

# Die Gesteine der Bösensteinmasse.

(Rottenmanner Tauern.)

Von Erwin Kittl.

Mit 10 Textfiguren und einer Tafel (Nr. V).

## 1. Literaturverzeichnis.

1. 1848. Morlot, Erläuterungen zur geol. Bearbeit. VIII. Sect. des Generalquartiermeisterstabes von Steiermark, Wien.
2. 1854. Rolle, Ergebnisse der geognost. Unters. der südwestl. Steiermark, J. d. geol. R.-A., V., S. 322.
3. — D. Stur, Die geol. Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hochgolling und Venediger J. d. geol. R.-A., S. 818.
4. — Peters, Die geol. Verhältnisse der Nordseite der Radstätter Tauern. J. d. geol. R.-A., S. 808.
5. 1871. D. Stur, Geologie der Steiermark, Graz.
6. 1872. P. v. Mertens, Analyse eines Anthracites von Dietmannsdorf in Steiermark. Verh. d. geol. R.-A., S. 85.
7. — K. M. Paul, Das Graphitwerk im Paltental bei Rottenmann in Steiermark. Verh. d. geol. R.-A., S. 169.
8. 1873. G. Stache, Die paläozoischen Gebilde der Ostalpen I. J. d. geol. R.-A., S. 135.
9. 1874. G. Stache, Die paläoz. Gebilde der Ostalpen II. J. d. geol. R.-A., S. 135.
10. 1882. M. Vacek, Ueber die Radstätter Tauern. Verh. d. geol. R.-A., S. 810.
11. 1883. D. Stur, Vorlage einer für das Jahrb. unserer Anstalt bestimmten Abhandlung: Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten etc. Verh. d. geol. R.-A., S. 48 und J. d. geol. R.-A., S. 189.
12. — H. v. Foullon, Ueber die petrograph. Beschaffenheit der Gesteine aus der Umgebung des Graphites bei Kaisersberg in Steiermark. Verh. d. geol. R.-A., S. 50.
13. — H. v. Foullon, Ueber die petrograph. Beschaffenheit der kristallinen Schiefer der untercarbonischen Schichten etc. J. d. geol. R.-A., S. 207.
14. 1884. A. Miller v. Hauenfels, Ueber einen Petrefactenfund in Obersteier. Mitt. des naturw. Ver. f. Steiermark. Graz, S. 106.
15. — M. Vacek, Ueber die geol. Verhältnisse der Rottenmanner Tauern. Verh. d. geol. R.-A., S. 390.
16. 1885. D. Stur, Vorlage eines von Dir. Döll im Pinolith vom Sunk im Paltental Steiermarks gefundenen Tierrestes. Verh. d. geol. R.-A., S. 141.
17. 1886. M. Vacek, Ueber den geol. Bau der Zentralalpen zwischen Enns und Mur. Verh. d. geol. R.-A., S. 71.
18. 1890. M. Vacek, Ueber die kristalline Umrandung des Grazer Beckens. Verh. d. geol. R.-A., S. 9.
19. — M. Vacek, Einige Bemerkungen über die Radstätter Tauern. Verh. d. geol. R.-A., S. 131.
20. — G. Geyer, Bericht über die geol. Aufnahmen im Gebiete der kristallinen Schiefer von Judenburg etc. Verh. d. geol. R.-A., S. 199.
21. — G. Geyer, Ueber die tektonische Fortsetzung der Nied. Tauern. Verh. d. geol. R.-A., S. 268.

22. 1891. G. Geyer, Bericht über die geol. Aufnahme im Gebiete des Spezialkartenblattes Murau. Verh. d. geol. R.-A., S. 108.
23. 1892. C. v. John, Ueber steirische Graphite. Verh. d. geol. R.-A., S. 413.
24. 1893. G. Geyer, Vorlage des Blattes St. Michael. Verh. d. geol. R.-A., S. 49.
25. — G. Geyer, Ueber die Stellung der altpaläozoischen Kalke etc. Verh. d. geol. R.-A., S. 406.
26. 1894. E. Weinschenk, Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. Ueber das granitische Centralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneis. Abhandl. d. bayr. Akad. d. Wiss., Bd. 18, III, S. 717.
27. 1896. E. Weinschenk, Zur Kenntnis der Entstehung der Gesteine und Minerallagerstätten der östl. Centralalpen. N. Jb. f. Min. I., S. 221.
28. 1898. C. Doelter, Das krist. Schiefergebirge der Niederen Tauern. Mitt. d. naturw. Vereines für Steiermark, S. 1.
29. — J. A. Ippen, Amphibolgesteine der Niederen Tauern etc. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark, S. 85.
30. — K. Schmutz, Zur Kenntnis einiger arch. Schiefergesteine der Niederen Tauern etc. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm., S. 60.
31. 1900. E. Weinschenk, Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten, Chem.-geol. Studien. II. Alpine Graphitlagerstätten. Abh. d. bayr. Akad. d. Wiss., II. Cl. XXI. Bd. II. Abh.
32. — E. Weinschenk, Ueber einige Graphitlagerstätten. Z. f. prakt. Geol. 1900, S. 36.
33. — R. Hoernes, Der Metamorphismus der obersteirischen Graphitlagerstätten. Mitt. d. naturw. Vereines f. Steiermark, S. 90.
34. — M. Vacek, Referat über E. Weinschenk, Die Graphitlagerstätten etc. Verh. d. geol. R.-A., S. 197.
35. 1901. M. Vacek, Zur Geologie der Radstätter Tauern. Verh. d. geol. R.-A., S. 191.
36. — M. Vacek, Ueber den neuesten Stand der geol. Kenntnisse in den Radstätter Tauern. Verh. d. geol. R.-A., S. 361.
37. — J. Ippen, Gesteine der Schladminger Tauern. Mitt. d. naturw. Vereines f. Steiermark, S. 85.
38. 1907. F. Heritsch, Ein Fund von Untercarbon in der Grauwackenzone der Ostalpen etc. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, S. 125.
39. — F. Heritsch, Geol. Studien in der Grauwackenzone der Ostalpen etc. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, CXVI., S. 1717.
40. 1909. F. Heritsch, Geologische Studien in der Grauwackenzone der Ostalpen II. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien. CXVIII.
41. — F. Becke, Ueber Diaphthorite. Tschermaks Mitt. XXVIII, S. 369.
42. 1911. F. Heritsch, Geol. Untersuchungen etc. III. Tektonik der Grauwackenzone des Paläntales. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien. CXX.
43. — F. Heritsch, Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paläntales. Mitt. des naturw. Ver. für Steiermark, S. 3.
44. — F. Heritsch, Fortschritte in der Kenntnis des geol. Baues der Centralalpen östl. vom Brenner etc. Geol. Rundschau III, S. 237.
45. — Cl. Lebling, Ueber den obersteirischen Zentralgranit. Zentralblatt für Min. etc., S. 727.
46. 1912. F. Heritsch, Das Alter des obersteirischen „Zentralgranites“. Zentralblatt für Min. etc., S. 198.
47. 1914. Erwin Kittl, Geol.-petrographische Untersuchungen im Gebiete der Bösensteinmasse (Rottenmanner Tauern). J. d. geol. R.-A., S. 364.
48. 1916. F. Becke, Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Fortschritte d. Min. etc., V., S. 210.
49. 1917. F. Heritsch, Korallen aus dem Kalk des Triebenstein-Sunk etc. Mitt. d. geol. Gesellschaft in Wien, IX., S. 151.

## 2. Einleitung.

Die in den folgenden Zeilen niedergelegten Studien schließen sich an den im Jahre 1914 veröffentlichten vorläufigen Bericht an und sollen vor allem die genauere Untersuchung des Bösensteingranites bekanntgeben. Der Vollständigkeit halber bin ich etwas über diese Grenzen hinausgegangen und nehme in Umrissen alle kristallinen Schiefer der Bösensteingruppe und ihrer nächsten Umgebung dazu, wenn auch die Ausführlichkeit aus Raummangel beschränkt werden mußte.

Bezüglich der älteren Arbeiten verweise ich auf die Literatur. Morlot und Rolle nahmen das Gebiet zuerst in großen Zügen auf. Die Arbeiten von D. Stur und Peters sind von allgemeinem Interesse für den Fortschritt der Aufnahmen in den Niederen Tauern. Mertens (6) und Paul (7) befassen sich mit den im Karbon auftretenden Graphiten. Stache (8, 9) gibt eine Uebersicht über die kristallinen Gesteine der Ostalpen, wobei auch die Niederen Tauern behandelt werden. In der Arbeit von Vacek (10) über die Radstätter Tauern sind nur Untersuchungen über die Schieferhülle, nichts über die Kerngesteine dargestellt. Sturs (11) Untersuchungen über unterkarbonische Pflanzenfunde in den Graphitschiefern im Preßnitzgraben gestatten eine Altersbestimmung der zuweilen über 4000 m mächtigen Gesteinsserie aus Phyllitgneisen, Glimmerschiefern, Tonglimmerschiefern, körnigen Kalken und Chloritschiefern, deren graphitführende Schichten sich über Mantern, Wald, Dietmannsdorf, Trieben, St. Lorenzen bis Rottenmann verfolgen lassen. Interessant ist der Nachweis einer kontinuierlichen Streckung des Gesteins, während die chemische Veränderung einen langsamen Ersatz der verkohlten Schichten erkennen lassen soll.

Foullon (12, 13) untersuchte im Anschluß an Sturs Arbeit eine Anzahl Gesteine des Paläozoales und wies dabei folgende Typen nach: Gneise von der Zusammensetzung: Plagioklas (Albit), Quarz, Muskovit, Chlorit, Epidot und Biotit (akzessorisch), selten Turmalin; Phyllitgneise, bestehend aus Quarz, Orthoklas (wahrscheinlich Mikroklin), Turmalin, ferner Graphitphyllite mit Quarz, Chloritoid, glimmerähnlichen Mineralen und Zirkon.

Eine Arbeit M. Vaceks (15) gibt die Einteilung in Gneise und granatführende Glimmerschiefer gegenüber der zweiten Gruppe der Quarzphyllite Staches. Vacek stellte die unkonforme Auflagerung der letzteren Gruppe auf die erstere Gruppe im NO. fest. Die karbonischen Schiefer liegen wieder in einer Erosionsfurche auf dem älteren Grundgebirge (Gneis und älterer Quarzphyllit).

Im Jahre 1886 gibt Vacek (17) sieben in ihrer petrographischen Entwicklung in sich einheitliche, dagegen untereinander abweichende und in ihrer Lagerung voneinander unabhängige Schichtgruppen an, und zwar: 1. Gneis, 2. Granatglimmerschiefer, 3. Quarzphyllitgruppe, 4. Silur, 5. Karbon, 6. Eisenerzformation, 7. Neogen. Ebenso hat Vacek das Hauptstreichen der Gneismasse vom Bösenstein bis an das Murtal zwischen St. Michael und Knittelfeld von NW nach SO

von St. Michael an westöstlich, von Bruck an nordöstlich gefunden. Auf diese Wendung des Streichens müßte bei einem möglichen Zusammenhang des Bösensteingranites mit den Gneisen des Erzberggebietes hingewiesen werden. Die Vacekschen Schichtgruppen stimmen allerdings mit den Verhältnissen am Bösenstein nicht vollkommen. Die als tiefstes Schichtglied angegebenen Hornblendeschiefer treten am Bösenstein nicht unter dem Gneismassiv auf, während über dem Gneis Hornblendegesteine in verschiedener Art vorkommen. Das Vorhandensein von körnigen Gneisvarietäten wurde ebenso wie der Flasergneis schon von Vacek festgestellt.

Im Jahre 1890 fand Vacek (18) das die Basis der karbonen Quarzphyllite bildende Rannachkonglomerat.

Die Arbeiten von Weinschenk (26, 27) betonen den intrusiven Charakter der Zentralgranite und übertragen diese Anschauungen auf den Bösenstein, wenn dies auch schon aus den Arbeiten Vaceks und Geyers herauszulesen war. Bezüglich der Metamorphose der Graphitlagerstätten als Folge der Granitintrusion (31, 32) dürfte der Beweis noch zu erbringen sein. Wichtig ist die Feststellung der später noch zu besprechenden Einschlüsse von Muskovit und Klinoisitkriställchen in den Plagioklasen des Bösensteingranites.

Heritsch' frühere Ansichten über die Verhältnisse der Triebensteingesteine haben in letzter Zeit durch die Feststellung devonischer Fossilien in den dunkelblauen, bituminösen Kalken an der Basis des Triebensteins eine wesentliche Aenderung erfahren. Es erscheint nicht nur die früher angenommene Ueberschiebung des Triebensteins fraglich, sondern es kann auch das Alter der früher als Karbon angenommenen schwarzen, graphitischen Schiefer ein höheres sein. Die sogenannte jüngere Quarzphyllitgruppe dürfte also nicht immer mit Karbon gleichzusetzen sein.

Heritsch hatte ferner die genaue Lagerung des Serpentin vom Lärchkogel bei St. Lorenzen in den Phylliten beschrieben, doch wurde in neuester Zeit von Vacek<sup>1)</sup> die Serpentin klippe als weitaus älter angesehen als die Quarzphyllite. Der Serpentin wird nach Vacek von Quarzphyllit, teilweise auch von Silur und Karbon überlagert. Die verschiedenen Formationsreste von Obersilur, Unterdevon, Oberkarbon und Perm sind nach Vacek äußerst unregelmäßig verteilt<sup>2)</sup>. Sie entsprechen den mehrfach unterbrochenen Ablagerungsprozessen, welche durch Perioden des Nichtabsatzes voneinander getrennt waren.

### 3. Orographische Uebersicht.

Die Masse des Bösenstein besteht, wie aus der Karte ersichtlich ist<sup>3)</sup>, aus einem von NW nach SO streichenden Hauptkamm, parallel dem Glimmerschieferzug der Niederen Tauern. Die höchste Erhebung

<sup>1)</sup> Verhandl. der Geol. R.-A. 1918, S. 6.

<sup>2)</sup> Verhandl. der Geol. R.-A. 1919, S. 10.

<sup>3)</sup> Siehe die Karte im Jahrb. der Geol. R.-A. 1914, Tafel Nr. XIX.

der Rottenmanner Tauern ist der Große Bösenstein (2449 *m*). Im engen Zusammenhang mit dem Hauptkamm steht der niedrigere Parallelzug im Westen, mit dem Schüttkogel als höchster Erhebung. Dieser Zug zweigt beim Hochschwung vom Hauptkamm ab und bildet mit dem letzteren das Strechental. Ein kleiner, ungefähr 4 *km* langer Rücken ist noch zwischen beiden Kämmen parallel eingeschaltet: der Fürst. Gegen W ist der Kamm des Schüttkogels durch das ungefähr NS verlaufende Tal des Gollingbaches begrenzt, auf dessen Westseite der Zug des Hochgrössen-Hochrettelstein sich erhebt. Im Osten ist die Bösensteingruppe durch das Paltental von dem Komplex des Dürrenschöberl getrennt. Im Norden sind als Vorgebirge der Bösensteinmasse der Kamm des Blosen-Hohe Trett anzusehen.

#### 4. Der geologische Zusammenhang der Gesteine der Bösensteingruppe.

Auf Grund der Aufnahmen von M. Vacek, G. Geyer, Ernst Kittl und dem Verfasser läßt sich am Bösenstein als altkristalline Gneismasse ein plattenförmiger, von NW nach SO streichender, gegen SW fallender Komplex ausscheiden. Seine räumliche Ausdehnung ist durch folgende Grenzen gegeben: Strechenklamm, Paltental (Südhang in halber Höhe des Bösensteinzuges), Hochhaide, Scheibelalm, Pölsbach, Bärwurzpolster, Reiteralm, Schüttkogelzug, Strechental. In zwei zungenförmigen Abzweigungen taucht der Gneis noch im Riednerkar und bei Oppenberg auf, beide westlich von der Kammlinie des Schüttkogels.

In dieser Gneismasse treten die Granitintrusionen auf, und zwar teils in Lagergängen, teils in Stöcken, welche die Schiefergneismasse an zahlreichen Stellen durchbrochen und Kontaktgesteine erzeugt haben, wie die zahlreichen Randfaziesbildungen beweisen. Ein zusammenhängender Granitkomplex ist in halber Höhe des Bösensteinzuges an der NO-Seite scheinbar konkordant mit dem Schiefergneis aufgeschlossen, er erreicht eine Mächtigkeit von zirka 100 *m*, ist aber in seiner Längenausdehnung vom Einschnitt unterhalb der Globukenalm über den Singsdorfergraben, Pechtalerhütten bis zum Rügen zu verfolgen. Stellenweise sind Flaser- und Augengneise als Randfazies zu sehen. Der zweite viel mächtigere und verzweigtere Intrusionsaufschluß wird durch die Granite vom Pitzereck-Fürst-Divaldspitz, ferner vom Fürst-Gefrorenseekoppe-Bösenstein mit zahlreichen Apophysen, Randfaziesbildungen, Apliten, Pegmatiten etc. gebildet.

Die Intrusivmasse vom Divaldspitz durchbricht die Gneismasse stockartig, erreicht eine Mächtigkeit von zirka 800 *m* und zeigt an ihrem NW-Rand (Huberhütte gegen Divaldspitz) aplitische Randfazies, darauf Flasergneis, in weiterer Entfernung vom Kontakte Augengneis mit deutlicher Erhaltung schiefrieger Struktur. Der südliche Abhang des Bösensteinzuges und der Fürst sind bis gegen die Granitmasse Fürst (Südende) — Kl. Bösenstein aus echtem Schiefergneis, Flaser- und Augengneis gebildet. Kontaktgesteine treten

besonders deutlich am Fürst auf. Ein Aufschluß von Granitgneis findet sich ferner noch nördlich von Oppenberg, wo der Granitgneis von Amphiboliten überlagert wird. Die Gneiszunge von Stillbach zeigt keine intrusiven Gesteine.

In der ganzen Gneismasse finden sich eingelagert in Form von konkordanten Bändern quarzphyllitartige Schiefergneise, die mit den von Vacek als ältere Quarzphyllitgruppe bezeichneten Gesteinen größte Ähnlichkeit haben. Gut aufgeschlossen sind diese „Bänder“ am Bärwurzpöster, ferner am Osthange des Schüttkogelzuges, oberhalb der Maxhütte beginnend bis zum Perschenkar. Da nun die ganze Gneismasse in Zusammenhang mit vielleicht bedeutend jüngeren tektonischen Vorgängen eine Diaphtorese im Sinne von Becke mitgemacht hat, lassen sich zwei Erklärungsmöglichkeiten anführen. Entweder sind diese phyllitischen Gesteine diaphoritisierte Schiefergneise oder sie sind anders struierte Sedimente, da die Gesteine der älteren Quarzphyllite mit den Schiefergneisen auch durch allmähliche petrographische Uebergänge verbunden sind. Ferner muß noch hervorgehoben werden, daß die ganze Gneismasse zum Teil konkordant auf phyllitischen Gesteinen zu liegen scheint, wie es im Paltental stellenweise zu sehen ist. Die Mächtigkeit dieser Bänder von phyllitischen Gesteinen ist eine sehr geringe. Das am Kontakt zwischen Schiefergneis und den „jüngeren“ Quarzphylliten, worunter hier die dunklen, feingefalteten, blättrigen Phyllite verstanden werden, auftretende phyllitische Gestein scheint nirgends zu fehlen. Die Verwandtschaft des letztgenannten mit den Schiefergneisen ist im Gegensatz zu den blättrigen, schwarzen oder grünlichen Phylliten nicht zu verkennen. Am Schüttkogel liegen an einer Stelle quarzitische Gesteine auf den Schiefergneisen, die als Fazies der Granatenglimmerschiefer aufzufassen sein dürften; da zwischen beiden Hornblendegesteine eingeschaltet sind.

