

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 7 (1927)
Heft: 1

Artikel: Über ein neues schweizerisches Vorkommen von Alkalihornblende
Autor: Hugli, E.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-9038>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 26.04.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Über ein neues schweizerisches Vorkommnis von Alkalihornblende.

Von *E. Hugl*.

Die alkalireichen Glieder der Hornblendegruppe haben in den letzten Jahren vielfach das besondere Interesse der Mineralogen, der Petrographen, und was schweizerische Glaukophanvorkommnisse anbetrifft, neuerdings auch die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gelenkt.

G. Murgoci (1) hat vor einigen Jahren versucht, Klarheit in die chemischen Verwandtschaftsverhältnisse der blauen Amphibole zu bringen und hauptsächlich auch die Beziehungen festzulegen, die bestehen zwischen der chemischen Zusammensetzung und den optischen Eigenschaften dieser, dem mikroskopierenden Petrographen so sehr in die Augen fallenden Hornblendeglieder. Zahlreiche andere Autoren haben seitdem weiteres wertvolles Material zur Erforschung dieser Mineralreihe beigetragen, aber trotzdem scheinen in der Kenntnis derselben manche Lücken zu bestehen.

Dieser Tatsachenbestand verleiht daher jedem neu aufgefundenen Vorkommnis von Alkalihornblenden erneutes Interesse, um so mehr, wenn es nach den optischen Eigenschaften des Minerals, nach seinen genetischen Verhältnissen und auch nach der tektonischen Stellung des Fundortes so eigenartig ist, wie in dem hier vorliegenden neuen schweizerischen Funde von Alkalihornblende.

An schweizerischen Alkalihornblende-, insbesondere Glaukophanvorkommnissen sind dem Verfasser dieser Mitteilung folgende zur Kenntnis gelangt:

Als Erster hat wohl *Bodewig* (2) im Jahre 1876 ein schweizerisches Glaukophan-haltiges Gestein aus dem Gneisgebiet von Zermatt beschrieben. Die Untersuchung von erratischen Blöcken des Kantons Genf hat *M. A. Michel-Lévy* (3) im Jahre 1879 zur Auffindung einer Alkalihornblende in einem erratischen Glaukophangestein vom Bois de Versoix geführt. Dabei handelt es sich um

diejenige eisen- und natronreiche Amphibolvarietät, die später (1894) von *Ch. Palache* (4) den Namen *Crossit* erhalten hat.

Ebenfalls nur von sekundärer, d. h. von erratischer Lagerstätte stammt ein Glaukophan-führendes Gestein von Sonvilier im St. Immertale, das im Jahre 1883 *A. Stelzner* (5) durch *Edm. v. Fellenberg*¹⁾ zur Untersuchung übergeben worden ist. Es handelt sich also auch hier gleich wie bei dem von Michel-Lévy beschriebenen Alkalihornblendegestein um Findlinge des Rhonegletschers.

C. Schmidt (6) erwähnt im Jahre 1891 eine blaue Hornblende von der Alp Starlera (Avers), die alle optischen Merkmale des Glaukophans besitzt. Diesem Autor gebührt also das Verdienst, als Erster den Glaukophan im Gebiete des Kantons Graubünden nachgewiesen zu haben.

Das bedeutendste schweizerische Glaukophanvorkommen ist aber zweifellos dasjenige der Casanna-Schiefer des Val de Bagnes. Die ersten Untersuchungen dieser petrographisch so außerordentlich mannigfaltigen Glaukophangesteine stammen von *L. Duparc* und *E. Ritter* (7 und 8).

Eine grundlegende Arbeit über schweizerische Glaukophangesteine verdanken wir *U. Grubenmann* (9) aus dem Jahre 1906. Neben zwei Glaukophan-führenden Erratica aus dem Kanton Bern

¹⁾ Zufälligerweise steht mir aus dem Nachlasse von *Edm. v. Fellenberg* ein Schliff dieses schönen Glaukophan-Epidot-Chlorit-Gesteines aus dem Berner Jura zur Verfügung. Es bietet großes Interesse dieses durch Stelzner klassisch gewordene schweizerische Glaukophanvorkommen mit unserem neuen Funde von Alkalihornblende zu vergleichen: Das von Stelzner unbestimmt gelassene grüne Mineral, das einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung des Gesteines hat, ist Chlorit. Der Glaukophan selbst fällt auf, wie das schon Stelzner andeutet, durch seine fleckige Färbung und durch die bisweilen schön ausgebildete Zonarstruktur, bei der immer der Kern der Kristalle dunkler gefärbt erscheint, wie die randlichen Partien. Die optische Untersuchung zeigt, daß die Randzonen einen allerdings eisenreichen Glaukophan, im engeren Sinne des Wortes (Auslöschungsschiefe $c : n_\gamma = 15-16^\circ$), die Kernteile dagegen einem Gliede der Alkalihornblendenreihe entsprechen, das dem Crossit näher steht (Auslöschungsschiefe $c : n_\beta =$ bis 30° , starke Bisectricen-Dispersion). Wo die einzelnen zonaren, oder fleckigen Partien scharf gegeneinander abgegrenzt sind, läßt sich leicht feststellen, daß die eisenärmeren Teile eine niedrigere Lichtbrechung besitzen, wie die dunkler gefärbten eisenreicheren Abarten dieser Glieder der Glaukophanreihe. Gewöhnlich sind aber diese beiden Glaukophanglieder durch isomorphe Übergangsglieder ohne bestimmte Abgrenzung miteinander verbunden. Lichtbrechung, Pleochroismus, optische Orientierung und Dispersion stellen hier ebenfalls Übergangswerte dar. Es wird auf die Beziehungen, die zwischen dem Chemismus einerseits und den optischen Eigenschaften der Glaukophane andererseits bestehen, weiter unten näher einzugehen sein.

(Glaukophan-Chloritschiefer von Langnau und Glaukophan-Eklogit von Lüscherz) untersucht der Autor dieser wertvollen Abhandlung hauptsächlich die Glaukophan-führenden Casanna-Schiefer des mittlern Bagnestales zwischen Lourtier und Fionnay. Besonders wichtig ist uns diese Grubenmann'sche Arbeit, weil in derselben versucht wird eine systematische Einteilung dieser Glaukophangesteine zu schaffen und vor allem die genetischen Verhältnisse derselben aufzuklären. Auf diese letztere Frage werden wir weiter unten zurückzukommen haben.

Bei der geologisch-petrographischen Beurteilung unseres neuen Vorkommnisses von Alkalihornblende, das in der Nähe von Berisal liegt, werden wir uns wesentlich auch auf die im Jahre 1907 veröffentlichten Untersuchungen von *H. Preiswerk* (10) über die Grünschiefer im Simplongebiete zu stützen haben. Zur Präzisierung unserer Auffassung über die Entstehung der Alkalihornblende von Schmiedmatten werden uns die Ergebnisse der Preiswerk'schen Arbeit und der Darstellung derselben in der geologischen Karte der Simplongruppe von *C. Schmidt* und *H. Preiswerk* (11) von Wichtigkeit sein. Von besonderer Bedeutung erscheint der Hinweis auf die Beziehungen unserer Grünschiefer, die sich in ihrer Hauptmasse als metamorphe basische Eruptiva darstellen, zu den Glaukophanschiefern der Westalpen (Piemont). Charakteristisch ist der hohe Natrongehalt (Albit) mancher mit den Grünschiefern in Kontakt stehenden Nebengesteine. „Es scheint ... sich um Zufuhr von Natron von dem Eruptivgestein aus in das Nebengestein zu handeln“ (l. c., p. 17). Preiswerk hält diese Stoffwanderung nicht für eine Wirkung der primären Kontaktmetamorphose, sondern der später bei der Gebirgsbildung eintretenden allgemeinen Metamorphose (Regional- resp. Dynamometamorphose) (l. c., pag. 41).

Aufbauend auf die Grubenmann'sche Arbeit hat *T. J. Woyno* (12) im Jahre 1911 die Casannaschiefer des mittlern Bagnestales zum Gegenstande einer monographischen Untersuchung gemacht. Die Ergebnisse der beiden Autoren, im besondern was die Entstehung der Glaukophangesteine (Derivate therallithischer Tuffe) anbelangt, decken sich in der Hauptsache.

Von besonderer Bedeutung für die Beurteilung der schweizerischen Glaukophanvorkommnisse hinsichtlich ihrer regionalen Verteilung und ihrer genetischen Verhältnisse sind die Funde von Alkalihornblendens in den letzten Jahren im Kanton Graubünden gemacht worden sind.

Wie oben bereits erwähnt wurde, hat C. Schmidt (6) zuerst im Jahre 1891 das Vorkommen einer blauen Hornblende im Kanton Graubünden (Alp Starlera, Avers) festgestellt.

H. P. Cornelius (13) erkennt im Jahre 1912 die ophiolithischen Eruptiva als charakteristische Glieder der rhätischen Decke. Dieselben sind aber fast durchgehends stark metamorphosiert zu „Grünschiefern“. Die Ophiolithe haben Kontaktwirkungen ausgeübt, sowohl an den Lias- und Triasgesteinen, als auch an solchen der Malojaserie. Im ersten Falle resultieren Ophicalcite, Silikatismarmore und Kalksilikatfelse, im letztern kommen Kontaktminerale, wie goldbraungefärbte Biotite und *blaue Alkalihornblenden* zur Ausbildung.

Eine ähnliche Auffassung über die Bildung der bündnerischen Glaukophangesteine wie Cornelius vertritt ein Jahr später W. Freudenberg (14) in Bezug auf die Vorkommnisse des Averser-Rheintales. Zwischen Crot und dem Averser Weißberg konstatiert dieser Autor Triasmarmore mit „merkwürdigen“ Silikatbildungen. Erze, Epidot, Strahlstein, *Glaukophan*, Biotit und Albit sind in den crinoidenführenden Marmoren der Trias verbreitet (l. c., pag. 315). Bezüglich der Bildungsweise dieser auffallenden Mineralparagenesen äußert sich Freudenberg dahin: „Die skarnähnlichen Schnüre im Triasmarmor von Crot-Cresta im Averser-Rheintal betrachte ich als die Kontaktbildung dioritischer Massen im Mesozoikum“ (l. c., pag. 326).

