, so hat die Auffassung des Forellensteins als eines Intrusivlagers, das stellenweise die Eigenschaften eines Lakkolithen annimmt, nichts Wunderbares an sich.

Der Vöstenhofer Gneise soll ganz am Schluß gedacht werden.

Makroskopische Beschreibung.

„Forellenstein“ oder „Fischstein“, wie er in der Gegend auch genannt wird, ist entschieden die anschaulichste und treffendste Bezeichnung. Das sinnlich ungewöhnlich schöne Gestein hat tatsächlich eine auf den ersten Blick frappierende Ähnlichkeit mit der Haut der Forelle, die ungleich größer ist als bei der Gabbrovarietät, die in den Petrographiehandbüchern denselben Namen führt, mit welcher übrigens unser Gestein gar nichts zu tun hat.

Das äußerst dichte, oft zuckerkörnige, oft auch fast glatt anzufühlende Gestein hat seiner Hauptmasse nach weiße Farbe, die ins Gelbliche, Bläuliche, Grauliche oder auch Rötliche hinüberspielt.

Aus dieser Grundmasse tritt scharf hervor ein bald blau-, bald mehr grünschwarzes Mineral, welches durch die Schieferung parallel

angeordnet ist und je nach der Richtung, nach welcher das Gestein zerschlagen wird, bald leistenförmig, unregelmäßig plattig und fleckartig hervortritt. Dasselbe Mineral kommt oft in so fein verteiltem Zustande vor, daß es gleichsam wolkig das Gestein durchsetzt, was dann die bläuliche Farbe desselben bedingt. Ebenso reihenartig angeordnet oder auch unregelmäßig verteilt bemerkt man ein gelb- bis blutrotes Mineral, das von dichteren Lagen bis zur feinsten wolkigen Verteilung in allen Übergängen vorkommt. Dieses sanfte Ineinanderübergehen der Farbentöne weiß, grau, blau und rot, zusammen mit den scharf hervortretenden schwarzblauen Flecken, bedingt auch die Ähnlichkeit mit der Forelle, die einem besonders dort zu Bewußtsein kommt, wo der Forellenstein, wie oft, das Bett eines schnell dahinfließenden Baches bildet.

In der Verteilung, dem Verhältnis und der relativen Häufigkeit der einzelnen Gemengteile gibt es alle nur denkbaren Verbindungen und Mannigfaltigkeiten, die oft innerhalb eines Meters wechseln.

Es gibt Varietäten, die fast ausschließlich aus hellen Mineralien bestehen, sie haben dann weißgraue bis gelbliche Färbung; hiezu kann Hornblende in nur feinverteiltem Zustande treten — das Gestein nimmt gleichmäßig graublaue Farbentöne an.

Ist die Hornblende in wohlunterschiedenen Schichten vorhanden, so kann sie in sehr dünnen, aber häufigen Lagen oder aber in kompakteren, aber selteneren Massen das Grundgefüge durchsetzen.

Das Gleiche gilt vom roten Mineral. Geologisch erscheint gar keine Gesetzmäßigkeit in Bezug auf die Verteilung der Gemengteile zu herrschen, wechselt sie doch oft von Meter zu Meter.

Nur ein Umstand ist bemerkenswert: In der Nähe der Grenze mit den Schieferen ist die Hornblende meist nur spärlich oder gar nicht vorhanden, hier herrschen die hellen Varietäten vor.

Besonders schön kann man das auf dem Schloßberg bei den Schieferzwischenlagen beobachten, wo der Prozeß im kleinen oft im Handstück wahrnehmbar ist: Unmittelbar am Kontakt mit den Schieferlagen führt der Forellenstein überhaupt keine Hornblende, die erst in einiger Entfernung wieder auftritt.

Die Ursache und Genaueres über diese Erscheinung soll mitgeteilt werden, wenn wir zum Studium der Kontaktverhältnisse übergehen.

Bei der Verwitterung nimmt das Gestein gelblich-rötliche Färbung an, dank dem ausgelaugten Limonit, was besonders schön auf den

Kluftflächen zu beobachten ist. Im ganzen scheint die Verwitterung nie sehr weit zu gehen, sich vielmehr im wesentlichen auf das Umsetzen der eisenhaltigen Verbindungen zu beschränken.

Gehen wir jetzt zur mikroskopischen Untersuchung über, so möge zuerst der spärlichen Literatur gedacht werden. Die ersten Untersuchungen rühren von Čžžek her. In seiner oben zitierten Arbeit berichtet er pag. 491 des Jahrbuches der k. k. Geol. Reichsanstalt von 1854, daß der Forellenstein weißsteinähnlich, aber kein eigentlicher Weißstein sei.

Nach ihm gibt es darin überhaupt keinen Feldspat, sondern an hellen Gemengteilen ausschließlich Quarz.

Die blauen Schmitzen hielt er für Turmalin, dagegen erkannte er schon, daß die roten Flecken nicht „wie allgemein angenommen“ von Granaten, sondern vermutlich vom Hämatit herrührten.

Die kleinen, nur mikroskopisch wahrnehmbaren „ölgrünen“ Mikrolithen erklärt er für Hornblende.

Toula hat sich mit der mikroskopischen Beschaffenheit überhaupt nicht abgegeben.

Die nächsten Nachrichten finden sich im ersten Bande d. N. Jahrb. f. Min., 1881, pag. 238, in einem Referat Rosenbuschs über Lossens Arbeiten im Harz; Lossen hatte von einer Exkursion der Deutschen Geologischen Gesellschaft nach Niederösterreich ein Stück Forellenstein mitgebracht, das er in diesen Arbeiten bespricht.

Unter der Voraussetzung, daß die dunklen Gemengteile Turmalin seien, suchte er den Beweis zu erbringen, daß das optische Schema des Turmalins als hexagonalen Körpers nicht auf alle Fälle zutreffe. Rosenbusch beweist nach vorausgegangener eigener Untersuchung, daß es sich um einen monosymmetrischen, zweiachsigen Körper handle, den er für Glaukophan halte. Isolierte Teile der Substanz waren auch nach vorausgegangenem Glühen in Säuren unlöslich, woraus hervorgeht, daß man es jedenfalls mit keinem Phosphat zu tun habe. Im übrigen führt er an, daß das Gestein größtenteils aus Orthoklas und Quarz bestehe und außer dem Glaukophan noch Pyroxen und Granat führe.

Dann hat im Jahrgang 1895 derselben Zeitschrift Palache im I. Band, pag. 200 eine Notiz über den Forellenstein veröffentlicht unter dem Titel: „Über ein neues Vorkommen des Riebeckits.“ Was er über die einzelnen Mineralien sagt, wird an den entsprechenden

Stellen Erwähnung finden, hervorgehoben sei nur von vornherein, daß das Gestein Palache „mikroskopisch wie ein typischer Granulit“ aussehe.

Nach Ätzung mit Flußsäure nach Beckes Methode ließ sich „nachweisen, daß Feldspat und Quarz in nahezu gleichen Verhältnissen vorkommen“.

Zwillingsbildungen beim Feldspat hat Palache nur höchst selten wahrgenommen, im übrigen kommen daselbst Riebeckit, Ägirin, Magnetit, rotes Eisenoxyd und „einige außerordentlich kleine körnige Aggregate einer unbestimmbaren Substanz“ vor. Granat ist nicht vorhanden.

In seinen „Elementen der Gesteinslehre“ erwähnt Rosenbusch noch einmal kurz des Forellensteins pag. 491: „Eine sehr interessante Granulitformation findet sich in Niederösterreich bei Krems, Gloggnitz und Göttweih, in welcher wahrscheinlich analog den Arfvedsonitgneisen von Cevadães und Vigo Alkaligesteine der krystallinen Schieferformation vorliegen. Der sogenannte Forellengranulit vom Gloggnitzer Schloßberg bei Wiener-Neustadt enthält in einem äußerst feinkörnigen Quarzfeldspatgemenge Säulchen von Riebeckit und Ägirin (nach Palache).“

Diese Notiz wäre dahin zu berichtigen, daß die Gesteine von Göttweih und Krems mit dem Gloggnitzer Granulit gar nichts zu tun haben, in welcher Beziehung es auch sei. Außerdem ist der Forellenstein gar kein Granulit.

Mineralogische Zusammensetzung.

An der mineralogischen Zusammensetzung beteiligen sich: Hornblende, Pyroxen, Magnetit, Hämatit, Leukoxen, Quarz, Orthoklas und Mikroklin, Albit, respektive Oligoklasalbit und Rutil (Apatit und Zirkon?)

Wir beginnen mit der Hornblende.

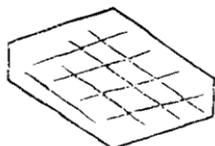
Hornblende.

Dieses in auffallendem Lichte schwarze, bläulich- und grünlich-schwarze Mineral kommt in faserigen Aggregaten allenthalben im Gestein vor.

Krystallographische Begrenzung fehlt in den meisten Fällen ganz, nur bei ganz winzigen Individuen ließ sich eine Begrenzung

durch die Prismenflächen konstatieren, die Endflächen fehlten ausnahmslos. Bei allen Querschnitten tritt die Amphibolspaltbarkeit deutlich hervor, doch gelang es nicht, wegen der Kleinheit der meisten passenden Durchschnitte, den Winkel genau zu messen. Außerdem findet sich bisweilen eine Spaltbarkeit nach dem Orthopinakoid sowie eine Teilbarkeit senkrecht zur Prismenzone. Einzelne kleine Individuen sind im allgemeinen selten.

Fig. 2.



Sie finden sich fast nur in den an dunklen Gemengteilen armen Varietäten des Gesteins, wo sie auch erst bei Anwendung einer stärkeren Vergrößerung wahrnehmbar werden. In den meisten Fällen handelt es sich um flaserige Aggregate, die nach der Vertikalachse gestreckt und sehr häufig, aber durchaus nicht immer, parallel orientiert sind. In letzterem Falle sieht man eine „Wolke“ von Hornblendefetzen, die alle die dichtgedrängten Spaltrisse nach dem Prisma zeigen und durch Quarz- und Feldspatbindemittel verkittet sind, bei gekreuztem Nikols auf einmal auslöschen, respektive sich aufhellen.

Das wäre die Erscheinung, die man mit poikilitischer Struktur bezeichnet. Öfters finden sich auch einzelne größere, zusammenhängende Hornblendenschmitzen. Diese sind niemals krystallographisch begrenzt. Ebenso wenig entsprechen gewöhnlich die einzelnen Teile der Aggregate Spaltstücken. Sie sind ganz unregelmäßig begrenzt oder auch als Körner ausgebildet. Untersucht man Schriffe senkrecht zur Schieferung, so lassen sich auch hier nur selten Krystallformen nachweisen. Gewöhnlich präsentiert sich die Hornblende in unregelmäßigen Flecken, und nur selten fanden sich reguläre Spaltstücke, entsprechend der Prismenspaltbarkeit. Hier konnte ich auch einige Male das Vorhandensein des Klinopinakoids nachweisen.

Bei den Spaltstücken ließ sich wenigstens feststellen, daß der Spaltwinkel nicht viel von 120° abweicht.

Die wolkigen Aggregate kommen oft in so fein verteiltem Zustande vor, daß sie die gleichmäßig bläuliche Färbung des Gesteins bedingen, eine Erscheinung, derer schon früher gedacht wurde.

Was die Größe der einzelnen Individuen anbetrifft, so variiert sie von Bruchteilen von Millimetern bis zu fast einem Zentimeter. Letzteres ist jedoch nur sehr selten der Fall, gewöhnlich sind die

einzelnen Stücke winzig klein, und was im Handstück als großer Flecken erscheint, ist immer Aggregat.

Durch die Druckschieferung sind die Hornblendeindividuen natürlich dünntafelförmig ausgezogen, wie schon erwähnt, immer ungefähr parallel c ; die Elastizitätsrichtungen sind hievon ganz unabhängig.

Gehen wir jetzt zu den optischen Erscheinungen über.

Zunächst fällt auf die unglaublich starke Absorption parallel c . Die Hornblende, deren Pleochroismus zwischen gelbgrünen und blauen Tönen schwankt, wird in dieser Stellung tiefdunkelblau, oft fast schwarzblau. Die Absorption des Lichtes ist so stark, daß das Mineral selbst in sehr dünnen Schliffen (die von Voigt und Hochgesang hergestellten wiesen als Durchschnitt von mehreren Messungen eine Dicke von beiläufig nur 0.013 mm auf!) beinahe undurchsichtig und kompakt erscheint. Am treffendsten ließe sich das so erhaltene Bild mit einem blauen Tintenfleck vergleichen; sowohl Farbe als Durchsichtigkeit stehen ungefähr auf derselben Stufe.

Mittelst des Quarzkeiles oder Gypsblättchens läßt sich nachweisen, daß diese Richtung mit der der größten optischen Elastizität zusammenfällt. Also $c = \alpha$. Im übrigen wurde gefunden: $b = \beta$; $a = \gamma$. β hat ähnliche Farben wie α , nur ist die Absorption schwächer und die blaue Farbe zeigt bisweilen einen leichten Stich ins Violette. γ ist gelblich- bis bräunlichgrün, dazwischen auch bläulichgrün.