Ueber den Gneisen liegen mit großer Regelmäßigkeit Hornblendegesteine, und zwar gewöhnlich Hornblendeschiefergneise, die hin und wieder deutliche Einwirkung der Granitintrusion zeigen, wie manche Hornblendeaugengneise.

Im Süden liegt über der Gneismasse als weit ausgedehnte Formation die Gruppe der Granatenglimmerschiefer. Diese enthält konkordant eingeschaltet im Streichen ziemlich stetige Amphibolite und Kalkeinlagen (die hochkristallinen Brettsteinkalke Heritsch'), im Süden bei Zeiring auch Pegmatite. Der Kontakt zwischen Gneis und Glimmerschiefer ist ein normaler und weist an jenen Stellen, wo die Granitintrusion wirken konnte, Erscheinungen einer Art Kontaktmetamorphose auf, wie Hornblendegarbenschiefer. Die Bildung dieser Hornblendegarbenschiefer läßt sich weit nach Westen verfolgen, wo eine Einwirkung des Granites nicht mehr sichtbar ist, wie sie zum Beispiel noch westlich von Donnersbach auftreten. Unregelmäßige Fetzen der Glimmerschiefergesteine finden sich am Schüttkogelzug verstreut, mit Hornblendegesteinen am Kontakt.

Die Verwandtschaft der älteren Quarzphyllitgruppe mit den Schiefergneisen wurde schon hervorgehoben, ihre Lagerung ist nicht konstant. Von Donnersbach gegen den Bösenstein zu bis zum Hoch-

größen ist eine breite Zone von Quarzphyllitischen Gesteinen zu beobachten, welche westöstlich streichen und unter einem Winkel von 30–50° unter den Glimmerschiefer einfallen. Beim Hochgrößen fallen die Phyllite unter den Serpentin ein, nördlich stellen sie sich steiler auf. Bei Oppenberg liegen über dem Granitgneis Hornblendegesteine, darüber der Phyllit mit deutlichem Nordfallen, unter dem Granitgneis ist noch Phyllit aufgeschlossen. Der Liegendphyllit ist zweifellos ein Äquivalent des Schiefergneises, vielleicht auch der Hangendphyllit. In dem letzteren Phyllit sind ferner noch Lagen von Chloritschiefern eingeschaltet, die noch Hornblende enthalten, also ehemals Amphibolite waren, wie die am Blosen nahe der Spitze vorkommenden Gesteine zeigen. Der Quarzphyllit stößt bei der Klamm diskordant an die Gneismasse. Das Streichen wird hier südwestlich bis nordöstlich mit ziemlich steilem Fallen nach NW. Beim Ausgang in das Paltental verschwindet der Phyllit. Unter der Gneismasse tritt er jedoch wieder auf, entweder steil aufgerichtet wie am Hochspitz, stößt er diskordant an den Gneis oder ist auch Einfallen unter den Gneis zu beobachten. Das regelmäßige scheint der erste Fall zu sein.

Bezüglich der Stellung der Quarzphyllite sind folgende Fälle möglich: 1. Sind sie Äquivalente der Gneise, dann ist die Lagerung bei Donnersbach der normale Kontakt. Im Paltentale können sie als weniger metamorphosierte oder anders struierte Sedimente oder aber auch als Diapthorite aufgefaßt werden. Das Profil von Oppenberg stimmt gleichfalls damit, ebenso die phyllitischen Einlagen im Schiefergneis. 2. Sind die Phyllite jünger als die Gneise und Granatenglimmerschiefer, dann sind die Ueberlagerungen des Phyllites durch Gneis, durch Ueberschiebungen, die jedoch lokalen Charakter haben können, zu erklären. Liegen die Phyllite nach Vacek<sup>1)</sup> unkonform auf dem Erosionsrelief der alten Gneismasse, dann sind jene phyllitischen Einschaltungen im Gneis zu diesem zu stellen und die auf gelagerte Quarzphyllitgruppe davon zu trennen.

Eine weitere Schwierigkeit liegt auch in der unscharfen Abgrenzung der älteren Quarzphyllite. Mit dem Schiefergneis verwandt sind feingeschichtete Serizitphyllite, Serizitquarzite etc., wie sie tatsächlich im Verband der Schiefergneise vorkommen. Die typischen Quarzphyllite mit schaligen, oft bräunlich verwitterten Schichtflächen und Quarzlagen, ferner die von Vacek genannten dunklen, phyllitischen Schichten im Rohrachbachgraben lassen sich vom Schiefergneis scharfer abtrennen. Diese letzteren Phyllite stehen petrographisch den jüngeren Quarzphylliten Vaceks, den Karbonschiefern, näher als den Schiefergneisen. Lassen sich die Phyllite der Strechenklamm mit den jüngeren Phylliten nicht vereinigen, dann muß die von Vacek ausgesprochene Trennung der beiden Quarzphyllitgruppen aufrecht bleiben.

Auf die von Vacek neuerdings erwähnten Silurkalke des Lärcheck-Hohe Trett soll noch kurz hingewiesen sein, darauf einzugehen, liegt nicht im Sinne dieser Arbeit.

<sup>1)</sup> Erläuterungen zur geol. Karte etc., Zone 15, Kol. X der Spezial-Karte. Geol. R.-A. 1916.

Die dem Alter nach folgende Gesteinsgruppe ist die der jüngeren Quarzphyllite, Vaceks Karbonschiefer. Die jüngeren Quarzphyllite sind feinschieferige, blättrige dunkle oder grünliche Phyllite, zuweilen graphitisch. Die Chloritoidschiefer Foullons sind hierhergehörig. In dieser Gruppe treten die Magnesite der Karbonserie auf, gewöhnlich an Kalk gebunden. Ob das Alter dieser Phyllite nicht ein höheres als Karbon ist, muß derzeit dahingestellt bleiben. Ferner treten hier Talkschiefer auch als Begleiter der Magnesite auf, deren Umwandlung aus normalen Phylliten in der Regel deutlich zu erkennen ist. Abbauwürdige Talklager finden sich bei St. Lorenzen und Lassing. Die eingeschalteten hellen Kalkbänke, die Vacek als Karbonkalk bezeichnet, unterscheiden sich deutlich von schwarzen, bituminösen Kalken, die Heritsch (49) an der Basis der Kalkmasse des Triebensteins als devonisch beschrieb. Der Phyllit ist am Südkontakt meist steil aufgerichtet, im Paltental fällt er gegen die Talmitte flacher gegen N. Für die Lagerung einer Muldenform müßte der Phyllitflügel nördlich des Paltentales Südfallen haben. Dies stimmt jedoch nur teilweise zum Beispiel nördlich von Rottenmann, während bei Büschendorf und Bärndorf Nordfallen beobachtet wurde.

Sehr mächtig entwickelt ist nördlich vom Paltental eine Gesteinsserie, welche aus Grünschiefern, grünen Tuffen etc. besteht, welche Gesteine mit den weiter östlich von Heritsch nachgewiesenen Porphyroiden des Silur übereinstimmen. Ihr Verbreitungsgebiet ist der Südhang des Dürrenschöberls. Auf den Gesteinen der Blasseneckserie liegen am Dürrenschöberl Konglomerate, Sandsteine und Kalk, welcher von Vacek als Flaserkalk bezeichnet wurde<sup>1)</sup>.

Bemerkenswert sind noch die stockförmig auftretenden Lager von Peridotitgesteinen. Das von Heritsch beschriebene Peridotitvorkommen vom Lärchkogel ist gebunden an die jüngere Quarzphyllitgruppe, nach Vacek bedeutend älter als diese. Kontaktbildungen könnten diesbezüglich Klarheit schaffen. Der Peridotitstock vom Hochgrössen tritt im Altkristallin auf. Im Süden liegt auf dem Serpentin Gneis, am Kontakt sind körnig entwickelte Hornblendegesteine. Im Norden wird der Peridotit von Phylliten der älteren Quarzphyllitgruppe, besser von Phylliten der Schiefergneisgruppe unterlagert. Am Kontakt finden sich Hornblendegesteine in stets schiefriger Ausbildung.

## 5. Granite und Orthogneise.

### A. Petrographische Beschreibung.

Die granitischen Gesteine stellen in ihrer typischen Form mittelfeinkörnige (Fürst-Steinkar, Pitzereck, Gefrorenseespitz, Seitenstall, Bodederkar u. a.), selten grobkörnige (Kl. Bösenstein, Fürst-Westhang, Gr. Sonntagskar) echte Granite dar mit basischen Schlieren, basischeren Faziesbildungen wie der Glimmerdiorit vom Seitenstall, Apliten, Pegmatiten, wie sie am Fürst zu sehen sind (Schriftgranit) und

<sup>1)</sup> Verhandl. d. Geol. R.-A. 1919, S. 10.



basischen Gängen, wie der Hornblendeporphyr von der Gfloreneescharte zeigt. Die Gesteine sind charakterisiert durch einen bei den saureren Typen immer vorhandenen Mikroklingehalt, der jedoch auch in Form von Schachbrettalbit vertreten sein kann. Der einzige primäre Glimmer ist ein Biotit, der stets pleochroitische Höfe von großer Stärke und beträchtlichen Dimensionen aufweist. Die Gesteinsplagioklase zeigen in ihren optischen Eigenschaften keine Mischung, die mehr als 20% Anorthitsubstanz enthalten würde. Anorthitärmer Plagioklase sind dagegen bis zu reinem Albit vorhanden. Die Vermutung, daß ursprünglich basischere Plagioklase vorhanden waren, soll später näher begründet werden. Die Zonarstruktur der Plagioklase von Erstarrungsgesteinen ist in Spuren fast überall zu sehen.

Als Normaltypus des Granites können die am Fürst, Seitenstall, Gfloreneescharte, Moserspitz, Kotalpe aufgeschlossenen Gesteine gelten. Sie sind mittel- bis feinkörnig, von aschgrauer, ziemlich gleichmäßiger Farbe. Die hellen Partien lassen die mattglänzenden Spaltflächen der bläulichweißen Feldspate neben den glasig glänzenden Quarzkörnern mit freiem Auge erkennen. Der Biotit in schwarzen bis bräunlichen Blättchen, Leisten und Fetzen ist regellos im Gestein verteilt. Grünliche Färbung des Biotites deutet eine Umwandlung in Chlorit an. Stellenweise Anreicherung des Biotits — basische Schlieren —, deren Durchmesser mehrere Zentimeter beträgt, wurden beobachtet. Diese Schlieren sind am Fürst von Aplitgängen begleitet, die aus Plagioklas bestehen, an den Salbändern Quarz zeigen oder als reine Quarzgänge eine letzte Bildung darstellen. Auch Augen von Mikroklin bis zu 4 cm Größe wurden in dem durchschnittenen Gestein gefunden.

Als wesentlichen makroskopischen Unterschied gegenüber den Zentralgraniten der Hohen Tauern zeigen die Gesteine des Bösenstein in frischen Stücken ein viel matteres, glanzloseres Aussehen.

### Mikroklin.

Als ein wesentlicher Bestandteil der Bösensteingranite ist der Mikroklin anzuführen. Er zeigt entweder seine primäre Form oder ist in Schachbrettalbit umgewandelt. In den sauren Typen fehlt er niemals, im Glimmerdiorit wurde er nicht beobachtet. Auch in den Orthogneisen, wie sie die flaserige und augengneisartige Randfazies der Granite darstellen, fehlt er nicht. Hier bildet er porphyrische Augen, die auch in Schachbrettalbit umgewandelt sein können. Seine Ausbildungsweise ist also eine zweifache: 1. als zuletzt erstarrter Anteil des granitischen Magmas; 2. als Einsprengling in porphyrtigem Granit, Augen- und Flasergneis.

In der ersten Ausbildungsweise steht der Kalifeldspat an Menge gewöhnlich nach. Seine Konturen sind stets durch seine Nachbarn vorgeschrieben. Individuen, die keine Mikroklingitterung zeigen, wechseln ab mit solchen von deutlich sichtbarer Gitterung bis zu un- deutlich verschwommener, wogender Auslöschung. Der Kalifeldspat dürfte dennoch nur Mikroklin sein. Perthitische Verwachsungen von Mikroklin mit Plagioklas in Form von feinen Albitspindeln sind, wenn

auch selten zu beobachten. Diese Spindeln sind parallel angeordnet und verlaufen mit wechselnder Stärke in Systemen von Spaltrissen. Die genaue optische Bestimmung der Einwachsungen konnte nicht ermittelt werden, da sie stets sehr klein sind, das heißt nicht viel über die Breite der Spaltrisse hinauswachsen. An Schliften von anderen Gesteinen, wo ausschließlich Schachbrettalbit vorkommt, konnte die Zusammensetzung als Albit bestimmt werden.

Wo der Kalifeldspat in größeren Körnern auftritt, umschließt er oft gut konturierte Plagioklase und Quarzkörner. Dasselbe gilt für den Schachbrettalbit. Eine deutliche Kristallform besitzen jedoch diese bis 3 cm großen Körner nicht. Die Zwillingsgitterung ist in der verschiedensten Abstufung sichtbar. Stellenweise zeigen einzelne Individuen nur am Rande Gitterung. Ein Durchschnitt mit zentralem Austritt der Mittellinie  $\gamma$ , wobei die Ebene der optischen Axen in der Richtung der Spaltrisse nach *P* verläuft, ergab mit diesen einen Auslöschungswinkel von  $7^{\circ}$ . Myrmekit tritt hier selten auf, sein schönstes Auftreten fällt mit der ersteren Ausbildungsweise des Kalifeldspates zusammen.

### Plagioklas.

Unter dem Plagioklas soll nur der ursprüngliche Gesteinsplagioklas beschrieben werden und die ihn betreffenden Veränderungen. Der Schachbrettalbit wurde bei Mikroklin besprochen. Was nun den Gesteinsplagioklas betrifft, so muß vorausgeschickt werden, daß er seinen primären, einem Erstarrungsgestein entsprechenden Bau nur teilweise und auch dann oft nur undeutlich erhalten zeigt. Eine oder mehrere Zeitperioden, die das erstarrte Gestein mitgemacht hat, entsprachen offenbar anderen Druck- und Temperaturverhältnissen, als der Stabilität eines Tiefengesteins entspricht, so daß das Gestein dem Einfluß einer Diaphtorese zugänglich wurde. Dadurch wurde das Gestein den Bildungsbedingungen kristalliner Schiefer näher gebracht. Dies äußert sich besonders bei den Plagioklasen, welche Gesteinspartien angehören, welche mechanisch beeinflußt waren. Hier sind Plagioklase mit inversem Zonenbau vorhanden. Hand in Hand damit tritt dann auch sekundärer Muskovit in Form von Fasern auf. Nach der ange deuteten Art der Veränderung läßt sich der Plagioklas in drei Arten teilen:

a) Plagioklas, welcher die Reste aus dem Schmelzfluß entstandener Individuen darstellt, mit normalem Zonenbau: Kern basischer als Hülle.

b) Plagioklas, welcher vielleicht noch einen Rest des ursprünglichen Plagioklases darstellt, jedoch nicht mehr die derzeitige Zusammensetzung, da die Kernpartien durch spätere Einflüsse in Albit und massenhafte Einschlüsse von Klinozoisit und Muskovit zerfallen sind, mit deutlich sich abhebenden reinen Albiträndern. Unterschiede in den optischen Eigenschaften sind zwischen Kern und Hülle nicht vorhanden. Die chemische Zusammensetzung wird durch die optischen Merkmale als sauerstes Endglied der Plagioklasreihe bestimmt. Ferner sind hier noch Plagioklase zu erwähnen mit deutlichen, scharfen Umrissen, jedoch ohne Einschlüsse oder Zonenstruktur, wie sie in

größeren Individuen von Mikroklin oder Schachbrettalbit vorkommen. Dazu kommen noch Plagioklaskörnchen, die sehr albitreich sind, ohne jegliche Zonenstruktur. Diese treten selten zusammen auf mit den Plagioklasen der ersten Gruppe.

c) Plagioklase, welche neben den erwähnten Eigenschaften oder ausschließlich die inverse Zonenstruktur der kristallinen Schiefer aufweisen.

Die Farbe der Plagioklase ist mit freiem Auge ein milchiges, mattglänzendes Weiß mit einem Stich ins Bläuliche. Die Umrisse und Zwillingsbildungen sind je nach der Zugehörigkeit zu den verschiedenen Gruppen verschieden.

#### Gruppe a.

Diese Plagioklase zeigen keine irgendwie erkennbaren kristallographischen Begrenzungselemente. Meist sind es rundliche Körner von mikroskopischer Dimension. Sie sind im Gegensatz zu den anderen Plagioklasen u. d. M. leicht getrübt, jedoch häufig ohne die sonst so massenhaften Einschlüsse. Der Bau wird am besten durch einige Beispiele erläutert.

An einem Schliß von Seitenstall (Granit) wurde in einem nach dem Albitgesetz verzwilligten Individuum ( $A$  und  $A'$ ) eine in der Mitte eingeschlossene Partie ( $B$ ) beobachtet, die ganz zerfressen aussieht.  $B$  zeigt weniger Einschlüsse von Klinozoisit als  $A$ . Bei  $B$  tritt  $\alpha$  genau senkrecht aus, bei  $A$  etwas gegen den Beschauer geneigt. Die Auslöschungswinkel sind gemessen nach der Trasse von  $M^1$ ):

$A$ . . . . .	$19^\circ$ —	weniger als $4\%$ An.
$A'$ . . . . .	—	—
$B$ . . . . .	$4^\circ$ —	$17.5\%$ An.

Ein Durchschnitt mit zentralem Austritt von  $\alpha$  von der Gfrenseescharte zeigt folgendes Bild. Eine unregelmäßige Kernpartie, einschlußfrei, jedoch getrübt, ohne Zwillingsbildungen, ist von Plagioklassubstanz umgeben, die reich ist an den erwähnten Einschlüssen und breite Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz zeigt. Das Ganze wird von einem Rand von einschlußfreier Plagioklassubstanz umgeben, die viel feinere Albitlamellen aufweist. Die Mittellinie tritt bei dem Kern schwach nach oben geneigt, bei den Hüllen genau senkrecht aus. Die Auslöschungswinkel sind:

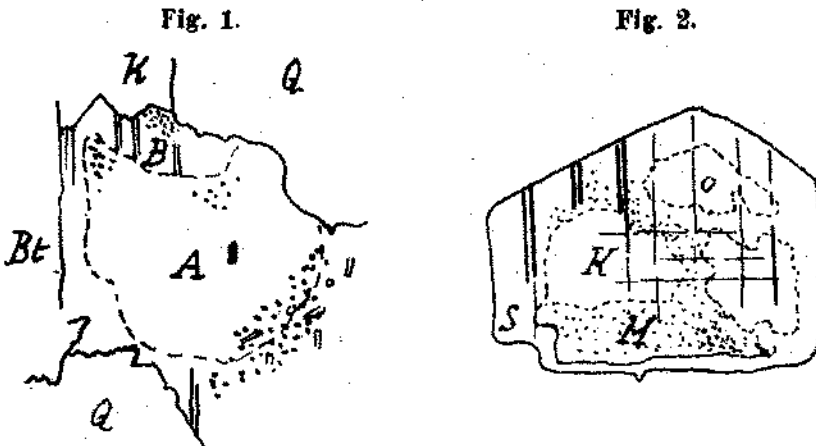
Kernsubstanz . . . . .	$0^\circ$ —	$20\%$ An.
Einschlußreiche Hülle:		
1 . . . . .	$17^\circ$ —	$4\%$ An.
1' . . . . .	—	—
Saum . . . . .	$17^\circ$ —	$4\%$ An.