So standen die Kenntnisse über schweizerische Glaukophanvorkommen um das Jahr 1920, d. h. die bisherigen Funde ergaben zwei, beziehungsweise drei ausgesprochene, aber ziemlich engbegrenzte Verbreitungsgebiete für diese alkalireichen Hornblenden: die Walliser Vorkommnisse (Val de Bagnes und Umgebung von Zermatt) stehen denjenigen des Averser-Rheintales und des Bergells gegenüber. Es lag daher nahe, diese auffallenden blauen Hornblenden als Leitminerale für die Parallelisierung der tektonischen Einheiten, in denen sie auftreten, zu verwenden.

So gelangt R. Staub (15) im Jahre 1920 zu dem Schlusse: „Die glaukophanführenden Ophiolithe im Mesozoikum der Monterosadecke ziehen sich vom Wallis noch bis nach Graubünden hinein, und das Feld der theralithischen Intrusionen in der zentralpenninischen, piemontesischen Geosynklinale erweitert sich damit um die 150 km gegen Osten“ (l. c., pag. 27–28). Diese Funde von R. Staub beziehen sich auf den Piz Duan und auf die Furcella.

Im folgenden Jahre vermehrte *R. Staub* (16) die Funde von Alkalihornblenden im südlichen Bünden durch das Vorkommnis von Glaukophanprasiniten und eigentlichen Glaukophaniten am Westabsturz des Kleinhornes im Madrisertal. Neben dem Glaukophan wurde in diesen Gesteinen mit großer Wahrscheinlichkeit auch der *Gastaldit* festgestellt.

Die erwähnten bündnerischen Glaukophanvorkommnisse gehören der Suretta-Decke an. Im Jahre 1924 beschrieb *R. Staub* (17) einen glaukophanführenden Diallaggabbro, den er 1921 auf dem Plateau zwischen Fallerfurka und den Flühseen aufgefunden hatte und der den Ophiolithmassen der Margnadecke (Plattadecke) zugehört. Neben dem Glaukophan enthält dieser Oberhalbsteiner-Gabbro auch barkevikitische Hornblende und Aegirin, was den ausgesprochenen Alkalicharakter dieses Gesteines dokumentiert (essexitisch-theralithische Reihe).

Über die tektonische Bedeutung (Deckenparallelisierung) der bündnerischen Glaukophanvorkommnisse sind die Meinungen nicht ungeteilt: Die von *R. Staub* beschriebenen Funde würden in ihrem petrographischen Auftreten den Vorkommnissen aus der Umgebung von Zermatt entsprechen. Im Jahre 1921 fand nun aber *O. Wilhelm* (18) in den Casannaschiefern am Zusammenfluß des Reno di Lei mit dem Averser-Rhein Amphiboliteinlagerungen, die sich z. T. als Granatglaukophanite darstellen und also durchaus als Analogon der Glaukophangesteine des Val de Bagnes aufzufassen sind. *O. Wilhelm* erachtet daher einstweilen jeden tektonischen Parallelisierungsversuch der Bündner- und Walliser-Glaukophangesteine zum mindesten noch als gewagt und der Natur gegenüber als gewaltsam. Im Avers gehören die beiden Typen der Glaukophangesteine demselben tektonischen Komplex an, im Wallis dagegen verteilen sich die petrographisch entsprechenden Glaukophanvorkommnisse auf verschiedene tektonische Einheiten. Durch den neuen Fund von Alkalihornblenden auf Schmiedmatten (Roßwald) im Simplongebiet wird diese Divergenz noch entschiedener zum Ausdruck gebracht.

Als neuste Arbeit über schweizerische Glaukophangesteine ist noch die umfassende Untersuchung von *H. Tschopp* (19) über die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes hervorzuheben. In voller Übereinstimmung mit *U. Grubenmann* erkennt *H. Tschopp* in diesen Glaukophangesteinen metamorphe Ophiolithe der untersten Stufe der Epizone, die der Gesteinsprovinz eines gabbroid-diabasischen bis essexitisch-diabasischen Stammmagmas zuzurechnen

sind. Die blauen Natronamphibole des obern Val de Bagnes stellen die Übergangsreihe von Al_2O_3 -reichem Gastaldit über Eisen-gastaldit, Glaukophan s. str., einaxigem Glaukophancrossit zum normal-symmetrischen Crossit dar.

In den vorausgehenden Ausführungen wurde eine kurze Übersicht über die Erforschung und die Art der bisher bekannten schweizerischen Vorkommnisse von Glaukophangesteinen zu geben versucht, weil ihnen gegenüber der neue Fund von Alkalihornblende im Simplongebiet geologisch, petrographisch und mineralogisch einen neuen Typus darstellt. Ein direkter Vergleich schien deshalb von Interesse zu sein.

Geographische und geologische Lage des Vorkommnisses von Alkalihornblende auf Schmiedmatten oberhalb Berisal an der Simplonstrasse.

Wenn auch das Vorkommen von Alkalihornblende von Schmiedmatten bis dahin in der Literatur nirgends Erwähnung gefunden hat, so ist doch diese Fundstelle schon durch *H. Gerlach* (20) als Braun- und Magneteisenstein-Lagerstätte ob Schallberg bekannt geworden, und *C. Schmidt* (21) verdanken wir bereits eingehendere Aufnahmen der Imprägnationen eines körnigen Magnetits im Triasmarmor von Roßwald (Alp ca. 600 m westlich der Fundstelle). Der blauen Hornblende tut auch dieser Autor keine Erwähnung.

Die Fundstelle findet sich am Nordhang des Gantertales gegenüber Berisal in einer Meereshöhe von 1950–2050 m auf der Alp Oberschmiedmatten (vergl. Blatt 497 Brig des topograph. Atlas). Der Ort ist am bequemsten von der Simplonstrasse aus über Eisten in etwa einstündigem Anstieg zu erreichen. Auf steilerem, aber etwas kürzerem Wege gelangt man von der Simplonstrasse nach Schmiedmatten, indem man von der Ganterbrücke aus den z. T. zerfallenen Fußpfad benützt, der durch das Tobel des Schießbaches nach der Alp „im Stafel“ hinaufführt. In direkter Luftlinie beträgt die Entfernung von der Ganterbrücke etwas mehr als 1 km, die Höhendifferenz zwischen diesen beiden Punkten ergibt sich zu ca. 600 m.

Die geologische Lage des Fundortes kann durch folgende Angaben gekennzeichnet werden: Die Alkalihornblende tritt in dem z. T. erzführenden, feinkörnigen Triasdolomit auf, der sich in einem ca. 30 m mächtigen Bande, eingelagert zwischen die Bündnerschiefer der Bedrettomulde und den Eistengneis vom Durstbach

an der Simplonstrasse über Eistenalp-Schmiedmatten, Saflischpaß mit einigen Auskeilungen und Vermächtigungen ins Binnental hinüberzieht, um hier in einem Linsenzuge nach Feldbach und dem Turbhorn hinaufzusteigen. Diesem mittleren Dolomitbande streichen in welligem Verlaufe in südwestlich-nordöstlicher Richtung noch zwei andere Dolomitzüge parallel, von denen der südlichere, in sich selber wieder mehrmals aufgespalten, am Lengenbach im Binnental die Lagerstätte der so überaus charakteristischen „Binnentaler-Mineralien“ (Sulfide und Sulfosalze) in sich schließt (vergl. L. Desbuissons, Lit. 22).

Wenn man vom Ganterbach am nördlichen Talhange gegen Roßwaldalp hinaufsteigt, so durchquert man nach C. Schmidt (l. c., p. 192, und nicht veröffentlichtes Gutachten) von unten nach oben folgendes Querprofil:

1. Gantergneis. 2. Triasmarmor, ca. 20 m mächtig. 3. Bündnerschiefer der Eistenmulde, ca. 200 m. 4. Triasmarmor mit Magnet-eisen, ca. 30 m. 5. Eistengneis, ca. 100 m. 6. Triasmarmor, ca. 40 m mächtig. 7. Graue Bündnerschiefer der Bedrettomulde. (Weitere Angaben über die geologische Lage vergleiche auch C. Schmidt und H. Preiswerk, Lit. 23, pag. 59.)

Da, wo das mittlere Triasband oberhalb Schmiedmatten die Wasserleitung „Bergwasser“ kreuzt, enthält der Dolomitmarmor lagenweise Erzimprägnationen eingesprengt. Zirka 40 m über der Wasserleitung vermächtigt sich die erzführende Partie mit ihren gebänderten Dolomitzwischenlagerungen zu einer unregelmäßig gestalteten Linse von ca. 4 m maximaler Mächtigkeit. Die Erzimprägnationen halten im Marmor ungefähr auf eine Länge von 300 m an. Sonst scheint dieses Dolomitband, soweit bis jetzt genauere Untersuchungen vorliegen, hier praktisch erzfrei zu sein, um erst ca. 18 km weiter östlich im Feldbach (Binnental) eine analoge Erzführung einzuschließen.

Nach C. Schmidt (Lit. 21, pag. 193) handelt es sich auf Schmiedmatten um eine Magnetitlagerstätte, die um die Mitte des vorigen Jahrhunderts zuletzt abgebaut worden ist. In zwei streichenden Stollen wurde das Erz gewonnen, der untere ist jetzt vollständig zerfallen, der ca. 50 m höher liegende verfolgt die Erzimprägnationen auf eine Länge von 22 m, er hat im wesentlichen auch das Material geliefert, das der vorliegenden Untersuchung zu Grunde liegt. Im ganzen mögen nach C. Schmidt auf Schmiedmatten etwa 30 t Erz ausgebeutet worden sein. Zur Verhüttung wurde dasselbe zuletzt über den Simplon geschafft. Doch soll in

früheren Zeiten (nach Angabe von *D. Imesch* in Thermen) auch ein Schmelzofen im Grund, am obern Eingang der Saltine-Schlucht, bestanden haben, in welchem ebenfalls Schmiedmatten-Erze verhüttet worden sind.