Das Absorptionsschema lautet: $\alpha > \beta > \gamma$.

Der Pleochroismus läßt sich folgendermaßen formulieren:

$c = \alpha$: tiefdunkelblau,

$b = \beta$: blau, Stich ins Violette (manchmal auch mehr stahlblau),

$a = \gamma$: gelblichgrün, Stich ins Bräunliche.

Diese Angaben stimmen mit denen von Palache im ganzen überein, nur hat dieser $\alpha = \beta$ gesetzt. Daß wirklich ein, wenn auch geringer Intensitätsunterschied vorliegt, wird besonders deutlich, wenn man Hornblendemikrolithen, die also äußerst dünn sind, auf ihren Pleochroismus hin beobachtet. Während α auch hier tiefblau ist, erweist sich β als beträchtlich heller. γ ist in solchen Fällen hellgelblich. Die Auslöschungsschiefe ist gewöhnlich kaum merkbar. Palache hat eine Maximalauslöschungsschiefe $c:\alpha = 5\frac{1}{2}^{\circ}$ gefunden.

Dieser Winkelbetrag dürfte in den meisten Fällen kaum je erreicht werden. Vielmehr ergab sich als Durchschnitt von gegen 30 Messungen auf einem Schnitt genau senkrecht zu β eine Auslöschungsschiefe von $c:\alpha = 1\frac{1}{2} - 2^\circ$.

Um die übrigen Eigenschaften zu bestimmen, mußte konvergentes Licht angewandt werden. Hier boten sich große Schwierigkeiten durch das Zusammentreffen dreier höchst ungünstiger Faktoren: starke Absorption und Eigenfarbe, sehr geringe Doppelbrechung und sehr starke Dispersion. Nur wenige von zahllosen untersuchten, richtig getroffenen Schnitten boten soweit klare Bilder, daß eine genaue Bestimmung ermöglicht wurde.

Alle Bilder waren mehr oder weniger verschwommen, schwankten zwischen gelblichen und bläulichen Tönen und die Symmetrie der Interferenzfiguren ließ deutlich eine starke Dispersion des Achsenwinkels im Sinne $v > \rho$ erkennen.

Dennoch ließ sich der optische Charakter des Minerals nach der bekannten Methode mit dem Gypsblättchen genau bestimmen. Er ist positiv, d. h. γ ist erste, spitze Bissectrix.

Der Achsenwinkel ist scheinbar recht groß, zu einer Messung waren die Bilder leider zu undeutlich.

Dagegen ließ sich die Stärke der Doppelbrechung sowie die Größe der Dispersion nach einer von F. Becke erfundenen ¹⁾ Methode genau feststellen.

$$\text{Darnach ist } (\gamma - \alpha) \text{ rot} = 0\cdot003^2)$$

$$(\gamma - \alpha) \text{ blau} = 0\cdot0051^2)$$

Die Doppelbrechung ist also für eine Hornblende ungewöhnlich niedrig, die Dispersion sehr beträchtlich, und zwar im betreffenden Falle größer für blaues, als für rotes Licht.

Öfters waren optische Anomalien bemerkbar. So fielen die Absorptionsrichtungen nicht immer mit den Elastizitätsachsen zusammen; einmal trat eine optische Achse aus, die auf eine widersinnige Lage der Achsenebene hingewiesen hätte — dieselbe Er-

¹⁾ Die Methode, die ebenso einfach als praktisch ist, harrt noch der Veröffentlichung. Prof. Becke wollte die Veröffentlichung zwar freundlichst mir überlassen, doch unterlasse ich es lieber, da der Erfinder selbst vermutlich demnächst darangehen wird — und daß seine Fassung klarer und besser sein wird, als es mir im besten Fall gelingen könnte, liegt auf der Hand.

²⁾ Bei λ rot = 0·00063 und λ blau = 0·00044.

scheinung trat auch bei Anwendung nur eines Nikols hervor! Auf eine nähere Untersuchung mußte wegen der Ungeeignetheit des Materials verzichtet werden. Bemerket sei nur, daß bei der Epidotgruppe ähnliches bekannt ist, wie es Laspeyres¹⁾ beim Piemontit beobachtet und W. Ramsay²⁾ es beim Sulzbacher Epidot weiter verfolgt hat.

Leider konnte nicht ermittelt werden, ob die Auslöschungsrichtung in positivem oder negativem Sinne zur Vertikalachse geneigt sei, der Mangel an krystallographischer Begrenzung und die Undurchsichtigkeit des Materials legten dieser Bestimmung unüberwindliche Schwierigkeiten in den Weg.

Der Strich ist blaugrau, mehr ins Blaue hinüberspielend; manchmal währte ich auch einen leichten Stich ins Grünliche wahrzunehmen. Die Härte konnte an den winzigen isolierten Stücken nicht bestimmt werden.

Auch auf die genaue Feststellung des spezifischen Gewichtes mußte verzichtet werden, da das Material wegen seiner Unreinheit nur ganz unsichere Resultate hätte liefern können. Da es, wie oben bemerkt, höher ist als das des Aktinolithes und annähernd gleich dem des Flußspates dürfte es zwischen 3·0 und 3·3 liegen.

Das scheinbar gleiche spezifische Gewicht mit dem Leukoxen beruht wohl bei der außerordentlichen Kleinheit des letzten Minerals und seiner innigen Verwachsung mit der Hornblende mehr auf Oberflächenspannung als auf gleichem Gewicht.

Oft finden sich Verwachsungen mit Ägirin; näheres hierüber weiter unten. An Einschlüssen beobachtet man vor allem überaus häufig Körner von Eisenerz (Magnetit); ihre Zahl ist oft so groß, daß die Hornblende wie gespickt von ihnen aussieht. Sonst finden sich, außer im ganzen seltener Flüssigkeitseinschlüsse, winzige Körnchen einer stark lichtbrechenden, anscheinend farblosen, optisch einachsigen Substanz. Gewöhnlich handelt es sich wohl um Rutil, was durch das sonstige häufige Auftreten dieses Minerals im Forellenstein und einmal wahrgenommene pleochroitische Höfe äußerst wahrscheinlich gemacht ist.

Doch könnte es sich in einigen Fällen auch um andere einachsige Substanzen, wie Zirkon und Apatit, handeln.

1) Groths Zeitschr. f. Krystallogr., 1880, IV, 435.

2) Ebenda 1887, XIII, 97.

Sicher ist das nicht zu entscheiden, da die Körnchen so außerordentlich klein sind, daß sie selbst bei Anwendung des Immersionsystems nur als solche wahrnehmbar bleiben.

Gegen die Ränder zu, sowie an den Spaltrissen, ist sehr häufig Eisenoxyd und Eisenhydrat ausgeschieden, welche Umwandlung so weit gehen kann, daß nur mehr ein Kern von Hornblende übrigbleibt und alles drum herum ein Gemenge von Eisenoxyd, einzelnen Magnetitkörnern und Leukoxensubstanz darstellt.

Ob der Leukoxen wirklich genetisch hieher gehört, ist nicht apodiktisch zu beweisen, doch scheint mir das überaus häufige örtliche Zusammentreffen und der Umstand, daß der Leukoxen in der Regel immer bei verwitterten Hornblenden anzutreffen ist, sehr für diese Auffassung zu sprechen. Somit wäre in der Hornblende bei hohem Eisengehalt ein, wenn auch geringer Titangehalt vorhanden.

Sehr wünschenswert wäre eine chemische Analyse des Minerals gewesen. Um die erforderliche Menge zusammen zu bekommen, mußten etwa 2 Kilo der hornblendereichsten Teile des Gesteins gepulvert werden. Das Pulver wurde, nach vorausgegangenem Schlämmen mit der Batea (einer sehr empfehlenswerten Methode) etwa sechsmal mit schweren Flüssigkeiten behandelt, ohne aber zu brauchbar reinem Material zu führen. Es erwies sich, daß die Hornblende so innig mit Feldspat und Quarz verwachsen ist, daß eine wirkliche Trennung nur bei allerfeinster Pulverung möglich gewesen wäre — dann ist aber die Methode der schweren Flüssigkeiten nicht mehr anwendbar.

Als es auf keine andere Weise ging, wurde noch ein Versuch mit dem Elektromagneten gemacht; da aber auch auf den Feldspaten kleine Eisenmengen ausgeschieden waren, wurden auch diese jedesmal mitgerissen und der Versuch einer Trennung mußte aufgegeben werden.

Die einzige Hoffnung läge noch im Heraussuchen der einzelnen Stücke mit der Nadel unter dem Mikroskop — aber da bedarf es angesichts der Feinheit des Materials sichererer Hände als der meinigen.

Dagegen ließ sich die Lichtbrechung des Amphibols mittels der Immersionsmethode ermitteln.

Monobromnaphthalin, dessen Brechungsexponent als 1.66 mittels des Bertrand'schen Mikrorefraktometers bestimmt war, erwies sich

als bedeutend schwächer lichtbrechend. Als ungleich stärker zeigte sich dagegen konzentriertes Methylenjodid, dessen Lichtbrechung mit dem Bertrand'schen Instrument nicht mehr zu konstatieren war, aber beiläufig 1.75 betragen dürfte.

Ein Versuch mit Kalium-Quecksilberjodid führte zu überraschend guten Resultaten. β oder γ des Minerals war stärker, α schwächer lichtbrechend als die Flüssigkeit. Mit dem Abbé-Pulfrich'schen Krystallrefraktometer wurde der Brechungsexponent der Flüssigkeit auf 1.687 bestimmt.

Wie wir uns erinnern, ist nun die Doppelbrechung der Hornblende sehr klein, so dürfte der mittlere Wert für die Lichtbrechung des Minerals von dem für das Kalium-Quecksilberjodid ermittelten kaum abweichen.

Glänzend bewährte sich hier wiederum die Immersionsmethode, da sie bei so kleinen Unterschieden noch zu so sicheren, absolut unzweideutigen Resultaten führte.

Eine Lötrohrprobe zeigte, daß unser Amphibol äußerst leicht schmilzt; die Flammenfärbung gab deutliche Reaktion auf Natrium.

Wie nun die chemische Zusammensetzung auch sei, jedenfalls geht aus dem Vorhergehenden mit Sicherheit hervor, daß wir es mit einem Alkali-Eisenamphibol zu tun haben, und zwar mit einer sehr eisenreichen Varietät. Palache stellt es daher auch zum Riebeckit.

Sehen wir zu, wie weit unsere Beobachtungen mit den bisherigen Daten über Riebeckit übereinstimmen. Rosenbusch bespricht denselben im I. Bande seiner Physiographie, pag. 566—568. Da ist der optische Charakter nicht angegeben, im übrigen stimmt die optische Orientierung, Pleochroismus etc. nahezu vollständig mit dem, was wir gesehen, überein. Von Wichtigkeit sind die wenigen angegebenen chemischen Analysen. Hiezu muß ich aus den Resultaten der Bauschanalyse des Forellensteins vorgreifen. Vergleichen wir zunächst die Analysen I—VI (Phys. pag. 568), die dem Gastaldit, Glaukophan und Arfvedsonit entsprechen, mit dem, was sich aus der Bauschanalyse mutmaßen ließe; sofort sehen wir, daß diese Verbindungen auch chemisch vollständig ausgeschlossen sind durch den hohen Tonerde- und Magnesiagehalt, während VII und besonders VIII (Riebeckit von El Paso Co., Colorado) nach dem Verhältnis der Alkalien, des Eisenoxydes und -oxydules sowie nach dem Mangel an Tonerde durchaus unseren Voraussetzungen ent-

sprechen würde. Auch der Mangel des Calciums sowie der nicht unbeträchtliche Magnesiagehalt stimmen gut mit den Resultaten der Bauschanalyse überein. Nur dürfte der Mangengehalt bei unserem Mineral etwas niedriger sein.

Der Krokydolith, der eine sehr ähnliche chemische Zusammensetzung hat, besitzt eine viel zu beträchtliche Auslöschungsschiefe (18—20° nach Lacroix); sonst scheinen Farbe, Pleochroismus, wie auch die sonstigen optischen Eigenschaften denen des Riebeckit sehr ähnlich zu sein (Phys., pag. 567).

Nach allem vorhergehenden scheint es mir also festzustehen, daß unsere Hornblende tatsächlich als Riebeckit aufzufassen ist.

Cross' blauer Hornblende als Umwandlungsprodukt soll dann gedacht werden, wenn wir auf die Verwachsung von Riebeckit mit Ägirin, sowie überhaupt das Verhältnis dieser beiden Mineralien zueinander zu sprechen kommen werden. Zunächst wenden wir uns den anderen dunklen Gemengteilen zu.

Pyroxen.