<sup>1)</sup> F. Becke, Zur Physiographie d. Gemengteile krist. Schiefer. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. in Wien. 75. S. 106.

Ein Durchschnitt aus dem Granit vom Pitzereckfuß zeigt senkrecht zu *M* und *P* für eine Kernpartie mit Saum folgende Winkel:

Kern . . . . .  $4.5^{\circ}$  —  $16.5\%$  *An*,  
 Saum . . . . .  $18.5^{\circ}$  — weniger als  $4\%$  *An*.

Ein für die Verhältnisse typischer Durchschnitt (Fig. 1) zeigte folgende Erscheinungen: Das Individuum ist genau senkrecht zu  $\alpha$  getroffen. Die mit *A* bezeichnete Partie stellt einen Oligoklasrest dar, der an zwei Seiten von Quarzkörnern begrenzt ist. Wo diese Partie an Kalifeldspat, Biotit und Plagioklas grenzt, zeigt sich dieselbe



Plagioklas aus dem Granit vom Pitzereck-Ostfuß.

Fig. 1. *A, B* = Plagioklas. — *K* = Kalifeldspat. — *Bt* = Biotit. — *Q* = Quarz.

Fig. 2. *K* = Kern. — *H* = Hülle. — *S* = Saum.

Substanz, die in der Mitte nur etwas getrübt ist, reicher an den bekannten Einschlüssen. Das ganze Individuum besitzt noch einen scharfen Rand von durchsichtigem Albit mit Albitzwillingslamellen (*B*), und zwar an den Stellen, wo Biotit und Mikroklin an den Plagioklas grenzen. Gegen die Quarzkörner fehlt der Albitsaum. Der Kern ist stärker lichtbrechend als die Ränder. Die Auslöschungswinkel an dem Schnitt, der gleichzeitig senkrecht zu  $\alpha$  und *M* und *P* getroffen ist, sind folgende:

senkrecht:	$\alpha$	<i>MP</i>	
<i>A</i> . . . . .	$2^{\circ}$	$2^{\circ}$	— $18\%$ <i>An</i> .
<i>B</i> . . . . .	$11^{\circ}$	$11^{\circ}$	— $9\%$ <i>An</i> .
<i>B'</i> . . . . .	$13^{\circ}$	—	—

Bemerkenswert ist, daß auch hier die Grenze gegen den Quarz die Zone darstellt, wo der Plagioklas einer viel weniger intensiven Veränderung unterlag als an den Stellen, wo er an Silikate angrenzte.

Im allgemeinen wurde bei den genannten Gesteinen beobachtet, daß die Auslöschungswinkel bei senkrechtem Austritt von  $\alpha$  bei den Oligoklasresten zwischen  $1-2^\circ$  schwanken entsprechend 18 bis 19% *An*, für die Hüllen entsprechend 9 bis 11% *An*. Die Kernreste zeigen keine Zwillingbildungen, die Hüllen, wo sie einschlußreich sind breite Albitzwillinglamellierung und einzelne Periklinlamellen, die hellen Albitsäume jedoch nur Albitzwillinglamellen in feinerer Verzwilligung.

Am Granit von Seitenstall (Fig. 2) wurde beobachtet: Ein Schnitt senkrecht zu *M* und *P* zeigt eine in unregelmäßige Partien aufgelöste Kernsubstanz, einschlußfrei aber getrübt, umgeben von einer Hülle von Einschlüssen enthaltendem schwächer lichtbrechendem Plagioklas mit Albitlamellen. Die Einschlüsse sind nur Klinozoisit, wie an der starken Licht-, aber schwachen Doppelbrechung zu erkennen ist. Um das Ganze ist wieder ein Saum von reinem Albit. Das Korn erweckt den Eindruck, als wären die Flächen der Prismenzone deutlich entwickelt.

Die Auslöschungswinkel sind folgende:

Kern . . . . .	$+ 1^\circ$	— 21% <i>An</i> .
Hülle:		
I . . . . .	$8^\circ$	— 13% <i>An</i> .
I' . . . . .	$6^\circ$	— 13% <i>An</i> .
Saum . . . . .	$16^\circ$	— weniger als 4% <i>An</i> .

Die Spaltrisse nach *P* laufen durch das ganze Individuum, ebenso die nach *M*, die letzteren werden in der Hülle durch die Albitlamellen undeutlich gemacht. Gemessen wurde hier die nach  $\alpha'$  genommene Auslöschungsrichtung im Schnitt senkrecht zu *M* und *P* mit der Trasse von *M* im spitzen Winkel *MP*. Die Lichtbrechung zeigt  $n$  (Kern)  $> n$  (Hülle),  $\gamma'$  und  $\alpha'$  des Saumes erweist sich in allen Lagen schwächer lichtbrechend als  $\varepsilon$  und  $\varepsilon'$  des benachbarten Quarzes. Somit muß der Rand unter 30% *An* haben.

Aus dem Granit vom Seitenstallpolster wurde beobachtet: Ein Schnitt parallel zu *M* mit senkrechtem Austritt von  $\gamma$  mit deutlichen Spaltrissen nach *P* zeigt die auf Fig. 3 ersichtliche Struktur.

Eine Partie mit größter Auslöschungsschiefe *C* wird halbmondförmig von den Partien *B* und *B'*, die kleineren Auslöschungswinkel zeigen umgeben, diese werden wieder von der Partie *A* teilweise umrandet. *A* hat den kleinsten Auslöschungswinkel und deutliche Spaltrisse nach *P*. Die Begrenzung zeigt keinerlei Kristallflächen. Bemerkenswert ist, daß die äußerste Albitzone hauptsächlich dort auftritt, wo der Plagioklas an Schächbrettalbit angrenzt. Die Messung der Auslöschungswinkel ergab mit den Spaltrissen nach *P* folgende Werte:

<i>A</i> . . . . .	$21^\circ$	— weniger als 4% <i>An</i> .
<i>B</i> . . . . .	$6.5^\circ$	— 19.5% <i>An</i> .
<i>B'</i> . . . . .	$11^\circ$	— 15% <i>An</i> .
<i>C</i> . . . . .	$30^\circ$	— —

Das konoskopische Bild zeigt bei *A* den Austritt von  $\gamma$  schwach nach rechts oben geneigt austreten, bei *B* genau zentral, bei *C* merklich nach links unten geneigt. Nach diesen Messungen läßt sich das Vorhandensein zweier verschiedener Oligoklase feststellen, umgeben von einer Hülle von Albit. Auch hier ist der innere Rand von *A* mit Einschlüssen ausgestattet, während der äußerste Saum ganz einschlußfrei ist. Die Partie *C* ist bezüglich ihrer Stellung und Zusammensetzung nicht recht in Einklang zu bringen mit dem anderen Teil des Individuums. Es ist möglich, daß *C* eine ältere Bildung darstellt, da die Biotite älter, als *B*, aber jünger als *C* zu sein scheinen.

Fig. 3.

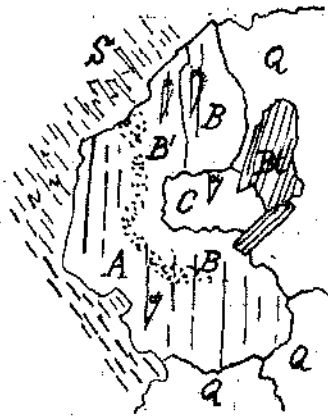


Fig. 3. Plagioklas aus dem Granit vom Seitenstallpolster.

*A, B, C* = Plagioklas. — *Q* = Quarz. — *Bt* = Biotit. — *S* = Schachbrettalbit.

Fig. 4.

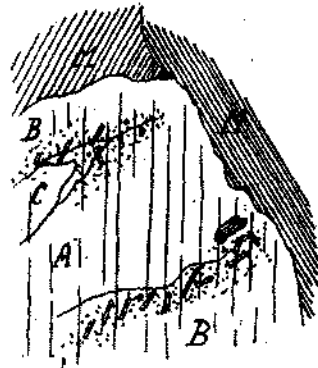


Fig. 4. Plagioklas aus dem Glimmerdiorit von Seitenstall

*A, B, C* = Plagioklas. — *M* = Biotit.

Zum Vergleich soll noch ein Fall aus dem Glimmerdiorit vom Seitenstall angeführt werden, wo sich das in Fig. 4 veranschaulichte Bild findet.

Das Plagioklaskorn wurde senkrecht zu  $\gamma$  getroffen, ist von Biotit und Plagioklas begrenzt und zeigt zahlreiche Spaltrisse nach *P*. Der mit *A* bezeichnete Teil des Plagioklases ist nach zwei Seiten mit breiten Bändern *B* versehen, an zwei Stellen schieben sich der Auslöschung nach verschiedene Partien *C* ein. Der mit *A* bezeichnete Teil ist nicht reich an Einschlüssen, während die umgebenden Partien geradezu vollgepfropft sind mit Schüppchen und Tafelchen von Klinozoisit und Muskovit. Nur der äußerste Rand ist wieder einschlußfrei. Der basischere Anteil *A* erscheint gegen die umgebenden Partien schärfer getrennt als *C* und *B*. Etwa korrodierte, gezackte Ränder von *A* sind nicht zu sehen. Die Auslöschungswinkel gegen die Spaltrisse sind folgende:

A . . .	— 1°	— 30.5% An.
C . . .	+ 10°	— 16% An.
B . . .	— 20°	— nahe Albit.

Die konoskopische Beobachtung zeigte, daß die Axenebene bei *A* gerade durch das Zentrum von vorn nach rückwärts zu verläuft,  $\gamma$  tritt zentral aus. Bei *C* ist  $\gamma$  etwas geneigt und tritt fast unmerklich, bei *B* deutlich im rechten oberen Quadranten aus.

Aus den angeführten Beobachtungen lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

1. Die Kernpartien stellen Reste eines ursprünglichen Gesteinsplagioklases vor. Eine Zonenstruktur an den Resten ist nicht nachweisbar, Zwillingsbildungen fehlen.

2. Die Hüllen um die genannten Kernpartien stellen in erster Linie eine Zone von albitreicherer Substanz vor, welche jedoch durch die massenhaften Einschlüsse von Klinozoisit und Muskovit ausgezeichnet sind. Sie stellen daher eine Zerfallszone eines ursprünglich basischeren Plagioklases in albitreichere Mischung und die Einschlußminerale dar. Ob die Hüllen mit den erstgenannten Kernen gleichzusammengesetzt waren oder ob sie auch ursprünglich saurer waren, kann nicht entschieden werden. Möglich erscheint es, daß die Hüllen denselben An-Gehalt gehabt haben wie die Kerne, denn der Zerfall entspricht einem Stabilitätszustand des Albites und kann bei der anorthitreichsten Mischung begonnen haben. Die erhalten gebliebenen Kerne sind von dem Zerfall verschont geblieben. Ob der Zerfall vor oder nach der Bildung der äußersten Albitsäume erfolgte, soll dahingestellt sein, doch deuten die vorhandenen Albitzwillingslamellen auf den Zerfall vor der endgültigen Bildung der Säume.

3. Die Albitsäume, welche einschlußfrei sind, zuweilen sehr feine ausgesprochene Zwillingslamellierung aufweisen, stellen zweifellos die jüngste Bildung vor. Auch hier bleibt die Frage offen, ob die Säume einen Rest der alten Zonenstruktur oder eine neuere Umbildung darstellen. Zeitlich dürfte die Bildung der Säume dem Zerfall der vorerwähnten Hüllen sehr nahe stehen.

Mit Sicherheit lassen sich also nur die Kernpartien als ursprüngliche Gesteinsplagioklase des Granitmagmas erkennen, die anderen Teile unterlagen späteren Veränderungen, welche ihre ursprüngliche Natur nicht mehr mit Sicherheit erkennen lassen.

#### Gruppe b.

Die zweite Art einer Zonarstruktur ist jene, wo kein unveränderter Rest eines primären Plagioklases mehr vorhanden ist, wohl aber der Schluß auf einen solchen gezogen werden kann. Die typische Form ist ein Kern, der vollgepfropft ist mit den erwähnten Einschlüssen von Klinozoisit und Muskovit, wenig oder gar nicht zerfressen aussieht gegen eine ihn umgebende Hülle von einschlußfreiem Plagioklas. Die Hülle entspricht dem unter Gruppe *a* beschriebenen Albitsaum. Die optischen Eigenschaften stimmen bei beiden in der Regel überein, Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz sind in beiden

vorhanden, doch können die Lamellen in der Kernpartie weniger zahlreich sein oder ganz fehlen, während sie in der Randpartie stets und in großer Zahl vorhanden sind. Die Auslöschungswinkel beider stimmen entweder überein, das heißt das Individuum löscht einheitlich aus, oder ist der Auslöschungswinkel der Kernpartie um 1—3° kleiner als der der Hülle, dann ist der Kern basischer als die Hülle, oder die Hülle hat einen um einen sehr geringen Betrag geringeren Auslöschungswinkel, so daß der Kern derzeit sogar etwas saurer wäre als die Hülle. Zur Erklärung des Falles, wo die Kernpartie etwas basischer ist als die Säume, dient folgende Erwägung. Der ursprüngliche basischere Plagioklas zerfiel unter gewissen Verhältnissen in saureren Plagioklas nahe Albit und die Einschlüßminerale, bei diesem Zerfalle mußte nicht notwendigerweise genau dieselbe Zusammensetzung eintreten, wie die Säume, wenn auch anzunehmen ist, daß beim Zerfall gleich der reine Albit gebildet wurde, und nicht Anreicherter Albit als das reine Endglied. Die Bildung der Albitsäume weichen in ihrem Verhalten etwas von Kernalbit ab, so daß die Möglichkeit besteht, daß sich die Säume neugebildet oder umgebildet haben als der ursprüngliche Plagioklas zerfiel oder die Saumbildung trat erst zu einer späteren Zeit ein, die von der Zerfallszeit getrennt ist.

Wo der Kern um ein wenig saurer ist als die Hüllsubstanz, kann folgende Erwägung dienlich sein. War als Hüllsubstanz kein ganz reiner Albit vorhanden, als Kernsubstanz jedoch ein so basischer Plagioklas, daß er unter keinen Umständen mehr bestandfähig war, so mußte dieser zerfallen, die Hüllsubstanz konnte jedoch bestehen bleiben. Ein ganz reiner Albitsaum kann noch dazutreten.

Schnitte mit senkrechtem Austritt von  $\alpha$  ergaben mit der Trasse von  $M$  für Kern und Hüllen meist 17°, entsprechend einem Albit mit 4%  $An$ . Die Differenzen in den Auslöschungswinkeln zwischen Kern und Hüllen wurden bereits erwähnt und bedürfen keiner weiteren Ausführlichkeit. Spuren von Flächenausbildung kommen, wenn auch sehr selten, vor und dann nur andeutungsweise.

Hier zu erwähnen sind noch folgende Plagioklastypen, die von den oben beschriebenen abweichen: 1. Größere selbständige Individuen mit feinen, sehr zahlreichen Albitlamellen, einzelnen Periklinlamellen, dicktafelförmig mit wenig Einschlüssen, die Innenpartien leicht getrübt, immer mit hellem Albitsaum umgeben. Die optische Bestimmung ergab Albite zwischen 4 und 8%  $An$ . Es dürfte sich hier um größere Feldspatauge handeln, die a priori keinen so hohen  $An$ -Gehalt gehabt haben.

2. Eingeschlossen in Mikroklin oder Schachbrettalbit finden sich wohlbegrenzte Körner mit deutlich ausgeprägter, kurzsäulenförmiger Hauptzone mit breiten Albitlamellen, seltener Doppelzwillinge nach Karlsbader und Albitgesetz. Einschlüsse fehlen hier, der optischen Bestimmung nach sind sie Albit.

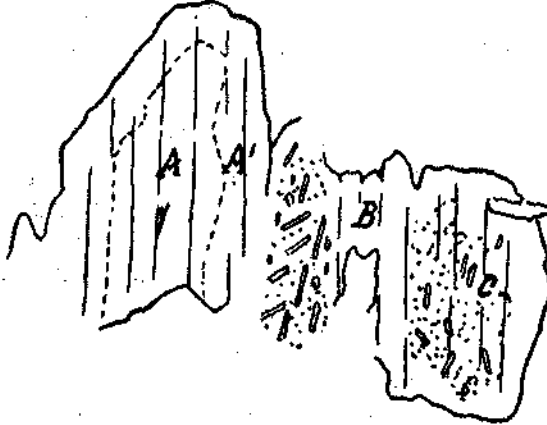
3. Zusammen mit kleinen Quarzkörnchen Kornfasern bildend oder auch allein kommen kleine Plagioklaskörner vor, die sich stets als Albit erwiesen. So zeigte ein derartiger Plagioklas aus dem Granit vom Seitenstallpolster verglichen mit Quarz  $\gamma' < \epsilon$ ,  $\alpha' < \omega$ .



## Gruppe e.

Unter dieser Gruppe sollen vereinzelte Fälle von Plagioklasen mit inverser Zonenstruktur vereinigt werden. Diese Fälle treten jedoch sehr selten auf und dürften auf gewisse Partien beschränkt sein. Bei diesen Partien treten die Reststrukturen viel weniger hervor. Aus einem quarzreichen mittelfeinkörnigen Gestein von Seitenstallpolster wurde beobachtet (Fig. 5).

Fig. 5.



Plagioklas mit inverser Zonenstruktur aus dem Granit vom Seitenstallpolster.

*A, B, C* sind verschiedene Individuen, *A'* umgibt die Partie *A* mit einem Rand nach drei Seiten, *B* und *C* sind ohne einen solchen. Die Plagioklase *B* und *C* zeigen Einschlüsse und sind überdies *An*-reicher als *A*. Der Schnitt mit senkrechtem Austritt der Mittellinie  $\alpha$  gestattete folgende Messungen der Auslöswinkel mit der Trasse von *M*:

<i>A</i> . . . . .	15°	—	6% <i>An</i> .
<i>A'</i> . . . . .	2°	—	19% <i>An</i> .
<i>B</i> . . . . .	11°	—	12% <i>An</i> .
<i>C</i> 1 . . . . .	12°	—	10% <i>An</i> .
1' . . . . .	12°	—	10% <i>An</i> .

Für das Individuum *A* liegt anscheinend ein Fall von inverser Zonenstruktur vor. Die Plagioklase *B* und *C* zeigen Reststrukturen, wie sie früher beschrieben wurden.