Nach dem Untersuchungsmaterial, wie es die heutigen Aufschlüsse zu entnehmen gestatten, ergibt sich, daß die Erzführung des Dolomites von Schmiedmatten zum geringern Teile aus *Magnetit*, sondern vorherrschend aus *Eisenglanz* besteht (das gegenseitige Verhältnis der beiden Erze wird weiter unten zu skizzieren sein). In flächenhafter Verteilung begleiten die feinen Lagen der Alkalihornblende als skarnartige Bildungen die Erzimprägnationsbänder.

Makroskopische Beschaffenheit des Alkalihornblende-führenden Gesteines.

Sowohl in den anstehenden Felsmassen, wie auch im einzelnen Handstück (dort in mächtigerer Entwicklung, hier in feinerer Verteilung) läßt das Gestein eine ausgesprochene Bänderung erkennen: weiße dolomitisch-quarzige Lagen wechseln mit dunkel-stahlblauen Zonen. Die Mächtigkeit der dolomitischen Bänder hält sich innerhalb weniger Centimeter, sie keilen aus und vermächtigen sich wieder und lösen sich z. T. gegenseitig vikariierend ab.

Die dunklen erzführenden Lagen bestehen aus einzelnen scharf umgrenzten rundlichen, bis linsenförmigen Körnern von *Magnetit* von 2—3 mm mittlerem Durchmesser. Die linsigen Kristalle erreichen ausnahmsweise auch Längendimensionen bis zu 1 cm, wobei die Längsachsen der Linsen sich der Bänderungsrichtung des erzführenden Dolomites parallel stellen. Die Hauptmasse der Erzbänder besteht aber aus *Eisenglanz*, in dessen feinkristallines bis feinschuppiges Aggregat die Magnetitidioblasten eingelagert sind, oder das feinflimmernde Eisenglanzaggregat verbindet auch, im Schnitt quer zur Bänderung, in flaserigen Zügen die Magnetitkörner miteinander.

Auf dem Hauptbruche des Gesteines tritt der Eisenglanz hauptsächlich in der Ausbildung eines feinschuppigen *Eisenglimmers* hervor und verleiht so den Schieferungsflächen einen stark flimmernden metallischen Glanz. Die einzelnen feinen Erzbänder, die sich im Großen wieder zu mächtigeren Lagen zusammenscharen, erreichen Mächtigkeiten von 0,5—1,5 cm.

In enger Beziehung zur Verteilung von Erz und Dolomit steht auch das Auftreten der *Alkalihornblende* in der ganzen Gesteins-

masse. Die prismatisch ausgebildeten Kristalle, die Längsdimensionen von 1—1,5 cm erreichen, fügen sich mit ihrer Hauptzone vorherrschend der Lagentextur des Gesteines ein, dabei halten sie sich meistens an die Kontaktflächen zwischen den erzreichen und den dolomitischen Bändern. In diesen Ebenen bilden sie z. T. garbenförmige, z. T. wirrstrahlige, seltener auch radialstrahlige Bündel.

Die ausgesprochene Bändertextur des erz- und silikatführenden Dolomites erscheint an einzelnen Querdislokationen gestört, indem an diesen Verwerfungen die Bänder stark gegeneinander verschoben und oft entgegengesetzt der Bewegungsrichtung geschleppt erscheinen. Dabei werden die Verschiebungsränder z. T. aufgelockert. Die so entstandenen Dislokationsräume füllen sich mit einem feinschuppigen Biotit-Albit-Aggregat als Neubildung aus. Man hat den Eindruck, als ob der Albit und der Biotit von diesen Zerrklüften aus den Dolomit direkt imprägniert hätten, beide Mineralien drängen sich in die feinsten Spältchen und Rißchen hinein, wobei der Albit besonders auf den größern Ruscheln sich anreichert. Gut ausgebildete, oberflächlich meist in Eisenhydroxyd umgewandelte Pyritkriställchen von 1—2 mm Durchmesser treten in diesen tektonisch gestörten Dolomitpartien nicht selten auf.

Wie lose Blöcke zeigen, die sich auf den Halden der alten Abbaue gefunden haben, muß dieses Albit-Biotit-Gestein auch in größern Massen auftreten, es fällt dann auf durch seinen reichlichen Albitgehalt und durch die Größe der einzelnen Albitkristalle. Über den eigenartigen akzessorischen Mineralbestand dieses Gesteines und über seine genetische Deutung soll weiter unten kurz berichtet werden. Eine ähnliche Anreicherung des Natrongehaltes längs Klüften beschreibt auch *H. Preiswerk* (vergl. Lit. 10, pag. 34).

Mikroskopische Beschaffenheit des Alkalihornblende-führenden Gesteines.

Die mikroskopische Untersuchung des Gesteines läßt in textueller Hinsicht dieselbe Verteilung der Gesteinsgemengteile verfolgen, wie sie schon makroskopisch festgestellt wurde. Das makroskopische Bild setzt sich in allen Einzelheiten fort bis ins mikroskopische Detail.

Auch im Dünnschliff erkennt man eine deutliche Bänderung des Gesteines, bedingt durch die lagenweise Verteilung von erzreichen und dolomitischen Zonen, und in diesen letztern prägt sich

eine Parallelstruktur wieder darin aus, daß carbonatische Lagen mit quarzreichen Partien wechseln. Sowohl die mehr oder weniger isometrischen Dolomitmörner, wie auch die körnig ausgebildeten Quarzindividuen sind mit fast ganz unverzahnten Konturen aneinandergereiht und beide fallen auf durch ihre äußerst geringen mechanischen Störungen: Die Zwillingslamellen der Dolomitmörner sind geradlinig verlaufend und die Quarzkörner zeigen nur Spuren von undulöser Auslöschung. Eine Gefügeregelung im Sinne von *B. Sander*, *W. Schmidt* und *G. B. Trener* kann an ihren Aggregaten, trotz der ausgesprochenen Bänderung, kaum konstatiert werden.

Auch in Bezug auf die Verteilungsverhältnisse und auf die Ausbildung der beiden Eisenerze und der Alkalihornblende stimmt das mikroskopische Bild mit den makroskopischen Beobachtungen vollkommen überein und ergänzt dieselben in manchen wichtigen Punkten: *Der Magnetit* bildet hauptsächlich idiomorphische Körner, die nicht selten Andeutung oktaedrischer Umgrenzung erkennen lassen und in ihrer Verbreitung vorherrschend an die dolomitischen Partien des Gesteines gebunden sind. Randlich ist der Magnetit oft in Eisenglanz umgewandelt.

Der Eisenglanz, der dem Magnetit gegenüber eine viel weitere Verbreitung hat, läßt besonders deutlich den Imprägnationscharakter der Erzzufuhr zum Ausdruck kommen. Dieses Erz hält sich in seiner Verbreitung mehr an die quarzigen Lagen des Gesteines. Die Quarzkörner selbst werden oft von feinen, prachtvoll rot durchscheinenden Eisenglanzblättchen durchstäubt. Die Hämatitkriställchen weisen z. T. eine ganz scharfe kristallographische Umgrenzung auf (sechseckige Blättchen oder schmale Leistchen). Bei geeigneter Lage im Schliff geben die Basisflächen der 0,1—0,2 mm großen Täfelchen ausgezeichnete, buntfarbige Reflexe. Bisweilen tritt auf ihnen eine schöne hexagonale Anwachsstreifung hervor, seltener zeigen sich die sonst ebenen Flächen etwas drusig beschaffen. Andererseits aber durchsetzt der Eisenglanz, ebenfalls mit schön roter Farbe durchscheinend, die optisch vollständig ungestörten Quarzkörner auch in emulsionsartiger Verteilung in Form von kleinen Tröpfchen. Der Quarz ist dann gewöhnlich auch erfüllt von Flüssigkeits- und Gasporen.

In den erzreichen Zonen des Gesteines wird das Quarzaggregat oft auch netzartig vom Eisenglanz durchwachsen, wobei die Maschen des Netzes in der Bänderungsrichtung gestreckt erscheinen und dementsprechend sind auch die Eisenglanzlamellen ausgebildet.

Die Quarzkörner, welche die Maschenräume des Netzes ausfüllen, nehmen dem Eisenglanz gegenüber manchmal vollkommen idiomorphe Umgrenzung (regelmäßig sechsseitige Querschnitte) an. Dem Maschenwerk des Netzes sind auch vereinzelte, gut begrenzte Prismen der Alkalihornblende eingefügt, derart, daß die Hauptzonen der Kristalle stets der Bänderungsrichtung des Gesteines parallel laufen. Die Hornblendekristalle heften sich immer mehr oder weniger ausgesprochen an die eisenglanzreichen Zonen des Gesteines, d. h. im besondern an die Kontaktflächen zwischen diesen und den dolomitischen Lagen.

Auffallend sind die Beziehungen der beiden Eisenerze zueinander. Schon bei der makroskopischen Betrachtung des Gesteines wird es deutlich, daß der Magnetit immer in größeren und kompakteren rundlichen oder linsenförmigen Körnern auftritt und diese sind z. T. eingebettet in das linear struierte feinschuppige Gewebe des Eisenglanzes. Feinadrige Eisenglanzimprägnationen verbinden oft auch die Magnetitidioblasten miteinander, sodaß diese letzteren gleichsam perlschnurartig auf die Eisenglanzsträhne aufgezogen erscheinen.