Wie schon Rosenbusch 1881 und Palache 1895 beobachtet, kommt im Forellenstein auch ein Pyroxen vor. Aber die Art des Auftretens ist von dem der Hornblende eine grundverschiedene. Wenn diese schwammige Aggregate bildet und gerade dadurch auch makroskopisch sehr hervortritt, ist der Pyroxen überhaupt nur mikroskopisch wahrnehmbar. Dementsprechend ist auch seine Ausbildung eine andere. Wenn schon die Riebeckitmikrolithen kristallographische Begrenzung zeigen bis auf die Endflächen, so gilt das in erhöhtem Maße vom Pyroxen, der meist vollständig idiomorph in Gestalt kleiner Säulchen, seltener Nadelchen, ausgebildet ist.

Begrenzt ist er stets durch das Spaltprisma, häufig treten hiezu die Pinakoide. Endflächen existieren in der Regel, doch läßt sich bei den meist rechteckigen Durchschnitten nicht mit Sicherheit aussagen, ob es sich um Basis oder etwa ein Doma handelt. Einmal wurden Pyramidenflächen beobachtet. Spaltrisse sind naturgemäß bei den Mikrolithen nicht vorhanden, dagegen zeigen größere Individuen bei Längsschnitten die parallelen Spaltrisse nach dem Prisma, die sich im Querschnitte nahezu rechtwinkelig kreuzen. Wie das auch sonst bei Augiten oft der Fall, ist bei unserem Pyroxen häufig nur eine Prismenspaltbarkeit gut ausgebildet, während die andere ent-

weder nur angedeutet ist oder gänzlich fehlt. Diese Ungleichheit ist aber wohl meist dadurch zu erklären, daß der Schnitt die eine Prismenfläche senkrecht, die andere schräg getroffen hat. Hiezu tritt bisweilen noch die Spaltbarkeit nach der Längsfläche, wie sie nebenstehende Zeichnung illustrieren möge. Auch bei diesem Mineral wurde öfters Querabsonderung beobachtet.

In zwei Dritteln der Fälle tritt der Pyroxen in so winzigen Individuen auf, daß das Immersionssystem angewandt werden mußte, um sie überhaupt studieren zu können.

Diese seine Kleinheit erklärt es auch, warum er kaum unter dem Drucke gelitten hat, im Gegensatz zur Hornblende.

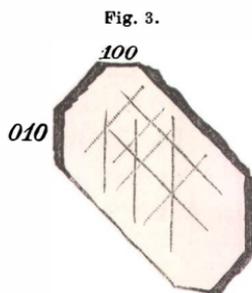
Bei so kleinen Individuen wirkt einseitiger Druck schließlich doch ebenso wie allseitiger, es findet keine Deformation statt. Derselbe Umstand bedingt es auch, daß der Pyroxen regellos, unaggregiert allenthalben im Gestein vorkommt. Das ganze Verhalten ändert sich, sobald es sich um größere Individuen handelt. In einigen wenigen Fällen fand ich größere, den Hornblenden parallelisierbare Pyroxenfetzen.

Sofort fehlt jede kristallographische Begrenzung und das Gesetz der Aggregation tritt in Kraft. Bezeichnenderweise aggregieren sich in den allerfeinkörnigsten Varietäten des Gesteins auch die Pyroxenmikrolithen, dann meist schnurartig in der Richtung der Vertikalachse. Obgleich diese Säulchen in keinem Gesteinsschliff fehlen, in den meisten sogar überaus zahlreich auftreten, so machen sie doch dank ihrer Kleinheit in Summa nur einen sehr geringen Teil des Gesamtgesteins aus; schwerlich mehr als 2%.

Der Pyroxen ist bald gelblichgrün, grasgrün, bald farblos. Bei größeren Individuen ließ sich ein deutlicher Pleochroismus wahrnehmen, und zwar:

- α = saftgrün,
- β = hellgrün,
- γ = grünlichgelb,

Bei den kleinen, unendlich dünnen Individuen war der Farbenwechsel natürlich so schwach, daß er dem Auge beinahe entging. Die Mikrolithen erschienen daher häufig farblos oder ganz schwach gelblichgrün. Im Sinne der Vertikalachse liegt die Richtung der größten



Elastizität, die nach einer auf einem genau auf β getroffenen Schnitt vorgenommenen Messung eine Auslöschungsschiefe $c : \alpha = 4\frac{1}{2} - 5^\circ$ aufweist. Gelegentlich finden sich auch größere Schiefen, aber das Maximum von 8° wurde kaum je überschritten. Die Achsenebene liegt, wie sich auf Querschnitten deutlich feststellen ließ, in der Symmetrieebene. Mit derselben Methode wie bei der Hornblende wurde der optische Charakter als negativ bestimmt. Also $c = \alpha$ ist spitze Bissektrix.

Die Beobachtung im konvergenten Lichte wurde auch hier sehr gestört durch die kolossale Dispersion der Doppelbrechung. Der Achsenwinkel ist nicht unbeträchtlich, eine Messung war bei den winzigen Schnittchen nicht möglich, doch dürfte die Schätzung auf $2V = 60 - 80^\circ$, gegründet auf die Weite des Strahlenkegels und die Entfernung der Achsenbalken von der Mittellinie, nicht weit gefehlt sein.

Bei beträchtlicher Lichtbrechung ist die Doppelbrechung sehr bedeutend. Zeigten doch die meisten auf γ getroffenen Schnitte trotz der außerordentlichen Dünne des Schliffes das Grün zweiter Ordnung.

Doch wechselt die Stärke der Doppelbrechung innerhalb eines und desselben Individuums. Es fällt auf, daß der Kern eines Säulchens meist leuchtend grün ist, während die Randzonen heller bis farblos sind. Der Kern ist aber stets stärker doppelbrechend. Das ließ sich messungsweise feststellen. Nach derselben Methode, die auch beim Riebeckit ihre Anwendung fand, wurde die Stärke der Doppelbrechung bei Kern und Hülle für rotes und für blaues Licht von bekannter Wellenlänge bestimmt, woraus sich auch der Grad der Dispersion ergab.

$$\begin{aligned} \text{Es ergab sich: für den grünen Kern: } (\gamma - \alpha)r &= 0\cdot0413, \\ &(\gamma - \alpha)bl = 0\cdot0611, \\ \text{für die helle Hülle: } (\gamma - \alpha)r &= 0\cdot0415, \\ &(\gamma - \alpha)bl = 0\cdot0444, \end{aligned}$$

Die Doppelbrechung ist also in den grünen Teilen höher, besonders aber die Dispersion derselben viel beträchtlicher im Sinne $v > \rho$.

Aus allen diesen optischen Daten geht unzweifelhaft hervor, daß unser Pyroxen Ägirin ist, wie ihn auch Palache bestimmt hat, kein anderes Pyroxen besitzt vor allem so hohe Doppelbrechung.

Wenden wir uns jetzt noch etwas eingehender zur Zonenstruktur des Ägirins. Dieselbe läßt sich überall konstatieren, wo die Individuen nicht zu klein sind. So erwies sich, daß ein sehr großer Fetzen, den sehr zahlreiche Spaltrisse nach dem Prisma durchzogen und der bei schwacher Vergrößerung einfarbig grün aussehete, bei sehr starker Vergrößerung innerhalb jeder Spaltlamelle Zonenstruktur zeigte.

An der Grenze beider Zonen sind fast immer Erze ausgeschieden.

Ein besonders anschauliches Beispiel möge nachstehende Zeichnung illustrieren.

Im allgemeinen gilt die Regel, daß, wo immer sich Zonenstruktur zeigt, an der Grenze Erzpartikel konzentriert sind. Der Ausdruck „Erze“ ist nicht ganz prägnant, denn es handelt sich bloß um dunkle, im auffallenden Lichte bräunliche, stark lichtbrechende, schwammige und undurchsichtige Massen. Wegen ihrer Kleinheit kann keine exakte Bestimmung durchgeführt werden, doch spricht einerseits das zahlreiche Auftreten von Magnetit in jedem Ägirin und dann der Umstand, daß sich bei unfrischen Stücken an den betreffenden Stellen sofort Limonitüberzüge bilden, sehr überzeugend für die Annahme, daß es sich auch hier um Eisenverbindungen handele.

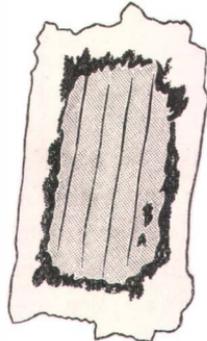
Einige Male wurde auch das Auftreten dieser Eisenmassen mitten im Ägirin beobachtet und jedesmal zeigte sich um diese Einschlüsse ein farbloser Saum.

Oft ist auch ein anderer physikalischer Unterschied zwischen Kern und Hülle vorhanden.

Während letztere aus schöner homogener Substanz besteht, zeigt ersterer poröse, schwammige Struktur, wie das durch infiltrierten Limonit manchmal sehr deutlich wird.

Alle diese Umstände legen die Vermutung nahe, daß der farblose Ägirin ärmer an Eisenoxyd sei als der grüne und daß damit auch der Unterschied im Grade der Doppelbrechung zusammenhängt. Diese Anschauung hat Brögger¹⁾ vertreten und

Fig. 4.



¹⁾ Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Groth's Zeitschr. f. Krystall., Bd. XII, pag. 327—29.

meiner Ansicht nach sprechen die hier mitgeteilten Beobachtungen zwingend für diese Auffassungsweise. Leider hat Brögger den Grad der Doppelbrechung und der Dispersion nicht bestimmen können; dafür hat er eine kleine Differenz im Betrag der Auslöschungsschiefe zwischen Kern und Hülle beobachtet, wonach sie bei der Hülle nur 2—3° ausmacht, also weniger wie beim Kern. Ich habe das nicht nachweisen können, dagegen löschten zuweilen die am stärksten doppelbrechenden Partien in keiner Stellung ganz aus. Brögger nimmt außerdem an, daß in das Ägirinmolekül „in relativ reichlicher Menge ein Silikat $\text{Na}_2 \overset{\text{VI}}{\text{Al}}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$ eingehen muß, welches Silikat ja namentlich für den Jadeit charakteristisch ist.“ Da der Ägirin in unserem Vorkommen nur in sehr kleinen Mengen vorhanden ist, läßt sich aus der chemischen Zusammensetzung des Gesamtgesteins hierüber nichts entscheiden. Da aber im Gesamtgestein nicht einmal Tonerde genug vorhanden ist, um sämtliche Alkalien als Feldspat zu binden, scheint mir Bröggers Auffassung für unseren Fall doch nicht sehr wahrscheinlich. Aus derselben Arbeit geht deutlich hervor, daß unser Pyroxen zweifellos Ägirin, nicht aber Akmit ist; darnach zeigt dieser bei Zonenstruktur in den stärker doppelbrechenden Teilen stets braune Farbe, was hier nirgends der Fall ist.

Ebenda wird nachgewiesen, daß die Dispersion eine geneigte ist und der Achsenwinkel verhältnismäßig größer ist für Natronlicht als für violettes. Ich habe folgendes beobachtet: Die eine Achse ist schwach dispergiert und zwar im Sinne $\rho > \nu$. Das Bild ist sehr deutlich, zeigt scharf einen schwarzen Achsenbalken und breite Farbensäume. Das Bild der anderen Achse ist ganz undeutlich dank der ungeheuer starken Dispersion. Ich hatte einen Schnitt vor, wo eine Achse im Gesichtsfeld blieb und auch noch die I. Mittellinie x zu sehen war: An Stelle des schwarzen Achsenbalkens sah man eine grauliche Trübung und die Farben hielten sich in gelblich-graulichen Tönen. Doch ließ sich deutlich konstatieren, daß die bläuliche Färbung auf der konvexen Seite des Achsenbalkens gelegen war, die gelbliche auf der konkaven. Hier wäre also die Dispersionsformel $\nu > \rho$.¹⁾ Daß die eigentümlichen Farben tatsächlich von der Dispersion her-

¹⁾ Das beweist, daß also auch starke Dispersion der Mittellinien stattfindet.

rührten, zeigte sich bei Einschaltung des Quarzkeils, wo ganz anomale Farben auftraten.

Welche von beiden Achsen A oder B war, ließ sich schlechterdings nicht konstatieren.

Diese Beobachtungen lassen sich mit Bröggers Angaben vereinigen, auch stimmt der von ihm mitgeteilte Achsenwinkel ($2V = 63^{\circ} 28'$) gut mit unserer Schätzung überein.

Palache hat bei dem Ägirin des Forellensteins häufig Zwillingsbildung nach dem Augitgesetz beobachtet, was mir nur einmal gelungen ist. Häufig scheint diese Erscheinung nicht zu sein.

Vergleichsweise habe ich den Ägirin einiger mir von Prof. Becke gütigst zur Verfügung gestellten Dünnschliffe des Foyaits von Cascata Prata (Brasilien) untersucht. Darnach zeigt der brasilianische im allgemeinen dasselbe Verhalten, nur scheinen die Eigenfarben, besonders der Pleochroismus, prononzierter, dagegen Doppelbrechung wie Dispersion etwas geringer und auch der Achsenwinkel etwas kleiner zu sein.