Es entsteht nun die Frage, wie sich diese verschiedenartigen Plagioklasstrukturen in Uebereinstimmung zueinander bringen lassen. Was die Reste der ursprünglichen Gesteinsplagioklase betrifft, so sind sie der Umwandlung entgangen, welche den Zerfall der basischen Plagioklase in Albit und Einschlußminerale bewirkt haben. Die Ursache dieses Zerfalles kann wohl nur in einer Drucksteigerung zu

finden sein. Dieser Druck dürfte kein rein hydrostatischer gewesen sein, wenn auch kein Beweis dafür gegeben werden kann, denn das Verhalten von basischem Plagioklas bei sehr hohen Drucken ist mit und ohne Berücksichtigung der Temperatur nicht genügend erforscht. Doch kann man im allgemeinen der Beckeschen Annahme folgen, daß die Temperaturerhöhung die Stabilität der basischen Plagioklase erhöht. Demzufolge wäre der Zerfall der Plagioklase in Albit und Einschlußminerale eine Folge von Druck ohne außergewöhnliche Temperaturerhöhung, die Bildung der inversen Zonenstruktur erfolgt im entgegengesetzten Sinne, wäre also einer Temperaturerhöhung ohne Drucksteigerung zuzuschreiben. Die Zerfallerscheinungen geben also ein Maß ab dafür, ob und wie lange das Gestein jenen Druckzustand erlitten hat, welcher den Zerfall bedingte.

Es wäre nun von Wichtigkeit zu wissen, welche Temperatur den Zerfall hindern könnte, das heißt mit anderen Worten die Abhängigkeit dieses Zerfalles von Druck und Temperatur. Gesteine, deren chemische Zusammensetzung basischere Plagioklase erwarten ließe, als der Beobachtung entspricht, können in dieser Frage klärend wirken. Die diesbezüglichen Studien sollen fortgesetzt werden.

### Quarz.

Der Quarz tritt in den granitischen Gesteinen stets, jedoch in wechselnder Menge und in zwei Ausbildungsweisen auf. Die primäre dem Granitquarz entsprechende Form ist jene der letzten magmatischen Ausscheidung entsprechende mit allotriomorphen Umrissen. Sie zeigen die normalen Einschlüsse von Zirkon und Apatit in den bekannten prismatischen Formen von mikroskopischen, nur mit stärkster Vergrößerung sichtbaren Dimensionen. Einschlüsse von Bläschen, die bei der letztgenannten Vergrößerung in rötlicher Farbe sichtbar werden, sind in Reihen oder Schnüren angeordnet oder regellos verteilt. Diese Form des Quarzes zeigt wenig Spuren einer Kataklyse, nur Risse und Sprünge sind sichtbar. Dieser Quarz gehört zu den unveränderten Bestandteilen des Granites.

Deutliche Spuren einer Druckwirkung (Streß) gibt die zweite Ausbildungsweise des Quarzes an. Der Quarz zerfällt in Körner mit verzahnter Struktur und bildet in Gesteinen, die stärkerer Druckwirkung ausgesetzt waren, Kornfasern (Kornaggregate). In dieser Ausbildungsweise nähert er sich dem Quarz kristalliner Schiefer. Beide Ausbildungsweisen treten nebeneinander auf, wie es der wechselnden Kataklyse des Gesteins entspricht.

Der Anteil des Quarzes an der Gesteinszusammensetzung ist ein recht verschiedener und korrespondiert mit einer Vermehrung oder Verminderung der dunklen Bestandteile, also der Biotite. Sehr quarzreiche Gesteine treten am Südhange des Fürst auf.

### Biotit.

Zunächst soll hervorgehoben werden, daß der Biotit in den granitischen Gesteinen der einzige primäre Glimmer ist. Seine relative Menge hängt mit der Basizität des Gesteines zusammen. Demgemäß

ist er an der Gesteinszusammensetzung in schachbrettalbit- oder mikroklinführenden Typen in geringerem Maße beteiligt, als in kalifeldspatarmen Gesteinen. Wo mit dem Biotit zusammen auch Muskovit auftritt, ist der letztere immer deutlich sekundärer Herkunft. Verwachsungen von Biotit mit Muskovit wurden nie beobachtet, dagegen sehr häufig solche von Biotit mit Chlorit, der jedoch sekundären Ursprunges ist. Der Biotit kommt seiner wechselnden Menge entsprechend einerseits in unregelmäßig begrenzten, zerfetzten Partien, andererseits in scharfumrissenen Individuen mit deutlichen Endflächen vor. Mangel einer Säulenform, Verstauchungen und Verbiegungen weisen auf eine Beeinflussung des Gesteins durch seitlichen Druck hin, manche Typen zeigen diese Erscheinungen.

Die Farbe des Biotits ist mit freiem Auge schwarz, u. d. M. braun mit starkem Pleochroismus:  $\gamma$  dunkelsienabraun  $>$ ,  $\beta$  siena-braun  $>$ ,  $\alpha$  farblos mit einem bräunlichen Stich.

Bei manchen Gesteinen hat der Biotit seine ursprüngliche dunkle Farbe nicht mehr behalten, es tritt eine grünliche Färbung ein verbunden mit einer Art Bleichung (die Farben sind für  $\alpha$  hellbräunlichgrün, für  $\beta$  und  $\gamma$  braun von viel geringerer Intensität). Die Umwandlung in Chlorit ist oft in der Weise zu sehen, daß um den Biotit Säume von Chlorit auftreten. Die Stärke der Doppelbrechung schwankt, doch scheint sie von der Frische des Biotits abhängig zu sein, unabhängig von den auftretenden Sageniten. Messungen mit dem Babinet'schen Kompensator ergaben für  $\gamma - \alpha$  in Schlifften von folgenden Gesteinen:

Granit, Steinkar am Fürst . . .	0.045 (mit Sagenit)
Glimmerdiorit, Seitenstall . . .	0.047 ( $\gamma$ dunkelrotbraun, mit Sagenit)
Granit vom Pitzereck . . . . .	0.052
Granit, Seitenstall . . . . .	0.052 (mit Sagenit und Titanit)
Salband eines Aplites im Glimmerdiorit . . . . .	bis 0.038

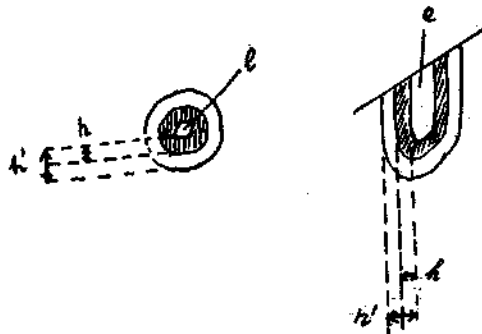
Der Biotit ist optisch einachsigt. Als Einschlüsse treten in einem großen Teile der Gesteine die schon erwähnten Sagenitnetze auf. Saurere Gesteinstypen zeigen wenig oder keine dieser Rutilnadeln, während sie in den basischeren Typen selten zu fehlen scheinen. Eine Ausnahme bildet der ziemlich biotitreiche Granit vom Pitzereck, der weder Sagenit noch die sekundären an Stelle des Rutils oft vorhandenen Titanitkörnchen-Aggregate enthält, welche letzteren entweder wie die Chloritränder frischen Biotit umgeben oder im ganzen Biotitindividuum verteilt sind. Die Anordnung der Sagenite ist die bekannte: die sich kreuzenden Rutilnadeln liegen parallel der Hauptspaltungsebene des Biotites. Bei quer zu dieser geschnittenen Biotiten treten dann die Rutilnadeln in Form von schwarzen Pünktchen auf.

Als Einschlüsse wurden in den Biotiten beobachtet: Erzkörner, und zwar Magnetit oder Ilmenit in kleinen regelmäßig begrenzten Körnern, Pyritkörner im Glimmerdiorit wahrscheinlich an eine jüngere Spalte gebunden, als Zersetzungsprodukt Limonit. Wichtiger als diese

sind die Einschlüsse von Zirkon und Orthit. Sie riefen pleochroitische Höfe von bedeutender Intensität und verschiedener Größe hervor. Es soll hier noch im voraus erwähnt werden, daß sie in den Hornblenden der hornblendeführenden Augengneise nicht beobachtet wurden, dagegen in den Hornblenden des Hornblende-Porphyrites von der Gförensesecharte.

Die Ausbildung der pleochroitischen Höfe ist für das Alter des Bösensteingranites von wesentlicher Bedeutung. Die Höfe sind stets sehr deutlich ausgebildet, ihre Intensität wahrscheinlich von der helleren oder dunkleren Farbe der Biotite unabhängig; in den helleren treten sie naturgemäß besser hervor. Das Einschlußmineral ist stets Zirkon oder Orthit. Höfe um Titanit oder Erzpartikeln wurden nie beobachtet<sup>1)</sup>. In den Chloriten sind die Höfe von derselben Intensität wie in den Biotiten. Die Reichweiten von pleochroitischen Höfen wurden von G. Hövermann<sup>2)</sup> gemessen, um über die Natur der

Fig. 6.



$e$  = Einschlußmineral. —  $h$  = innerer,  $h'$  = äußerer pleochroitischer Hof.

Strahlen, welche die Höfe verursachen, Vergleiche anzustellen. Als Urheber der Strahlen wurden von Hövermann in ähnlichen Fällen nach den Dimensionen der Höfe  $RaA$ ,  $RaC$ ,  $ThX$  und  $ThC$  festgestellt. An Schliften von Bösensteingesteinen wurden Messungen vorgenommen, welche in der durch die Figur ersichtlichen Weise ausgeführt wurden (Fig. 6). Gemessen wurden der innere und äußere Hof, mehr als zwei Abstufungen des Hofes konnten nicht beobachtet werden. Der innere Hof ist der weitaus intensivere.

In der folgenden Tabelle sind die Messungsergebnisse wiedergegeben.

Dimensionen der Höfe in Millimetern entsprechend den Reichweiten von:

	—	—	$RaA$	$RaC$	$ThX$	$ThC$
Berechnete Reichweite nach Hövermann (l. c. S. 346)						
von . . .	—	—	0.0224	0.0327	0.0264	0.0409
bis . . .	—	—	0.0230	0.0336	0.0271	—

<sup>1)</sup> Vgl. Parnell, Tschermaks Mitt. XXV, S. 278, 1906.

<sup>2)</sup> G. Hövermann, Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 84, S. 321.

Beobachtete Reichweiten an Glimmerdiorit und Granit vom Seitenstall:

		<i>RaA</i>	<i>RaC</i>	<i>ThX</i>	<i>ThC</i>
—	—	—	0·0310	0·0260	—
—	—	—	{ 0·0350	—	—
—	—	—	{ 0·0380	—	—
0·0130	0·0160	—	—	—	—
—	—	—	0·0380	—	0·0410
—	0·0170	—	—	0·0260	—

Es wurde somit *RaC*, *ThX* und *ThC* sicher nachgewiesen, über die Ursachen der angeführten geringeren Reichweiten kann derzeit nichts ausgesagt werden.

Zieht man die Ansichten O. Mügges<sup>1)</sup> über den Zusammenhang der pleochroitischen Höfe mit dem Alter des Gesteins in Betracht, so ergibt sich folgendes. In tertiären oder nachtertiären Gesteinen kommen nach Mügge niemals pleochroitische Höfe vor. Im Tonalit des Adamello, dessen Alter höchstens triadisch, nach W. Salomon tertiär oder posttertiär ist, wurden nur bei einer sehr geringen Anzahl von Zirkoneinschlüssen Höfe beobachtet, außerdem waren diese von einer außerordentlich geringen Intensität. Ähnliches Verhalten zeigt nach Trener<sup>2)</sup> der ungefähr gleichalterige Tonalit der Presanella. Im Biotit des Zentralgneises der Hohen Tauern sind die pleochroitischen Höfe deutlich ausgebildet, jedoch nicht von der Stärke wie in Schliften vom Bösenstein. An paläozoischen Gesteinen sind nun die Höfe am intensivsten. Da durch Versuche erkannt wurde, daß der Unterschied nicht durch den Biotit verursacht ist, da an verschiedenen Biotiten bei Bestrahlung durch radioaktive Substanzen dieselben Höfe hervorgebracht wurden, muß der Unterschied im Gestein, und zwar im Alter desselben liegen. Da nun die Intensität der Höfe im Bösensteingranit erheblich höher ist als im Zentralgneis der Hohen Tauern, so ergibt sich daraus das höhere Alter des Bösensteingranits.

### Akzessorische Bestandteile.

Granat konnte u. d. M. öfter beobachtet werden. Er tritt in kleinen Körnern von zackiger Begrenzung und mit unregelmäßigen Rissen auf, angrenzend an Quarz und Plagioklas. Seine Farbe ist unter dem Mikroskop ein dunkles Schmutziggrau. Der beträchtliche Tonerdegehalt der Analysen stimmt mit dem Vorkommen von Granat gut überein.

Apatit ist in zwei Ausbildungsweisen vorhanden, einmal als überall auftretender Einschuß von winzigen Nadelchen, zweitens in größeren gerundeten Körnern. Die ersteren sind in allen Mineralen zu finden, stets scharf umrissen, zuweilen zerbrochen. Die Form der abgerundeten Körner ist die eines gleichwertigen Gesteinsbestandteils nicht eines Einschlusses. Er ist farblos; charakteristisch ist seine

<sup>1)</sup> Centralblatt f. Min. 1909, S. 119.

<sup>2)</sup> Jahrb. d. geol. R.-A. 1906, Tafel XIII.

hohe Licht-, schwache Doppelbrechung und der optisch negative Charakter der Hauptzone.

Zirkon in Form von mikroskopischen Säulchen mit  $\gamma$  in der Längsrichtung, starker Licht- und Doppelbrechung tritt in allen Gesteinsbestandteilen, mit Vorliebe im Biotit auf, wo er die bekannten pleochroitischen Höfe bildet.

Erzkörner sind ziemlich häufig, aber immer in geringem Mengenverhältnis vertreten. Das Erz dürfte mit Magnet Eisen oder Titaneisen identisch sein; nur in einem Falle konnte Pyrit nachgewiesen werden, doch war dieser an eine winzige Kluft gebunden, so daß sein primäres Auftreten nicht erwiesen ist.

Titanit tritt gleichfalls in zwei verschiedenen Formen auf: in Form von rautenartig umrissenen Kristallen mit scharfer Begrenzung, dunkelbrauner Färbung, hohen Interferenzfarben und starker Lichtbrechung. Diese Kristalle sind zuweilen zerbrochen, doch so, daß die Bruchstücke noch nahe beisammen sind und die einstige Form deutlich erkennen lassen. Die zweite Ausbildungsweise ist die in Form von Körnchenaggregaten, welche als Umwandlungsprodukte von Biotit an den Rändern dieses oder in seinen Spaltrissen auftreten. Diese Häufchen von Titanit sind ein regelmäßiger Begleiter des Biotites, fehlen jedoch, wo die Sagenitnetze erhalten blieben. Der Rutil wandelte sich also in die Körnchenaggregate von Titanit um. Der Gehalt des Gesteins an Titanit hängt im wesentlichen von seiner Menge an Biotit ab, die größeren Titanitkristalle sind relativ selten.

### Myrmekit.

Die schon oft in der Literatur erwähnte mikropegmatitische Verwachsung von Quarz und Plagioklas ist in fast allen granitischen Gesteinen des Bösenstein zu beobachten. Es bildeten sich Fortwachsungen des Plagioklases an solchen Stellen, wo dieser an Kalifeldspat angrenzt oder an Schachbrettalbit, also gleichfalls an den ersteren, stieß. Die wurmförmigen Quarzstengeln geben die fast senkrechte Richtung gegen den Kalifeldspat an und folgen dieser bei ihrem Fortwachsen, so daß Wendungen der annähernd parallelen Stengel um fast  $90^\circ$  beobachtet werden konnten.

Aus dem Granit vom Fürst ergab ein Vergleich der Lichtbrechung des Myrmekitplagioklases mit den Quarzstengeln:

$$\gamma' = \varepsilon^*, \alpha' = \omega \text{ (in Parallelstellung)}$$

$$\gamma' = \omega, \alpha' < \varepsilon \text{ (in Kreuzstellung)}$$

\*wobei  $\varepsilon$  nahezu gleich  $\omega$  ist.

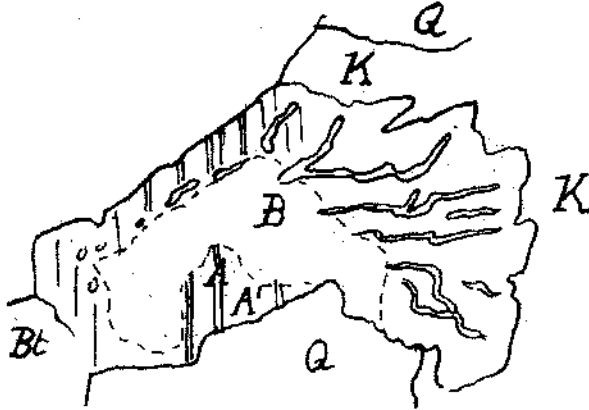
Somit ergibt sich nach der Tabelle von Becke<sup>1)</sup> für den Plagioklas ein  $An$ -Gehalt von 16 bis 20%.

Der Myrmekit tritt auch eng verknüpft mit den unter Gruppe a) beschriebenen Plagioklasresten auf. Die eingeschlossenen Partien von

<sup>1)</sup> F. Becke, l. c. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. in Wien, 7<sup>5</sup>, S. 106.

Plagioklas sind trüber als die durchsichtigen hellen Albitränder. Die Quarzstengel beginnen dann dort, wo der basischere Rest an den Albit angrenzt, und wachsen dann in der Richtung gegen einen benachbarten Kalifeldspat weiter. Wo der Plagioklas an Quarz stößt, hört das Wachstum des Myrmekits auf. Es ist daher naheliegend, sich vorzustellen, daß der Oligoklas früher rings von Mikroklin umgeben war und der Schachbrettalbit später den Kalifeldspat verdrängte.

Fig. 7.



Plagioklas und Myrmekit aus dem Granit von der Gfornenseescharte.

A, A', B = Plagioklas. — K = Kalifeldspat. — Q = Quarz. — Bt = Biotit.

Ein Plagioklasdurchschnitt mit fast senkrechtem Austritt von  $\alpha$  ergab folgende Auslöschungswinkel mit den Zwillinglamellen nach dem Albitgesetz:

A . . .	—	—
A' . . .	14°	8% An.
B . . .	2.5°	18.5% An.

Ein Vergleich der Lichtbrechung des Plagioklases mit der der Quarzstengel ergab für die Stelle, wo sie mikropegmatitisch mit dem Oligoklas verwachsen sind:  $\alpha' \geq \omega$ ,  $\gamma' < \varepsilon$  und  $\alpha' < \varepsilon$ ,  $\gamma' = \omega$  also einen Plagioklas unter 22% An. Der Vergleich der Randpartien mit dem Quarz ergab  $\alpha' < \omega$ ,  $\gamma' < \varepsilon$  und  $\gamma' < \omega$ ,  $\alpha' \leq \varepsilon$  also einen Albit.