Ausbildung und Anordnung der beiden Erze erwecken den Eindruck, daß die Bildung des Eisenglanzes nach derjenigen des Magnetits stattgefunden habe. Gleichzeitig mit der Umkristallisation des Triasdolomites hat sich wohl die Magnetitausscheidung vollzogen, während die Zufuhr des Eisenglanzes einer spätern Periode der Gesteinsumwandlung angehört. Diese scheint mit der Entwicklung einer quarzreichen Phase annähernd gleichzeitig zu sein. Mit diesem letztern Vorgange lief offenbar auch parallel eine teilweise Umwandlung des Magnetits in Eisenglanz. Die Magnetitkörner sind z. T. nach oktaedrischen Formen von Eisenglanzlamellen durchwachsen — *Martit*bildung — (vergl. Lit. 24, pag. 21—23). Über die Ergebnisse der noch ausstehenden chalkographischen Untersuchung und über die spezifisch lagerstättenkundlichen Fragen der Schmiedmattenerze soll später in anderem Zusammenhange berichtet werden.

Das Muttergestein der *Alkalihornblende* ist der weiße, gelb anwitternde triasische *Dolomitmarmor*, dessen an den Gebirgshängen weithinlaufende Bänder für das Simplongebiet einen so ausgezeichneten stratigraphischen und tektonischen Leithorizont bilden. Unter dem Triasbande liegt der Komplex der dünnschieferigen, bröcklig verwitternden Bündnerschiefer der Eistenmulde; dieselben weisen im Profil von Schmiedmatten eine Mächtigkeit

von ca. 200 m auf und sind an den verschiedenen Wasserleitungen gut aufgeschlossen. Die stark angewitterten Schiefer streichen bei den alten Stollenmundlöchern in konkordanter Lagerung N 60° E und fallen 50—60° N. Die Einförmigkeit dieser Lagerungsform wird im Detail nur etwas gestört durch einzelne Dolomit- und Quarzlinsen, die zwischen die Schieferlagen eingefügt sind. Das Hangende des für uns wichtigen Marmorbandes bildet eine ca. 100 m mächtige Zone von *Eistengneis*, der sich unter dem Mikroskop als ein quarzreicher, reichlich turmalinführender *Muskovit-Biotit-Augengneis* erweist. Die Feldspatäugen bestehen im wesentlichen aus Mikroklin und Orthoklas. Apatit, Titanit und Zirkon haben als Akzessoria im Gestein eine weite Verbreitung.

Über den erzführenden *Dolomit* selber hat die mikroskopische Untersuchung folgenden Befund ergeben:

Der *Marmor* bildet auch da, wo makroskopisch durch quarz- und erzreiche Lagen eine deutliche Bänderung desselben hervorgerufen wird, ein fast vollkommen richtungsloses, wenig verzahntes Aggregat von Dolomitmörnern. Nur in den schmalsten Bändern und an den Grenzen mit den quarz- und erzreichen Lagen gibt sich eine schwache Parallelstruktur des Karbonatgesteines zu erkennen. Überall aber wird dasselbe mehr oder weniger stark von Quarzkörnern durchsetzt. Wo diese sich reichlicher anhäufen, bilden sie mit dem Dolomit ein pflasterstrukturartiges Aggregat, das sich fast ohne jegliche mechanische Störungen erweist.

Neben der Alkalihornblende treten im Dolomitmarmor lokal große, makroskopisch hellbraun erscheinende *Phlogopitblättchen* (Achsenwinkel annähernd 0°) auf, welche Größen erreichen von 5—6 mm. Kleine Drusenräume im Dolomit sind bisweilen ausgefüllt von radialstrahligen *Antigoritaggregaten*.

Bemerkenswert erscheint der in einzelnen Partien des Dolomites sich außerordentlich anreichernde *Albit*gehalt. Am albitreichsten wurden die *Dolomitlinsen*- und *Knauer* befunden, welche den liegenden Bündnerschiefern des erzführenden Dolomitbandes in sehr wechselnder Größe eingelagert sind. Unter dem Mikroskope stellt sich dieses Gestein als ein körniges, pflasterartiges Aggregat von Dolomit, Feldspat und Quarz dar. Bisweilen zwar sind die gerundeten Quarz- und Feldspatkörner idiomorpher ausgebildet wie der Dolomit und dieses letztere Mineral bildet in einigen Partien der Schiffe eine Art Zwischenmasse, welche die Quarz- und Feldspatindividuen umschließt. Quantitativ sind Dolomit und Feldspat in ungefähr gleicher Verbreitung vorhanden, der Quarz dagegen

tritt etwas zurück. Alle Gemengteile sind optisch fast ganz ungestört. Die spärlich auftretenden Zwillingslamellen des Dolomites zeigen selten nur Spuren schwächster Verbiegung, meist verlaufen sie scharf geradlinig.

Der *Quarz*, nur gelegentlich mit leichten Andeutungen undulöser Auslöschung, enthält reichlich Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse. Der Feldspat ist ausschließlich *Albit*, er erweist sich vollständig frisch und abgesehen von einer spärlichen Bestäubung durch ein fein verteiltes opakes Pigment (wahrscheinlich *Magnetit*, der sich auch in einzelnen größeren und daher bestimmbareren Körnern vorfindet) glasklar. Einzelne Albitindividuen werden von Dolomitkörnern und seltenen kleinen Muskovitschüppchen durchwachsen. Verwachsungen mit Quarz wurden beobachtet. Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung des Albits sind gut entwickelt und nehmen einen ungestört geradlinigen Verlauf. Die Zwillingsbildung folgt ausschließlich dem Albitgesetz.

Durch einen auffallend reichen Albitgehalt zeichnet sich das *Biotit-Albitgestein* aus, dessen makroskopische Beschreibung schon oben gegeben wurde, und das offenbar als posttektonische Neubildung die Zerrklüfte der dislozierten Dolomitbänder ausfüllt. Diese Ausfüllung scheint sich bisweilen sogar von den Spalten aus in den Dolomit hineingefressen zu haben, ihre Begrenzungsverhältnisse erinnern stark an Korrosionsformen.

Unter dem Mikroskope stellt sich das Gestein in der Hauptsache dar als ein z. T. parallel struiertes, z. T. wirrschuppiges Aggregat von kristallographisch scharf umgrenzten Biotitblättchen, welche Dimensionen von 0,5–0,6 mm erreichen. In dieses grobblättrige Glimmeraggregat sind reichlich große Albitkristalle von 5–6 mm Durchmesser eingestreut.

Der *Biotit* besitzt einen kräftigen Pleochroismus (n_α = farblos, bis schwach gelblich, n_β und n_γ = gelbgrün), der Achsenwinkel ist 0° . Die Biotitschuppen legen sich z. T. ozellarstrukturartig um die Albitkristalle herum, z. T. aber setzen sie sich auch mit ihren Schmalseiten mehr oder weniger ausgesprochen radialstrahlig an die Albite an und erwecken in diesem Verhalten den Eindruck, als ob ihnen die Feldspatkristalle als Ansatzpunkt der Kristallisation gedient hätten. Mitten in einem Haufwerk von annähernd parallel gerichteten, oder flaserig orientierten Biotitschuppen können unvermittelt auch einzelne scharf ausgebildete Blättchen sich direkt quer einstellen. Verkrümmungen oder Druckfiguren lassen sich an den Glimmerblättchen nicht wahrnehmen.

Die großen, z. T. ganz idiomorphen *Albit*-Kristalle sehen auf den ersten Blick durchaus quarzähnlich aus, es fehlt ihnen jede Zwillingslamellierung und eine Spaltbarkeit nach (001) und (010) ist nur an einzelnen Individuen zu beobachten. Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse sind weit verbreitet im Albit vorhanden. Die optische Bestimmung des Albits läßt sich aber an den Individuen mit sichtbarer Spaltbarkeit, da die Kristalle, abgesehen von den erwähnten Poreneinschlüssen, vollständig glasklar sind, einwandfrei durchführen.

Das Biotitaggregat ist ganz durchspickt von *Apatit*-Körnern und gut ausgebildeten Prismen dieses Minerals. Seltener sind die Apatite auch in den Albit eingewachsen. Dagegen schließen die Albitkristalle häufig vollkommen idiomorph ausgebildete *Zirkone* in sich, die Größen bis 0,5 mm erreichen. Spaltbarkeit nach (110) ist an ihnen gut ausgebildet. Die Farbe dieser Zirkone im normal dicken Schliff bewegt sich zwischen farblos und leicht rötlich. Als Einlagerungen führen die Albite häufig ganze Züge von kleinen *Rutil*-Körnern und feinnadeligen Prismen dieses Minerals; letztere bisweilen in den beiden typischen Zwillingsverwachsungen nach (101) und (301).

Dem Biotitaggregat sind auch vereinzelte große *Orthite* (bis zu 0,5 mm Größe) eingestreut, ihr Pleochroismus bewegt sich zwischen farblos und intensiv olivgrün. Um die Orthitkristalle ordnen sich im Biotit schwache pleochroitische Höfe an. Das geologische Auftreten dieses Biotit-Albit-Gesteines, seine strukturellen Verhältnisse und der eigenartige Mineralbestand lassen in ihm recht junge Bildungen von pegmatitähnlichem Charakter oder von hydrothermalen Entstehung vermuten.

Ein Hauptinteresse dieser Mitteilung dürfte aber die neu aufgefundene

Alkali hornblende

für sich beanspruchen. Sowohl in Bezug auf seine Paragenesis, wie auch hinsichtlich seiner optischen und chemischen Eigenschaften erweist sich das Mineral als höchst eigenartig. Über das makroskopische Aussehen und die Verteilung dieser mehr als Centimeter langen Hornblende-Prismen im Gestein wurde schon oben berichtet. Die mikroskopische Untersuchung ergänzt und vertieft diese makroskopischen Beobachtungen.

Die Hornblendekristalle ordnen sich mit ihren Hauptzonen im allgemeinen auch im mikroskopischen Bilde der Bänderungs-

richtung des Gesteines ein. Doch treten hie und da auch divergentstrahlige Bündel der Hornblendeprismen auf, oder in einzelnen Fällen stellen sich die Kristalle auch direkt quer zur Gesteinsbänderung ein. An denjenigen Hornblendeindividuen aber, die dem richtungslosen Dolomitaggregat eingelagert sind, ist meist keine ausgesprochene Hauptzone zur Entwicklung gelangt und dementsprechend ist an ihnen auch keine bestimmte Orientierung zu konstatieren.

Gewöhnlich ist die Verteilung der Alkalihornblende im Gestein derartig, daß sich die Kristalle hauptsächlich an die Kontaktflächen zwischen den quarzreichen und den dolomitischen Zonen, oder an die Grenze zwischen den Erzbändern und den Dolomit halten. Man bekommt den Eindruck, als ob es sich im Auftreten dieses Fe-Mg-Tonerde-Alkali-Silikates um eine Art Skarnbildung handle, die mehr oder weniger deutlich an das Vorhandensein der Erze und des Quarzes gebunden ist.

Die prismatischen Hornblendekristalle sind fast ausnahmslos ohne kristallographische Endbegrenzung. Nur selten lassen sich an ihnen ebene Endflächen konstatieren, die mit (100) einen Winkel von $81-82^\circ$ einschließen. Meistens sind die Prismen an ihren Enden unregelmäßig ausgespitzt, oder auch in allen möglichen Skelettformen mit den übrigen Gesteinsgemengteilen verwachsen, wie überhaupt die Hornblendekristalle sehr häufig von Quarz- und Erzkörnern und selten auch von Dolomiteinschlüssen siebartig durchlöchert oder drusig ankorrodiert werden. Die eingewachsenen Quarzindividuen füllen vielfach auch die Zwischenräume aus, die begrenzt werden durch die Spaltflächen des Minerals und durch eine Querklüftung der Kristalle, welche letztere aber keinen konstanten kristallographischen Verlauf nimmt. In den Querschnitten erweisen sich die Prismen hauptsächlich begrenzt von (110), untergeordnet von (010).

Die vollkommene Spaltbarkeit verläuft nach (110) und bildet einen Winkel von im Mittel $124,5^\circ$. Undeutliche Risse ordnen sich nach (010) an.

Besonders charakteristisch sind die optischen Eigenschaften der Alkalihornblende. Vereint mit den Ergebnissen der chemischen Untersuchung ermöglichen sie es, dem Mineral eine bestimmte Stellung in der Reihe der Natronhornblenden zuzuweisen:

Die *Farbe* ist auch hier für diese Alkalihornblende bezeichnend. Das Mineral kann darnach als *blaue Hornblende* bezeichnet werden. Ein leicht fleckiges Aussehen ist häufig zu erkennen, hat aber

seinen Grund hauptsächlich nur in einer wechselnden Dicke der angeschliffenen Kristalle, indem ihre Oberfläche meist drusig beschaffen ist. Auch nach der Spaltbarkeit abgeschuppte Stellen besitzen eine geringere Dicke und daher eine hellere Nuancierung. Irgend eine gesetzmäßige Verteilung der heller und dunkler gefärbten Partien läßt sich nicht konstatieren.

Die tiefe Intensität der Farbe, die auch noch im dünnsten Schliffe zum Ausdruck kommt, und der glänzende Pleochroismus geben den Präparaten ein selten schönes Aussehen: n_α (Richtung der Hauptzone der Prismen) = himmelblau, n_β (Halbierungslinie des stumpfen Winkels der Spaltbarkeitsform) = hellgelb und n_γ (längere Diagonale der Spaltbarkeitsrhomben) = lila. Es ergibt sich also die Absorptionsformel $n_\beta < n_\alpha < n_\gamma$, wobei freilich n_α und n_γ in der Quantität der Farbe wenig voneinander abweichen.

Wegen der intensiven Eigenfärbung des Mineralen und wegen einer außerordentlich starken Dispersion der Bisectricen und einer starken Dispersion der optischen Axen stößt die Bestimmung der optischen Konstanten auf Schwierigkeiten und läßt sich nur im homogenen Lichte, das aber möglichst vielen verschiedenen Spektralbereichen angehört, durchführen. Zu diesem Zwecke wurden Lifa-Lichtfilter benutzt, die vorher spektroskopisch ausgemessen worden waren.²⁾

Wie aus den obigen Angaben über den Pleochroismus bereits hervorgeht, liegt die optische Achsenebene normalsymmetrisch, schwankt aber für die beiden Enden des Spektrums innerhalb 20° und zwar ergeben sich, gemessen mit der c-Achse, nach hinten folgende Einzelbeträge: Rot ($660 \mu\mu$) = 20° , rot ($640 \mu\mu$) = 20° , gelb ($590 \mu\mu$) = 15° , gelbgrün ($540 \mu\mu$) = 13° , blaugrün ($520 \mu\mu$) = 10° , blauviolett ($450 \mu\mu$) = 0° . Das Mineral besitzt also eine starke horizontale Dispersion, die bei der vorliegenden optischen Orientierung naturgemäß am ausgesprochensten in den Schnitten parallel (010) in die Erscheinung treten muß. Diese zeigen in der Tat im weißen Lichte keine Auslöschung, sondern innerhalb des sogenannten Auslöschungsbereiches bewegen sich die anomalen Interferenzfarben am normaldicken Schliffe (0,02 mm) von schmutzig gelbgrün durch rostbraun zu einem tiefen Cyanblau. Die erstere Farbe entspricht der geraden Auslöschung, die letztere der maximalen Auslöschungsschiefe von 20° (rotes Licht). Daß aber die

²⁾ Lifa-Filter: Nr. 430 dunkelrot, optischer Schwerpunkt $660 \mu\mu$, Nr. 431 monochromatisches Rot, Schwerpunkt $640 \mu\mu$, Nr. 432 spektrales Gelb $590 \mu\mu$, Nr. 433 gelbgrün $540 \mu\mu$, Nr. 434 blau-grün $520 \mu\mu$ und Nr. 435 blauviolett $450 \mu\mu$.

Nuancen der Interferenzfarben durch die starke Eigenfärbung des Mineralen wesentlich beeinflusst werden, braucht kaum besonders hervorgehoben zu werden. Ein bisweilen zu beobachtendes, schwach verschwommen fleckiges Aussehen der Interferenzfarben scheint seine Ursache in geringen Dispersionsunterschieden einzelner Teile der Kristalle zu haben. Randliche Partien verhalten sich in dieser Beziehung oft etwas verschieden, wie die zentralen Teile der Prismen. Geringe Wechsel im Eisengehalt der isomorphen Mischungsreihe dieser Alkalihornblenden dürften der Grund der geringen optischen Verschiedenheiten sein.

Die Alkalihornblende von Schmiedmatten stellt ein eisenreiches Glied der Gastaldit-Crossit-Reihe dar. Entsprechend dem außergewöhnlich hohen Eisengehalt verhalten sich auch die optischen Eigenschaften des Minerals höchst eigenartig:

Die Lichtbrechung ist für ein Glied der Glaukophanreihe ungewohnt hoch. Mit Hilfe der Einbettungsmethode wurde der maximale Brechungsexponent zu 1,690 bestimmt (Indikatorflüssigkeit: Gemisch von α -Monobromnaphthalin + Methylenjodid). Zum weiteren Vergleiche der Lichtbrechungsverhältnisse konnte der ordentliche Strahl des Dolomites benutzt werden (ca. 1,690). Dabei erwies sich α der Hornblende $< \omega$ des Dolomits und $\gamma = \omega$.

Die Bestimmung der Doppelbrechung wird durch die intensive Eigenfärbung des Minerals und z. T. auch durch seine starke Bisectricen- und Achsendispersion etwas erschwert. Aus mehreren Messungen ergab sich ein mittlerer Wert für $\gamma - \alpha = 0,0165$ (weil die Achsenebene normalsymmetrisch liegt, ist dieser Wert der Doppelbrechung birefraktometrisch am genauesten zu bestimmen). $\beta - \alpha$ ergab den Wert 0,0071 und $\gamma - \beta = 0,0085$. Nach den in der Literatur vorliegenden Angaben erscheinen diese Werte der Doppelbrechung für ein eisenreiches Glied der Glaukophanreihe sehr hoch, weitere Messungen an vermehrtem Untersuchungsmateriale sollen deshalb vorbehalten bleiben.

Bei den eisenreichen Gliedern der Glaukophanreihe wächst der optische Achsenwinkel mit steigendem Eisengehalt. An der vorliegenden Alkalihornblende wurde $2V$ von annähernd 90° beobachtet. Der aus obigen Doppelbrechungswerten berechnete Achsenwinkel ergab einen Mittelwert für $2V = 85^\circ 18'$.³⁾ Eine starke Dispersion der optischen Achsen $\varrho \gg v$ ist vorhanden.

³⁾ Die maximale Differenz des nach der sin-cos- und tg-Formel berechneten $2V$ betrug 6° . Bei den starken Dispersionen des Minerals läßt sich diese Differenz wohl verstehen.

Trotz dieses kritischen Verhaltens des Minerals läßt sich sein optischer Charakter doch noch als negativ bestimmen.

Wenn wir alle diese Ergebnisse der optischen Untersuchung berücksichtigen, so kommen wir zum Schlusse, daß die Alkalihornblende von Schmiedmatten einem sehr eisenreichen Gliede der Glaukophanreihe entspricht, ähnlich derjenigen, wie sie *G. Bukowski* (25) und *H. von Foullon* (26) aus dem Flysch der Insel Rhodus beschrieben und als Rhodusit bezeichnet haben. Die unten anzuführenden Resultate der chemischen Untersuchung unserer Hornblende sprechen ebenfalls für eine solche Identifizierung. Es mag daher, trotz der ganz verschiedenen Ausbildungsweise der beiden Vorkommnisse, auch die neue schweizerische Alkalihornblende von Schmiedmatten einstweilen, bis ergänzende analoge Funde einen weitem Vergleich gestatten, als *Rhodusit* bezeichnet werden.

Von Wichtigkeit für die genetische Deutung des neuen Rhodusitvorkommnisses mag auch noch die mikroskopische Diagnose eines feinkristallinen, feinflimmernden Erzbandes sein, das nur mit 1–2 cm Mächtigkeit der ganzen oben geschilderten Folge von Dolomit-Quarz- und Erz-reichen Zonen parallel eingeschaltet ist. Dieses Gestein stellt ein feinkörniges pflasterartiges Aggregat, vorherrschend bestehend aus *Quarz* und *Eisenglanz*, dar. In der Bänderungsrichtung weisen die Quarzkörner etwas größere Dimensionen auf, so daß dadurch eine undeutliche Parallelstruktur entsteht. Eine Gefügeregelung läßt sich aber nicht feststellen, wie den Quarzkörnern auch jede Spur einer optischen Störung abgeht. Dagegen sind sie ganz durchspickt von feinen, prächtig rot durchscheinenden *Eisenglanz*tröpfchen, die bisweilen zu emulsionsartig feiner Verteilung sich verdichten.

Der Bänderungsrichtung des Gesteines und den damit mehr oder weniger gleichlaufend angeordneten Rhodusitprismen streichen auch ganze Züge von unregelmäßig linsenförmig ausgebildeten Mineralkörnern parallel, derart, daß sich die einzelnen Individuen mit ihrer Hauptausdehnungsrichtung ebenfalls möglichst in die Bänderungsebene einstellen. In optischer Beziehung dagegen besteht keine einheitliche Orientierung der Körner. Diese Züge sind zwar dem Quarzaggregat eingelagert, sie heften sich aber in ihrer Verteilung offensichtlich an die Nachbarschaft der Eisenglanzlamellen.

In dem Mineral häufen sich auch intensiv rot durchscheinende Eisenglanztröpfchen an, die bisweilen Andeutungen hexagonaler

Umgrenzung annehmen. Flüssigkeitseinschlüsse mit Gaslibellen sind reichlich vorhanden.

Unter dem Mikroskop erscheinen die Körner farblos, vielleicht mit einem leichten Stich ins Rötliche. Spaltbarkeit ist nicht zu beobachten. Die Lichtbrechung beträgt $1,61-1,62$. Die Doppelbrechung ist an ein und demselben Korn geringen Schwankungen unterworfen, wodurch etwas fleckige Interferenzfarben entstehen, die sich im normal dicken Schliffe (0,02 mm) bei günstigster Schnittlage in den verschiedenen Nuancen des Gelb erster Ordnung bewegen. Die Messung der Doppelbrechung ergab einen maximalen Wert von $\varepsilon - \omega = 0,0234$. Das Mineral ist *optisch einachsigt*, in einzelnen Körnern ein leichtes Öffnen des Interferenzkreuzes aufweisend. Der optische Charakter ist positiv. Alle diese optischen Daten führen am ehesten zur Bestimmung von *Eudialyt*. Freilich steht für dieses Mineral die Doppelbrechung in unserem Falle wesentlich zu hoch, aber verschiedene Autoren haben ausdrücklich auf diese Inkonstanz der Doppelbrechung des Eudialyts hingewiesen. A. Lacroix (27) führt dieselbe auf eine teilweise Zersetzung des Eudialyts in Zirkon und Quarz (Pseudomorphosenbildung) zurück. Dabei kann sich die Doppelbrechung um den fünffachen Betrag der normalen Größe steigern. O. Mügge (28) bringt die Erhöhung der Doppelbrechung mit radioaktiven Vorgängen in Verbindung. Es scheint auch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen zu sein, daß dem Eudialyt noch das Katapleitmolekül beigemischt ist, und daß dadurch eine Erhöhung der Doppelbrechung bedingt wird.

Alle diese Angaben über das neue *Eudialyt*vorkommen sollen aber vorläufig, bis vermehrtes Untersuchungsmaterial zur Verfügung steht, unter allem Vorbehalt gemacht werden. Immerhin wäre das Auftreten dieses Na_2O -reichen, Cl- und Ce-haltigen Zirkonsilikates in dem Natronhornblende-führenden Gestein außerordentlich charakteristisch und könnte auf eine Einwanderung desselben als pneumatolytisches Produkt von einem natronreichen Eruptivgestein her hindeuten.

Chemische Untersuchung des Alkalihornblende-führenden Gesteins und des Rhodusits von Schmiedmatten.

Die chemische Untersuchung der vorliegenden Alkalihornblende und diejenige ihres Muttergesteins wurde von Herrn F. de Quervain, Assistent am chemischen Laboratorium des Mineralogisch-

petrographischen Institutes der Universität Bern, durchgeführt. Es sei hier Herrn de Quervain für seine wertvolle Mitarbeit der beste Dank ausgesprochen.

In Ergänzung der mikroskopischen Untersuchung war vorerst festzustellen, ob das kristalline Karbonatgestein, das die Eisenglanz- und Magnetitlagerstätte in sich schließt, einen Calcit- oder Dolomitmarmor darstellt. Die chemische Untersuchung ergab folgendes Verhältnis zwischen den beiden Karbonaten:

$$\text{CaCO}_3 = 57,4 \%, \text{MgCO}_3 = 42,6 \%.$$

Es handelt sich also beinahe um einen Normaldolomit, bei dem das CaCO_3 nur um ca. 3 % überwiegt. Die starke Lichtbrechung und die sehr zurücktretende Zwillingslamellierung, die bei der mikroskopischen Untersuchung besonders ins Auge fallen, stehen mit diesem Resultat der chemischen Analyse in voller Übereinstimmung. Über die chemische Untersuchung der Alkalihornblende selbst kann folgendes hervorgehoben werden:

Das Analysenmaterial wurde mit verdünnter Säure von der Hauptmenge des Dolomites gesondert und dann mit mehrfachen Fraktionen Thoulet'scher Lösung vom schwereren Material (Eisenglanz, Magnetit) und vom leichteren (hauptsächlich Quarz und Karbonat) getrennt. Die einzige wesentliche Verunreinigung, die vielleicht bei diesem Verfahren von der Hornblende nicht ganz separiert werden konnte, könnte möglicherweise aus den feinen Hämatiteinschlüssen bestehen, die, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, häufig von den Rhodusitkristallen eingeschlossen werden. Da aber das spezifische Gewicht der vorliegenden Hornblende (3,17) und dasjenige der Thoulet'schen Lösung einander sehr nahe stehen, so müßte sicher jedes Rhodusitkörnchen mit irgendwie wesentlicher Eisenglanzbeimengung das Gewicht der Lösung überschritten haben und dadurch entfernt worden sein. Eine chemische Einwirkung der Thoulet'schen Lösung auf das Mineral hat sicher nicht stattgefunden.

Von heißer verdünnter Salzsäure wird das Mineral nicht angegriffen, von Flußsäure und Schwefelsäure nur sehr langsam zersetzt. Die Analyse hat folgende Werte ergeben:

(Siehe Tabelle auf folgender Seite.)

Bei der Molekülberechnung wurde der geringe K_2O -Gehalt zu Na_2O geschlagen. Berechnet man das Wasser und den R_2O_3 -Überschuß ebenfalls als Metasilikat, so ergibt sich ein sehr geringes SiO_2 -Manko, wie gewöhnlich bei den Hornblenden. Die Be-

	Gew. %	Mol. %	In Moleküle vom Typ. $[\text{SiO}_4 \text{ SiO}_2] \text{ R}_2^{\text{II}}$		
Si_2O	54,20	56,53	resp. $[\text{SiO}_4 \text{ SiO}_2]$	$\frac{\text{R}^{\text{III}}}{\text{R}^{\text{II}}}$	umgerechnet:
TiO_2	0,00	0,00	$[\text{SiO}_4 \text{ SiO}_2]$	$\frac{\text{Al}}{\text{Na}}$	5,70
Al_2O_3	1,90	1,17	8,01	$[\text{SiO}_4 \text{ SiO}_2]$	$\frac{\text{Fe}}{\text{Na}}$
Fe_2O_3	17,33	6,84			
FeO	6,32	5,54	24,80	$[\text{SiO}_4 \text{ SiO}_2]$	$\frac{\text{Ca}}{(\text{Mg Fe})}$
MnO	0,11	0,10			
MgO	11,45	17,89			
CaO	1,13	1,27			
Na_2O	6,18	6,29	6,50		SiO_2
K_2O	0,36	0,21			
H_2O^+	1,18	4,16		H_2O	4,16
H_2O^-	0,10	—, —	Spez. Gew. 3,17		
	100,26	100,00			

rechnung soll in erster Linie die Analyse verdeutlichen und zeigen, in welchen Verhältnissen sich wichtige einfache Hornblendemoleküle am Aufbau des Minerals beteiligen können.

Charakteristisch für die vorliegende Hornblende ist das Verhältnis:

$$\text{R}^{\text{II}}\text{O} : \text{R}^{\text{III}}_2\text{O}_3 : \text{R}^{\text{I}}_2\text{O} = 24,80 : 8,01 : 6,50$$

Das Verhältnis der 2-wertigen zu den 3-wertigen Elementen ist somit annähernd 3 : 1. Die 1-wertigen Elemente sind gegenüber den 3-wertigen untergeordnet, demgemäß entsteht bei der Molekülberechnung ein $\text{R}_2^{\text{III}}\text{O}_3$ -Überschuß. Die Stellung der Hornblende von Schmiedmatten in der isomorphen und morphotropen Reihe der Alkalihornblenden (Gastaldit - Glaukophan - Crossit) wird im wesentlichen bestimmt durch das molekulare Verhältnis $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3 = 1 : 5,84$, das 3-wertige Eisen wiegt weit über die Tonerde vor, demnach muß es sich um eine Natronhornblende handeln, die am äußersten Ende der Crossitglieder der Reihe steht.

Zum Vergleiche mit unserer Hornblende mögen hier die Analysenwerte wiedergegeben und in analoger Weise dargestellt werden, die *H. von Foullon* (Lit. 26) von einer entsprechenden Alkali-hornblende von der Insel Rhodus bereits im Jahre 1891 veröffentlicht hat, sie zeigen weitgehende Übereinstimmung mit der Hornblende von Schmiedmatten:

	Gew. %	Mol. %	Moleküle in %			
SiO ₂	55,06	55,61				
TiO ₂	—,—	—,—	[SiO ₄ SiO ₄]	Al Na	1,74	
Al ₂ O ₃	0,49	0,29	6,19	[SiO ₄ SiO ₂]	Fe Na	35,39
Fe ₂ O ₃	15,48	5,90				
FeO	7,40	6,26	[SiO ₄ SiO ₂]	Ca (Mg Fe)	4,26	
MnO	—,—	—,—	24,71	[SiO ₄ SiO ₂]	(Mg Fe) ₂	45,18
MgO	11,49	17,38				
CaO	0,98	1,07				
			Bleiben		Na ₂ O	0,59
Na ₂ O	6,38	6,26	6,78		SiO ₂	6,13
K ₂ O	0,80	0,52			H ₂ O	6,71
H ₂ O	1,98	6,71				100,00
	100,06	100,00				

Die chemische Zusammensetzung der Hornblende von Schmiedmatten stimmt also mit derjenigen des Rhodusit von Rhodus gut überein. In letzterem tritt die Tonerde etwas zurück, dagegen sind die Alkalien in etwas größerer Menge vorhanden, bei der Berechnung der Molekularzusammensetzung ergibt sich daher hier ein kleiner Alkaliüberschuß gegenüber R₂O₃.

Die Alkalihornblende von Schmiedmatten erweist sich somit auch chemisch als ein dem *Rhodusit* nahestehendes ferrreiches Endglied der *Gastaldit-Crossit*reihe. Dieses Ergebnis der chemischen Untersuchung steht in weitgehender Übereinstimmung mit den optischen Konstanten dieser Hornblende. Trotz der geringen Abweichungen in der Elementarzusammensetzung der

beiden Hornblenden mag daher das neue Vorkommnis von Schmiedmatten auch vom chemischen Standpunkt aus einstweilen als *Rhodusit* bezeichnet werden.

Entstehungsverhältnisse und geologische Bedeutung des Alkalihornblendevorkommnisses von Schmiedmatten.

Wenn auch die Ansichten über die Bildung der Glaukophangesteine im einzelnen auseinandergehen, so stimmen doch alle Autoren darin überein, daß die Entstehung dieser Alkalihornblenden in enger Beziehung steht mit dem Auftreten natronreicher basischer Eruptivgesteine oder deren Tuffe. Dabei ist aber auseinanderzuhalten, daß die Natronamphibole sowohl in den gabbroid-diabasischen bis essexitisch-diabasischen Eruptivmassen selbst, wie auch in den metamorphen sedimentären Schieferhüllen derselben getroffen werden können. Für diesen ganzen Erscheinungskomplex bleiben zwei, beziehungsweise drei Erklärungsweisen offen:

1. Die natronreichen basischen Magmen haben wohl die Elementarbestände zur Glaukophanbildung geliefert, doch ist die Entstehung der Alkalihornblenden selbst erst einer nachfolgenden durchgreifenden Metamorphose dieser Eruptiva zuzuschreiben.

Diese Auffassung über die Bildung der Natronhornblenden wird meines Wissens zuerst im Jahre 1895 von *S. Franchi* (29) vertreten und einige Jahre später in entschiedener Weise von *H. Rosenbusch* (30), der den Satz aufstellte, daß die Glaukamphibole nie als ursprüngliche Gemengteile von Eruptivgesteinen, sondern nur als Produkte ihrer Metamorphose auftreten. In eingehender Weise wurde die Frage nach der Entstehung schweizerischer Glaukophangesteine von *U. Grubenmann* (9) studiert, er gelangte zu der Auffassung (l. c., p. 17): „Die Glaukophangesteine des Bagnetales sind demnach in nicht allzu großer Tiefe der Erdrinde unter Streß umkristallisierte Eruptivgesteine theralithischer Natur oder Tuffe derselben, welche letztere z. T. mit sedimentärem Material von einerseits kalkiger, anderseits kieselig-toniger Natur mehr oder weniger vermischt waren.“

Auch *L. Milch* (31) erkennt in den basischen Glaukophangesteinen Umwandlungsprodukte basischer Glieder der foyaitisch-theralithischen Reihe und basischer Ganggesteine, speziell der Lamprophyre (l. c., p. 396).

Andere Autoren bringen die Bildung der Natronamphibole ebenfalls mit basischen Eruptiva in engen Zusammenhang, sprechen

sich aber nicht darüber aus, ob dabei mit einer sekundären Stoffumlagerung, oder mit einer Stoffzufuhr vom Eruptivherd her zu rechnen sei.

2. Für manche Vorkommnisse von Alkalihornblenden scheint die Glaukophanisierung (um hier diese allgemeine Bezeichnung zu gebrauchen) als Kontaktwirkung von natronreichen Eruptivgesteinen her, sei es infolge direkter magmatischer Einwirkung oder infolge postmagmatischer Tätigkeit, außer Zweifel zu stehen.

In diesem Sinne haben sich besonders amerikanische Autoren wie *F. Becker*, *A. C. Lawson*, *H. W. Turner* und *Ch. Palache* bezüglich der californischen Glaukophanvorkommnisse ausgesprochen. Da mir durch die Freundlichkeit von Herrn *Dr. H. Hirschi* ein ausgezeichnetes Untersuchungsmaterial der *Glaukophan* gesteine von Tiburon bei San Francisco zur Verfügung steht, soll bei anderer Gelegenheit auf jene genetisch so überaus interessanten californischen Glaukophanvorkommnisse eingegangen werden. Aus all den mir bis jetzt zur Kenntnis gekommenen Tatsachen scheint es sich hier bei der Glaukophanbildung um eine Alkalizufuhr von gabbroiden bis peridotitischen Eruptivgesteinen, resp. von eruptiven Serpentinmassen her zu handeln.

Wie eingangs dieser Mitteilung bereits hervorgehoben worden ist, haben sich auch *H. P. Cornelius* (Lit. 13) und *W. Freudenberg* (14) bezüglich unserer bündnerischen Glaukophanvorkommen dahin geäußert, daß diese Alkalihornblendegesteine der Malojaserie und der Triasmarmore des Aversertales als Kontaktbildungen durch die Ophiolithintrusionen (Cornelius) oder durch dioritische Massen (*Freudenberg*) aufgefaßt werden müssen.

3. Als eine Kontaktwirkung im weitern Sinne des Wortes müßten wir die Glaukophanisierung von Eruptivgesteinen und Sedimenten auch auffassen, wenn dieselbe sich als Folgeerscheinung von subaquatischen postmagmatischen Emanationen und Exhalationen darstellen würde.⁴⁾

Was nun die Entstehungsverhältnisse der *Eisenglanz-Magnetit*-Lagerstätte von Schmiedmatten (Roßwald) und des damit genetisch sicher einheitlichen Rhodusitvorkommnisses anbetrifft, so wäre es wohl gewagt, sich darüber heute schon ein abschließendes Urteil machen zu wollen. Diese eigenartigen petrographischen und mineralogischen Verhältnisse müssen auf viel weiterer Basis studiert werden, doch scheinen mir manche Tatsachen

⁴⁾ Vergl. hierüber die Mitteilung von *Dr. H. Huttenlocher* in diesem Hefte: Beiträge zur Charakteristik der westalpinen Metallisation. (Lit. 32).

für eine kontaktmetamorphe Bildungsweise der jetzt vorliegenden Mineralparagenese zu sprechen. Zur Begründung dieser Auffassung soll hier in Kürze vorläufig nur folgendes hervorgehoben werden:

1. Der ausgesprochen lokale Charakter dieses Vorkommnisses einer Alkalihornblende und die eigenartige Ausbildung desselben scheint sehr gegen eine regionalmetamorphe Entstehung zu sprechen. Eher ließe sich in dieser Beziehung noch an eine postmagmatische submarine Zufuhr des Eisens und des Natrons denken, für welche Annahme sich freilich auch nicht ein hoher Wahrscheinlichkeitsgrad ergibt.

2. Mehr Wahrscheinlichkeit dürfte die Annahme bieten, daß die Natron- und Eisenzufuhr in den Triasdolomit einer Kontaktwirkung der ophiolithischen Grünschiefer-Eruptiva zuzuschreiben sei. Diese begleiten allenthalben an der Basis der jurassischen Bündnerschiefer die Bänder des Triasdolomites (vergl. *H. Preiswerk* und *C. Schmidt*, Lit. 10 und 11). In der Gegend des Saflischpasses sind Linsen ophiolithisch-metamorpher Grünschiefer sogar dem Triasmarmor selbst eingelagert (*Preiswerk*, Lit. 9, pag. 5). Die ophiolithischen Eruptiva des Simplongebietes stellen ausgedehnte Spaltenergüsse dar, die ihre intrusive Tätigkeit am Ende der Triaszeit begonnen und dieselbe durch die ganze Jurazeit, ja vielleicht bis in die Kreide hinein fortgesetzt haben. Zeitlich wäre also eine kontaktmetamorphe Beeinflussung des Triasdolomites wohl möglich.

Aber auch der chemische Charakter der ophiolithischen Magmen ließe sich mit der besondern Art der kontaktmetamorphen Umwandlung des Dolomites gut in Einklang bringen: Die reiche Na_2O -Zufuhr in den Kontaktzonen gabbroider oder diabasischer Intrusivkörper ist eine viel beobachtete Tatsache (vergl. beispielsweise die Untersuchungen von *L. Milch*, Lit. 33, über Adinolbildung an den Diabasen des Harzes).

Die vollständige Albitisierung mancher Partien des Triasdolomites von Schmiedmatten und das Auftreten Albit-pegmatitischer Bildungen in den letzten Zerrkluftausfüllungen des Dolomites, sowie das mit großer Wahrscheinlichkeit festgestellte Zusammenkommen des *Eudialyts* mit der Alkalihornblende, der charakteristisch ist für die pegmatitischen Restintrusionen Natron-reicher intermediärer bis basischer Magmen, all das mit der Glaukophanisierung der Hornblenden selbst deutet hin auf einen engen Zusammenhang zwischen der eigengestaltigen Mineral- und Erz-

lagerstätte von Schmiedmatten und den sie begleitenden Intrusionen ophiolithischer Eruptiva. Überaus klar läßt sich eine schrittweise fortschreitende, optisch in jedem Stadium zu verfolgende Natronisierung der Hornblenden feststellen an den kontaktmetamorphen Glaukophan- und Granat-reichen Sandsteinen von Tiburon (vergl. oben).

Daß die eisenreichen basischen Magmen zur Zufuhr der Eisenerze besonders befähigt sein können und daß der poröse Dolomit prädestiniert ist, diese pneumatolytischen bis hydrothermalen Imprägnationen in sich aufzunehmen und in sich anzureichern, ist klar. Ebenso ist zu verstehen, daß sich bei dieser Anreicherung des Fe und des Na in der Skarnzone ein extrem eisenreiches Glied der Gastaldit-Glaukophan-Crossit-Reihe ausbilden mußte.

In analoger Weise wie die Lagerstätte von Schmiedmatten wäre auch das Magnetitvorkommen im Triasmarmor von Feldbach im Binnental zu deuten, das in 18 km Entfernung in östlicher Fortsetzung des Roßwalder-Dolomitbandes liegt. Eine Darstellung der petrographischen Verhältnisse dieser Lagerstätte soll an anderer Stelle gegeben werden. Hier sei vorläufig nur bemerkt, daß der erzreiche Dolomit auch dort im unmittelbaren Kontaktbereich eines ophiolithischen Grünschieferzuges auftritt. Weitgehende Albitisierung, reichliche Ti-Zufuhr und außergewöhnliche radioaktive Erscheinungen begleiten am Feldbach die Vererzung.

Das ganze Problem der Mineralisation des Binnentaler Triasdolomites steht mit den hier gestreiften Fragen in engstem Zusammenhang. Auch bezüglich der Bildungsmöglichkeiten der Cu-Bi-, Co-Ni- und Pb-Zn-Gänge des Penninikums im Val d'Anniviers ist *H. Huttenlocher* (34) zu der Auffassung gelangt (l. c., p. 228), daß alle diese Erzgänge einer metallogenetischen Einheit angehören und den apomagmatischen hydrothermalen Phasen des basisch-ophiolithischen mesozoischen Vulkanismus entsprechen.

Eine höchst auffällige Erscheinung all dieser Erz- und Mineralvorkommen des Simplon- und Binnentalgebietes ist die äußerst geringe dynamometamorphe Beeinflussung derselben. Die alpine Faltung und Deckenbildung scheint fast spurlos über sie hinweggegangen zu sein.

Zur geologischen Eigenart des Rhodunitvorkommens von Schmiedmatten gehört auch, daß sich hier im Gegensatz zu den übrigen bis jetzt bekannten schweizerischen Glaukophanvorkommen diese eisenreiche Alkalihornblende in den tiefern Elementen unseres alpinen Deckenbaues vorfindet.

Noch stehen in genetisch-geologischer Beziehung manche Fragen offen, deren Beantwortung an dem zu eng begrenzten neuen Rhodusitfunde von Schmiedmatten nicht möglich war. Nur in der Gesamtauffassung, nicht in den Einzelercheinungen darf die endgültige Beurteilung der Mineralisation des Simplongebietes gewagt werden. Die vorliegende Mitteilung soll Anregung und Zielsetzung zur weiteren Verfolgung dieses Problemes sein.

Diese Mitteilung gibt den erweiterten Inhalt eines Vortrages wieder, der am 31. August 1926 in der mineralogisch-petrographischen Sektionssitzung der Jahresversammlung der S. N. G. in Freiburg gehalten wurde.

Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität *Bern*,
Mai 1927.

Manuskript eingegangen: 31. Mai 1927.

Benützte Literatur.

1. *Murgoci, M. G.*: Sur les propriétés des amphiboles bleues. Comptes Rendus d. Sc. d. l'Ac. Paris. T. 175. 1922 p. 372.
2. *Bodewig, C.*: Über den Glaukophan von Zermatt. Poggendorffs Annalen d. Physik und Chemie, Bd. 158. 1876. pag. 224.
3. *Michel-Levy, M. A.* in A. Favre: Description du Canton de Genève. 1879. I. pag. 264.
4. *Palache, Ch.*: On a rock from the vicinity of Berkeley containing a new soda-amphibol. Bull. Dep. of Geol. Univ. California. 1894. pag. 181.
5. *Stelzner, A.*: Über ein Glaukophan-Epidotgestein aus der Schweiz. N. J. B. f. Min. etc 1883. I. pag. 208.
6. *Schmidt, C.*: Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Liefg. XXV. 1891. Anhang pag. 58.
7. *Duparc, L. und Ritter E.*: Etude pétrographique des Schistes de Casanna du Valais. 1. Note. Arch. des sc. phys. et nat. 1896 pag. 8—12.
8. *Duparc, L.*: Sur la classification pétrographique des schistes de Casanna et des Alpes valaisannes. Comptes rendus d. Sc. d. l'Ac. Paris. 1901. pag. 1—3.
9. *Grubenmann, U.*: Über einige schweizerische Glaukophangesteine. Festschrift zum 70. Geburtstage von H. Rosenbusch. 1906 pag. 1—24.
10. *Preiswerk, H.*: Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. Beitr. z. geol. Karte d. Schw. Liefg. XXVI. 1907.
11. *Schmidt, C. und Preiswerk, H.*: Geologische Karte der Simplon-Gruppe 1 : 50,000. Beitr. z. geol. Karte d. Schw. Liefg. XXVI. Spezialkarte Nr. 48.
12. *Woyno, T. J.*: Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnes (Wallis) N. J. B. f. Min. etc. Beil. Bd. XXXIII. 1911.
13. *Cornelius, H. P.*: Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Zentralblatt d. N. J. B. f. Min. etc. 1912. Nr. 20. pag. 632 und f.

14. *Freudenberg, W.*: Der Trias-Gneis Kontakt am Ostrande des Adulamassives (Graubünden). Ein Beitrag zur Altersfrage der alpinen Zentralmassive und Massengesteine. N. J. B. f. Min. etc. Beilage Bd. 36. 1913. pag. 282 und f.
15. *Staub, Rud.*: Über ein neues Vorkommen von Glaukophangesteinen in Graubünden. Eclogae geol. Helv. Vol. XVI. Nr. 1. 1920. pag. 26—28.
16. *Staub, Rud.*: Über ein Glaukophangestein aus dem Avers. Eclog. geol. Helv. Vol. XVI. Nr. 2. 1921. pag. 217—219.
17. *Staub, Rud.*: Über Glaukophan in einem Oberhalbsteiner Gabbro. Schweiz. Mineralog. und petrogr. Mitteilgen. Bd. IV. 1924. pag. 361—363.
18. *Wilhelm, O.*: Beitrag zur Glaukophanfrage von Graubünden. Eclog. geol. Helv. Vol. XVI. Nr. 4. 1921. pag. 482—485.
19. *Tschopp, H.*: Die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes (Wallis). Eclog. geol. Helv. Vol. XVIII. Nr. 1. 1923. pag. 77—206.
20. *Gerlach, H.*: Die penninischen Alpen. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. XXVII. 1883. pag. 75.
21. *Schmidt, C.*: Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse. Beitr. z. Geologie der Schweiz. Basel 1920. pag. 193 und *C. Schmidt*: Asphalt, Steinsalz, Erze. Handwörterbuch der Schweizerischen Volkswirtschaft etc., pag. 125. 1907.
22. *Desbuissons, L.*: La Vallée de Binn (Valais). Etude géographique, géologique, minéralogique et pittoresque. Lausanne 1909. pag. 89. und f. Hier auch weitere Literaturangaben über die sog. „Binnentaler-Mineralien“.
23. *Schmidt, C.* und *Preiswerk H.*: Erläuterungen zur geologischen Karte der Schweiz. Nr. 6. 1908. pag. 59.
24. *Ramdohr, P.*: Beobachtungen an opaken Erzen. Archiv für Lagerstättenforschung. Heft 34. Berlin 1924.
25. *Bukowski, G.*: Grundzüge des geologischen Baues der Insel Rhodus. Sitzungsber. d. kaiserl. Ak. d. Wiss., Math.-natw. Kl., Bd. 98. 1889. pag. 208.
26. *Foullon, H. B.*: Über Gesteine und Minerale von der Insel Rhodus. Sitzungsber. d. kaiserl. Ak. d. Wiss., Math.-natw. Kl., Bd. 100. 1891. pag. 169 (vergl. Analyse II. pag. 174).
27. *Lacroix, A.*: Minéralogie de Madagascar. Bd. 1. pag. 589—590. Paris 1922.
28. *Mügge, O.*: Über isotrop gewordene Kristalle. Zentralblatt f. Min. Geol. etc. 1922. pag. 759.
29. *Franchi, S.*: Notizie sopra alcune metamorfosi di Eufotide e Diabasi nelli alpi occidentali. Boll. R. Com. geol. 1895.
30. *Rosenbusch, H.*: Zur Deutung der Glaukophangesteine. Sitzungsberichte d. kgl. Ak. d. W. Berlin. Bd. 45. 1898.
31. *Milch, L.*: Über Glaukophan und Glaukophangesteine vom Elk-Dagh (nördliches Kleinasien) mit Beiträgen zur Kenntnis der chemischen Beziehungen basischer Glaukophangesteine. N. J. B. f. Min. etc. Festband 1907.
32. *Huttenlocher, H.*: Beiträge zur Charakteristik der westalpinen Metallisation. Schw. Min. Petrogr. Mitt. Bd. VII. H. 1. 1927.
33. *Milch, L.*: Über Adinolen und Adinolschiefer des Harzes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 69. 1917.
34. *Huttenlocher, H.*: Zur Kenntnis verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum und ihrer Metamorphose. Schw. Min. und Petrogr. Mitt. Bd. V. H. 1. 1924.