An Einschlüssen führt der Gloggnitzer Ägirin außer den eben erwähnten Erzen (Magnetit und sekundäre Eisenverbindungen) häufig Körner von Rutil (vielleicht auch Apatit und Zirkon). Außerdem umschließt er sehr oft Quarz- und Feldspatkörner, was übrigens auch vom Riebeckit gilt.

Bevor ich auf die Verwachsungserscheinungen zwischen Ägirin und Riebeckit zu sprechen komme, sei noch kurz der akzessorischen Gemengteile gedacht.

Das Mineral, welches Palache als „unbestimmbar“ bezeichnete, dürfte mit Sicherheit als Leukoxen (Titanit) aufzufassen sein. Es bildet schwammige, poröse, formlose und undurchsichtige Aggregate, von „Individuen“ ist überhaupt nicht zu reden. Bisweilen sind aber die Ränder durchsichtig und da ließ sich enorm hohe Lichtbrechung (höher als die aller anderen im Gestein vorkommenden Mineralien, Rutil ausgenommen), sowie sehr starke Doppelbrechung und Zweiachsigkeit mit geringem Achsenwinkel konstatieren. Daß es sich um ein Titanmineral handelt, gewinnt dadurch noch an Wahrscheinlichkeit, daß die Aggregate überaus häufig Rutilkörner verschiedener Größe, sowie Erze umschließen; dieser Umstand legt die Vermutung nahe, daß der Leukoxen, der wohl stets ein Umwandlungsprodukt ist (eigentlicher Titanit in seiner typischen Ausbildung kommt im Forellen-

stein nicht vor), aus einem Mineral hervorgegangen ist, das bei seiner Metamorphose einerseits Eisen, andererseits Titansäure freigab.

Der Leukoxen umgibt häufig die Hornblende und deren Umwandlungsprodukte, kommt aber auch selbständig allenthalben im Gestein vor. Wegen seiner außerordentlichen Kleinheit aggregiert er sich im großen Stil nur in den allerfeinkörnigsten Gesteinsvarietäten, ganz wie der Ägirin.

Erze sind sehr zahlreich. Fast immer ist es Magnetit¹⁾ in seiner typischen Ausbildung, der bald in schön idiomorpher krystallographischer Begrenzung (oktaedrisch), bald in Gestalt unregelmäßiger Körner auftritt. Die idiomorphen Individuen erreichen bisweilen beträchtliche Größe.

Als Einschluß kommt der Magnetit, wie schon erwähnt, überall in den Hornblenden und Augiten vor, findet sich aber auch sonst allenthalben und in wechselnder Menge selbständig im Gestein.

Am zahlreichsten ist er in den hornblendearmen oder -freien Varietäten, woselbst er zu einem recht wesentlichen Gemengteil werden kann.

In den feinkörnigsten Varietäten findet sich auch dieses Mineral manchmal perlenschnurartig angeordnet.

Als Umwandlungsprodukte²⁾ teils der eisenreichen Amphibole und Augite, teils wohl auch des Magnetits trifft man allenthalben Eisenoxyd und Limonit.

Das Eisenoxyd tritt in den meisten Fällen als blutroter Hämatit in der Form des Eisenglimmers auf. Bei einigen Schnitten ließ sich die optische Einachsigkeit nachweisen. In kleinen Schüppchen, seltener in wohlbegrenzten hexagonalen Täfelchen trifft man ihn teils an den Rändern (seltener innerhalb) des Riebeckits, teils des Ägirins, bald die Erze umschließend, bald in Verbindung mit den Leukoxenaggregaten, ebenso häufig unabhängig im Gestein.

¹⁾ Ein- oder zweimal glaubte ich, Ilmenit vor mir zu sehen, es ließ sich aber nicht sicher erweisen. Falls vorhanden, ist er äußerst selten.

²⁾ Wenn ich „Umwandlungsprodukt“ schreibe, so meine ich damit nicht Verwitterungsprodukte. Das Vorkommen ist ein derartiges, daß jeder Zweifel ausgeschlossen ist, daß sich der Hämatit schon bei der Umkrystallisation unter Druck gebildet hat. Ob dagegen das Eisen früher schon ausgeschieden war oder aber erst bei den dynamometamorphen Vorgängen aus anderen Verbindungen entstand, läßt sich nicht entscheiden. Dagegen scheint es mir zweifellos, daß es ursprünglich von den eisenreichen Silikaten herrührt.

Er ist so zahlreich, daß auch für ihn fast immer das Gesetz der Aggregation in Kraft tritt, so daß er in Form roter Linsen, Streifen und Flecken auch makroskopisch wesentlich zur Charakteristik des Gesteins beiträgt.

Der Hämatit ist es wohl auch, der zur Fabel des Granatvorkommens im Forellenstein Veranlassung gegeben hat.

An Übergemengteilen ist es vor allem der Rutil, der, höchst selten in Form von Nadelchen, fast stets in Gestalt winziger Körner, allerdings nur in sehr geringen Mengen vorhanden ist, der Beachtung verdient. Über sein Vorkommen wurde schon gelegentlich berichtet. Erwähnt sei noch, daß dieses Mineral zuweilen auch ganz unabhängig von den dunklen Gemengteilen im Quarzfeldspatgemenge anzutreffen ist.

Daß außer Rutil auch Apatit und Zirkon vorkommen, ist wahrscheinlich, aber mit Sicherheit nicht nachzuweisen.

Die Körnchen sind so klein, daß mit konvergentem Lichte nicht zu arbeiten ist.

Nachdem jetzt alle dunklen Gemengteile Erwähnung gefunden haben, wollen wir zur Besprechung ihres Verhältnisses untereinander übergehen.

Da sind es vor allem die Hornblende und der Ägirin in ihrem gegenseitigen Verhalten, die eine genauere Betrachtung verdienen. Bisher ist überhaupt das Vorkommen dieser beiden Mineralien in krystallinen Schiefen selten oder nie beschrieben worden; vielmehr lehrt die Erfahrung, daß bei der Dynamometamorphose gewöhnlich die Pyroxene zu entsprechenden Amphibolen umgewandelt werden.

So lag es denn nahe, auch hier ein genetisches Verhältnis beider Mineralien zueinander zu vermuten.

Wie es nun hiemit bestellt ist, mögen die Tatsachen lehren. Vor allem wollen wir die Verwachsungserscheinungen von Riebeckit und Ägirin näher ins Auge fassen.

Solche Verwachsungen sind überaus häufig. Am seltensten findet sich die Erscheinung, daß eins der beiden Minerale vom anderen rings umschlossen wird, so daß man auf die Vermutung kommen könnte, das umhüllende Mineral sei aus dem den Kern bildenden sekundär entstanden. Es gibt Fälle, wo innerhalb größerer Riebeckitfetzen Nadeln oder Säulchen von Ägirin eingebettet liegen.

Dann sind sie meist beiläufig parallel orientiert, ohne aber deswegen in den optischen Elastizitätsrichtungen genau zusammenzufallen. Seltener findet man sie regellos in der Hornblende. Einige Male, aber viel seltener noch, ließ sich die umgekehrte Erscheinung beobachten, was seinen einfachen Grund darin hat, daß die Ägirine in der Regel viel kleiner als die Riebeckite sind.

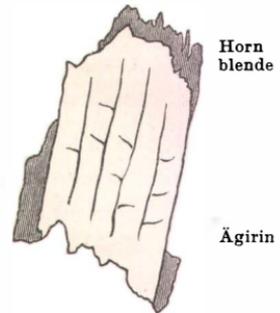
Fig. 5.



Fig. 6.



Fig. 7.



Bei einem der seltenen größeren Ägirinfetzen beobachtete ich einige sehr kleine idiomorphe, mit dem Ägirin parallel orientierte Hornblendesäulchen.

Fig. 8.

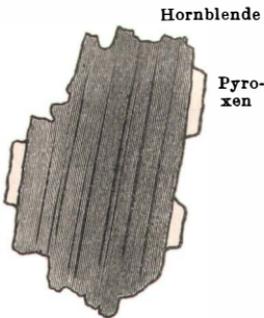


Fig. 9.

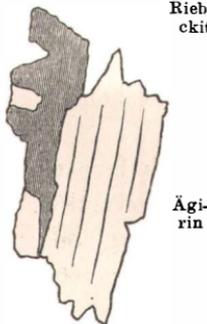


Fig. 10.



Randliche Verwachsungen sind unverhältnismäßig häufiger und zwar finden sie gewöhnlich in dem Sinne statt, daß an den Rändern größerer Riebeckitfetzen kleine Ägirinkristalle angewachsen sind. Dabei fallen die Vertikalachsen gewöhnlich zusammen, seltener die optischen Elastizitätsrichtungen. Diese sind meist um einen

kleinen Betrag gegeneinander gedreht, ohne daß sich irgend eine Gesetzmäßigkeit erkennen ließe.

Das umgekehrte Verhältnis wurde nur ein einziges Mal beobachtet.

Auch das „Hintereinanderwachsen“ wurde einige Male beobachtet, aber auch hier war von einer Gesetzmäßigkeit, wie sie Cross beschrieben hat, keine Spur zu bemerken. So war von einer entgegengesetzten Auslöschungsrichtung der beiden verwachsenen Minerale nichts zu sehen — meist lag sie vielmehr im selben Sinne.

Häufig findet sich eine andere Art der Verwachsung, nämlich senkrecht zueinander. An eine Hornblende, die nur parallele Spaltrisse aufweist, grenzen randlich Pyroxene, welche die senkrecht sich kreuzenden Spaltrisse zeigen. Beispielsweise zeigt also der Ägirin die Endfläche, der Riebeckit ein Pinakoid.

Genauere Bestimmungen über Art und Winkel dieser Verwachsung waren nicht durchführbar, doch scheint keine genaue Gesetzmäßigkeit obzuwalten.

Palache leugnet in seiner Notiz, mit Unrecht, Verwachsungen überhaupt. Doch darin hat er recht, daß auf Grund des örtlichen Zusammentreffens nicht auf genetische Verwandtschaft geschlossen werden könnte.

Weiter sagt er wörtlich: „Beide bieten gleichmäßig und jedes für sich Beweise, daß sie als ursprüngliche Gesteinselemente gelten müssen; beide treten ungefähr ebenso häufig im Gestein auf; beide zeigen keine Spur von Verwitterungs- und Zersetzungserscheinungen, wodurch man das eine aus dem anderen entstanden deuten könnte.“

Im allgemeinen können wir uns Palache nur anschließen. Tatsächlich beweisen die Verwachsungserscheinungen Gleichwertigkeit der beiden Minerale, keinesfalls aber genetische Verwandtschaft. Es fällt aber auch auf, daß unendlich viel häufiger der Ägirin den äußeren Rand der Hornblende bildet, als umgekehrt. Damit ist schon ausgeschlossen, daß letztere aus ersterem entstanden sein könnte. Steht einem nun aber eine größere Menge Gesteinsschliffe von den verschiedensten Varietäten und Fundstellen zur Verfügung (ich hatte deren über 30), so fällt einem doch eine Reihe von Erscheinungen auf, die in ihrem Zusammenhang von Interesse sind. Wenn auch die verschiedensten, allmählichsten Übergänge vorkommen, so sind doch folgende Punkte bemerkenswert:

In sehr hornblendereichen Gesteinspartien sind die Pyroxene bedeutend spärlicher vertreten. Zugleich nimmt auch die Zahl der Erzkörner und der Leukoxenaggregate im allgemeinen ab. Letzteres besonders ist hier fast nur an und um die Hornblende zu sehen, nimmt scheinbar keine selbständige Stellung ein.

In sehr ägirinreichen Varietäten ist Hornblende seltener. Sie tritt dann vorzugsweise in Form von Mikrolithen auf. Dagegen scheinen die Erze und Leukoxenaggregate an Häufigkeit zuzunehmen.

In den feinkörnigsten Varietäten überwiegt der letztere Typus.

Die Pyroxene sind in der Regel äußerst klein und gut ausgebildet. Unter dem Druck haben sie gar nicht gelitten. Im Falle sie Neubildungen sein sollten, läßt sich dieser Umstand leicht erklären. Mikrolithen leiden unter der Dynamometamorphose nicht oder kaum und konnten sich in dem fest-plastischen Zustand des Gesteins während der Pressung gut idiomorph ausbilden. Allerdings läßt sich dieselbe Erklärung auch für den Fall anwenden, wenn die Pyroxene in derselben Form ursprüngliche Gemengteile des Eruptivgesteins sein sollten.

Der Wechsel der Ausbildungsformen im Gestein ist so häufig und schnell, daß er an Ort und Stelle oft von Meter zu Meter zu verfolgen ist. Irgend eine gesetzmäßige geologische Folge ist nicht zu erkennen.

Lange habe ich geglaubt, zwischen Hornblende und Pyroxen eine Art Antagonismus beobachten zu können. Besonders fiel auf, daß die feinkörnigsten Varietäten selten Hornblende führen, dagegen an ihrer Stelle Ägirin, Erze und Leukoxen an Bedeutung gewinnen; ich neigte stark zu der Ansicht, daß es sich, entgegen aller bisherigen Erfahrung, in den gepreßtesten Partien um eine Umwandlung von Hornblende in Pyroxen handle, wobei Eisen und Titan ausgeschieden wurde. Doch ist es unzweifelhaft, daß in ebensoviel Fällen, gemäß Palaches Anschauung, den beiden Mineralen dieselbe selbständige Stellung gebührt.

Schließlich ließe sich auch dieser Wechsel des Typus zwanglos durch die Annahme erklären, daß in dem ursprünglichen Magma Differentiationsprozesse vorlagen, wobei die chemische Zusammensetzung in einem Fall mehr die Bildung des Riebeckit-, im anderen

des Ägirinmoleküls begünstigte. Da das letztere weniger Eisen und Titan benötigt, schied sich dasselbe selbständig aus.

Daß das Eisenoxyd auf Umwandlungsprozesse zurückzuführen ist, und zwar wohl meist dem Riebeckit entstammt, liegt auf der Hand. Daß der gleiche Ursprung auch für den Leukoxen wahrscheinlich ist, darauf wurde schon hingewiesen.

Daß aber auch der Magnetit bisweilen Umlagerungen seine Entstehung verdankt, darauf scheinen die Kontakterscheinungen hinzuweisen, auf die wir später zu sprechen kommen werden.

Der Forellenstein hat die Struktur der krystallinen Schiefer, von der des Muttergesteines ist keine Spur mehr zu sehen, und da unsere Kenntnisse in Betreff der Genesis der krystallinen Schiefer leider noch sehr negativen Charakters sind, muß gar manche Erscheinung einfach hingenommen werden, ohne daß wir sie vorderhand erschöpfend erklären könnten.

Beweisen läßt es sich also zunächst nicht, daß zwischen Hornblende und Pyroxen ein genetischer Zusammenhang besteht, doch möchte ich die Annahme a priori nicht von der Hand weisen, daß es sich wenigstens teilweise vielleicht doch um einen solchen handle, und zwar in dem Sinne, daß der Ägirin der jüngere Bestandteil ist.

Gehen wir jetzt zur Hauptmasse des Gesteins über. Sie besteht aus Quarz und Feldspat in wechselndem Verhältnis. Meist überwiegt letzterer, er verhält sich zum Quarz der Menge nach in der Regel wie 2:1. Doch kann sich das Mengenverhältnis auch sehr nach beiden Richtungen ändern. Häufig trifft man etwa gleichviel Quarz als Feldspat, aber in der Regel ist mehr von letzterem vorhanden.

Der Quarz bildet unregelmäßige, oft im Sinne der Schieferung ein wenig in die Länge gezogene Körner, selten eckige Stücke von grauer bis weißer Farbe, die allenthalben das Gefüge gewissermaßen verkitten. Sie umschließen die Feldspäte, kommen mit diesen zusammen innerhalb einzelner Hornblende- und Pyroxenindividuen vor, was poikilitische Struktur hervorruft, durchsetzen die Hämatit- und Leukoxenaggregate und bedingen durch ihr meist äußerst feines Korn und die innige Verzahnung wesentlich die Festigkeit des Gefüges. Tatsächlich kenne ich nur wenige Gesteine, die dem Hammer einen auch nur annähernd so starken Widerstand entgegensetzen wie der Forellenstein.

Der Quarz hat sonst genau dieselben Eigenschaften wie in allen Schiefergesteinen, löscht z. B. undulös aus, so daß wenig darüber zu sagen wäre. Bemerket sei noch, daß er, wie auch der Feldspat, überaus häufig von Limonitnetzen, -Häutchen und -Äderchen über- und durchzogen ist.

Um den Quarz vom Feldspat zu unterscheiden, benutzte Palache die von Becke herrührende Fluorwasserstoffmethode. Damals war die Lichtbrechungsmethode desselben Autors noch nicht bekannt, welche die Untersuchung wesentlich erleichtert. In unserem speziellen Fall war sie sogar noch ganz besonders günstig zu verwenden, da sämtliche Feldspate des Forellensteins merklich niedrigere Brechungsexponenten besitzen als der Quarz.

Dadurch war die Übersicht natürlich sehr erleichtert. Auch wurde, da die Feldspäte durch ihre außerordentlich geringe Größe den meisten Methoden große Schwierigkeiten in den Weg setzten, zu den meisten Bestimmungen die Lichtbrechung herangezogen.

An Feldspäten gibt es 1. Kalifeldspat in der Form des Orthoklases und Mikroklin, 2. Natronfeldspat: Albit, vielleicht Oligoklas-Albit.

Sie alle treten in unregelmäßigen, gewöhnlich etwas langgezogenen Körnern, seltener in eckigen Stücken auf. Andeutungen von krystallographischer Begrenzung finden sich bisweilen, aber im ganzen selten.

Alle zeigen deutlich die Spaltrisse nach *M* und *P*.

Die Auslöschung ist, gleichwie beim Quarz, häufig undulös.

Überwiegen tut scheinbar der Orthoklas, was wohl auch Palache veranlaßt hat, den Plagioklas als sehr selten vorkommend zu bezeichnen. Da Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz nicht immer wahrnehmbar ist und das äußerste feine Korn die Übersicht sehr erschwert, so hält man leicht einen Albit für Orthoklas; denn die chemische Zusammensetzung lehrt, daß reichlich ebensoviel, in der Regel sogar etwas mehr Natronfeldspat vorhanden ist als Orthoklas. Ist doch kaum ein Kalifeldspat völlig frei von perthitischen Verwachsungen.

Der Kalifeldspat ist deutlich charakterisiert durch die rechtwinklig sich kreuzenden Spaltrisse auf den entsprechenden Flächen und die schwächere Lichtbrechung als Quarz und Albit. Letzteres

konnte besonders schön einmal bei drei successive aneinander grenzenden Individuen von Albit, Quarz und Orthoklas nachgewiesen werden.

Da es sich in den meisten Fällen um so winzige Individuen handelte, daß sie überhaupt erst bei den allerstärksten Vergrößerungen in parallelem Lichte Bestimmungen zuließen, so war es nicht möglich, irgend eine der vielen Methoden, für die konvergentes Licht notwendig ist, anzuwenden.

Im übrigen beweist auch die chemische Analyse, daß Kalifeldspat in reichlichem Maße vorhanden ist.

Häufig läßt sich der Kalifeldspat allen seinen Eigenschaften nach mit Sicherheit als Orthoklas anprechen. Ebenso häufig hat er aber ganz den Habitus des Mikroklin. Eigentliche Gitterstruktur wurde nur selten und höchst undeutlich wahrgenommen, dagegen zeigte sich oft deutlich, daß der Krystall aus zahllosen Einzelindividuen bestand, durch eine eigentümliche Erscheinung in der Auslöschung, die am treffendsten mit „Wolkigkeit“ zu bezeichnen wäre.

Ich neige zu der Ansicht, die in letzter Zeit Becke¹⁾, Graber²⁾ und vor allem Brauns³⁾ in seinem schönen Werk über die optischen Anomalien vertreten haben, nämlich daß in krystallinischen Schiefen aller Kalifeldspat als Mikroklin aufzufassen ist. In dynamometamorphen Gesteinen findet Umlagerung des monoklinen Feldspates zu triklinem statt. Brauns schränkt diese Behauptung insofern ein, als der Kalifeldspat nur insofern zu triklinem umgewandelt werden könne, als er natronhaltig ist. Diesen Satz faßt er mit folgenden Worten zusammen pag. 146: „Der Mikroklin ist ursprünglich monoklin, aber wegen des Natrongehaltes mit labiler Gleichgewichtslage ausgestattet gewesen. Durch den lang andauernden Druck des Gebirges ist er in die triklone Form übergeführt, seine Struktur ist sekundär.“

Daß der Mikroklin tatsächlich durch Druck sekundär entsteht, scheint mir hinreichend erwiesen.⁴⁾ Ob das notwendig mit dem

¹⁾ Becke, Petrographische Studien am Tonalit des Rieserferner. Tscherm. min. u. petr. Mitt., XIII. Bd., 1893.

²⁾ Graber, Die Ausbruchszonen von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Südkärnten. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, XLVII. Bd., 1897.

³⁾ Brauns, Die optischen Anomalien der Krystalle. Leipzig, Hirzel, 1891.

⁴⁾ Alle hiehergehörigen Arbeiten sind in Brauns Buch angeführt. Das Zitieren der einzelnen Schriften kann ich mir also ersparen.

Natrongehalt zusammenhängt oder aber vielleicht durch eine intermolekulare kryptotrikline Struktur jedes monoklinen Feldspats bedingt ist, lasse ich dahingestellt. Ganz natronfrei ist wohl kein Kalifeldspat und im übrigen ließe sich nach der chemischen Zusammensetzung Brauns Auffassung gut auf unser Gestein anwenden.

Perthitische Verwachsung mit Albit ist fast immer vorhanden. Oft führt der Kalifeldspat Ränder von Albit, die dann zapfenförmig ins Innere eingreifen; der Albit ist auch hier häufig verzwilligt. In vielen Fällen bildet der Natronfeldspat zapfenförmige Einwüchse im Orthoklas¹⁾, die entweder parallel der *M* im Orthoklas gestreckt

Fig. 11.



Fig. 12.

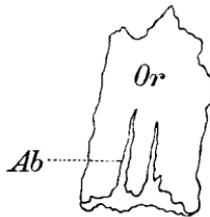
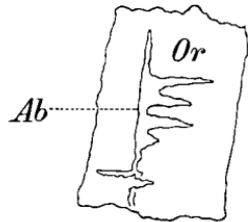


Fig. 13.



sind, oder, was ebenso häufig ist, senkrecht dazu verlaufen. Die Durchwachsung mit Albitsubstanz kann sehr weit gehen. Auch diese Erscheinung möchte ich nach Beckes²⁾ und Grabers³⁾ Vorgang als sekundär auffassen, wie es außer den erwähnten Autoren noch Romberg⁴⁾ und Brögger⁵⁾ getan haben.

Allerdings ist Graber der Ansicht, daß diese starken Umwandlungen nur dann verständlich sind, wenn das Magma bei Eintreten des Druckes noch nicht völlig erstarrt war.

Doch lehren alle neueren Erfahrungen, wie weit die Plastizität des Gesteins, das schon völlig erstarrt war, unter genügend hohem

¹⁾ Oben zitierte Arbeit.

²⁾ Oben zitierte Arbeit.

³⁾ An den Figuren bedeutet *Ab* = Albit, *Or* = Orthoklas.

⁴⁾ Romberg, Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Struktur und der Entstehung derselben. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. VIII, 1892.

⁵⁾ Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge etc. Groths Zeitschr. f. Kryst., XVI. Bd., 1890.

und anhaltendem Druck gehen kann, so daß ich Grabers Annahme nicht für unumgänglich notwendig erachten kann. Vielmehr dürften unter genügend hohem Druck die weitgehendsten Umlagerungen auch in einem früher schon völlig erstarrten Magma möglich sein.

Zwillingsbildungen nach dem Karlsbader Gesetz wurden beim Kalifeldspat einige Male wahrgenommen, doch scheinen sie nicht sehr häufig zu sein.

Der Plagioklas beweist sofort durch den Umstand, daß seine beiden Brechungsexponenten durchwegs beträchtlich niedriger sind als die des Quarzes, daß es sich jedenfalls nur um Albit oder diesem sehr nahestehenden Oligoklas handeln könne. Da Zwillingsbildungen nach dem Albitgesetz sehr häufig sind (nach dem Periklingesetz habe ich keine wahrgenommen, nach dem Karlsbader nur einige wenige, die aber alle zu unsymmetrisch getroffen waren, um Michel-Lévy's graphische Methode anzuwenden), konnte an symmetrisch auslöschenden Schnitten die Auslöschungsschiefe zu M gemessen werden. Ungefähr zehn solcher Messungen ergaben einen Winkelbetrag von $12-15^\circ$, was viel zu hoch ist für jeden Oligoklas. Es kann sich also nur um einen Albit oder einen diesem äußerst nahe stehenden Oligoklasalbit handeln.

Das bestätigt auch die Analyse, nach welcher bei sehr hohem Natrongehalt nur ein ungemein geringer Calciumgehalt vorhanden ist.

Es sind also durchwegs Alkalifeldspäte.

Um die mineralogische Beschreibung abzuschließen, sei noch eines Glimmervorkommens gedacht, welches allerdings wegen seiner Vereinzeltheit wenig zu bedeuten hat. Zweimal wurde ein gelb-grün pleochroitischer, stark doppelbrechender Glimmer, der bei deutlicher Zweiachsigkeit einen nur kleinen Achsenwinkel aufwies, beobachtet. Da derselbe Glimmer in den angrenzenden Schiefen zu den Hauptgemengteilen gehört und sonst nirgends im Forellenstein nachgewiesen werden konnte, wird es sich wohl um einen „Einwanderer“ handeln, was an den unmittelbaren Kontaktstellen, wie wir später sehen werden, eine sehr häufige Erscheinung ist. Leider kann ich mich der Herkunft des Stückes, aus dem der Schliif hergestellt wurde, nicht entsinnen, aller Wahrscheinlichkeit nach stammt er von der Grenze. Der Glimmer gehört wohl fraglos zur Muskovitreihe; daß der Achsenwinkel klein ist, scheint für die krystallinischen Schiefer beinahe charakteristisch zu sein (cf. Rosenbusch, Elemente,

pag. 453 und 429 [bei den Phylliten]). Rosenbusch führt diesen Umstand auf geringeren Wassergehalt zurück.

Granat fehlt vollständig. Desgleichen fehlen sämtliche sonst für die krystallinischen Schiefer charakteristischen Silikate, als Sprödglimmer, Disthen, Sillimanit, Zoisit etc.

Struktur.

Der Gloggnitzer Forellenstein hat ganz die Struktur des krystallinen Schiefers. Alle Gemengteile sind dem Alter nach ungefähr gleichwertig, von irgend einer gesetzmäßigen Folge in der Reihe der Mineralausscheidungen ist nichts mehr zu sehen. Zu primären Gemengteilen könnten vielleicht höchstens die Magnetitkörnchen teilweise gehören, während man es zum großen Teile auch bei ihnen zweifellos mit Neubildungen zu tun hat. Um nur einige Beispiele anzuführen, finden sich Quarz und Feldspat überaus häufig in den Hornblendeln, der Quarz im Feldspat u. s. f.

Die Struktur ist eine schiefrige, worunter im Sinne Rosenbuschs eine spezielle Abart verstanden wird, oder krystalloblastische, um einen treffenden Ausdruck von Becke zu benützen. Die Gemengteile sind in dünnen Lagen gesondert, was hauptsächlich vom Riebeckit und Hämatit gilt. Sehr weitgehend ist diese Sonderung aber nicht. So finden sich stets Körner von Quarz und Feldspat in den Hornblendelagen. Sie ist z. B. sehr viel weniger ausgesprochen als bei den angrenzenden Glimmerschiefern, ohne daß man deswegen doch von Lagenstruktur reden könnte.

Ocellarstruktur fehlt vollständig, ebenso wie porphyrische oder pseudoporphyrische. Auch merkt man nichts von konglomeratartiger Struktur, wie denn auch in dieser Beziehung nichts auf einen ursprünglich sedimentären Charakter hindeutet.

Das Haupt-Quarz-Feldspatgemenge besteht aus etwas in die Länge gezogenen Körnern, die manchmal ellipsoidal ausgebildet, häufiger jedoch ganz unregelmäßig begrenzt sind. Selten zeigen die Feldspäte Andeutungen von Krystallflächen.

Das Gemenge ist ungemein innig und eng ineinander verzahnt und verwachsen, füllt alle Zwischenräume um und in den übrigen Gemengteilen, ohne daß man von Mörtelstruktur reden könnte, wie denn auch jede Spur von Kataklase fehlt. Abgesehen von einer Reihe anderer Unterschiede, auf die wir später kommen werden.

unterscheidet sich der Forellenstein auch hierin wesentlich von allen typischen Granuliten. Eine gewisse äußere Ähnlichkeit besteht höchstens in der innigen Verwachsung des Quarzfeldspatgemenges (obwohl die Art der Verwachsung eine auf den ersten Blick verschiedene ist!), was nach Rosenbusch vielleicht auf eine ursprünglich granophyrische Struktur des Eruptivgesteins schließen läßt.

Quarz und Feldspat zeigen ausgesprochen undulöse Auslöschung. Über die Ausbildungsweise der dunklen Gemengteile wurde schon früher gesprochen, betont sei hier nur nochmals die häufige poikilitische Struktur.

Das Korn ist ein außerordentlich feines. Manche Varietäten sind beinahe dicht ausgebildet, doch finden sich auch relativ grobkörnigere Abarten.

Gerade wegen dieser Feinheit des Korns kann ich auch über die Art und Anordnung der Flüssigkeitseinschlüsse nur sehr wenig aussagen. Vorhanden sind sie, aber nur höchst selten selbst bei den stärksten Vergrößerungen zu konstatieren.

Nur bei den größeren Hornblendeindividuen ließ sich einigemale die reihenförmige Anordnung dieser Einschlüsse beobachten.

Hervorgehoben sei noch einmal der hohe Idiomorphismus der Ägirin- und, wo solche vorhanden, auch der Riebeckit-mikrolithen.

Kontaktphänomene.

Um die Kontaktverhältnisse zu studieren, wurden mehrere Schiffe, die sowohl den Forellenstein als auch den angrenzenden Schiefer zeigten, angefertigt.

Auch wurden Dünnschliffe des Phyllits außerhalb des Forellensteins hergestellt, um festzustellen, ob irgend ein stofflicher Unterschied zu bemerken sei. Das war nicht der Fall. In allen Fällen bestand der Schiefer aus wechsellagernden Zonen von Quarz und Glimmer. Letzterer ist gewöhnlich ein stark doppelbrechender, gelbgrün pleochroitischer, zweiachsiger Muscovit mit kleinem Achsenwinkel, dessen übrigens schon einmal gedacht wurde. Nicht selten tritt dazu dunkelbrauner Biotit, sowie Chlorit.

An sonstigen Gemengteilen führt der Schiefer spärliche Eisen-erze, viel dendritisch verzweigten Limonit, sowie kleine Aggregate

einer trüben, bräunlichen Substanz, die wegen ihrer absoluten Undurchsichtigkeit nicht zu bestimmen war, aber mit dem Leukoxen des Forellenstein gewisse Ähnlichkeiten aufweist.

Von Wichtigkeit ist zu betonen, daß Feldspat vollständig fehlt. Der Schiefer ist also ein typischer Phyllit.

Gehen wir nun zu den Kontaktverhältnissen über, so sei zunächst festgestellt, daß vom primären Kontakt keine Spur mehr zu sehen ist. Typische Kontaktminerale fehlen durchwegs.

Durch die nachträgliche Schieferung ist eben das ursprüngliche Bild beträchtlich modifiziert worden.

Vor allem fällt auf, daß an der Grenze Riebeckit wie Ägirin vollständig fehlen. Dagegen nehmen die Erze an Häufigkeit zu. Dasselbe gilt vom Feldspat, der hier einen viel größeren Prozentsatz auszumachen scheint als im Hauptgestein.

Die genaue Grenze ist mikroskopisch sehr schwer festzustellen:

Einerseits greift der Feldspat in den Schiefer über, andererseits der Glimmer in den Forellenstein. In der Tat bemerkt man am Kontakt im Schiefer beträchtliche Mengen von Feldspat, der hier sonst völlig fehlt. Doch scheint sich das nicht sehr weit fortzusetzen. Viel weiter greift dagegen der Glimmer in den Forellenstein über, so daß noch auf eine relativ große Entfernung Glimmerlagen mit dem normalen Gemenge alternieren. Auch hier ist der Glimmer natürlich vorzugsweise Muscovit, doch bemerkte ich auch einige Biotit-, wie auch Chloritfetzen.

Das Fehlen der Hornblende läßt sich vielleicht so deuten, daß an der Grenze die Alkalien, die sonst in die Hornblende eingehen würden, durch zugeführte Tonerde zu Feldspat krystallisierten. Das überschüssige Eisen schied sich dabei als Magnetit aus.

Wenn ich hier von „relativ großen Entfernungen“ rede, so geschieht das nur in mikroskopischem Sinn.

Im ganzen erreichen die Umwandlungen beiderseits kaum einen Betrag von einigen Centimetern.

Was das Übergreifen des Feldspats einer-, des Glimmers andererseits betrifft, so haben wir da offenbar im kleinsten Maßstabe die Erscheinung der Wechsellagerung, wie sie, meist nur in weit größerem Umfange, fast überall zu beobachten ist, wo zwei angrenzende Gesteinsarten zusammen einem intensiven Schieferungsprozeß unterworfen gewesen sind.

Einem eventuellen Einwand möchte ich hier noch begegnen, nämlich daß die Wechsellagerung von Schiefer und Forellenstein am Gloggnitzer Schloßberg eventuell demselben Umstande ihre Entstehung verdanke. Gegen diese Auffassung spricht meiner Ansicht nach das gesamte geologische Verhalten, schon allein der Umstand, daß diese Wechsellagerung keineswegs eine innige genannt werden kann.

Die obenbeschriebenen Kontaktphänomene lehren uns wieder einmal, daß selbst im kleinsten Maßstab zwischen Eruptiv- und Nebengestein keine allmählichen konstitutionellen Übergänge stattfinden. Wohl zeigt sich am Kontakt Austausch einzelner Mineralsubstanzen, aber die makroskopische Grenze bleibt stets scharf erhalten.

Da meiner Ansicht nach die dünnen Schieferzwischenlagen dadurch entstanden, daß das Magma in lagergangartiger Weise zwischen die Schichtflächen des Sedimentes gepreßt wurde, so ist eben offenbar auch hier der Schiefer mit dem glühenden Gestein in Berührung gekommen.

Wenn nun die französische Injektions- oder „Aufschluck“theorie, um einen Brögger'schen Ausdruck zu gebrauchen, recht hätte, so wäre nicht einzusehen, warum sogar so ungemein dünne Zwischenlagen, wie wir sie hier vor uns haben, so gar keine stofflichen Veränderungen erfuhren, vielmehr mit den übrigen Phylliten in jeder Hinsicht identisch sind.

Mir scheint, daß unser Fall wieder einen Beweis dafür bietet, daß bei oberflächlichen Erscheinungen wenigstens diese Theorie nicht anwendbar ist.

Anders mag es dagegen in den tieferen Regionen der Erdkruste sein, denn es will mir nicht einleuchten, warum nicht bei so hoher Temperatur und Druck, wie wir sie in größeren Tiefen ja annehmen können, wo auch das Wasser, wie Arrhenius uns gelehrt hat, stärker als die meisten Säuren wirkt, Gesteine eingeschmolzen oder besser aufgeschlossen werden könnten.

Chemische Zusammensetzung.

Durch das überaus freundliche Entgegenkommen des Herrn Vizedirektors der k. k. geologischen Reichsanstalt Oberberggrat Dr. Tietze und des Direktors des chemischen Laboratoriums daselbst

Herrn Regierungsrat Dr. John Ritter v. Johnesberg wurde es mir ermöglicht, in der Reichsanstalt eine Bauschanalyse des Forellensteins durchzuführen. In liberalster Weise wurden mir Platz, Apparate und Reagentien zur Verfügung gestellt.

Ich kann es mir nicht nehmen lassen, den erwähnten Herren, besonders aber auch dem Herrn Adjunkten des chemischen Laboratoriums, Dr. Eichleiter, der mir bei der Arbeit mit Rat und Tat in freundlichster Weise beistand, auch an dieser Stelle meinen innigsten Dank auszusprechen.

Zur Analyse wurde ein Gesteinstypus gewählt, dessen makroskopische wie mikroskopische Zusammensetzung einen Mittelwert voraussehen ließen. Die Analyse ergab folgende Werte:

<i>Si O</i> ₂	75·9%
<i>Ti O</i> ₂	Sp.
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	11·89%
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	2·68%
<i>Fe O</i>	1·59%
<i>Mn O</i>	Sp.
<i>Mg O</i>	0·42%
<i>Ca O</i>	0·2%
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	4·68%
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	3·83%
<i>H</i> ₂ <i>O</i> ¹⁾	Sp.
		101·19%

Das Gestein gehört also einem Typus an, welcher bei hohem *Si O*₂-Gehalt, hoher Tonerde und Alkalien, bedeutende Mengen von Eisen führt. Manche Varietäten des Forellensteins dürften viel eisenreicher sein, aber der analysierte Typus gibt eine gute mittlere Zusammensetzung. Der Titangehalt erwies sich als so gering, daß er nicht wägbare war. Ebenso spurenweise nur ist auch Mangan vorhanden. Auf seine Existenz deutete die leicht bräunliche Färbung des Kalkes. Bedenklich erscheint mir nur der relativ hohe Magnesia-

¹⁾ Das Wasser wurde als Glühverlust bestimmt. Daß das gefundene Gewicht entgegen allen Erfahrungen bei Schiefen so gering war, mag darauf beruhen, daß sich beim Glühen das Eisenoxydul oxydierte, wodurch der Gewichtsverlust teilweise ersetzt wurde. Zu einer andersartigen, exakteren Bestimmung fehlten leider die Apparate.

gehalt. Magnesiareiche Mineralien fehlen im Gestein, und wenn auch der Riebeckit nach den vorhandenen Analysen, bisweilen einen nicht unbeträchtlichen Magnesiagehalt aufweist, so glaube ich doch an einen Analysenfehler, umsomehr, als die Summe in jedem Fall zu hoch ist.

Der geringe Kalkgehalt beweist schlagend, daß die Bildung des Anorthitmoleküls so gut wie ausgeschlossen war, umsomehr, als ein Teil des Calciums wohl in die Konstitution des Leukoxens und des Riebeckits eingehen dürfte.

Zur weiteren Diskussion der Analyse wurden die Gewichtsprozentage in Molekularzahlen und Atomprozentage umgerechnet.

Molekularzahlen		Atomprozentage	
<i>Si</i> O ₂	125·66	<i>Si</i>	69·55
<i>Al</i> ₂ O ₃	11·33	<i>Al</i>	12·86
<i>Fe</i> ₂ O ₃	1·67	<i>Fe</i> ^{III}	1·87
<i>Fe</i> O	2·21	<i>Fe</i> ^{II}	1·24
<i>Mg</i> O	1·04	<i>Mg</i>	0·58
<i>Ca</i> O	0·36	<i>Ca</i>	0·11
<i>Na</i> ₂ O	7·58	<i>Na</i>	8·38
<i>K</i> ₂ O	4·89	<i>K</i>	5·41

Aus diesen Zahlen erhellt sofort, daß zur Bindung der Alkalien zu wenig Tonerde vorhanden ist. Daraus ergibt sich, daß, wie zu erwarten, ein Teil des Natrons mit Eisen vergesellschaftet in die Konstitution der Hornblende eingeht.

Die beiläufige mineralogische Zusammensetzung ließ sich unter Zugrundelegung folgender Formeln berechnen. Der Einfachheit halber wurde die Existenz des Anorthitmoleküls angenommen, und nachher, bei der Berechnung der Prozente, mit Albit als Plagioklas zusammengezogen.¹⁾

Berechnet man aus den gefundenen Werten das prozentische Verhältnis von An:Ab, so erhält man 97·3% Ab und nur 2·7% An, ein Anorthitgehalt, der so außerordentlich niedrig ist, daß er auf optischem Wege kaum nachweisbar wäre.

¹⁾ Es wurde vom Kali ausgegangen. Ein Teil des Eisens wurde zur Tonerde gerechnet. Da es sich nur um eine beiläufige Berechnung handelt, machen die kleinen Fehler nichts aus.

Orthoklas	$K_2 O . Al_2 O_3 . 6 Si O_2$	4·89
Albit	$Na_2 O . Al_2 O_3 . 6 Si O_2$	6·38
Anorthit	$Ca O . Al_2 O_3 . 2 Si O_2$	0·36
Hornblende + Ägirin	$\left\{ \begin{array}{l} Na_2 O . Fe_2 O_3 . 4 Si O_2 \\ Mg O . Si O_2 \\ Fe O . Si O_2 \end{array} \right.$	1·2
		1·04
		1·74
Magnetit	$Fe O . Fe_2 O_3$	0·47
Quarz	$Si O_2$	49·79

Daraus ergibt sich in runden Zahlen das prozentische Verhältnis :

Quarz	30%
Orthoklas	26%
Plagioklas	35%
Hornblende	8%
Magnetit	1%

Rechnen wir die Rosenbusch'schen Kerne heraus, so erhalten wir in runden Zahlen:

$(Na K) Al Si_2$	55·13%
$Ca Al_2 Si_4$	—
$R'' Si$	7·38
$R''_2 Si$	—
Si	37·49

Die Zahl der Metallatome ist 180·81;
die der Moleküle 155·04.

Das spezifische Gewicht des Forellensteins ist 2·65. Dieser Wert wurde gefunden an derselben Gesteinsvarietät, die auch zur Analyse benutzt wurde. Er ist annähernd derselbe wie bei den Alkali-graniten.

Aus allem Vorhergehenden geht unzweifelhaft hervor, daß wir es ursprünglich mit einem Eruptivgestein zu thun haben. Die Analyse beweist, daß der Anorthitkern, wie auch der Kern $R'' Si$ kaum vorhanden sind. Wir müssen es also mit einem Gestein der Alkali-reihe zu thun haben.

Der überaus hohe Kieselsäuregehalt schließt die eigentlich foyaitisch-theralitischen Magmen aus. Das Gestein muß demnach den Alkaligraniten unter den Tiefen-, den Comenditen etwa unter den Ergußgesteinen entsprechen.

Um die genauere systematische Stellung zu bestimmen, habe ich die Atomzahlen in Osannsche¹⁾ Kerne umgerechnet.

Bringt man die erhaltenen Zahlen auf 20, so ergibt sich für das Diagramm *AFC*

$$\begin{aligned} a &= 14.2 \\ c &= 0 \\ f' &= 5.8 \end{aligned}$$

Vergleichen wir diese Zahlen zuerst mit den für die Intrusivgesteine aufgestellten Diagrammen. Tragen wir die gefundenen Werte auf Fig. 2, Taf. IV der Osannschen Tabellen auf, so finden wir, daß unser Verhältnis graphisch in der Nähe der Typen 3—6 zu stehen käme und Typus 4 am nächsten kommt. Im Text (pag. 376) entsprechen diese Zahlen sämtlich Alkaligraniten; die von Osann unter Typus Quincy zusammengefaßt sind.

Von diesen kommen nur 3 und 4 in Betracht (die übrigen haben eben zu hohen Anorthitgehalt).

Nr. 3 (Sodagravit von Duluth, Minn.).

und Nr. 4 (Riebeckitgranit von Quincy, Mass.) haben dasselbe Verhältnis $a:c:f = 13.5:0:6.5$. Vergleichen wir die Analysen, so fällt zunächst auf, daß Nr. 3 schon zuviel *Mg* und *Ca* führt. Blicke zu vergleichen Nr. 4. Das entsprechende Gestein ist von White²⁾ beschrieben worden und Washington³⁾ hat eine Analyse desselben publiziert. Wir geben sie weiter unten wieder. Es läßt sich feststellen, daß sich das Gestein von Quincy durch etwas niedrigeren *SiO₂*-Gehalt, weniger *MgO* und ein etwas anderes Verhältnis der Alkalien vom Forellenstein unterscheidet. Der Granit von Quincy führt ebensoviel *Na₂O* wie *K₂O*. Im übrigen stimmen die beiden Typen recht gut miteinander überein. White beschreibt es als ein grobkörniges, typisch granitisch struiertes Gestein, das außer Quarz, Albit und Orthoklas eine dunkelblaue Hornblende und Pyroxen (?) führt. Die Eigenschaften der Hornblende deuten auf Riebeckit.

Nebenbei sei bemerkt, daß mir das Vorkommen des Glaukophans daselbst nach der Beschreibung in keiner Weise erwiesen

¹⁾ Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitteil., 1899, Bd. XIX.

²⁾ Proceedings of the Boston Soc. of Nat. hist., Vol. 28, Nr. 6, pag. 128—33.

³⁾ American Journal of Science, August 1898, Nr. 32, pag. 181.

erscheint. Offenbar handelt es sich auch hier wiederum um Riebeckit. Washington hat die mutmaßliche mineralogische Zusammensetzung berechnet. Ziehen wir den Glaukophan mit dem Riebeckit zusammen, erhalten wir

Riebeckit	14·3
Albit	27·7
Orthoklas	27·2
Quarz	30·2
Akzess.	0·6
	<hr/>
	100·0

Die mineralogische Zusammensetzung hätte also auch große Ähnlichkeit. Wir können demnach den Forellenstein chemisch wie mineralogisch ziemlich genau den natronreichen Alkaligraniten vom Typus Quincy parallelisieren. Vergleichen wir jetzt auch die von Rosenbusch (Elemente, pag. 78, I—IV) gegebenen Analysen der Alkaligranite. Unter diesen führen die zwei ersten (Buxberg bei Eibenstock, Drammen) bei sonst ähnlicher Zusammensetzung weniger Eisen und mehr Kali als Natron, Nr. 3 (Hougnatten) führt zu wenig SiO_2 , Nr. 4 (Pelvoux) zu wenig Eisen und zu viel Tonerde, hat aber sonst große Ähnlichkeit mit dem Granit von Quincy. Im allgemeinen stimmt also letzterer am besten mit unserem Gestein überein, und jedenfalls können wir mit voller Sicherheit behaupten, daß der Forellenstein unter den Tiefengesteinen den Alkali-, und zwar den Riebeckitgraniten äquivalent ist.

Gehen wir jetzt zu den Effusivgesteinen über: In Osanns¹⁾ Tabellen dieser Gesteine fällt zunächst auf, daß der Forellenstein den Pantelleriten nicht vergleichbar ist (Taf. IX, 127—132), weil diese sehr viel weniger Thonerde und Kieselsäure führen, eine nach Rosenbusch und Osann für die Pantellerite charakteristische Erscheinung. Die Trachyte vom Typus Scaruppata und Mte. Rotaro, die im Verhältnis $a:f:c$ am besten mit unserem Gestein übereinstimmen, führen viel zu wenig SiO_2 , während bei den Quarzkeratophyren, die sonst eine gewisse Ähnlichkeit zeigen, der Kern c eine zu große Rolle spielt.

¹⁾ Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mittel., Bd. XX, Heft 5 u. 6.

Sehr genau entspricht dagegen der Comendit (Osann pag. 401, Nr. 4 und Rosenbusch, Elemente, pag. 257) mit seinem Verhältnis $a:f:c = 15.5:0:4.5$ dem Forellenstein.

Wir geben hier seine Analyse, zusammen mit denen des Riebeckitgranits und des Forellensteins wieder:

	Forellen- stein	Riebeckitgranit, Quincy	Comendit
SiO_2 . . .	75.9	73.93	74.76
TiO_2 . . .	Sp.	0.18	Sp.
Al_2O_3 . . .	11.89	12.29	11.60
Fe_2O_3 . . .	2.68	2.91	3.5
FeO . . .	1.59	1.55	0.19
MnO . . .	Sp.	Sp.	—
MgO . . .	0.42	0.04	0.18
CaO . . .	0.2	0.31	0.07
Na_2O . . .	4.68	4.66	4.35
K_2O . . .	3.83	4.63	4.92
H_2O . . .	Sp.	0.41	0.64
	101.19	100.91	100.21

Man sieht, daß der Comendit eine Spur weniger SiO_2 , weniger FeO und ein etwas anderes Verhältnis der Alkalien aufweist. Die mineralogische Zusammensetzung ähnelt sehr der des Forellensteins.

Ziehen wir jetzt noch die Orthogneise in den Rahmen unserer Vergleiche.

Da findet sich kein einziger, der dem Forellenstein äquivalent wäre, denn An. 4, pag. 487, welche die Zusammensetzung der foyaitischen Magmen zeigt, führt viel zu wenig SiO_2 , um einen Vergleich zu ermöglichen.

Betrachten wir die Analysen der Granulite¹⁾, zu denen der Forellenstein bisher immer gerechnet wurde, so fallen die Unterschiede sofort auf. Die Granulite sind ausgezeichnet durch äußerst geringen Eisengehalt, ausnahmsloses Vorherrschen des Kalis über das Natron, so daß die Bildung von Alkalieisenamphibolen oder -Pyroxenen von vornherein ausgeschlossen war.

Außerdem ist ein beträchtlicher Tonerdeüberschuß für alle Granulite, besonders aber die von Göttweih charakteristisch, welcher

¹⁾ Rosenbusch, Elemente, pag. 489, 1—6.

die Bildung von Disthen und Sillimanit hervorruft. Außerdem führen alle Granulite Granat und bisweilen Glimmer, auch ist der Feldspat ein anderer. Die Kalifeldspate des Göttweiher Granulites sind charakterisiert durch haarscharfe unter sich parallele Mikroperthitlamellen, die auch in parallelem Licht sofort auffallen — eine Erscheinung, die sich bei den Feldspaten des Gloggnitzer Gesteins nirgends findet. Von all diesen Erscheinungen ist beim Forellenstein keine Spur vorhanden. Auf die strukturellen Unterschiede wurde schon hingewiesen. Da demnach die Ähnlichkeit nur eine ganz äußerliche ist, schlage ich vor, den Namen „Granulit“, um Ver-

Fig. 14.



wechslungen zu vermeiden, auf die typischen Vorkommnisse zu beschränken.

In Nr. 2 des Centralblattes für Mineralogie etc. 1902 hat V. de Souza-Brandão unter dem Titel „Über einen portugiesischen Alkaligranulit“ ein Gestein beschrieben, das, bis auf einen allerdings sehr wichtigen Umstand, eine große Ähnlichkeit mit dem Gloggnitzer Forellenstein aufweist.

Leider ist über das geologische Vorkommen desselben nichts Näheres bekannt, als daß es in der Provinz Alemtejo bei Alter Pedrose in derselben Gegend auftritt wie der schon oben zitierte von Rosenbusch beschriebene Alkali-Orthogneis, mit dem er auch genetisch verwandt sein dürfte. Zuerst sei nur bemerkt, daß der Name „Granulit“ hier schon gar nicht am Platz ist, da, nach der Beschreibung zu urteilen, die Struktur eine typisch hypidiomorph-körnige ist und sich nur Andeutungen von paralleler Anordnung finden. An der Zusammensetzung nehmen folgende Mineralien teil: Riebeckit und Ägirin in ihrer typischen Ausbildung; es kommen auch hier Verwachsungen vor, aber stets in dem Sinne, daß der

Agirin im Zentrum liegt, weswegen de Souza für wahrscheinlich hält, daß der Riebeckit sekundär aus dem Ägirin entstanden sei.

An Feldspaten gibt es, analog dem Forellenstein, Orthoklas, Mikroklin und Albit, an sonstigen Gemengteilen Magnetit und sekundäre Eisenverbindungen, Zirkon, Apatit, ein „unbestimmbares Mineral“, — aber keinen Quarz.

Das Gestein ist also bei sonst analoger Zusammensetzung viel basischer als der Forellenstein und scheint einem Grenztypus zwischen Alkali- und Nephelinsyenit zu entsprechen, welche Voraussetzung wohl auch für den oben zitierten portugiesischen Gneis berechtigt sein dürfte.

Ziehen wir nun die Konsequenzen aus allem bisher Angeführten. Seinem geologischen Aufbau, seiner Struktur, seiner chemischen und seiner mineralogischen Zusammensetzung nach ist der Gloggnitzer Forellenstein unzweifelhaft ein metamorphes Eruptivgestein.

Von der ursprünglichen Struktur ist nichts erhalten, das Gestein hat vollständig die der krystallinen Schiefer angenommen.

Seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung nach entspricht es Alkalimagmen und kommt es am nächsten unter den Tiefengesteinen den Riebeckitgraniten vom Typus Quincy, unter den Ergußgesteinen den Comenditen.

Strukturell läßt es sich nicht entscheiden, in welcher Form es ursprünglich vorhanden war.

Doch macht es das geologische Auftreten im höchsten Grade wahrscheinlich, daß wir es ursprünglich mit einem Tiefengestein und zwar in Form eines Intrusivlagers zu tun haben.

Mineralogisch läßt es sich folgendermaßen definieren: Der Gloggnitzer Forellenstein ist ein metamorphes Eruptivgestein, das bei vollkommener Schieferstruktur und äußerst feinem Korn seiner Hauptmasse nach aus einem allotriomorphen, innigen Gemenge von Quarz und Alkalifeldspat, meist im Verhältnis von 1:2, besteht, wozu sich in wechselndem Verhältnis Riebeckit meist in faserigen Aggregaten gesellt, sowie Ägirin, dieser meist in Gestalt idiomorpher Mikrolithen. An Nebengemengteilen finden sich stets Magnetit, sekundäre Eisenverbindungen und Leukoxen, akzessorisch und selten Rutil (Apatit und Zirkon).

Es muß auffallen, daß im Forellenstein kein einziges der für die krystallinen Schiefer typischen Mineralien vorkommt, als: Granat,

Disthen, Sillimanit, Epidot, Glimmer, Sprödglimmer, Glaukophan etc. Als direkte Neubildungen durch Druck lassen sich mit Sicherheit eigentlich nur Mikroklin und Albit auffassen. Über den Mikroklin als sekundäres Produkt wurde schon weiter oben gesprochen. Daß auch der Albit, besonders in Form perthitischer Rinden und Zapfen, durch Druck entstehen kann, haben vor allem Becke und Graber in ihren schon früher zitierten Arbeiten nachgewiesen.

Selbstverständlich soll nicht behauptet werden, daß aller Albit erst sekundär entstanden. Größtenteils ist er sicher schon früher vorhanden gewesen.

Nur die große Zahl perthitischer Albitlamellen dürfte hievon herrühren.

Die Erklärung für das Fehlen der Schiefermineralien liegt in dem Fehlen eines Tonerdeüberschusses. Aus diesem Grunde konnte z. B. kein Toneisengranat entstehen, dadurch waren Disthen wie Sillimanit ausgeschlossen. Kalkreiche Mineralien konnten in keinem Fall vorkommen, womit Epidot u. ä. von vornherein nicht in Betracht kamen. Daß aber Glimmer sich sofort einstellte, sobald Tonerde **zugeführt** wurde, haben wir an der Grenze der dünnen Schieferzwischenlagen gesehen:

Die Alkalien, die sonst zur Hornblende verwandt wurden, traten jetzt in die Konstitution eines Glimmers ein, und das Eisen wurde in Form von Erzen ausgeschieden.

Doch bleibt es auf den ersten Blick immerhin auffallend, daß bei der Umkrystallisation, die hier doch zweifellos stattgefunden hat, keine Änderung des mineralogischen Bestandes Platz gegriffen hat — fast scheint es, als widerspreche es der allgemeinen Regel, daß alle pleomorphen Mineralien sich in die entsprechenden spezifisch schwersten Modifikationen umwandeln.

So ist das Zusammenvorkommen von Hornblende und Pyroxen merkwürdig — bisher schien es doch, als wandelten sich bei der Dynamometamorphose die Pyroxene immer in die entsprechenden Hornblenden um. Hier aber kommen sie selbständig nebeneinander vor, ja, der umgekehrte Umwandlungsprozeß scheint nicht ganz ausgeschlossen. Aber das genaue chemische Verhältnis von Hornblenden in Pyroxenen ist bisher zu wenig bekannt, um sichere Schlüsse zu erlauben.

Besonders die Kleinheit und der Idiomorphismus der Pyroxene gibt zu denken.

Man könnte sich ja vorstellen, daß auch im ursprünglichen Gestein der Ägirin in Form von Mikrolithen vorhanden war, und diese, dank gerade ihrer Kleinheit, von der späteren Umwandlung nur wenig betroffen worden sind.

Andererseits sprechen viele Umstände auch für die Neubildung der Pyroxene. Ausführlicher wurde diese Frage früher diskutiert.

Eine Entscheidung ist nach unserer mangelhaften bisherigen Kenntnis der krystallinen Schiefer überhaupt nicht zu treffen. Besonders fehlt alles Material für die den Alkalimagmen entsprechenden Gneise. Nur möchte ich noch ausdrücklich auf einen Umstand hinweisen: Trotzdem es mir erwiesen scheint, daß das ursprüngliche Eruptivgestein völlig umkrystallisiert ist, haben doch nur ganz minimale Umlagerungen Platz gegriffen.

Die mineralogische Zusammensetzung des Schiefers ist ziemlich genau dieselbe wie bei den entsprechenden Eruptivgesteinen. Alle für die krystallinen Schiefer charakteristischen Mineralien fehlen, bis auf Albit und Mikroklin.

Folgende Umstände könnten zur Erläuterung dieses Tatbestandes beitragen:

Zwar wissen wir nur äußerst wenig von den Vorgängen bei der Bildung krystalliner Schiefer im allgemeinen, wegen Mangels an Material so gut wie nichts von der Genese der speziell zu den Alkalimagmen gehörigen Schiefer, doch scheint es mir nicht ausgeschlossen, daß die Höhe des Schmelzpunktes auch bei der Umkrystallisation in festem Zustande eine Rolle spielt. Je saurer ein Gestein, desto zähflüssiger ist es, und desto höher ist sein Schmelzpunkt (nach Vogt).

Wäre es nun nicht denkbar, daß mit steigender Zähflüssigkeit auch die Plastizität, die Diffusionskonstante für jeden Zustand im allgemeinen abnehme, also geringer ist, als bei den basischen Gesteinen, z. B. den Amphiboliten?

Ist diese Anschauung richtig, so müßten bei den sauren Magmen überhaupt viel weniger Umlagerungen und Paramorphosen stattfinden, als bei den basischen (den leichtflüssigen). Vielleicht beschränken

sich diese auf Umkrystallisationen und Änderungen in der Anordnung der Gemengteile nach dem Rieckeschen¹⁾ Prinzip.

Daß die Diffusionskonstante mit der Zähflüssigkeit abnimmt, geht aus den Vogtschen Arbeiten²⁾ klar hervor. Ebenso wissen wir, daß die größten Umlagerungen gewöhnlich bei den den Gabbros und Dioriten entsprechenden Schiefen vorkommen.

Dagegen spricht der Tonalit sehr gegen die oben angeführte Anschauung, der doch gewiß im magmatischen Zustand sehr zähflüssig war. Und doch finden sich gerade bei diesem Gestein Umlagerungen im allergrößten Maßstabe (nach Becke).

Überhaupt möchte ich die hier angedeutete Anschauung nicht als Theorem, sondern eben als bloße Andeutung aufgefaßt wissen; zwar bin ich der Überzeugung, daß den Differentiations-, Diffusions- und anderen Prozessen eine größere Rolle zukommt, als ihnen bisher eingeräumt wird, doch wäre es ebenso undankbar als kühn, sich bei dem derzeitigen Stand der Kenntnisse schon zu hoch in die Regionen der grauen Theorie zu versteigen.

In unserem speziellen Fall dürfte vielleicht folgende einfache Erklärung genügen, auf die mich Herr Prof. Becke gütigst aufmerksam machte: die Geringfügigkeit der Umwandlung könnte davon herrühren, daß für die Alkali-Eisen-Siliciumverbindungen keine andere Form existiert als die der Alkali-amphibole und -Pyroxene.

Gäbe es einen Alkali-Epidot und Alkaligranat, so wäre Umwandlung möglich.

Wie dem auch sei, entscheiden läßt sich zunächst nichts, erst muß das nötige Material beschafft werden, an dem es bisher völlig fehlt.

Ich habe für den Gloggnitzer Forellenstein die Bezeichnung feinkörniger Ortho-Riebeckitgneis gewählt, da es mir erwiesen scheint, daß unser Gestein ein Orthogneis, d. h. metamorphes ursprüngliches Eruptivgestein ist und sein feines Korn, wie der

¹⁾ Riecke: „Über das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformierten Körper und einer flüssigen Phase, insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung.“ Nachr. v. d. k. Ges. der Wiss. zu Göttingen, math.-phys. Cl. Nr. 4, 1894. Die Hauptpunkte finden sich zitiert in der früher angeführten Arbeit von Graber.

²⁾ Eine Reihe von Aufsätzen über Differentiationsprozesse, erschienen in der Zeitschrift für praktische Geologie zwischen 1893 und 1902.

Riebeckitgehalt, zu seinen wesentlichsten Merkmalen gehören. Außerdem wüßte ich nicht, daß „Riebeckitgneis“ schon als feste Bezeichnung für ein spezielles Gestein benützt worden ist.

Bevor ich schließe, möge noch kurz der Gesteine von Vöstenhof oder Festenhof gedacht werden, die seit langer Zeit irrthümlicher Weise mit dem Forellenstein in Zusammenhang gebracht werden.

So sagt Čžžek¹⁾, daß bei Vöstenhof ein „Weißstein“ vorkomme, der zwar mit dem Gloggnitzer nicht völlig identisch sei, aber geologisch mit diesem zusammenhänge. Toula²⁾ wiederholt bei seiner Beschreibung diese Angabe Čžžeks, beschreibt aber im übrigen die dort vorkommenden Gesteine vollkommen richtig, indem er sie als stark zersetzte Feldspat-Amphibolgesteine bezeichnet, die stark an ein „zersetztes dioritisches Eruptivgestein“ erinnern.

Tatsächlich stehen nun die Vöstenhofer Gesteine geologisch wie petrographisch in gar keinem Zusammenhang mit dem Gloggnitzer Forellenstein.

Čžžek kam wohl auf die Vermutung dieses Zusammenhangs durch einzelne helle Lagen, die dazwischen unter den Amphiboliten auftreten.

Untersuchte Dünnschliffe dieser Gesteine ergaben, daß sie größtenteils aus einem Gemenge von grüner Hornblende, Zoisit, Quarz, Calcit und basischem Labrador mit 50% An (wie nach Michel-Levys Methode an Doppelzwillingen mehrfach bestimmt werden konnte) bestehen.

Die hellen Varietäten bestanden auch durchwegs aus Quarz, Calcit und Labrador; dazu trat bisweilen Klinozoisit.

Das Ganze ist unglaublich zersetzt. Da diese Gegend sehr großen Störungen unterworfen gewesen und durch die weitgehende Verwitterung alles durcheinander gerutscht ist, so ist es fast unmöglich, ein exaktes Bild der Erscheinungen zu geben.

Ich glaube, daß Toula vollkommen recht hat, wenn er die Hauptmasse der Vöstenhofer Gesteine für zersetzten Diorit oder Gabbro erklärt.

¹⁾ Jahrb. d. Reichsanstalt, 1854, pag. 477.

²⁾ Die Grauwackenzone etc., pag. 38.

Da auch bei den hellen Varietäten der dortigen Gesteine immer nur sehr anorthitreiche Feldspate auftreten, so ist es ganz zweifellos, daß sie auch petrographisch mit dem Gloggnitzer Forellenstein in keinem Zusammenhang stehen.

Hiemit sind wir am Schluß unserer Betrachtungen angelangt. Mir sei nur noch gestattet, auch an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer Herrn Professor Dr. F. Becke, in dessen Institut und unter dessen Aufsicht vorliegende Arbeit ausgeführt wurde und der mir in der freundlichsten Weise zu jeder Zeit mit Rat und Tat beistand, meinen innigsten und aufrichtigsten Dank auszusprechen.

Auch Herrn Assistenten Hermann Tertsch sei hier für seine freundliche Unterstützung und liebenswürdiges Entgegenkommen mein herzlichster Dank dargebracht!