Der Normaltyp des Granites wäre seinem Mineralbestand nach insbesondere nach dem alleinigen Auftreten des Biotits als Granitit zu bezeichnen, doch soll der allgemeinere Name Granit beibehalten werden. Als Varietäten des Granites sollen noch hervorgehoben werden: aplitische Granite von hellerer Färbung, mittel- bis grobkörnig, in Verbindung mit porphyrtartigem Granit (porphyrische Feldspate), mit Uebergängen zu schiefrigen Gesteinen, häufig mit sekundären Muskovitfasern. Diese helleren Gesteine bilden eine Art Randfazies.

Als basischere Gesteinstype wären sehr biotitreiche Glimmerdiorite oder Syenite zu nennen, deren chemische Zusammensetzung ihnen diese Stellung zuweist. Sie entstehen durch Abnahme des Quarzes und Kalifeldspates und Zunahme des dunklen Bestandteiles.

Grobkörnige, flaserige Granitgneise treten als Randbildungen der vorerwähnten Gesteine auf sowohl gegen den Schiefergneis als auch gegen den Glimmerschiefer.

Porphyrische Augengneise bilden einen Uebergang der Flaser- zu den Schiefergneisen oder Gneisphylliten. Sie lassen sich trennen in a) graue, schiefrige Gneise mit weißen Einsprenglingen von Schachbrettalbit, ihre Hauptverbreitung haben sie am Fürst; b) weniger schiefrige Gneise, mit roten Feldspatäugen und Muskovitfasern, wie sie am Fürst vorkommen; c) dunklere Augengneise mit rötlichen Äugen, wenig schiefrig, mit Chlorit, der dem Gestein eine grünliche Färbung verleiht. Diese Gesteine haben kleinere Feldspatäugen von 5 bis 10 mm, sie treten am Schüttkogelzug auf.

d) Hornblende führende Augengneise am Kontakt der Gneismasse mit Gesteinen der Glimmerschiefergruppe auftretend, gefunden am Schüttkogelzug.

Die Äugen in den Augengneisen sind stets Kalifeldspat oder Schachbrettalbit.

#### Bemerkungen über die Struktur der Granite und Orthogneise.

Für den größten Teil der Granite ist die hypidiomorph-körnige Struktur erhalten geblieben, bei einem kleineren Teile ist sie beeinflusst durch mechanische und chemische Umwandlungen. Die chemischen Veränderungen sollen an anderer Stelle besprochen werden, die mechanischen Einwirkungen äußern sich in zwei Erscheinungen: der sogenannten Mörtelstruktur und der Flaserung. Die erstere tritt in der Weise auf, daß sich in der Nähe von größeren Einsprenglingen von Mikroklin oder Schachbrettalbit ein Aggregat von kleinen Quarz- und Plagioklaskörnchen bildet, das die größeren Einsprenglinge auch ganz umschließen kann. Diese Erscheinung ist eine Folge der Zertrümmerung größerer Nachbarindividuen und wird nach T ö r n e b o h m<sup>1)</sup> und H. V. Gr a b e r<sup>2)</sup> dadurch hervorgerufen, daß durch die gegenseitige Reibung der Minerale ein feiner Detritus gebildet wird. Es ist diese Erscheinung besonders bei Flaser- und Augengneisen schön zu sehen.

Sieht man von der Bröggerschen<sup>3)</sup> Erklärung der Flaserung, wonach diese in einem flüssigen Magma als Fluidalstruktur (Protoklase) oder in einem nahezu erstarrten Magma, wenn dieses Bewegungen ausgesetzt war, für jene Typen, deren rein magmatische Entstehung nach der chemischen Zusammensetzung und dem Mineralbestand nicht wahrscheinlich ist, die aber trotzdem einen Teil ihrer Bestandteile

<sup>1)</sup> H. Rosenbusch, Mikrosk. Physiographie etc. S. 80.

<sup>2)</sup> Jahrb. d. Geol. R.-A. 1877, S. 252.

<sup>3)</sup> Die Mineralien d. Syenit Pegmatitgänge d. südnorweg. Augit- u. Nephelinsyenite. Z. f. Krist., XVI S.



(Mikroklin) dem Magma verdanken, ab, so ergibt sich folgende Erklärung. Durch die Kontaktmetamorphose sind die Gesteine beeinflusst, die Faserung verdanken sie aber rein mechanischer Einwirkung, die allerdings wieder durch eine Intrusion hervorgerufen werden kann. Auf alle Fälle ist die Faserung eine Druckschieferung, die ebensogut in starrem wie in flüssigem Gestein vor sich gehen kann. Durch den Druck kann natürlich ein halbstarre Zustand eingetreten sein, wie aus den zahlreichen Arbeiten über diesen Gegenstand genügend hervorgeht. Die Faserung an den Bösensteingesteinen ist zweifellos keine Fluidalstruktur.

#### Die Umwandlungen im Granit und Orthogneis.

Die Umwandlungen, die der Granit seit seiner Entstehung erlitten hat, sind nicht nur zeitlich, sondern auch der Ursache nach verschieden. Der Granit selbst ist in seinem unveränderten ursprünglichen Zustand nirgends mehr vollständig erhalten. Einer Grenzphase nach der magmatischen Periode dürfte die Bildung des Myrmekites zu verdanken sein. Den Myrmekit hielt F. Becke<sup>1)</sup> ursprünglich für eine letzte magmatische Ausscheidung. Es liegt nicht im Sinne dieser Arbeit, die öfter diskutierten Ansichten von M. Levy<sup>2)</sup>, Futterer<sup>3)</sup>, Sederholm<sup>4)</sup> und Petraschöck<sup>5)</sup> zu wiederholen. Beckes<sup>6)</sup> letzte Ansicht geht dahin, daß „der Kalifeldspat früher vorhanden war und der Myrmekit sich in dem schon fertigen Kalifeldspat unter Verdrängung desselben gebildet hat“. Als Verwitterungsprodukt oder als ein Erzeugnis der Kataklyse betrachtet Becke den Myrmekit nicht. Becke hebt ferner hervor, daß der Myrmekit sowohl in Gesteinen mit Kristallisationsschieferung als auch in solchen ohne sie auftritt. Nur in Gesteinen mit ganz reiner Erstarrungsstruktur ist er nicht zu finden. Der Schluß, den Becke aus den vorliegenden Tatsachen zieht, ist der, daß die „Myrmekitbildung sich in einer Phase der Gebirgsbildung zu vollziehen scheint, die sich unmittelbar an die Erstarrung anschließt, also zu einer Zeit, wenn die Temperatur noch der Erstarrungstemperatur nahesteht und noch Lösungsmittel im Gestein vorhanden sind“. Zuletzt hat Becke die Menge des Quarzes im Verhältnis zum Plagioklas des Mikropegmatites sowie den Zusammenhang der Quarzmenge mit der chemischen Zusammensetzung des Plagioklases erörtert und kommt zu dem Schluß, je basischer der Plagioklas, desto reichlicher sind die Quarzstengel vorhanden, da bei der Umwandlung von Kalifeldspat in Albit kein Quarz frei wird, indem das Verhältnis zwischen *Al* und *Si* unverändert bleibt, dagegen werden beim Austausch von *Ka* und *Ca* für jede Anorthitmolekel

<sup>1)</sup> Studien am Tonalit d. Rieser Ferner, Tschermaks Mitt. XIII, S. 379.

<sup>2)</sup> Fouque und M. Levy, Mineralogie micrographique 1879, S. 198

<sup>3)</sup> Ueber Granitporphyr von der Griescharte etc., N. J. f. Min. etc., Beil.-Bd. IX, 1894.

<sup>4)</sup> Ueber eine arch. Sedimentformation im südwestl. Finnland. Bull. Com. Geol. de la Finlande, Nr. 6, 1899.

<sup>5)</sup> Ueber Gesteine der Brixener Masse und ihrer Randbildungen. Jahrb. der Geol. R.-A. 1904, S. 47.

<sup>6)</sup> Ueber Myrmekit, Tschermaks Mitt. XXVII, 1908, S. 377.

4 Molekel Quarz gebildet werden. Nach der bei Becke angegebenen Formel kann sich der Gehalt an Quarz im Myrmekit bei gegebener Zusammensetzung des Plagioklasgrundes berechnen lassen. Becke rechnete nach seiner Formel:

Na-Gehalt im Plagioklasgrund des Myrmekits in Mol %	Verhältnis vom Gesamtvolumen des Myrmekits zum Volumen des Quarzes	Volumen von Quarz in % vom Gesamtvolumen des Myrmekits
5	23	4.3
10	12	8.3
20	6.5	15.4

Die hier angeführten Zahlen kommen für die Verhältnisse im Bösensteingranit in Betracht. Von besonderer Bedeutung scheint es zu sein — wie Becke hervorhob —, daß die Bildung von Myrmekit im Zentralgneis der Alpen vor der Bildung der Einschlüsse von Klinozoisit und Muskovit in den Gesteinsplagioklasen stattfand, da sich diese Bildungen auch im Plagioklasgrund der Myrmekite finden. Auch lasse sich schließen, daß die Bildung der Myrmekite gleichalterig sei mit der Ausbildung der inversen Zonenstruktur der Plagioklase. Die Ersetzung von Kalifeldspat durch Myrmekit ist ein raumersparender Vorgang. Der Annahme, daß Kalifeldspat durch Lösungen seines Kaligehaltes beraubt wurde und an dessen Stelle Na und Kalzium abgesetzt wurde, entspricht die beschriebene Umbildung der Kalifeldspate in Schachbréttalbit. Nichts läßt sich jedoch über die Zufuhr- und Abfuhrwege sagen.

Einer bestimmten Umwandlungsperiode gehört der Zerfall der Plagioklase in Albit und Klinozoisit sowie Serizit an. Auf Weinschenk's Ansicht der primären Entstehung dieser Einschlüsse kann nicht eingegangen werden, Stützen dafür wurden keine gefunden. Man wird nicht fehlgehen, wenn man in erster Linie höheren Druck als Ursache des Zerfalles ansieht, wobei zumindest auch die durch die geothermische Tiefenstufe bedingte Temperaturerhöhung eingetreten sein muß. Der Zerfall ist ein diaphoritiserender Vorgang, welcher in der Reihe der Prozesse auf die Myrmekitbildung folgt, aber entgegengesetzte Tendenz hat wie die Ausbildung der inversen Zonenstruktur der Plagioklase.

Dieselbe Tendenz wie der Zerfall der basischeren Plagioklase hat die Albitisierung<sup>8)</sup>, das ist die Bildung von Schachbréttalbit

<sup>1)</sup> Bailly und Graham (Albitization of basic plagioklase feldspars, Geol. Mag. (3), 6, 1909) gebrauchen den Ausdruck „Albitisation“ bei der Umwandlung basischer Plagioklase in Albit. Die Umwandlung geht um so leichter von statten, je basischer der Plagioklas war. Gleichzeitig nehmen diese Autoren eine Zufuhr einer aus dem Magma stammenden natriumkarbonathaltigen Lösung an, die nach der Verfestigung dieses durchtränkte. Die Beobachtung ist allerdings an Ergußgesteinen gemacht. Gleich ist indessen für beide Fälle die Zufuhr von Na. Die Kohlensäure müßte allerdings eine Kaolinisierung mit Bildung von Karbonaten bewirken. B. Sander (Jahrb. der Geolog. R.-A. 1915, S. 593) bezeichnet mit Albitisation die Kristallisation der Albite im allgemeinen. Die Imprägnation des Grundgewebes mit Albitindividuen kann mit und ohne Zufuhr von Substanz vor sich gehen.

und Umsäumung der Plagioklase mit reinen Albitsäumen, die sowohl Schachbrettalbit als auch Myrmekit neben den Gesteinsplagioklasen umgeben. Bei den letztgenannten kann es auch eine Regenerierung sein. Für die Bildung des Schachbrettalbites ist eine Zufuhr von *Na* und ein Schwinden von *K* erforderlich. Die Zufuhr einer aus dem Magma stammenden *Na* bringenden Lösung, welche die späteren Umwandlungen bewirkte, scheint hier wahrscheinlich zu sein.

Die Bildung der inversen Zonenstruktur der Plagioklase, die stellenweise, jedoch selten gefunden wurde, ist unabhängig von den beschriebenen Umwandlungen. Ihre Tendenz ist nicht dieselbe, sie entspricht eher einer Näherung an die Stabilitätszone mit höherer Temperatur, als die Zone des Zerfalles aufweist, wobei der Druck nicht anormal erhöht sein braucht.

Noch eine Umwandlung, die schon zur atmosphärischen Verwitterung hinüberleitet, ist zu erwähnen: Chloritbildung an Biotiten, welche einerseits längs feinen auch Spuren von Schwefelkies führenden Spalten auftritt (Glimmerdiorit), andererseits auch atmosphärisches Verwitterungsergebnis sein kann.

Zusammenfassend soll für alle Gesteine gesagt werden, daß eine mehr oder weniger deutliche Diaphthoritisierung eine durchgehende Erscheinung ist. Sie äußert sich durch Zerbrechen der Quarzkörner, Knickungen oder Zertrümmerung der Plagioklase bis zur Bildung von Kornfasern und sekundärem Muskovit. So erklärt sich vielleicht die Angabe mehrerer Autoren von Zweiglimmergneis. Die Diaphthorese macht sich bei allen Gesteinen geltend, so daß ursprüngliche Kontaktwirkungen des Granites nicht mehr oder nur teilweise erkennbar sind (wohl nur bei den hornblendeführenden Gesteinen), wenn man dazu rechnet, daß Schiefergneise Kontaktwirkungen von vornherein schwer erkennen lassen. Hier soll noch die Bemerkung Beckes<sup>1)</sup> angeführt werden, wonach sich bei solchen Schiefen, die ihrer chemischen Zusammensetzung nach dem Gleichgewichtszustande eines Kontakthofes entsprechen und deren Mineralbestand jenem gleichkommt, der durch die Kontaktmetamorphose angestrebt wird, die Metamorphose höchstens in Strukturänderungen kundgeben kann, während eine Mineralneubildung nicht zu erwarten ist. Aus diesem Grunde läßt sich der Flaser- und Augengneis seiner Herkunft nach nicht genau bestimmen.

## B. Die chemische Zusammensetzung.

Analysiert wurden drei zweifellose granitische Gesteine und ein Flasergneis.

I. Granit vom Fürst, feinkörnig, biotitarmer saurer Type.  
Spezifisches Gewicht: 2.595.

Analysenbelege:

1. 0.6622 g Einwage ergaben 0.4898 g  $SiO_2$ , 0.0989 g  $Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + P_2O_5$ , 0.0027 g  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  als  $FeO$  titriert verbrauchte 0.90 ccm Perm. (1 ccm Perm. = 0.005526 g  $Fe$ ), 0.0093 g  $CaO$ , 0.0069 g  $Mg_2P_2O_7$ .

<sup>1)</sup> Tschermaks Mitt. XIII. 1893, S. 449.

2. 0·5002 g ergaben 0·0789  $KCl + NaCl$ , 0·1368  $K_2PtCl_6$ .
3. 0·9928 g verbrauchten aufgeschlossen mit Schwefelsäure und Flußsäure 1·15 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005526 g Fe.)
4. 0·4964 g ergaben bis 110° 0·0006 g, über 110° 0·0018 g  $H_2O$ .
5. 0·8889 g ergaben 0·0081 g  $Mg_2P_2O_7$ , = 0·0020  $P_2O_5$ .
6. 0·3679 g ergaben kolorimetrisch bestimmt 0·000049 g  $MnO$ .

II. Granit vom Seitenstall, biotitreiches mittelkörniges Stück. Spezifisches Gewicht: 2·687.

Analysenbelege:

1. 0·7045 g Einwage ergaben 0·4905 g  $SiO_2$ , 0·1280 g  $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + P_2O_5$ , 0·0088 g  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  als  $FeO$  titriert verbrauchte 4·00 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·00473 g Fe). 0·0125 g  $CaO$ , 0·0186 g  $Mg_2P_2O_7$ .
2. 0·5020 g ergaben 0·0473 g  $KCl + NaCl$ , 0·0863 g  $K_2PtCl_6$ .
3. 1·0068 g aufgeschlossen mit Schwefelsäure und Flußsäure verbrauchten 1·00 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005526 g Fe.)
4. 0·6603 g ergaben bis 110° 0·0009 g  $H_2O$ , über 110° 0·0042 g  $H_2O$ .
5. 0·9987 g ergaben 0·0047 g  $Mg_2P_2O_7$ .
6. 0·7847 g ergaben kolorimetrisch bestimmt 0·0008 g  $MnO$ .

III. Glimmerdiorit vom Seitenstall, mittelfeinkörniges, sehr biotitreiches Stück. Spezifisches Gewicht: 2·738.

Analysenbelege:

1. 0·6619 g ergaben 0·3785 g  $SiO_2$ , 0·1696 g  $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + P_2O_5$ ,  $Fe_2O_3$  als  $FeO$  titriert verbrauchte 7·90 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005526 g Fe.) 0·0082 g  $TiO_2$ , 0·0388 g  $CaO$ , 0·0497 g  $Mg_2P_2O_7$ .
2. 0·4952 g ergaben 0·0727 g  $KCl + NaCl$ , 0·0643 g  $K_2PtCl_6$ .
3. 0·9672 g aufgeschlossen mit Schwefelsäure und Flußsäure verbrauchten 3·24 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005526 g Fe.)
4. 1·1218 g ergaben bis 110° 0·0004 g  $H_2O$ , über 110° 0·0053 g  $H_2O$ .
5. 0·3603 g ergaben 0·0087 g  $Mg_2P_2O_7$ .
6. 0·3573 g ergaben kolorimetrisch bestimmt 0·00014 g  $MnO$ .

IV. Flasergneis vom Seitenstall, graues flaseriges Stück mit sekundären Muskovitfasern. Spezifisches Gewicht: 2·647.

Analysenbelege:

1. 0·5616 g ergaben 0·4089 g  $SiO_2$ , 0·1072 g  $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + P_2O_5$ ,  $Fe_2O_3$  als  $FeO$  titriert verbrauchte 2·63 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005614 g Fe.) 0·0077 g  $CaO$ , 0·0069 g  $Mg_2P_2O_7$ .
2. 1·1631 g ergaben 0·0051 g  $Mg_2P_2O_7$  — 0·0082 g  $P_2O_5$ , ferner 0·0085 g  $TiO_2$ .
3. 0·5016 g ergaben 0·0542 g  $KCl + NaCl$ , 0·1064 g  $K_2PtCl_6$ .
4. 0·6827 g ergaben bis 110° 0·0006 g  $H_2O$ , über 110° 0·0022 g  $H_2O$ .
5. 0·7392 g verbrauchten mit Schwefelsäure und Flußsäure aufgeschlossen 0·95 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005614 g Fe.)

## Gewichtsprozent:

	I	II	III	IV
$SiO_2$ . . . . .	73·97	69·62	57·18	72·81
$TiO_2$ . . . . .	0·41	0·47	0·61	0·30
$Al_2O_3$ . . . . .	13·23	13·63	14·93	14·80
$Fe_2O_3$ . . . . .	0·16	2·98	6·78	1·82
$FeO$ . . . . .	0·82	0·71	2·38	0·93
$MnO$ . . . . .	0·01	0·04	0·04	Spur
$MgO$ . . . . .	0·38	0·70	2·70	0·42
$CaO$ . . . . .	1·41	1·77	5·86	1·37
$Na_2O$ . . . . .	3·92	5·36	5·64	2·28
$K_2O$ . . . . .	5·31	3·32	2·51	4·12
$H_2O$ bis $110^0$ . .	0·12	0·14	0·04	0·09
über $110^0$ . .	0·37	0·64	0·47	0·35
$P_2O_5$ . . . . .	0·23	0·30	0·66	0·28
$ZrO_2$ . . . . .	Spur	Spur	Spur	Spur
Summen . . . . .	100·34	99·68	99·80	99·57

Bei der Berechnung und graphischen Darstellung folge ich der von Becke<sup>1)</sup> angewendeten Methode. Es folgen zunächst die mit 1000 multiplizierten Molekularquotienten, welche proportional sind den Atomzahlen. Bei  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  etc. wurde durch das halbe Molekulargewicht dividiert.

Aus den mit 1000 multiplizierten Molekularquotienten wurden die Zahlen  $A_0$ ,  $C_0$ ,  $F_0$  nach dem bei Becke angegebenen Vorgang herausgeschrieben, daraus die Zahlen  $a_0$ ,  $c_0$ ,  $f_0$  berechnet. Die Summe von  $a_0 + c_0 + f_0 = 10$ .

Angegeben sind ferner die Metallatomprozent nach Rosenbusch, woraus sich die Gruppen  $Si$ ,  $U = Al + Fe + Mg$ ,  $L = Ca + Na + K$  berechnen lassen. Ferner sind angeführt das auf 100 umgerechnete Verhältnis der aus der Analyse berechenbaren Feldspatmengen  $An$ ,  $Ab$ ,  $Or$ , sowie die Zusammensetzung des aus  $An$  und  $Ab$  berechneten Durchschnittplagioklases  $Pl$ .

Die sonstigen Angaben haben für hier keine Bedeutung, doch sind sie der Vollständigkeit halber angeführt, näheres ist aus der Beckeschen Originalarbeit ersichtlich.

<sup>1)</sup> Vgl. die Angaben bei F. Becke, Chem. Analysen v. krist. Gest. Denkschriften d. Ak. d. Wissensch. 75, S. 163.

Molekularquotienten  $\times 1000$ .

	I	II	III	IV
$SiO_2$ . . .	1225	1153	947	1205
$TiO_2$ . . .	5	6	8	4
$\frac{1}{2}Al_2O_3$ . . .	259	267	292	290
$\frac{1}{2}Fe_2O_3$ . . .	2	37	85	23
$FeO$ . . .	11	10	33	13
$MnO$ . . .	0	1	1	0
$MgO$ . . .	9	17	67	10
$CaO$ . . .	25	32	105	24
$\frac{1}{2}Na_2O$ . . .	126	173	182	73
$\frac{1}{2}K_2O$ . . .	113	70	53	87
$a_0$ . . . . .	8.9	8.1	6	7.9
$c_0$ . . . . .	0.4	0.4	0.7	1.1
$f_0$ . . . . .	0.7	1.5	3.3	1.0

## Molekularprozentzahlen nach Osann.

	I	II	III	IV
$SiO_2$ . . . . .	80.6	76.8	63.6	80.5
$Al_2O_3$ . . . . .	8.5	8.9	9.7	9.6
$FeO$ . . . . .	0.9	2.9	7.3	2.2
$MgO$ . . . . .	0.6	1.1	4.5	0.7
$CaO$ . . . . .	1.7	2.1	7.0	1.6
$Na_2O$ . . . . .	4.0	5.8	6.1	2.5
$K_2O$ . . . . .	3.7	2.4	1.8	2.9
$a$ . . . . .	14.2	11.4	5.9	11.0
$c$ . . . . .	1.2	1.0	1.3	3.2
$f$ . . . . .	4.6	7.6	12.8	5.8
$T$ . . . . .	—	—	—	2.6
$a'$ . . . . .	—	—	—	12.8
$c'$ . . . . .	—	—	—	2.5
$f'$ . . . . .	—	—	—	4.7
$a'_0$ . . . . .	—	—	—	8.4
$c'_0$ . . . . .	—	—	—	0.8
$f'_0$ . . . . .	—	—	—	9.8

## Metallatomprozente nach Rosenbusch.

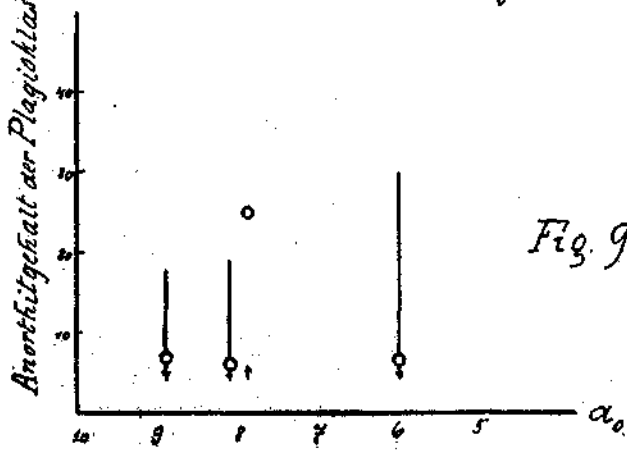
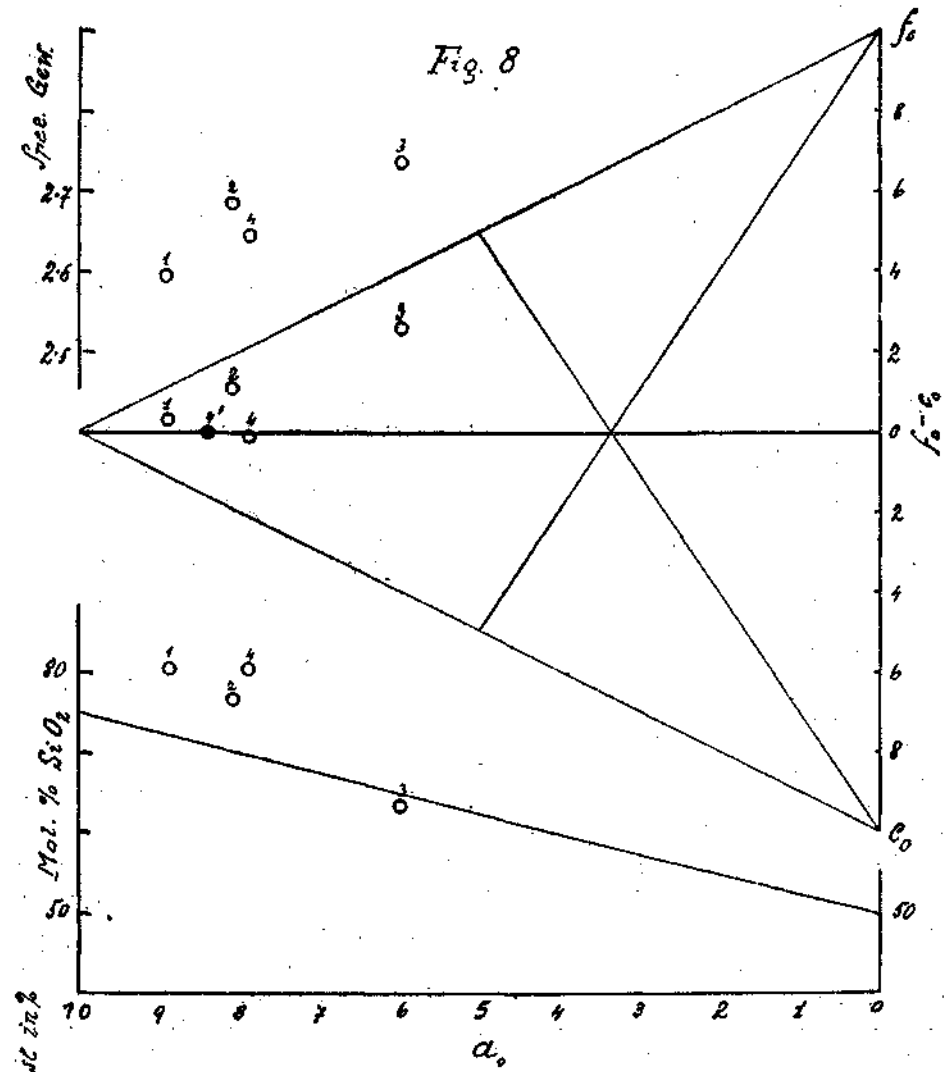
	I	II	III	IV
<i>Si</i> . . . . .	69.3	65.6	53.8	69.9
<i>Al</i> . . . . .	14.6	15.1	16.4	16.8
<i>Fe</i> . . . . .	0.7	2.7	6.7	2.1
<i>Mg</i> . . . . .	0.5	1.0	3.7	0.6
<i>Ca</i> . . . . .	1.4	1.8	5.9	1.4
<i>Na</i> . . . . .	7.1	9.8	10.5	4.2
<i>K</i> . . . . .	6.4	4.0	3.0	5.0
<i>Si</i> . . . . .	69.3	65.6	53.8	69.9
<i>U</i> . . . . .	15.8	18.8	26.8	19.5
<i>L</i> . . . . .	14.9	15.6	19.4	10.6
<i>An</i> . . . . .	4	4.3	9.7	13.4
<i>Ab</i> . . . . .	50	68	70.2	39.6
<i>Or</i> . . . . .	46	27.7	20.1	47
<i>Pl</i> berechnet . . .	7	6	12	25
<i>Pl</i> beobachtet . .	4—18	4—19.5	4—30	4—6

Zur graphischen Darstellung ist die Becke'sche Dreiecksprojektion verwendet (Siehe Fig. 8 und 9).

Die unter I und II angeführten Gesteine sind typische Granite der Bösensteinmasse. Das als Glimmerdiorit bezeichnete Gestein liegt seiner chemischen Zusammensetzung nach zwischen Diorit und Syenit. Doch ist der aus der Analyse berechenbare Gehalt an *Or* defacto nicht als solcher vorhanden. Aus diesem Grunde wurde der Name Diorit beibehalten. Jedenfalls stellt dieses Gestein eine basischere Fazies in den Gesteinen dar. Es handelt sich hier nicht um eine Schlierenbildung, sondern um ein Gestein von größerer Ausdehnung. Der Porphyritgang von der Gfloreenseescharte ergänzt das Bild der Intrusivmassen vom Bösenstein in der Weise, daß hier von einem Fehlen der basischeren Gesteine nicht mehr gesprochen werden kann.

Die ersten drei Gesteinstypen liegen in einer deutlich erkennbaren Linie, welche ihrem unmittelbaren Zusammenhang entspricht. Der Flasergneis liegt deutlich abseits davon, fügt sich jedoch schön in die von Becke zur Darstellung gebrachten alten Gneise ein<sup>1)</sup>. Sein Hauptunterschied gegenüber den drei erstgenannten Typen liegt zweifellos in seinem verhältnismäßig höheren Tonerdegehalt. Daraus könnte man schließen, daß der Flasergneis doch eine Mischungstypen ist, wo Granite vorhandene Schiefergneise aufgenommen haben oder Schiefergneise durch Granite injiziert wurden. Auch die abweichende Mineralisation gibt einen diesbezüglichen Hinweis.

<sup>1)</sup> L. c. S. 226.

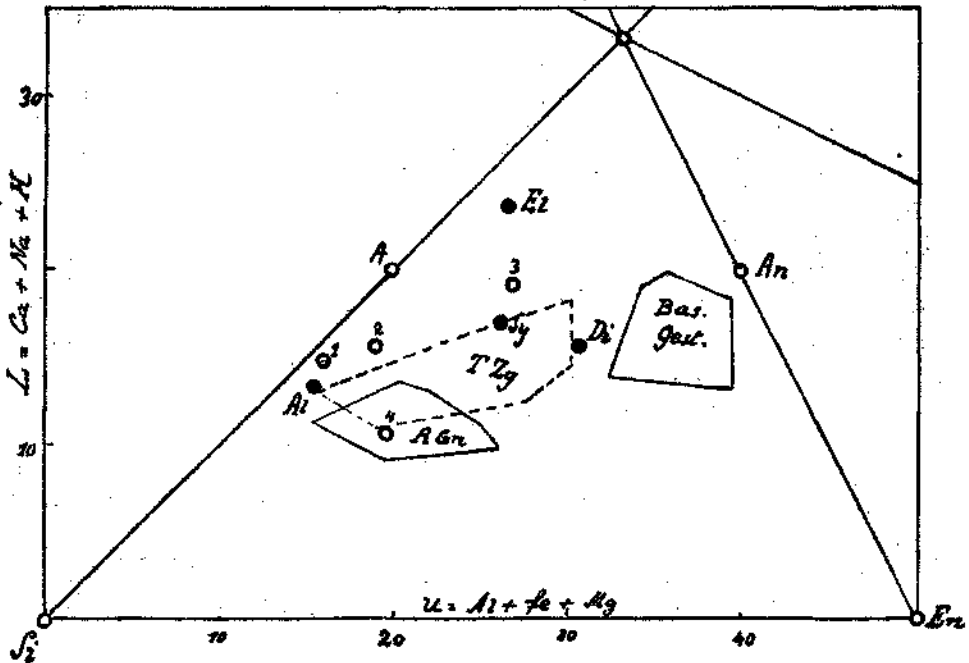


Die Projektionspunkte 1, 2, 3 und 4 entsprechen den Analysen I, II, III und IV.



Was den Plagioklasgehalt betrifft, so muß noch bemerkt werden, daß zum Beispiel die Berechnung des *Or* für den Diorit mit dem Fehler behaftet ist, daß der größte Teil des *K* an den Biotit gebunden ist. Dadurch ist der Anteil an Anorthit wesentlich vergrößert, da die mit dem *K* zur *Or*-Bildung verbundene Tonerde frei wird zur Bildung von *An*. Im Biotit kann jedoch die Tonerde durch Eisenoxyd ersetzt sein. Die berechneten Feldspatmengen haben deshalb keine absolute Genauigkeit und sind zuungunsten von Anorthit dargestellt. Bei Ana-

Fig. 10.



Im dem Sector des Dreiecks nach der Beckeschen Dreiecksprojektion sind eingetragen: Als schwarze Punkte Alaskit (Glimmerfreier Granit) *Al*, Eläolithsyenit *El*, Syenit *Sy*, Diorit *Di* (Becke l. c. S. 290). *A* bezeichnet den Ort des Alkalifeldspates, *An* des Anorthites, das voll ausgezogene Polygon *AGn* umschließt die bisher bekannten „alten“ Gneise Beckes, das Polygon rechts davon die basischen Gesteine, das strichlierte Polygon *TZg* die Orte der Tauernzentralgneise.

Die mit Ziffern bezeichneten Punkte entsprechen den gleichbezeichneten Analysennummern der Bösensteingesteine.

lyse IV, wo ein Tonerdeüberschuß vorhanden ist, stellt sich das Verhältnis von Anorthit sofort als ein höheres dar. Es ergibt sich ferner, daß für die ersten drei Gesteine der optisch bestimmte Plagioklas über und unter den berechneten Durchschnittsplagioklas hinausreicht. Als völlig normale Zonenstruktur von Erstarrungsgesteinen können die bereits ausführlich besprochenen Reststrukturen nicht bezeichnet werden, wenn auch der Rand des Plagioklases saurer ist als der Kern, doch soll die Zonenfolge mit dem Pfeil bezeichnet werden, welcher die Richtung der Ausscheidungsfolge angibt. Der

Flasergneis weicht auch hier wieder erheblich ab von den drei erstgenannten Typen, indem der berechnete Durchschnittsplagioklas wesentlich höher als der beobachtete liegt.

Noch deutlicher zeigt sich ein gewisser Unterschied der Bösensteingranite gegenüber dem Flasergneis sowie den bisher bekannten alten „Gneisen“, wenn die entsprechenden Analysenorte auf der S. 207 der Becke'schen Darstellung verwendeten Figur eingetragen werden. Der Flasergneis fällt wieder mit den bisher bekannten Gesteinen zusammen, während sich die Granite und der Diorit wesentlich über die Gruppe der zur Darstellung gebrachten Gesteine erhebt.

Die Bösensteingranite erinnern hier an die Tauernzentralgneise, welchen sie näher zu stehen scheinen als den „Alten Gneisen“.

### C. Vergleich mit den Schladminger Granitgneisen.

Die Schladminger Granitgneise ergeben nach der Beschreibung von Ippen<sup>1)</sup> und nach eigener Anschauung eine ziemliche Uebereinstimmung in bezug auf den Mineralbestand mit den Gesteinen des Bösenstein. Die granitischen Typen führen nach Ippen<sup>2)</sup> immer Muskovit, doch gibt er selbst zu, daß der Muskovit wenigstens teilweise von verschiedener Generation ist, also offenbar auch sekundär gebildet wurde. Solche Granite, welche nur Biotit aufweisen, daneben auch Granaten, werden auch angeführt, doch sind sie vielleicht seltener. Die Einschlüsse in Plagioklasen, Trübungen desselben, helle Ränder etc. erwähnt Ippen gleichfalls. Die Biotite besitzen oft Sagenitnetze. Der Plagioklas ist gewöhnlich Oligoklas, Quarz und Biotit sind nicht verschieden von den gleichen Gemengteilen des Bösensteingranites. Der von Ippen angegebene Orthoklas dürfte Mikroklin ohne sichtbare Gitterung sein, im Dünnschliff parallel zu *M* getroffen. Mikroklin selbst ist an mehreren Stellen angegeben. Auch Erscheinungen der Kataklase, verbogene Glimmer, geknickte oder zerbrochene Feldspate, körnige Quarzaggregate habe ich an Schliffen beobachtet. Dazu kommt noch, daß der größere Teil der Plagioklase Albit oder nahe Albit ist. Es herrscht also in petrographischer Beziehung eine große Aehnlichkeit zwischen den entsprechenden Gesteinen. Auch den Flaser- und Augengneisen analoge Typen sind vorhanden. Die Schladminger Varietäten führen allerdings, wo es sich um die letztgenannten Typen handelt, reichlicher Muskovit und überdies oft noch Hornblende. Während nach Vacek die Hornblendegesteine unter den Gneisen liegen, ist dies am Bösenstein gerade umgekehrt. Auch der petrographische Charakter der Schladminger Hornblendegesteine ist ein anderer. Für die Diorite der Schladminger Masse gibt es am Bösenstein keine deutlichen Aequivalente, da die Diorite von Schladming mehr Hornblende als Biotit und Muskovit führen. Ippen gibt allerdings nicht an, ob es sich um einen primären Glimmer handelt, was auch nicht wahrscheinlich wäre. Auf Details einzugehen liegt nicht im

<sup>1)</sup> J. A. Ippen, Gesteine der Schladminger Tauern. Neue Beiträge zur Petrographie Steiermarks. V. 1901. Mitt. d. naturw. Vereines v. Steiermark.

<sup>2)</sup> L. c. S. 107.

Sinne dieser Arbeit, doch wäre ein ausführlicher Vergleich sehr wichtig, da es sich darum handelt, ob die beiden Massen gleiches Alter und gleiche Zusammensetzung haben.

## 6. Aplite, Pegmatite und Ganggesteine.

Aplitische Gesteine, die aus Quarz und Plagioklas bestehen, sind als Randfazies oft zu beobachten, wie am Fürst, Diwaldspitz, großen Sonntagskar. Eine nähere Beschreibung derselben ist überflüssig, da sie keine anderen Erscheinungen aufweisen, wie die schon beschriebenen. Ebenso häufig sind helle Gesteinsadern anzutreffen, die den Granit durchschneiden, desgleichen finden sich auch basische Schlieren. Größere Pegmatitbildungen wurden am Westhange des Fürst beobachtet; hier treten Gänge mit großen Feldspatkrystallen und Glimmertafeln (Muskovit), ferner ein Gang mit außerordentlich schöner schriftgranitischer Verwachsung von Quarz und Feldspat auf. In den Pegmatiten wurden auch Turmalinsäulchen (Schörl) beobachtet. Ein neues Ganggestein, das vorläufig

### Hornblendeporphyr

genannt werden soll, wurde in der Gfloreenseescharte anstehend gefunden. Es durchschneidet den Granit senkrecht. In westöstlicher Richtung ist es noch in 2000 m Höhe im Graben, der von der Scharte in den Seitenstall hinunterführt, anzutreffen. An der NO-Seite des Gebirgskammes biegt sich das Streichen des Ganges gegen NW. Hier wurde es nur 100 m weit verfolgt, an der Seitenstallseite ist es auf eine viel weitere Strecke zu verfolgen. Der Gang ist 5—20 m mächtig, an den Salbändern wird er feinkörnig. Frische Stücke aus der Mitte des Ganges bestehen aus 8—20 mm langen grünen Hornblendekristallen in einer feinkörnigen, weißgrünen Grundmasse. U. d. M. zeigt sich, daß die Hornblende in dicksäulenförmigen oder langprismatischen Formen auftritt, mit Biotit verwachsen. Die Farbe ist ziemlich hellgrün,  $c\gamma - 15^\circ$ . Der Biotit sowie die Hornblende besitzen kräftige pleochroitische Höfe um Zirkonkriställchen,  $d - 0.017 \text{ mm}$  (für den dunkleren Hof),  $d - 0.030 \text{ mm}$  (für den helleren Hof). Die holokristalline Grundmasse besteht aus Quarz, kleineren Hornblenden und Plagioklas mit massenhaften Einschlüssen von Klinozoisit und wenig Serizitschüppchen, als Akzessorien Titanit und Apatit. Der Plagioklas zeigte an einem Schnitt senkrecht *MP* einen Auslöschungswinkel von  $-14^\circ$  entsprechend 8% *An*. In den meisten Fällen ist eine Messung infolge der massenhaften Einschlüsse nicht möglich, da kein Interferenzbild deutlich wird. Das starke Ueberwiegen der Klinozoisitneubildungen weist auf den hohen Anorthitgehalt des ursprünglichen Gesteinsplagioklases hin.

## 7. Schiefergneis und Gesteine der „älteren“ Quarzphyllitgruppe.

Der Schiefergneis bildet die Hauptmasse der von der Granit-intrusion betroffenen Gesteinsmasse. In seiner normalen Form ist er ein feinschiefriges, graues Gestein, dessen Unterschied gegenüber dem älteren nicht blätterigen Quarzphyllit oft nur durch den mikroskopisch nachzuweisenden Plagioklas (Albit) erkannt werden kann.

Wie schon oben erwähnt, treten noch eine Reihe von konkordanten Einlagen quarzphyllitischer Gesteine im Schiefergneis auf, welche entweder feldspatärmere Äquivalente der Schiefergneise sind und dann demgemäß mit diesen in eine Linie zu setzen sind oder sie sind Diaphorite. Besonders für die Gesteine im Gollingtal möchte ich den letzteren Fall annehmen. Verbreitet sind diese Einlagen von Quarzphylliten am Schüttkogelzug, Ostseite in halber Kammhöhe, beginnend oberhalb der Maxhütte bis zum Perschenkar. Ferner wurden sie östlich vom Seitenstallpolster und im Stillbach beobachtet.

Bedeutend schwieriger ist die Unterscheidung zwischen den älteren Quarzphylliten und den Schiefergneisen im Paltental und am Blosenstüdhang. Vacek trennte die ältere Quarzphyllitgruppe von der jüngeren ab. Der Unterschied zwischen dem Schiefergneis und der älteren Quarzphyllitgruppe ist jedoch kein so scharfer. Stellenweise überlagert der Schiefergneis den älteren Quarzphyllit, dann ist er nur graduell unterscheidbar und dem Alter nach äquivalent. Stellenweise liegt Quarzphyllit deutlich diskordant auf dem Gneissmassiv, so daß tatsächlich der Anschein erweckt wird, daß es sich um Quarzphyllite handelt, die jünger sind als die Schiefergneismasse, aber petrographisch diesen sehr ähnlich sind. Vom petrographischen Standpunkt könnten diese älteren Quarzphyllite bis auf wenige Ausnahmen mit dem Schiefergneis vereinigt werden.

Ein ziemlich feinschuppiger Schiefergneis mit nicht zu deutlicher Schichtung vom Steig zur Lorlehütte (Steinmandl, Westhang), spez. Gewicht 2.507 ließ unter dem Mikroskop als Bestandteile erkennen: Quarzkörnchen, Biotit gewöhnlich stark in Chlorit umgewandelt, Plagioklas, wenig Muskovit, Chlorit, Granat, Titanit, Erz, Orthit und Epidot. Der relativen Menge nach wechseln Quarz, Plagioklas und Biotit ab. Der Quarz zeigt die gewöhnliche Ausbildungsweise in kristallinen Schiefen, verzahnte Körner und Kornfasern, der Plagioklas ist teils Albit in Körnchen gemengt mit Quarz, teils unregelmäßig begrenzte größere Körner mit den schon besprochenen Einschlüssen (Singsdorfer Scharte), teils Oligoklasalbit. Der Biotit von ähnlich holzbrauner Farbe wie im Granit ist oft zum größten Teil in Chlorit umgewandelt. Pleochroitische Höfe sind zuweilen zu treffen, jedoch nicht von derselben Intensität wie in den Graniten, aber von gleichen Reichweiten. Muskovit wurde nur sehr selten beobachtet, häufig Granat von mikroskopischer Größe teils in rhombendodekaedrischen Umrissen, teils unregelmäßig zerfressen. Eine interessante Verwachsung wurde am Schiefergneis des Schüttkogel beobachtet: Granat mit Biotit ineinandergreifend verwachsen, letzterer am Außenrand in Chlorit

umgewandelt. Die Orthite zeigen Zoisitränder. Das Erz ist Ilmenit und Pyrit.

Die quarzphyllitischen Gesteine der Schiefergneise unterscheiden sich von diesen vor allem durch größeren Reichtum an Glimmer und Chlorit (Auftreten von Muskovit).

### 8. Hornblendegneise.

Diese sind vorwiegend ein Bindeglied zwischen den Gesteinen der Gneismasse und den Glimmerschiefern. Zunächst sollen hornblende-führende Augengneise angeführt werden, welche am Osthang des oberen Strechentaales gefunden wurden. Die Augen sind Schachbrettalbit, die Hornblende ist spärlich vorhanden und fast gänzlich in Chlorit verwandelt. Ein Hornblende-Epidot-Augengneis von den Schaföfen zeigt folgenden Mineralbestand:

Plagioklas, mit sehr zahlreichen Albitzwillingslamellen, stark zersetzt, Schnitte  $\perp \alpha$  löschen unter  $8^\circ$  ( $= 14\%$  *An*) aus. Die Individuen sind groß, stark zerbrochen, die Umrisse unscharf.

Hornblende, verbogen und zerbrochen mit gezackten Umrissen, u. d. M. grünlich, erfüllt mit dunklen Titanitkörnchen, im Innern dunklere fetzenförmige Partien, am Rande meist in Chlorit umgewandelt.

Quarz in Kornfasern, zertrümmert.

Granat mit scharfen, sechsseitigen Umrissen, das Innere erfüllt von dunklen Pünktchen mit hellem scharfem Rand.

Epidot in kristallographisch nicht begrenzten Körnern, mit großem Achsenwinkel, starker Dispersion der Achsen  $v > \rho$ , die Doppelbrechung des Kernes ist größer als die des Randes, Kern optisch positiv, Rand optisch negativ.

Biotit von dunkelbrauner Farbe, ähnlich wie in den Granitgneisen,  $\gamma$  — dunkelbraungrünlich,  $\alpha$  — grünlichweiß,  $\gamma - \alpha = 0.047$ , die pleochroitischen Höfe haben Reichweiten von  $0.023 - 0.028$  mm.

Der angeführte Augengneis scheint injiziert zu sein und somit an der Grenze zwischen Ortho- und Paragesteinen zu stehen. Er ist kataklastisch stark beeinflusst und stellt eine tektonische Fazies vor.

Weniger stark beeinflusst ist ein Hornblendegneis vom Sandriedlerkar mit ähnlichem Mineralbestand, jedoch ohne Augen. Die Plagioklase zeigen neben zahlreichen Albitlamellen auch zahlreiche Periklinlamellen, die letzteren vorwiegend in stark zersetzten Individuen. Auch Karlsbaderzwillinge wurden beobachtet. Schnitte senkrecht *MP* zeigen Auslöschungswinkel von  $9^\circ$  ( $12\%$  *An*). Längs der Periklinlamellen dringt Muskovit ein. Quarz ist in zwei Formen vorhanden; größere Körner und Kornfasern, Hornblende in geringer Menge, stark zersetzt, ferner ist vorhanden Biotit, Granat, Titanit, Chlorit, Epidot und Erz (Ilmenit) mit Titanitkränzen, und zwar keine Körnchenaggregate, sondern große Individuen. Der Epidot kurzprismatisch nach *T* ist u. d. M. schwach

bräunlich, ohne Pleochroismus, eine unscharf begrenzte Kernpartie ist von breiten Rändern umgeben, die Auslöschung und Stärke der Doppelbrechung an einem Schnitte  $\perp \beta$  betrug für:

	Rand	Kern
$ca$ . . . . .	$= + 4^{\circ}$	$0^{\circ}$
$\gamma - \alpha$ . . . . .	$= 0.024$	$0.043$

Der Titanit kommt nur in zerbrochenen Kristallen, nicht in Körnchenaggregaten vor.

Diese Gesteine zeigen durchwegs starke Verwandtschaft mit Orthogesteinen, starke mechanische Beeinflussung und ähnliche Zersetzungerscheinungen wie die Granite. Sie bilden den petrographischen Uebergang zu den Hornblendeschiefergneisen, welche sich von den oben beschriebenen als Diaphtorite zu bezeichnenden durch das Fehlen der größeren Plagioklase und des Granitquarzes charakterisieren. Es lassen sich hellere und dunklere Typen je nach dem Reichtum an Hornblende unterscheiden.

## 9. Gesteine der Granatglimmerschiefergruppe.

Die in dieser Gruppe zusammengefaßten Gesteine sind in ihrer normalen Ausbildungsweise Granatglimmerschiefer seltener schiefergneisartige Gesteine. Am Kontakt mit den Gneisen des Bösensteines tritt eine Zone von Hornblendegneisen als unterste Schicht der Glimmerschiefer auf. Auf diesen liegen, wie am Weg zum Hochschwung besonders gut zu sehen ist, zuweilen Hornblendegarbenschiefer und Glimmerschiefer mit Fuchsitschüppchen. Ferner treten als ganz unabhängige Einlagerungen schiefrige Amphibolite vergesellschaftet mit Marmorlagern auf. Diese Kalke entsprechen den Brettsteinkalken Heritsch'. Weiter gegen Süden kommen nun auch Pegmatite vor. Gegen Osten zu verändert sich die Lage insofern, als wohl die Hornblendegarbenschiefer erhalten bleiben, die darunterliegenden Gesteine aber nicht mehr aufgeschlossen sind. Sie lassen sich bis über Donnersbach hinaus verfolgen.

### a) Granatglimmerschiefer.

Die Granatglimmerschiefer als Gesteinsgruppe überlagern, wie erwähnt, die Gneismasse konkordant im Süden, im Gebiet zwischen Strechtental und Gollingtal tritt Granatglimmerschiefer in einzelnen kleineren Schollen gleichfalls über den Gesteinen der Gneismasse auf. Hier sind im Verband der Glimmerschiefer noch quarzit- und serizitschieferartige Gesteine.

Die typischen Granatglimmerschiefer der Reiteralm zeigen in starkglänzenden, blätterigen Muskoviten stecknadel- bis faustgroße Granaten in Rhombendodekaedern, u. d. M. von bräunlicher Färbung, zerteilt, mit Spaltrissen und grünen Maschen von Chlorit und

ebensolchen Rändern, Quarz in größeren Körnern und Kornfasern. Der Muskovit zeigt starke Verstauchungen und Verbiegungen. Erz ist in unregelmäßigen Körnern und Limonit als Zersetzungsprodukt des Granates vorhanden. An allen Gesteinen zeigen sich starke mechanische Einflüsse. Vorkommen von Fuchschüppchen deuten auf kontaktmetamorphe Beeinflussung.

### b) Hornblendegarbenschiefer.

Die Hornblendegarbenschiefer treten, wie erwähnt, am Kontakt zwischen der granitischen Randfazies und den Gesteinen der Glimmerschiefergruppe auf. Sie sind sowohl als Hornblendegneise als auch als Amphibolite zu bezeichnen, da sowohl hornblendearmere als auch hornblendereichere Gesteine Garbenschieferstruktur erhielten. Die feldspatreicheren als Gneis zu bezeichnenden Gesteine sind näher am Kontakt, die Amphibolitgarbenschiefer auch in weiterer Entfernung zu treffen. Die Größe der Hornblendeindividuen ist eine wechselnde. In der Nähe des Kontaktes erreichen sie bis 6 *cm* Länge, und zwar in Gneisen und Glimmerschiefern, in reinen Amphibolgesteinen sind die Längen 1—2 *cm*.

### c) Amphibolite.

In dieser Gruppe sind neben reinen Amphiboliten auch solche mit Garbenschieferstruktur beschrieben. Die Amphibolite sind in der Nähe der Marmorlager reichlich mit Epidot imprägniert. Mit freiem Auge sind die Amphibolite schwarze, feinschiefrige Gesteine, wenn sie feldspatreich sind, so ist dieser in alternierenden Lagen mit solchen von Hornblenden angeordnet, so daß eine Bänderung entsteht, deren Lagenstärke 2 *mm* bis 4 *cm* beträgt. Der Mineralbestand ist durch die Kombination von Hornblende, Feldspat (Plagioklas), Quarz, Chlorit, Muskovit, Biotit, Granat und Epidot gegeben.

### Hornblende.

Die Größe der gestreckten Hornblendeindividuen übersteigt in Amphiboliten selten 6 *mm*, nur bei Garbenschiefern wird sie bedeutender. Mit freiem Auge schwarz zeigen die Hornblenden u. d. M. helles Bräunlichgelb bis dunkles Bläulichgrün mit starkem Pleochroismus. Das Absorptionsschema ist für die meisten untersuchten Fälle

$\gamma$	$>$	$\beta$	$\approx$	$\alpha$
bläulichgrün		bräunlichgrün bis olivengrün		grünlichgelb bis hellgelb

Die Umrissse sind scharf begrenzt in der Prismenzone, Endflächen schlecht oder gar nicht ausgebildet. Beobachtet wurden 100, 110 und die entsprechenden Gegenflächen. Die Auslöschungswinkel schwanken in Schnitten mit Austritt der optischen Normalen,  $c \gamma$  zwischen 14° und 17°. Gemessen wurde zum Beispiel:





Die Plagioklase der Kornfasern ergaben verglichen mit der Lichtbrechung von Quarz für die Kreuzstellung  $\alpha' < \varepsilon$ ,  $\gamma' = \omega$ , also einen Anorthitgehalt um 20%.

### Chlorit (Pennin).

Der Chlorit kommt in Fasern vor, die an Muskovit erinnern; seine Verbreitung ist ziemlich groß, er nimmt an Menge zu, wenn der Amphibol an Frische abnimmt, doch scheint er nicht direkt ein Verwitterungsprodukt der Hornblende zu sein. Die Interferenzfarben sind blaugrau bis graugelblich, selten lavendelblau. Die Auslöschung ist undulös bei Schnitten, die senkrecht zur Basis getroffen sind. Zwillingsbildungen sind häufig, Pleochroismus deutlich  $\alpha$  hellolivengrün  $>$   $\gamma$  weißgrün. Die Stärke der Doppelbrechung wurde gemessen an einem Schliff vom Reitereck, Steinwandspitz:  $\gamma - \alpha = 0.0039$  bis  $0.0045$ .  $2V \gamma = 59^\circ$ . Dispersion wurde keine beobachtet. Der optische Charakter ist positiv,  $\alpha'$  schwingt bei Schnitten senkrecht zur Hauptspaltung in der Längsrichtung, also parallel den Spaltrissen nach 001.

Der Quarz ist ein deutlicher Quarz der kristallinen Schiefer, er tritt in Kornfasern auf und zeigt verzahnte Struktur. Er weist ebenso wie der Plagioklas die bekannten Kataklaserscheinungen auf, wie Sprünge, Risse, undulöse Auslöschung (der Quarzkörner) etc.

Muskovit tritt in den Uebergangsgesteinen zum Glimmerschiefer häufig auf, er bildet die bekannten Fasern.

Biotit kommt relativ wenig vor, er ist meist von Chlorit begleitet, der ihn gewöhnlich überwiegt. Pleochroismus von bräunlichweiß bis sienabraun. Am Steinwandspitz tritt er neben Chlorit als Umwandlungsprodukt einer zerfressen aussehenden Hornblende auf.

Erz kommt in opaken, unregelmäßig begrenzten Körnchen ziemlich selten vor. Relativ häufig tritt es in Hornblenden in Scharen schwarzer Pünktchen auf.

Epidot bildet meist Körner von dunkelbraungelber bis olivengrüner Farbe, seine Interferenzfarben sind infolge der starken Eigenfärbung nicht mehr zu erkennen. Die Auslöschung ist schief. Er entspricht sehr eisenreichen Mischungen und besitzt gewöhnlich einen hellen Rand eines eisenärmeren farblosen Epidotes.

Zoisit mit den farblosen Rändern des Epidotes identisch, mit starker Lichtbrechung, aber niederen Interferenzfarben, gerader Auslöschung mit den Spaltrissen nach  $M$ , tritt auch selbständig in Form von gestreckten Säulchen mit abgerundeten Kanten und Ecken auf.

Apatit tritt in Form von winzigen Nadelchen mit Vorliebe im Plagioklas auf.

Granat kommt häufig vor, er wird reichlicher, wo sich das Gestein den Glimmerschiefern nähert, in die der Amphibolit eingeschaltet ist.

Türmalin in kleinen Säulchen, Pleochroismus  $\omega$  (bläulichgrün)  $>$   $\varepsilon$  (gelblich), optisch negativ, einachsigt, Mangel an Spaltrissen, kommt selten vor.

Titanit tritt in kleinen scharf begrenzten Kriställchen in den meisten Gesteinstypen auf. Die Umrissse sind entweder flach rhombenförmig oder steil rhombenförmig mit einer Abstumpfung der Rhombenecken an dem stumpfen Eck. Zwillingsbildungen sind hier selten.

Das spezifische Gewicht eines typischen Amphibolites von der Reuteralm wurde an einem größeren Handstück mit Hilfe einer hydrostatischen Wage mit 3.032 bestimmt.

## 10. Die „jüngere“ Quarzphyllitgruppe.

Als hierhergehörige Gesteine sind vor allem die schon von Vacek als solche bezeichneten Gesteine im Paltental anzuführen. Ihr wesentliches Merkmal scheint die konkordante Lagerung mit graphitischen Schiefen zu sein, ferner die stets blättrige Struktur. Die verschiedenen Typen können als Graphitschiefer, Glanzschiefer, Chloritschiefer, Talkschiefer und Kalkphyllite bezeichnet werden. Vacek nennt sie in letzter Zeit Karbonschiefer. Als typisch hierhergehörig möchte ich jene dunklen oder schwarzen, feingefalteten Phyllite anführen, welche in dieser Ausbildungsweise für den Horizont charakteristisch sind. Die Verbreitung von Chloritoidgesteinen, deren Vorhandensein von Foillon nachgewiesen wurde, scheint nicht so bedeutend zu sein. Eine Anzahl von Gesteinen führen wohl Chloritoide, jedoch nur untergeordnet. Ein typischer Ottrelithschiefer wurde auf der Reuteralm gefunden — Ottrelithporphyroblasten enthaltend — in enger Verbindung mit Glimmerschiefen. In den Karbonschiefen sind derartige Bildungen nicht bekannt.

## 11. Grüne Schiefer und Grünsteine.

Eine stratigraphisch wie petrographisch zusammengehörige Gruppe bilden die von den älteren Autoren als Silur zusammengefaßten Gesteine. Es sind dies meist hellgrüne Tuffe, seltener Chloritschiefer. Die von Heritsch als Porphyroide bezeichneten Gesteine zusammen mit Klastoporphyroiden, Serizitschiefen etc., wie sie am Dürrenschöberl vorkommen, sind charakteristisch für diese Gruppe. Sandig aussehende grünlichweiße Gesteine mit weißen Feldspateinsprenglingen oder hellgrüne schwach geschieferte Gesteine ohne Einsprenglinge von mattem unscheinbarem Aussehen wurden hier beobachtet. In Chloritschiefen des Dürrenschöberls sind Gesteine von dunklerem Aussehen erhalten, welche neben Chlorit und Epidot noch Hornblende erhalten haben.

## 12. Die Peridotitgesteine.

Von den zwei Peridotitstöcken des Larcheck und Hochgrößen soll der letztere ausführlicher beschrieben werden. Ueber die Lagerung sei noch erwähnt, daß der Serpentinstock im Süden von

Schiefergneis überlagert wird, im Norden liegt der Serpentin auf einem Quarzphyllit, der mit Schiefergneis verwandt zu sein scheint. Was das Alter der Peridotitintrusion vom Hochgrössen betrifft, so läßt sich sagen, daß die Intrusion zweifellos nach der Entstehung des Altkristallin erfolgt ist, da dasselbe metamorphosiert wurde und Reaktionsmetamorphismus durch das Auftreten von Granatamphibolit nachweisbar ist. In welchem Verhältnis der Peridotit zur Gesteinsausprägung des Altkristallin steht, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen, doch dürften sie zeitlich nicht sehr verschieden sein. Der Peridotit vom Hochgrössen ist in seiner normalen Ausbildungsweise ein grau-grünliches, dunkles Gestein von großer Zähigkeit, das meist in massiger, seltener plattiger Ausbildung auftritt. Die stärker vewitterten Stücke zeigen im Bruch stets hellere Ränder gegen die dunklen Innenpartien. Das erste Verwitterungsstadium scheint eine Farbveränderung von einem glänzenden dunkelgrün im frischen Bruch in ein mattes schwarz zu sein. Erst im weiteren Verlauf wird die Oberfläche hell. Die meisten Gesteinstypen sind als Dunit zu bezeichnen, da sie neben Olivin, Antigoritserpentin nur Chromit führen. Amphibolperidotite wurden als Randfazies beobachtet, Harzburgite, die neben den angeführten Bestandteilen auch einen rhombischen Pyroxen enthalten, wurden bis jetzt nicht gefunden. Dagegen tritt in einigen Gesteinen neben Serpentin ein Chlorit auf, der ein anderes Mineral als Olivin gewesen sein kann. Anhäufungen von Chromit kommen in ähnlicher Weise wie in Kraubat vor. Dasselbe gilt von den Serpentin, die in gebänderter flammiger, dunkelgrün bis hellgrün durchscheinender Abart wechseln.

Der Olivin herrscht zuweilen noch über den Serpentin vor, in diesem Falle tritt die richtungslos körnige Struktur des Gesteins noch hervor, wo dagegen der Serpentin in größerer Menge vorhanden ist, nimmt das Gestein einen dichten Habitus an. U. d. M. zeigt sich der Olivin stets in einer Weise mit Antigorit verwachsen, die Weinschenk und Becke für gewisse alpine Peridotite als charakteristisch beschrieben haben. Die Olivinkörner sind durch den Blätterserpentin zerteilt, ließen jedoch als häufigste Formen O10,110 erkennen. Im durchfallenden Lichte sind sie farblos bis schwach grünlich, von starkem Relief. Sie enthalten zuweilen kleine Erzkörnchen eingeschlossen. Der Achsenwinkel schwankt zwischen optisch neutralen, optisch positiven mit schwacher Hyperbelkrümmung und optisch negativen, gleichfalls mit schwacher, aber deutlicher Krümmung. Der Olivin ist demnach ein Forsterit mit zirka 8—12% Fayalitsilikat nach der Tabelle von M. Stark<sup>1)</sup>.

Zuweilen macht sich eine Andeutung von Maschenstruktur des umwandelnden Serpentin bemerkbar, und zwar bei solchen Gesteinen, die noch viel Olivin führen, aber schon lange der atmosphärischen Verwitterung ausgesetzt wären. Von einer Zonarstruktur der Olivine ist nichts zu sehen, wenn nicht die Schwankungen in der optischen Orientierung eine solche vertreten. Der vorherrschende Olivin ist jedoch stets der eisenärmste.

<sup>1)</sup> Tschermaks Mitt., XXIII, S. 451.

Der Antigorit verleiht, wo er vorherrscht, dem Gestein eine hellere Färbung. Er kann den Olivin gänzlich ersetzen, wie Stücke von der Dreschnitzer Alm, so daß er neben Chromit den einzigen Gesteinsbestandteil bildet. Wo er neben Olivin vorkommt, durchwächst er diesen in der bekannten Weise, wo er allein auftritt, bildet er zuweilen radial blätterige Aggregate. Seine Farbe ist u. d. M. eine schwach grünliche, ohne Pleochroismus, die erste Mittellinie  $\alpha$  tritt an Blättchen parallel der Spaltbarkeit senkrecht aus, die leistenförmigen Durchschnitte zeigen daher in der Längsrichtung stets  $\gamma'$ . Der Achsenwinkel  $2E\alpha = 23^\circ$ . Die Lichtbrechung des Antigories ist etwas schwächer als die des Kanadabalsams.

Chlorit tritt zuweilen in Blättchen auf, die an den leistenförmigen Durchschnitten in der Längsrichtung  $\alpha'$  zeigen. An Schnitten parallel der deutlichen Spaltfläche tritt  $\gamma$  aus mit einem bedeutend größeren Achsenwinkel, als bei Antigorit. Auch der schwache Pleochroismus des Chlorits wurde beobachtet. Die Interferenzfarben werden auch unternormal bräunlich. Der Chlorit dürfte ein Umwandlungsprodukt einer Hornblende oder eines Pyroxens sein.

Der Chromit tritt in Körnchen auf, die auch regelmäßige Umrisse haben können, gewöhnlich aber in Gruppen vorkommen, die durch Antigorit zerteilt sind, so daß sie oft fetzenförmige Umrisse zeigen.

Wo die atmosphärische Verwitterung weiter vorgeschritten ist, zeigt sich im Dünnschliff bräunliche limonitische Verfärbung sowie Körner eines Karbonates, dessen Lichtbrechung für  $\varepsilon$  etwas schwächer ist, als die des Antigories, dagegen für  $\omega$  bedeutend stärker. Der Brechungsquotient bei Antigorit beträgt für  $\alpha = 1.560$ ,  $\gamma = 1.571$ , bei Magnesit für  $\omega = 1.717$ ,  $\varepsilon = 1.515$ . Es handelt sich also um Magnesit.

Eine Analyse eines Peridotits vom Hochgrößen mit Olivinresten und Chromit ergab folgende Daten. Spez. Gewicht: 2.942.

Gewichtsprozent:

$SiO_2$	36.41
$TiO_2$	0.18
$Al_2O_3$	2.77
$Cr_2O_3$	1.56
$Fe_2O_3$	11.60
$FeO$	2.71
$MnO$	—
$MgO$	36.79
$CaO$	0.18
$Na_2O$	0.45
$K_2O$	0.15
$H_2O$ bis $110^\circ$	0.16
über $110^\circ$	7.66
Summe	100.62

## Analysenbelege:

1. 0·9828 g Einwage ergab 0·3577 g  $SiO_2$ , 0·1878 g  $Al_2O_3 + Cr_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3$ , 0·01536 g  $Cr_2O_3$  (kolorimetrisch), 0·0021 g  $TiO_2$  (= 0·20% — 0·02% Korr. für die Farbe des Eisensulfates),  $Fe_2O_3$  als  $FeO$  titriert verbrauchte 17·00 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·00591 g  $Fe$ ), 0·0018 g  $CaO$ , 1·0033 g  $Mg_3P_2O_7$ .
2. 0·4984 g ergaben 0·0054 g  $KCl + NaCl$ , 0·0038 g  $K_2PtCl_6$ .
3. 0·8979 g ergaben bis 110° 0·0014 g, über 110° 0·0688 g  $H_2O$ .
4. 0·5897 g aufgeschlossen mit Schwefelsäure und Flußsäure verbrauchten 2·25 ccm Perm. (1 ccm Perm. — 0·005526 g  $Fe$ .)

## Granat-Hornblendefels.

Am Südkontakt des Peridotits gegen den Gneis tritt ein ziemlich feinkörniges Hornblendegestein auf, das neben Hornblende nur aus Granat und viel Titanit besteht. Vorherrschend ist die Hornblende, gegenüber von Granat, jedoch ohne eigene Umrisse, bis auf einzelne größere porphyrische Einsprenglinge von ungefähr 1 cm Durchmesser. Diese sind jedoch selten. U. d. M. zeigt die Hornblende deutlichen Pleochroismus  $\gamma$  hellgrün  $>$ ,  $\beta$  bräunlichhellgrün  $>$   $\alpha$ , blaßgrün- $c$   $\gamma$  beträgt für die Einsprenglinge 12°, für die normale Hornblende 14°. Granat ist ungefähr ein Drittel der Hornblendemenge vorhanden. Das Ganze ist von Titanitkristallen poikilitisch durchwachsen. Der Titanit zeigt die normale rhombenförmige Ausbildungsweise und ist nur ein wenig gerundet (Weckenform).

## Hornblendeperidotit vom Talhof im Paltental.

Zum Schluß soll noch ein neues Gestein angeführt werden, dessen Fundort zirka 30 m oberhalb des Talhofes bei Rottenmann in der kleinen Bachrinne, die am Talhof vorbeigeht, aufgeschlossen ist. Es ist ein schwarzes, fast nur aus großen (mehreren Zentimetern) Hornblendekristallen bestehendes Gestein. Die Spaltflächen der Hornblenden zeigen matte Körnchen, welche sich als poikilitische Durchwachsungen durch ein anderes Mineral zu erkennen geben. Da das ganze Gestein stark zersetzt ist, konnten außer der Hornblende keine anderen primären Minerale bestimmt werden. Ähnliche Gesteine wurden unweit vom Talhof beim Amesbichler, jedoch in noch schlechterem Erhaltungszustand, gefunden. Das Gestein erinnert an den von Berwerth<sup>1)</sup> beschriebenen Amphibolperidotit aus dem Orotvaihach bei Ditro, von welchem Gestein ich im Jahre 1917 Gelegenheit hatte, Handstücke zu sammeln. In welchem Lagerungsverhältnis der Peridotit vom Talhof zu den Quarzphylliten steht, konnte infolge der geringen Aufschlüsse noch nicht festgestellt werden, doch dürfte es sich auch hier um ein Gestein handeln, das in der alten Gneißmasse steckt oder in den „älteren“ Quarzphylliten, später durch die Karbonschiefer überlagert und neuerdings durch Erosion wieder ans Tageslicht gekommen ist.

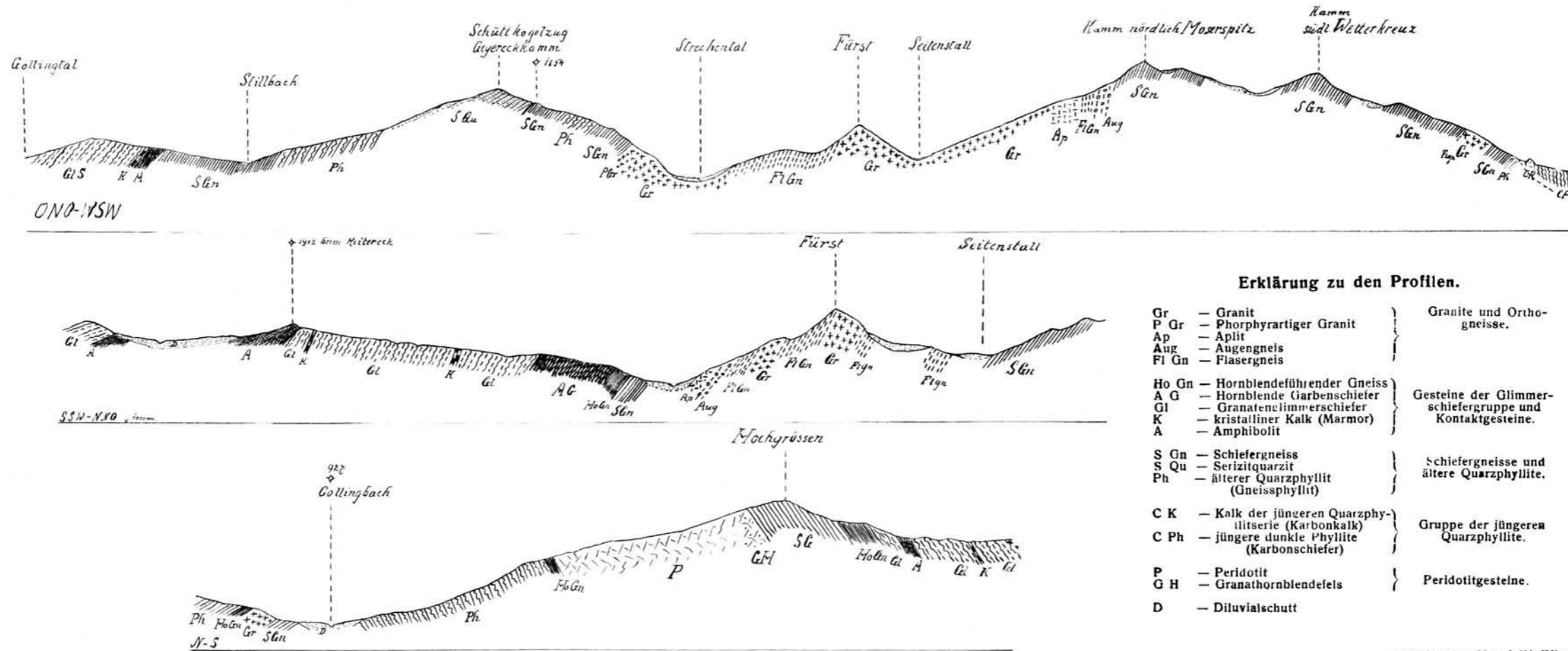
<sup>1)</sup> Der Eläolithsyenitstock d. Piricske etc., Jahrb. d. siebenbürg. Karp.-Ver. XXV., 1905.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite	
1. Literaturverzeichnis . . . . .	255	[1]
2. Einleitung . . . . .	257	[8]
3. Orographische Uebersicht . . . . .	258	[4]
4. Der geologische Zusammenhang der Gesteine der Bösensteingruppe . . . . .	259	[5]
5. Granite und Orthogneise . . . . .	262	[8]
A. Petrographische Beschreibung . . . . .	262	[8]
Mikroclin . . . . .	263	[9]
Plagioklas . . . . .	264	[10]
Quarz . . . . .	272	[18]
Biotit . . . . .	272	[18]
Akzessorische Bestandteile . . . . .	275	[21]
Myrmekit . . . . .	276	[22]
Bemerkungen über die Struktur der Granite und Orthogneise . . . . .	278	[24]
Die Umwandlungen im Granit und Orthogneis . . . . .	279	[25]
B. Die chemische Zusammensetzung . . . . .	281	[27]
C. Vergleich mit den Schladminger Granitgneisen . . . . .	288	[34]
6. Aplite, Pegmatite und Ganggesteine . . . . .	289	[35]
Hornblendeporphyr . . . . .	289	[35]
7. Schiefergneis und Gesteine der „älteren“ Quarzphyllitgruppe . . . . .	290	[36]
8. Hornblendegneise . . . . .	291	[37]
9. Gesteine der Granatenglimmerschiefergruppe . . . . .	292	[38]
a) Granatglimmerschiefer . . . . .	292	[38]
b) Hornblendegarhenschiefer . . . . .	293	[39]
c) Amphibolite . . . . .	293	[39]
Hornblende . . . . .	298	[39]
Plagioklas . . . . .	294	[40]
Chlorit (Pennin) . . . . .	295	[41]
10. Die „jüngere“ Quarzphyllitgruppe . . . . .	296	[42]
11. Grüne Schiefer und Grünsteine . . . . .	296	[42]
12. Die Peridotitgesteine . . . . .	296	[42]
Granat-Hornblendefels . . . . .	299	[45]
Hornblendeperidotit vom Talhof im Paltental . . . . .	299	[45]

Profile durch die Bösensteinmasse

Masstab 1 : 50.000



Erklärung zu den Profilen.

Gr	—	Granit	} Granite und Orthogneisse.
P Gr	—	Phorphyrartiger Granit	
Ap	—	Aplit	
Aug	—	Augengneis	
Fl Gn	—	Flasergneis	
Ho Gn	—	Hornblendeführender Gneiss	} Gesteine der Glimmerschiefergruppe und Kontaktgesteine.
A G	—	Hornblende Giarbenschiefer	
Gl	—	Granatenglimmerschiefer	
K	—	kristalliner Kalk (Marmor)	
A	—	Amphibolit	} Schiefergneisse und ältere Quarzphyllite.
S Gn	—	Schiefergneiss	
S Qu	—	Serizitquarzit	
Ph	—	älterer Quarzphyllit (Gneissphyllit)	} Gruppe der jüngeren Quarzphyllite.
C K	—	Kalk der jüngeren Quarzphyllitserie (Karbonkalk)	
C Ph	—	jüngere dunkle Phyllite (Karbonschiefer)	} Peridotitgesteine.
P	—	Peridotit	
G H	—	Granathornblendefels	
D	—	Diluvialschutt	

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien