



Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel.

(Mit 1 Tafel.)

Von

H. Preiswerk.

Der Simplontunnel sticht quer durch ein System von weit überschobenen, stark gepressten Gebirgsfalten. Antiklinale Gneisse wechseln mehrfach mit Mulden mesozoischer Sedimente. Die Lagerung dieser Gebilde, wie sie sich ergibt aus der Kombination der geologischen Aufnahmen an der Oberfläche und im Tunnel, ist aus dem von Prof. C. Schmidt und mir aufgenommenen Tunnelprofil¹⁾ ersichtlich. H. Schardt hat ebenfalls mehrfach geologische Profile längs der Axe des Simplontunnels veröffentlicht. Das letzte vom Jahre 1909²⁾ stimmt in der Darstellung der Gesteine an der Oberfläche mit dem unsrigen überein.

Die umstehende Textfigur erläutert unsere Auffassung des Gebirgsbaues.³⁾

Die Sedimentmulden bestehen aus Gesteinen der Trias: Marmor, Dolomit, Kalk etc., oft mit Gyps und Anhydrit; ferner den Bündnerschiefern, die zum Lias und möglicherweise auch noch höhern Stufen des Mesozoicums gehören. Die Mulden, die in normaler Entwicklung mehrere Kilometer Mächtigkeit besitzen, sind stellenweise zu ganz dünnen Lagern ausgewalzt. Dabei schwinden oft einzelne Teile der regelmässig ausgebildeten Mulde. Bald fehlt eine der beiden flankierenden Triasbildungen, bald verschwinden die Bündnerschiefer, sodass die Mulde ausschliesslich aus Triasgesteinen, oder selbst nur aus deren Trümmern oder Spuren besteht. Endlich können auch in einer

1) C. Schmidt: Die Geologie des Simplongebirges und des Simplontunnels. Rektoratsprogramm der Universität Basel 1908.

2) H. Schardt: Géologie de la Suisse in «La Suisse». Publications du dictionnaire géographique de la Suisse 1908, pag. 14.

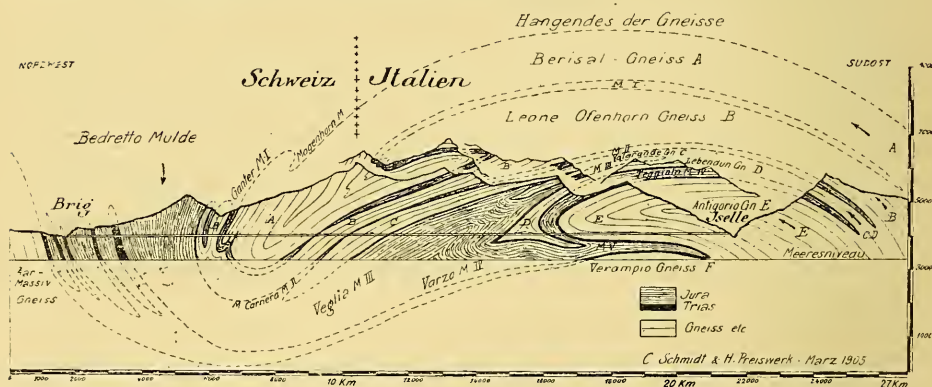
3) Vgl.: C. Schmidt: Bild und Bau der Schweizeralpen. Beilage zum Jahrbuch des S. A. C. 1906—07, pag. 48.

Ferner: C. Schmidt, A. Burtorf, H. Preiswerk: Führer zu den Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft. Basel, E. Birkhäuser, 1907.

Mulde dieselben Bildungen sich mehrfach wiederholen wie z. B. das fünfmalige Auftreten von Triasbildungen im Nordschenkel der Bedrettomulde zeigt, das in der Konstruktion durch sekundäre Falten resp. Schuppen zu erklären gesucht wurde. Der Tunnel durchfährt die mesozoischen Bildungen siebenmal. An folgenden Stellen durchschneidet er Triasgesteine, nämlich:

1. In den Bündnerschiefern der Bedrettomulde eingelagert bei 670 bis 715 m ab Nordportal.
2. Ebenfalls innerhalb der Bedrettomulde bei 1236—1530 m ab Nordportal.
3. Südliche Grenztrias der Bedrettomulde bei 3843—3913 m ab Nordportal.
4. Trias der Eistenmulde bei 3993 und 4077 m ab Nordportal.

Geologisches Profil längs der Axe des Simplontunnels.



in dem Zustande zu studieren, in dem sie in Tiefen bis gegen 2000 m unter der Oberfläche anstehen. Diese Gesteine erschienen mir daher einer petrographischen Untersuchung wert, deren Resultate ich im Folgenden wiedergebe.

Das Material wurde während der Tunnelbauzeit von Prof. *C. Schmidt* und mir gesammelt. Ferner wurde auch die offizielle unter Leitung von Prof. *H. Schardt* zusammengestellte Sammlung berücksichtigt. Der jetzt in Angriff genommene Ausbau des Parallelstollens zum zweiten Tunnel wird in vorzüglicher Weise Gelegenheit bieten, die beschriebene Gesteinsfolge von neuem zu studieren und manche Beobachtungen zu ergänzen.

Spezielle Beschreibung der Gesteinstypen.

1. Nördlichste Triaseinlagerung in den Bündnerschiefern der Bedrettomulde. 670—716 ab Nordportal.

Nach *C. Schmidt*⁴⁾ besteht diese Zone aus zwei Dolomit- und Marmorlagern am Rande und Gyps und Anhydrit im Zentrum. *H. Schardt*⁵⁾ erwähnt daraus auch weisse Sericitschiefer. Zur Untersuchung liegen mir vier Proben von folgenden Punkten vor: 677, 695, 703 und 716 m ab Nordportal. Es sind hellfarbige bis weisse, im übrigen recht verschieden aussehende Gesteine.

Gypsfels mit Anhydritresten.

Das Gestein von Progressive 677 ist massig, schneeweiss, matt, jedoch mit zahlreichen glänzenden Spaltflächen besprengt. Hie und da durchziehen das Gestein gelblich-grünliche sericitische Häute mit vielen, oft langgestreckten Pyritkryställchen. Unter dem Mikroskop erkennt man in einer wirr blättrigen oder fasrigen, schwach licht- und doppelbrechenden Grundmasse einzelne unregelmässig begrenzte grössere Individuen, ferner auch feine Körner und hie und da auch kleine Stengelehen höher licht- und doppelbrechenden Mineralien sich abheben. Die „Grundmasse“ besteht aus *Gyps*, die darin schwebenden Mineralien sind *Anhydrit*, *Dolomit*, *Quarz* und *Muscovit*.

Die *Gypsblättchen* sind von verschiedener Grösse. Nesterweise finden sich feinschuppige Aggregate. Darin schwimmen gelegentlich ausgebildete Gypskrystalle. An einzelnen Stellen sind auch die Anhydritkörner von feinschuppigem Gyps umgeben. Die Schuppen sind dann parallel orientiert und zwar in der Richtung der Spaltrisse

⁴⁾ Rektoratsprogramm pag. 37.

⁵⁾ Rapports trimestriels au conseil fédéral suisse sur l'état des travaux du percement du Simplon. März 1899. Renseignements géologiques.

des benachbarten Anhydritkornes, ein Dokument für die ruhige Umwandlung des Anhydrit in Gyps.

An den grösseren Krystälchen lässt sich die optische Bestimmung vornehmen. Die Blättchen mit höchster Doppelbrechung, also mit Austritt der optischen Normalen zeigen häufig Zwillingslamellen nach 100 und in der Regel den fasrigen Bruch nach 111. Wenig geneigt zu dessen Spaltrissen verläuft die Richtung *c*, die mit der Vertikalen einen Winkel von 53° einschliesst. An einem Schnitt senkrecht zur optischen Achse liess sich der positive Charakter des Minerals feststellen.

Oft schliessen die grösseren Gypskrystalle blasenförmige, oft gekrümmte Hohlräume ein, vermutlich mit flüssigem Inhalt.

Die *Anhydrit*körner entsprechen den glänzenden Spaltflächen im Handstück. Sie sind an der Peripherie oft ausgefranst oder abgebröckelt, manchmal von Lamellen feinblättrigen Gypses durchschnitten.⁶⁾

Charakteristisch sind die meist nahezu rechtwinklig sich kreuzenden Spaltrisse.

Die Richtung *c* steht senkrecht auf der Ebene undeutlichster Spaltbarkeit, dies ist 100. In Schnitten parallel 010, also senkrecht zur optischen Normalen, erscheinen ausser den Spaltrissen nach den Pinakoiden auch feine Linien oder Lamellen nach dem Makrodoma mit einem Winkel von $96^{\circ} 30'$. Sie entsprechen polysynthetischen Zwillingen nach 101. Die Umwandlung des Anhydrit in Gyps folgt häufig diesen Lamellen.

Oft schliesst der Anhydrit reihenförmig angeordnete Hohlräume ein von rechteckiger Gestalt. Libellen konnten darin nicht aufgefunden werden.

In rundlichen Körnern oder unregelmässigen Fetzen, einzeln oder nesterweise zusammengeschart finden sich rhomboedrische Karbonate im Gyps eingebettet oder auch im Anhydrit eingeschlossen. Die Seltenheit resp. das stellenweise gänzliche Fehlen der Zwillingsbildungen deuten darauf hin, dass hauptsächlich *Dolomit* vorliegt.

Spärlich eingestreut findet sich *Quarz* in Körnern oder hexagonalen Durchschnitten.

⁶⁾ Diese schönen Strukturen der Umwandlung sind von *F. Hammerschmidt* (Tschermak. Min. u. Petr. Mitth. 1883, pag. 278) an Anhydritgestein aus dem Val Canaria ausführlich und lebhaft beschrieben, und auf Tafel II, Fig. 6 trefflich abgebildet worden.

A. Stella hat dieselben Strukturen aus der Trias des Kehrtunnels von Varzo, südlich vom Simplontunnel, abgebildet. (Società Italiana per la strade ferrate del Mediterraneo. — Relazione sugli studi e lavori eseguiti dal 1807 al 1905, Roma 1906. Tav. LXXI, Fig. 2.

Ebenso spärlich und unregelmässig wie Quarz findet sich *Muscovit* in kleinen Blättchen und endlich selten auch *Pyrit* in Krystälchen mit Würfel- und Pentagondodekaederflächen.

Muscovit und *Pyrit* reichern sich stark an in den Sericithäuten, die das Gestein durchziehen.

Anhydritfels mit Einschlüssen flüssiger Kohlensäure.

Das Gestein von Progressive 695 besteht hauptsächlich aus grobkörnigem *Anhydrit* von leicht violetter Farbe. Die Körner, die bis über $\frac{1}{2}$ cm erreichen können, sind nach einer Richtung etwas abgeplattet, sodass das Gestein eine leichte Parallelstruktur erhält. Diese ist stellenweise noch stärker ausgeprägt durch sericitische Häute mit *Pyrit*, die das Gestein in der Schieferungsebene durchziehen. In untergeordneten Mengen finden sich im Gestein noch *Gyps*, *Dolomit*, *Quarz*, *Muscovit*, *Pyrit*. Die qualitative mineralogische Zusammensetzung ist demnach dieselbe wie im Gestein von Progressive 677. Nur ist dort die Umwandlung in Gyps weiter fortgeschritten. Man kann das Gestein von Progressive 695 als krystallinen *Anhydritfels*, das von Progressive 677 als *hydratisierten Anhydritfels* bezeichnen.

Unter dem Mikroskop erscheint der *Anhydrit* in langgestreckten Körnern. In Schnitten nach 100, also senkrecht zur spitzen Bissetrix liegt die optische Axenebene senkrecht zur Längserstreckung. Von den zwei senkrecht sich kreuzenden Spaltsystemen zeigt das parallel der Längsrichtung der Körner verlaufende deutlichere und zahlreichere Spaltrisse. Da nun 100 unverkennbar die schlechteste Spaltbarkeit hat, so ist demnach die Basis (001) die Ebene bester Spaltbarkeit.

In Schnitten parallel 010, in denen zahlreiche Zwillingslamellen nach 101 sichtbar werden, sind die Körner ebenfalls in der Richtung der deutlichsten Spaltrisse gestreckt. Die Körner sind also nach der Basis abgeplattet.

Besonders an Stellen, wo die Gypsbildung begonnen hat, erkennt man häufig die Wirkungen mechanischer Deformation an gekrümmten Spaltrissen und undulöser Auslöschung.

Interessant sind die Einschlüsse im *Anhydrit*. Scharenweise finden sich rechteckige Hohlräume, bald langgestreckt, bald mehr quadratisch von 0,01–0,05 mm Länge ca. Einzelne schliessen Libellen ein, von denen manche in beständiger Bewegung begriffen sind. Die grösste Libelle, die beobachtet wurde, mass 0,004 mm im Durchmesser.

Temperaturänderungen bringen Veränderungen in der Grösse und oft auch in der Lage der Libelle hervor. Beim Abkühlen des Schliffes im Freien bei ca. 30° erlitten die Libellen eine merkbare Vergrösserung. Besonders deutlich war dies zu beobachten an einer länglichen Libelle in langgestrecktem Hohlraum. Manche bewegliche Libellen büssen

beim Abkühlen die Beweglichkeit ein. In einem der Hohlräume, der bei gewöhnlicher Zimmertemperatur keine Libelle zeigt, erschien eine lebhaft bewegte kleine Blase beim blossen Abkühlen mit einigen auf das Deckgläschen gegossenen Äthertropfen.

Beim Erwärmen verschwinden die Libellen, die einen früher, die andern später, alle bei ca. 26° C. Dieser Umstand, sowie der sehr hohe Ausdehnungskoeffizient der Flüssigkeit beweisen, dass flüssige Kohlensäure vorliegt. Da die grösste von mir beobachtete Libelle schon zwischen 25° und 26° C. verschwindet, lassen sich die Erscheinungen, die beim Überschreiten der kritischen Temperatur der flüssigen Kohlensäure eintreten (ca. 31° C.) nicht beobachten.

Gyps füllt in wirrfasrigen Aggregaten Adern aus, die hie und da zwischen den Anhydritkörnern verlaufen oder auch sie durchbrechen.

Ziemlich spärlich sind lang ausgezogene Nester von *Dolomit* in feinkörnigem Aggregat. Sie liegen häufig in der Nähe der Gypsadern und haben dieselbe Richtung.

Da und dort finden sich vereinzelte *Quarzkörner* oft als Einschlüsse im Anhydrit.

Häufig vergesellschaftet mit den Dolomitschnüren und den Gypsadern finden sich *Muscovitblättchen* in Parallelanordnung mit diesen. Es scheint, dass die Lagen von Dolomitfasern und Muscovithäuten der Hydratisierung Vorschub leisteten.

Pyrit ist ziemlich häufig und zeigt sich in glänzenden und flächenreichen Krystallen.

Sericitischer Dolomitschiefer mit Anhydrit.

In einer Gesteinsprobe von Progressive 703 bildet weisser, feinzuckerkörniger *Dolomit* die Hauptmasse. Er wechselt mit Lagen von schwachvioletter, grobkörnigem *Anhydrit*. Das ganze Gestein erscheint dünnplattig bis schiefrig durch Lagen sericitischer Häute. Unter dem Mikroskop erkennt man auch *Gyps* in Lagen, die von Dolomit scharf getrennt sind.

In dem Dolomit finden sich häufig eingestreut: Körner von *Quarz*, regellose, einzelne *Muscovitblättchen*, *Pyrit* gelegentlich mit den Formen des Ikosaeders und kurze Stengelchen von *Rutil*.

Nicht selten werden die Dolomitkörner durchschnitten von schlanken, ca. 0,02 mm dicken und bis 0,15 mm langen Säulen eines Minerals, das ich als *Turmalin* bestimmt habe. Die Säulen sind stets in der Prismenzone, oft aber auch terminal von Krystallflächen wohlbegrenzt. Das Mineral ist farblos, was bei Turmalin in Gesteinen selten ist. Dagegen enthalten die meisten der Säulen Kernkrystalle, die intensiv gefärbt sind und einen sehr starken Pleochroismus

zwischen ω = blaugrün und ε = schwach rötlich-gelblich bis farblos aufweisen. Die Kernkrystalle sind häufig scharf von der Hülle getrennt. Sie bilden meist kurze Prismen mit basaler Begrenzung. In einigen Fällen aber zierliche hemimorphe Krystalle, indem sie von der Basis am einen Ende, von Rhomboedern am andern Ende begrenzt werden.

Die Lichtbrechung ist in den Kernkrystallen bedeutend höher als in der Hülle. Auch die Doppelbrechung ist im Kern um ein wenig höher. Danach ist wohl die Hülle aus Magnesiaturmalin, der Kern aus Eisenturmalin gebildet.

Sericitischer, sandiger Kalkschiefer.

Das Gestein von Progressive 716 m ist von weisser Farbe, im Hauptbruch seidenglänzend mit grünlichen Glimmerblättchen besprengt. Von den Kalkschiefern des Bündnerschiefer unterscheidet das Gestein seine helle Farbe und der Mangel an kohligem Pigment. Nach *H. Schardt* (Rapp. trim., März 1899) ist von diesem hellen Triasgestein zu den südlich anschliessenden Bündnerschiefern ein allmählicher Übergang zu beobachten.

Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Carbonaten und zwar ist es hauptsächlich *Calcit*, wie aus der chemischen Reaktion hervorgeht. Die Calcitkörner sind etwas grösser als die Dolomitkörner im Gestein von 703 m.

Etwa der vierte Teil des Gesteins besteht aus *Quarz*, in einzelnen Körnern zwischen dem Calcit gleichmässig verteilt, seltener in Nestern angereichert.

Von Glimmern ist *Muscovit* vorhanden, da und dort in kleinen Blättchen.

In grössern Individuen, eigentlichen Porphyroblasten, die dem Gestein ein grüngeflecktes Aussehen geben, findet sich ein schwach grünlicher Glimmer mit folgendem Pleochroismus: α und β = grünlich, γ = farblos. Die Doppelbrechung ist schwach und positiv, der Axenwinkel klein: 2 E gegen 30°. Schnitte senkrecht zur Basis zeigen zahlreiche Zwillingslamellen, die bis gegen 70° Auslöschungsschiefe zur Basis aufweisen. Es liegt *Klinochlor* vor.

In Schwärmen angeordnet, den glimmerreicheren Gesteinsteilen folgend, findet man zierliche *Rutil*kryställchen. Sie bilden oft knieförmige Zwillinge nach 101 oder herzförmige nach 301.

Die rutilreichen Zonen sind begleitet von vereinzelt braunen *Turmalin*prismen mit ω = hellbraun, ε = farblos.

Hoch lichtbrechende, farblose Stengel mit schwacher Doppelbrechung und negativem optischem Charakter der Hauptzone dürften als *Zoisit* gedeutet werden.

In ziemlicher Menge enthält das Gestein flach linsenförmig ausgewalzte, bis $1\frac{1}{2}$ cm lange Nester von *Magnetkies*.

2. Zweite Triaseinlagerung im Bündnerschiefer, Triaszone von „Lingwurm“. 1236—1530 m ab Nordportal.

Nach *C. Schmidt* besteht diese Zone von Nord nach Süd aus: 4 m Marmor, 200 m Anhydritgesteinen, 60 m schwarzen Schiefern und nochmals 30 m Anhydrit. Die schwarzen Schiefer werden von *Schmidt* und *Schardt* als synklinale Einlagerung von Jurasedimenten in der antiklinalen Trias aufgefasst. Die Handstücke aus den Triaspartien dieser Zone, die mir vorliegen, bestehen meist der Hauptmasse nach aus lichtvioletter Anhydrit mit deutlicher Schieferung. Diese wird sowohl durch die Abplattung der Anhydritkörner, als auch durch Glimmerhäute von bräunlicher und grünlicher Farbe bedingt oder durch flache Dolomitlagen.

Sericitischer Dolomit-Anhydritfels.

Ein Gestein von Progressive 1300 ab Nordportal erscheint violett, weiss und bräunlich gebändert und gefleckt durch Lagen von Anhydrit, Dolomit und Glimmer. An den feinkörnigen dolomitischen Teilen lässt sich schöne Triboluminescenz beobachten: Die mit dem Hammer angeschlagenen Stellen zeigen im Dunkeln ein rotes Aufglühen.

Der *Anhydrit* ist stellenweise sehr grobkörnig. Die Körner zeigen dann häufig undulöse Auslöschung und stärkere Deformation der Krystalle, sowie überaus reichliche Zwillingsbildung nach 101. Die Art der Deformation lässt auf eine Gleitbarkeit nach der Basis schliessen.

Der *Dolomit* ist durchschnittlich sehr feinkörnig und enthält in diesen feinkörnigen Teilen, die Pflasterstruktur zeigen, keinen Anhydrit. Die Dolomitkörner werden etwas grösser in den Grenzregionen gegen die Anhydritlagen und bilden hier mit kleinern Anhydritkörnern ein mittelkörniges Gemenge. Wir haben also Lagen aus reinem Anhydrit bestehend, Lagen aus Dolomit und Lagen, in denen beide gemengt sind. Stellenweise zeigt das Gestein grobkörnige Ausbildung beider Mineralien, des Dolomit und des Anhydrit. In solchen Teilen sind gelegentlich Häute von *Gyps* zu beobachten in Verbindung mit kataklatischen Zonen.

Neben *Muscovit* findet sich ein schwach bräunlicher Glimmer mit äusserst kleinem Axenwinkel, der zur *Phlogopit*gruppe gehört.

Quarz ist sehr spärlich. *Pyrith* ist nicht selten, auch in grössern bis gegen 1 mm grossen Krystallen.

Anhydritfels mit Phlogopit.

Das Gestein von Progressive 1403 besteht aus grobkörnigem *Anhydrit* mit wenig, regelmässig im Gestein verteilten *Dolomit* und bräunlichem *Phlogopit*.

Der Unterschied in den Gesteinen der Trias von Lingwurm gegenüber denen von Progressive 670—716 besteht, soweit die vorliegenden Proben einen allgemeinen Vergleich gestatten, in dem Zurücktreten des Gypses in den Gesteinen von Lingwurm und in dem Auftreten von *Phlogopit* an Stelle des *Muscovit*.

3. Südliche Grenztrias der Bedrettomulde. 3843 – 3913 m ab Nordportal.

Die Gesteine dieser Zone bestehen vorzugsweise aus dolomitischem Kalk, Quarziten und Sericitschiefern. Seltener sind *Anhydritgesteine*.

Glimmerreicher Anhydritschiefer.

Bei 3862 m ab Nordportal findet sich ein stark parallelstruiertes *Anhydritgestein*. Stellenweise wechsellagert der *Anhydrit* mit feinkörnigem, weissem *Dolomit*. Die Lagen sind oft durch Häute von *Muscovit* getrennt, während dem *Anhydrit* selbst ein grünlich-bräunlicher *Glimmer* in losen Blättern beigemengt ist, der zum *Phlogopit* gehört.

Dolomitglimmerschiefer mit Albit.

Ein eigenartiges Mischgestein steht bei km 3900 an. Das Gestein besteht aus dünnen Lagen von schneeweissem feinkörnigem *Dolomit* mit etwas *Calcit* und ebenfalls weissen Quarz-Feldspatlagen, die da und dort augenartig anschwellen. Die verschiedenen 1—2 mm dicken Lagen sind durch Häute weissen und braunen *Glimmers* geschieden mit reichlichem *Pyrit*. Auch die Quarz-Feldspatlagen sind reichlich von Carbonaten durchsetzt. Der Feldspat scheint durchweg *Albit* zu sein. Sein Brechungsvermögen ist stets kleiner als beim Quarz, der optische Charakter ist positiv, Schnitte ziemlich genau senkrecht zeigen gegen 20° Auslöschungsschiefe. Die beiden *Glimmer* unterscheiden sich sowohl durch die Farbe als durch die Grösse des Axenwinkels. Der braune *Glimmer* erscheint einaxig, der farblose zeigt wechselnde, stets kleine Axenwinkel, die meist zwischen $2E = 30^\circ$ bis 40° schwanken, aber auch bis nahe 0° sinken.

Gneissige Arkose.

Ebenfalls bei Progressive 3900 findet sich, offenbar genetisch mit dem eben beschriebenen Gestein in Zusammenhang ein grob-

flaseriges, stark geschiefertes, augengneissartiges Gestein. Die Augen bestehen aus Quarz oder, namentlich die grössern, aus Feldspataggregaten. Die Flaser bestehen aus hellem, spärlicher aus braunem Glimmer und sind mit zahlreichen bis $\frac{1}{2}$ cm grossen Pyritkrystallen durchspickt. Der Feldspat wurde durch Untersuchung der Spaltblättchen als *Albit* bestimmt. Er stimmt demnach überein mit dem Feldspat des gneissartigen Dolomitglimmerschiefers. Das Gestein scheint ein der Trias eingelagertes Zertrümmerungsprodukt der benachbarten Gneisse zu sein. Die Albitaugen dürften zum grossen Teil aus ursprünglichem Orthoklas hervorgegangen sein, der im benachbarten Eistengneisse sich häufig findet.

Dolomitmarmor.

Bei Progressive 3902 tritt ein rein weisser kompakter, in eckige Bruchstücke zerfallender Dolomit auf. Das Gestein enthält nur wenig Calcit. Er löst sich in Salzsäure bis auf minimale Rückstände von farblosen Glimmerblättchen. Diese bilden oft wohlbegrenzte sechseckige Täfelchen. Der grösste Teil des Glimmers ist optisch nahezu einaxig. Ein Teil zeigt Axenwinkel von $2 E =$ gegen 50° . Es scheint auch da grossenteils *Phlogopit* vorzuliegen.

4. Trias der Eistenmulde. 3993 u. 4077 m ab Nordportal.

Aus der Trias der Eistenmulde liegt mir nur eine Gesteinsprobe vor aus dem südlichen Schenkel, also aus der Grenztrias gegen den Gantergneiss und zwar von Progressive 4077. Es ist ein plattig-schiefriger weisser *Dolomitmarmor*. Die Schieferungsflächen sind mit farblosem bis schwach gelblichem meist *einaxigem Glimmer* und Pyrit bedeckt. In dünnen Lagen findet sich auch etwas grobkörniger *Calcit*. Das Gestein zeigt sehr schön die Erscheinung der Triboluminescenz.

5. Südliche Trias der Gantermulde I. 4426 m ab Nordportal.

Die Trias der Gantermulde ist sehr schwach entwickelt. Bei 4426 finden sich wenige Dezimeter mächtig zuckerkörniger *Dolomitschiefer* untermischt mit viel Quarz, Glimmer und grobspätigem Calcit.

Im März 1913 habe ich an dieser Stelle im Tunnel II auch *Fuchsitmarmor* (vgl. S. 11) aufgefunden. Dieser Fund ist eine schöne Bestätigung für die vermutete tektonische Zusammengehörigkeit der als Gantermulde I und Gantermulde II bezeichneten Schichten.

6. Gantermulde II. 7246—7254 m ab Nordportal.

Die Strecke, wo die Gantermulde zum zweitenmale den Tunnel quert, bei Progressive 7246—7254, ist an typischen Triasgesteinen recht arm. Körnige Carbonatgesteine finden sich bei den Progressiven 7246 und 7253.

Anhydrit führender Fuchsit-Marmor.

Das Gestein von Progressive 7246 besteht zum grossen Teil aus *Calcit*. Nach Behandlung mit kalter Salzsäure bleibt ein kleiner Teil, der wesentlich aus *Dolomit* besteht. Nach Auflösung desselben in warmer Salzsäure hinterbleibt ein glashelles Pulver. Dieses besteht aus *Anhydrit* und *Muscovit*. Die auf 010 liegenden Anhydritblättchen lassen meist starke Zwillingslamellierung nach dem Makrodoma erkennen. In einzelnen Lagen, besonders in der Grenzzone gegen das Nebengestein wird das weisse Carbonatgestein von smaragdgrünen Glimmerhäuten durchzogen. Dieser grüne Glimmer hat die optischen Eigenschaften des *Muscovit*. Vor dem Löthrohr in der Boraxperle gelöst, gibt er schwache Chromreaktion. Er ist demnach als *Fuchsit* zu bezeichnen.

Diese marmorartigen Gesteine sind begleitet von glimmerreichen Schiefern, die ebenfalls stark carbonathaltig sind: braune Granatschiefer, die wohl noch zum Jura zu rechnen sind und weisse Kalkglimmerschiefer.

Weisser Kalkschiefer.

Die Untersuchung eines hellen Schiefers von der Progressive 7246 m ergab folgendes Resultat: Hauptbestandteile sind: *Calcit*, *Dolomit*, *Quarz*, *Plagioklas* und *Muscovit*. Da und dort finden sich auch — dies zeigt den Zusammenhang des Gesteins mit der Ca SO_4 führenden Trias — unregelmässige Körner von *Anhydrit*. Ferner wurde beobachtet: *Turmalin* in braunen, kleinen, gedrungenen Säulen oder in grössern farblosen Krystallen mit braunem Kern. *Pyrit*-krystalle, *Rutil*, nesterweise in Körnern, seltener in schlanken Krystallsäulen. Ganz vereinzelt sind Mineralien der *Epidot*gruppe sowie längliche gerundete Körner von *Zirkon*.

Anhydritknauern und Anhydritkrystalle im Gantergneiss bei 7500 m ab Nordportal ca., im Liegenden der Trias der Gantermulde II.

Mit der Trias der Gantermulde im Zusammenhang steht das Vorkommen der schönen, von mir beschriebenen Anhydritkrystalle⁷⁾ und Anhydritknauern im Gneiss bei Progressive 7500 ca. C. Schmidt

⁷⁾ Vgl. H. Preiswerk: Neues Jahrb. f. Min. 1905, B. I, pag. 37.

beschreibt dieses Vorkommen im eingangs zitierten Rektoratsprogramme pag. 44. Ein neues Vorkommen solcher Anhydritknauern habe ich im Tunnel II bei Progressive 7390 m ab Nordportal gefunden.

Der die Einlagerungen umgebende Gneiss fällt durch seine helle Färbung gegenüber dem übrigen Leonegneiss auf. Mineralogisch kann er Albitgneiss genannt werden. Er hat krystalloblastische Struktur und besteht aus einem Gemenge von Albit, etwas wenigem Mikroklin, Quarz und Muscovit, mit reichlich Calcit zwischen den andern Mineralkörnern eingesprengt. Die Anhydritmassen sind mit dem Gneiss auf eigenartige Weise verknüpft. Einige Bestandteile des Gneiss entwickeln sich da, wo Anhydrit vorhanden ist, überaus grobkörnig und bilden zusammen mit dem Anhydrit grosskörnige, linsenförmige Knauern. Diese sind wesentlich von zweierlei Art. Entweder bestehen sie fast nur aus *Anhydrit* und sind nur randlich von Glimmerlagen durchzogen und umhüllt. Indes ist meist keine scharfe Grenze zwischen den Knauern und dem Gneiss, indem auch im unmittelbar benachbarten Gneiss einzelne kleinere Anhydritschmitzen eingelagert sind. Oder aber wir haben grosskörnige Massen, die aus *Quarz*, *Feldspat*, dunkelviolettem *Anhydrit* und grobflasrigem *Biotit* und *Muscovit* bestehen. Auch hier sind die Bestandteile der Knauern aufs innigste verknüpft mit denen des Gneisses, ähnlich wie bei pegmatitischen Ausscheidungen. Der grobspätige Feldspat der Knauern erweist sich als *Orthoklas* nach der Untersuchung der Spaltblättchen und des Brechungssexponenten. Dieser ist — nach der Einbettungsmethode bestimmt — durchgehend, aber sehr wenig niedriger als 1,527. Einige der Spaltblättchen nach 001 zeigen Mikroklin-Gitterstruktur. Neben dem Kalifeldspat konnte in den Knauern auch etwas *Albit* konstatiert werden. Bei Progressive 7490 m fand ich im Tunnel II Knauern, die aus violetter Anhydrit, weissem Feldspat, grünem Glimmer und reichlich blassgrünem *Stahlstein* bestehen.

7. Carneramulde. 8145—8155 m ab Nordportal.

Die Anwesenheit der Mulde ist mehr durch den petrographischen Wechsel des hangenden und liegenden Gneisses als durch charakteristische Triasgesteine markiert. Immerhin ist der Carbonatreichtum der Zone und Anhydritinfiltrationen im liegenden Gneiss auf eine Einlagerung mesozoischer Sedimente zurückzuführen.

Calcit führender Muscovitgneiss.

An Handstücken liegt mir aus dieser Zone nur ein weisser Gneiss vor, der aus Quarz, Orthoklas, etwas Albit und Muscovit, sowie reichlichem Calcit besteht.

*Anhydritknauern im Valgrandegneiss bei 8463 m ab Nordportal im
Liegenden der Trias der Carneramulde.*

Das Anhydritvorkommen im Valgrandegneiss bei Progressive 8463 ist denen von Progressive 7500 ganz analog. Teils findet sich der Anhydrit in kleinen Körnern als Gemengteil des Gneisses, namentlich aber in grosskörnigen Mineralknauern mit Quarz, Feldspat, Biotit, Muscovit und Chlorit. Der Feldspat scheint grossenteils Albit zu sein.

**8. Hangende Trias der Vegliamulde. 9400—9680 m ab
Nordportal.**

Von Progressive 9400—9680 ab Nordportal durchfährt der Tunnel eine bunte Serie von richtigen Triasgesteinen, das Dach der *Vegliamulde*, durch deren Anfahren seinerzeit endgiltig die grosse Überschiebung der Leonegneissmassen erwiesen wurde.

Glimmerdolomite mit und ohne Anhydrit.

Es sind teilweise fein geschichtete Gesteine, in denen Lagen von reinem weissen zuckerkörnigem Dolomit, glimmerreichem Dolomit, violetter Anhydrit, gröberkörnigem Kalkspat und Quarz mit einander abwechseln. Pyrit ist oft reichlich lagenweise eingesprengt; ferner finden sich Turmalin, Klinozoisit, Rutil und selten etwas Plagioklas. *H. Schardt* erwähnt auch Kupferkies und Bleiglanz.

Stellenweise sind die Gesteine intensiv gefältelt und zusammengestaucht, wobei oft grobkörnige Aggregate sich ausbilden und die Schichtung verwischt wird. Manche Typen zeigen lebhafte Tribolumineszenz. Der Anhydrit ist nicht nur in den von blossen Auge sichtbaren Lagen vorhanden, sondern auch in mikroskopischen Körnern dem zuckerkörnigen Dolomit beigemischt. Bei km 9408 wurde im Anhydrit eine bewegliche Libelle konstatiert. Sie bleibt bei Temperaturänderungen jedoch unverändert. Der Flüssigkeitseinschluss ist demnach von anderer Natur als diejenigen im Anhydrit bei Km 0,695, also keine flüssige Kohlensäure.

Von Glimmern sind durchweg zwei Arten vorhanden. 1. Farbloser, gelblicher oder grünlicher Muscovit, der meist ununterbrochene Häute bildet. 2. Ein hellbrauner Glimmer, den Muscovithäuten beigemischt oder aber in mehr isolierten, selbständigen Blättchen. Der braune Glimmer ist beträchtlich spröder als der Muscovit. Sein optischer Axenwinkel ist stets klein. Er schwankt etwa zwischen 0° und 12°. Selten wird er bei ganz schwach gefärbten Blättchen grösser. Nach einiger Mühe gelang es mir, an dünn gespaltenen Blättchen

mit dem von *Steenstrup* angegebenen Apparat⁸⁾ Schlagfiguren herzustellen, an denen mit hinreichender Sicherheit die optische Axenebene des Glimmers als parallel mit dem Lichtstrahl, also der Glimmer als zweiter Art bestimmt werden konnte. Der Glimmer ist also in die Biotitgruppe zu stellen. Auch manche farblose Glimmer zeigen sehr kleinen Axenwinkel, der bis gegen 0^0 sinkt. Ob sie Glimmer zweiter Art sind, konnte ich nicht sicher feststellen. Wahrscheinlich sind sie samt den hellbraunen Glimmern zweiter Art zum *Phlogopit* zu stellen.

Die Struktur der Gesteine ist die krystalloblastische. Völlig idioblastisch sind nur die Pyritkrystalle und spärliche Rutil. Die Glimmer zeigen ausgebildete Basisflächen. Besonders auffällig ist die idioblastische Ausbildung nur nach einer bestimmten Fläche am Anhydrit zu beobachten. Wo er von Dolomit eingeschlossen ist, erscheint er in unregelmässigen Körnern, die nur nach der Basis ebenflächig begrenzt sind.⁹⁾

Sericit-Quarzite mit Anhydrit.

Bei Progressive 9475 und 80 finden sich *anhydritführende, quarzreiche Gesteine*. Neben Quarz enthalten sie reichlich Muscovit, der ihnen schiefriiges Aussehen verleiht. Daneben tritt auch ein einschlussreicher Feldspat auf. Seine Lichtbrechung ist niedriger als die des Quarz, Schnitte senkrecht auf *c* zeigen gegen 20^0 Auslöschungsschiefe gegen die Trace 001. Die Doppelbrechung ist positiv. Demnach liegt *Albit* vor.

Anhydritkrystalle im Glimmerdolomit und Sericitquarzit.

In den beiden soeben beschriebenen Triasgesteinsarten der Vegliamulde finden sich ebenfalls an verschiedenen Stellen schöne Anhydritkrystalle, die ich s. Z. (Neues Jahrb. f. Min., 1905, pag. 33—43) beschrieben habe. Als Fundorte sind mir bekannt geworden die Progressiven: 9480, 9500, 9540, 9560 und 9573 m. Ich habe seitdem noch einige Stufen erhalten, die geeignet sind, einiges Licht zu werfen auf die Bildungsweise der in den Triasschiechten selbst auftretenden Krystalle. Es sind hier keine richtigen Kluftminerale, die die Wände der Klüfte überkleiden, vielmehr stehen die Krystalle in

⁸⁾ Es hat sich als zweckmässig erwiesen, an diesem Apparate die äussere Glasröhre durch Anschleifen seitlich zu öffnen. Auf diese Weise kann die durch das Hinabfallen der innern Röhre verdrängte Luft seitlich entweichen, während sie sonst leicht das Glimmerblättchen von der untern Öffnung wegbläst.

⁹⁾ Vgl. die Mikrophotographie von Gestein bei 9433 m ab Nordportal. Tafel 1, Fig. 1.

genetischem Zusammenhang mit den Gesteinsgemengteilen. Es liegt mir eine Stufe (Progr. 9500) vor, bei der die mit Anhydrit- und Dolomitkrystallen bekleidete Kluftfläche senkrecht steht auf den Schichten des Gesteins. Die Kluft ist nun dort mit Anhydritkrystallen besetzt, wo die Lagen körnigen Anhydrits im Gestein austreichen, wo dagegen die zuckerkörnigen Dolomitlagen austreichen, wachsen Dolomitkrystalle in die Kluft. Die Bildung der Krystalle in der Kluft muss gleichzeitig erfolgt sein mit der Krystallisation der Gesteinsbestandteile. Diese selbst sind es, die in der Kluft auskrystallisieren, analog wie in Eruptivgesteinen die Gesteinsgemengteile in miarolitischen Hohlräumen zur vollen Krystallausbildung gelangen. Bei Progressive 9480 finden sich Anhydritkrystalle auf Klüften im Sericitquarzit. Sie sind hier bezeichnenderweise wesentlich von Quarzkrystallen begleitet. Spärlich finden sich dabei Dolomit und Adular.

Dunkle Anhydrit-Glimmerschiefer und Gneisse.

Ein dritter Gesteinstypus der Triaszone 9400—9650, der ebenfalls Anhydrit führt, sind *biotitreiche Schiefer* und *Gneisse*, die besonders charakteristisch bei den Progressiven 9458—69, 9502—10 und 9574—79 entwickelt sind. Es sind grobflaserige Gesteine mit dunkeln Glimmerfasern und hellen, meist augenförmigen Zwischenlagern. Der hellviolette Anhydrit tritt darin in grössern linsenförmigen Lagen oder auch inniger mit dem Gesteinsgewebe verflochten, in den Augen der Flaserung selbst auf.

Der Mineralgehalt dieser Schiefer ist sehr mannigfaltig und trotz des ziemlich einförmigen Aussehens stark wechselnd. Neben Biotit tritt stellenweise reichlich ein gelblich-grauer Muscovit auf. Der vorherrschende farblose Gemengteil ist bald Quarz, bald ein Plagioklas. Die Feldspatindividuen sind oft mehrere Millimeter gross und umschliessen zahllose Einschlüsse. Ihr Vorherrschen führt zu gneissartigen Typen über. Zur Bestimmung des Feldspates dienen am besten die Quarzeinschlüsse. Die Untersuchung derselben in einem grobflaserigen Gestein von Progressive 9574, das grosse einschlussreiche Feldspate enthält, ergab folgendes Resultat: An einem Schnitt annähernd senkrecht zur optischen Axe des Feldspates wurde bestimmt

$\omega < \beta$; $\varepsilon > \beta$. Aus andern Durchschnitten ergab sich:

bei Parallelstellung $\omega < \alpha'$; $\varepsilon < \gamma'$

bei Kreuzstellung $\omega < \gamma'$; $\varepsilon \equiv \alpha'$.

Ein Schnitt senkrecht zu α ergab 17° Auslöschungsschiefe. Nach diesen Daten liegt *Andesin* (Oligoklas-Andesin) vor. Lokal sind *Carbonate*, auch *Anhydrit* reichlich vorhanden.

Epidot findet sich in länglichen Körnern und Stengeln mit sehr schwankender Doppelbrechung. Sie nimmt im allgemeinen gegen den Rand der Körner ab, aber oft sind Stellen höherer und niedrigerer Doppelbrechung unregelmässig fleckig verteilt. Im Zentrum grösserer Epidotkörner (Progr. 9620) finden sich *Orthit* als stärker gefärbte Stellen, die in gelblich-grünen und olivengrünen Tönen pleochroitisch sind, mit beträchtlich abweichender Auslöschungsrichtung. Bei Progressive 9574 finden sich in diesen Schiefen grössere selbständige Orthitkörner, die nur von einer schmalen Hülle von Klinoisit mit sehr niedriger Doppelbrechung umgeben sind. Die Differenz in den Auslöschungsrichtungen von Hülle und Kern beträgt in den zwei Schnitten, die ich auffand, über 20° . Während der Orthit gegen die Hülle von Klinoisit ziemlich scharfe Krystallbegrenzung zeigt, ist dagegen die Hülle gegen die übrigen Gesteinskomponenten ganz unregelmässig begrenzt.

Zoisit findet sich in der in umkrystallisierten Gesteinen so häufigen Form eirunder Körner. In grosser Zahl finden sich in allen Schliffen, die mir von diesen Gesteinen vorliegen, namentlich häufig als Einschlüsse im Feldspat Stengelchen von *Turmalin*. Hier und da, besonders bei kleinern Kryställchen, zeigt sich scharfe Terminalbegrenzung. Die Farbe ist graublau bis bräunlich-violett. Oft ist der Kern dunkler und zeigt höhere Doppelbrechung.

Ein weiterer meist völlig idioplastischer Gemengteil ist der *Rutil*, der in Schwärmen die übrigen Gemengteile durchzieht. Häufig sind überaus zierliche, herzförmige Zwillinge, die da und dort unter sich selbst wiederum zu Zwillinggruppen höherer Symmetrie verwachsen. Auch knieförmige Zwillinge fehlen nicht.

Ein stengeliges, der Flaserung folgendes Mineral von Progressive 9620 ab Nordportal wurde als *Disthen* bestimmt. Die Bestimmung ergibt sich aus folgenden Beobachtungen: Einige Schnitte zeigen scharfe zahlreiche Spaltrisse in der Längsrichtung der Stengel. Die Auslöschung ist dann stets gerade, der Charakter der Längszone positiv. Sowohl die optische Normale als die positive Bissectrix (c) treten gelegentlich in diesen Schnitten aus. Ein glücklicher Schnitt senkrecht zur negativen Bissectrix (a) zeigt mässig deutliche Spaltrisse in der Längsrichtung, feine scharfe, aber kurze auskeilende Spaltrisse stehen darauf nahezu senkrecht (Gleittrisse nach 001). Die Auslöschungsschiefe zur Längsrichtung beträgt gegen 30° .

9. Liegende Trias der Vegliamulde. 6870—7120 m ab Nordportal.

Die Basis der Kalkschiefer der Vegliamulde, die die Trias repräsentieren könnte, ist durch mehr massige und marmorartige Kalkschiefer und Kalke charakterisiert. Vereinzelt finden sich Lagen von schneeweissem, reinem körnigen Kalk. Die sonst für die Trias typischen Dolomit- und Anhydritgesteine fehlen hier (vgl. C. Schmidt, Rektoratsprogramm, p. 48).

10. Südliche Trias der Teggiolomulde. 4946—4325 m ab Südportal.

Die grösste zusammenhängende Triasmasse durchfährt der Tunnel von 4946—4325 m ab Südportal, es ist die dem Antigorio-gneiss auflagernde Trias der Teggiolomulde. Die Gesteinstypen sind ungemein mannigfaltig. Wir können sie im grossen und ganzen den unter 8. aus der Vegliamulde beschriebenen Hauptgruppen zuteilen: 1. Helle Anhydrit-Dolomitgesteine, 2. Sericitschiefer und Sericit-quarzite, 3. dunkle biotitreiche Glimmerschiefer und Gneisse.

Helle Anhydrit-Dolomitgesteine mit Tremolit.

Während reine körnige Dolomite und Kalke, sowie reine körnige Anhydrite relativ selten sind, dominieren die Anhydrit-Dolomitgesteine. Auch in der Teggiolotrias finden sich häufig die aus Lagen von schneeweissem zuckerkörnigen Dolomit, etwas gröber krystallinem violett-rosafarbigem Anhydrit und rein braunem Phlogopit mit etwas Sericit bestehenden Gesteine, die meist schöne Tribolumineszenz zeigen. Dagegen tritt dazu ein Gemengteil, der den bisher beschriebenen Gesteinen dieser Art fehlt und der auf die Teggiolomulde beschränkt erscheint, nämlich farbloser *Tremolit* und licht grünlicher *Strahlstein*. Er ist schon dem blossen Auge sichtbar. Im Gestein von Progressive 4800 bildet der Tremolit seidenglänzende Büschel und Rosetten.

Die Anhydrit-Dolomitgesteine der Teggiolomulde sind im Gegensatz zu denen der andern Mulden oft mehr grünlich gefärbt. Dies rührt von der stärkern, mehr ins Grünliche gehende Färbung des Glimmers und dem regelmässigen Auftreten des Strahlsteins, dessen Grünfärbung mit der des Glimmers zunimmt. Dadurch wird ein mehr allmählicher Übergang zu den anhydritführenden dunklen Glimmerschiefern bedingt.

Als untergeordnete, mit dem Hauptgestein verschmelzende Einlagerungen von oft nur Zentimeter Dicke finden sich im Anhydrit-Dolomit mehr dichte, „Eruit“artig aussehende Gesteinsteile (Progressive 4820 m), die auch in den unten zu beschreibenden gneissartigen Schichten wiederkehren. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass in diesen Partien Feldspatisierung eingetreten ist. Grosse *Plagioklas*-individuen durchziehen das Gestein, die übrigen Gemengteile als Einschlüsse aufnehmend. Die wenigen ausführbaren Bestimmungen deuten auf einen sauren Plagioklas (Oligoklas-Albit). Als Einschlüsse sind neben Strahlstein und Carbonaten besonders zahllose bräunliche *Turmalinstengel* und viele längliche *Rutilkörner* auffällig.

Anhydrit-Sericitschiefer und Sericitquarzite.

Bei km 4465 und 4477 und dann wieder bei 4532 findet sich der Anhydrit in carbonatarmen aber quarzreichen schiefrigen Gesteinen.

Das Gestein von km 4532 ist ein grauer Sericitschiefer, der auch etwas Biotit führt und von violetten Anhydritlagen durchzogen wird. Das Mikroskop lässt den reichen Quarzgehalt erkennen, während Feldspat nicht konnte nachgewiesen werden. Pyrit ist reichlich vorhanden. Ferner finden sich Körner von Rutil und Zirkon.

Unregelmässige Körner und Stengel eines stark licht-, aber ganz schwach doppelbrechenden Minerals, das deutlichen Pleochroismus zwischen blau-grau und gelblich zeigt, halte ich für Apatit. Ähnliche Sericitschiefer finden sich bei km 4466 und 4500, doch ohne Anhydrit. Die Gesteine von km 4465 und 4477 sind ganz hellfarbige, blassgrünlich-weiss und violett gestreifte, grobkörnige Schiefer, die neben Anhydrit, Sericit und Carbonaten reichlich Quarz enthalten. Einzelne Stellen darin sind von Rutilnadeln und Turmalinstengeln mit Kernkristallen durchschwärmt.

Biotitreiche dunkle Schiefergesteine.

a) Biotit-Anhydritschiefer mit Tremolit.

Die durch Reichtum an dunkeln Glimmer ausgezeichneten Gesteine zeigen verschiedene Übergänge zwischen Anhydritgesteinen und anhydritarmen bis freien oft gneissartigen Kalkschiefern. Die anhydritreichsten Typen, die auch einzelne Lagen in reinem Anhydritgestein bilden, sind Biotit-Anhydritschiefer, die Tremolit oder Strahlstein und kleinere oder grössere Beimengung von Carbonaten enthalten.

Ein derartiges Anhydritgestein von Progressive 4497 ist beachtenswert durch die teilweise Umwandlung in Gyps. Unregelmässige Anhydritkörner liegen in einer Basis von Gyps, der wenige grosse einheitliche Individuen bildet.¹⁰⁾¹¹⁾ Diese Ausbildung grosser Individuen im Gyps der Teggiolomulde steht im Gegensatz zur Bildung wirrfasriger Aggregate von Gyps in den Triaszonen bei 670 m ab Nordportal.

b) Kalkschiefer mit Plagioklas und Skapolith,
Skapolithgneiss.

In den Zonen 4940—4795 und 4613—4500 tritt der Anhydrit zurück und es entwickeln sich Glimmerkalke oder Kalkschiefer, die durch Eintritt von Quarz, Feldspat und stellenweise Skapolith einen mehr gneissartigen Habitus erlangen. Als konstante Gemengteile dieses Gesteins sind Biotit, Quarz und Calcit (seltener Dolomit) zu bezeichnen. Als typischer Vertreter des skapolithfreien Typus mag das Gestein von Progressive 4550 gelten. Das Gestein ist ein krystalloblastisches Gemenge von Calcit, Quarz, Biotit, in dem bald der eine, bald der andere dieser Gemengteile lagenweise vorherrscht. Die Glimmertafeln sind den Lagen parallel geordnet. In dem streifig-fasrigen Gewebe des Gesteins bilden stellenweise grössere Quarzkörner augenförmige Anschwellungen.

Neben diesen Gemengteilen findet sich ziemlich verbreitet Plagioklas, häufig mit Zwillingbildung nach Albit- und Periklingesetz. Folgende Bestimmungen konnten ausgeführt werden: Die Auslöschungsschiefe nach M in Schnitten senkrecht zur negativen Bissectrix beträgt 17—19°. Diese Schnitte liegen ziemlich genau senkrecht zu M und P. Der Sinn der Auslöschungstiefe konnte als + bestimmt werden. Im Feldspat eingeschlossene Quarzkörner zeigen meist niedrigere Lichtbrechung. Der Plagioklas bestimmt sich somit als *Andesin*.

Ferner findet sich Zoisit in runden Körnern, Titanit in einzelnen Körnerstreifen und reichlich Pyrit in derben Massen, der schon makroskopisch auffällt.

Die Glimmerkalke von den Progressiven 4854, 4874 und 4922 führen *Skapolith*, teilweise so reichlich, dass man sie als Skapolithfels bezeichnen könnte.

¹⁰⁾ Vgl. Mikrophotographie: Gestein von Progressive 4497 ab Südportal. Tafel 1, Fig. 2.

¹¹⁾ *F. Hammerschmidt*: Beiträge zur Kenntniss des Gyps- und Anhydritgesteines (Tschermak. Min. u. Petr. Mitth. 1883), beschreibt pag. 277 mit diesen identische Strukturen.

Allen drei Gesteinsproben sind ausser dem Skapolith folgende Mineralien gemeinsam: Biotit, Calcit, Quarz, Plagioklas, Epidot-mineralien, Pyrit und Rutil.

Dem *Biotit* ist bald Chlorit beigesellt in Parellelverwachsung, bald Muscovit, der mehr selbständig auftritt.

Der *Calcit* tritt oft stark zurück und schwindet gelegentlich ganz, sodass sich mehr Gneisstypus herausbildet.

Der Plagioklas bildet im Gestein 4922 m ab Südportal grosse und zahlreiche Porphyroblasten mit vielen Einschlüssen, in den andern tritt er mehr vereinzelt auf. Zwillingsbildung nach dem Periklingesetz ist die vorherrschende. In Schnitten senkrecht zur negativen Bissectrix wurden 10^0 — 20^0 Auslöschungsschiefe gemessen. Diese Schnitte stehen ziemlich senkrecht zu P und M. Die Trace von a' liegt im spitzen $\angle$ P/M. Demnach liegt *basischer Oligoklas* mit 25—30 % Anorthitgehalt vor. Auch noch basischere Glieder kommen vor, deren Brechungsexponent den des Quarzes übersteigt. Beim Gestein von 4854 schwankt die Zusammensetzung im selben Individuum beträchtlich, wie die wechselnde, meist nach der Peripherie zunehmende Auslöschungsschiefe zeigt.

Der *Skapolith* bildet grosse, langgestreckte Porphyroblasten von mehrern Zentimetern Länge. Sie schliessen alle übrigen Gemengteile ein und zeigen schöne Siebstruktur. Wo sie an Quarz grenzen, treten häufig auffällige myrmekitartige Verwachsungen auf.¹²⁾ An geeigneten Schnitten lässt sich leicht die Einaxigkeit und der negative optische Charakter nachweisen. In Schnitten nach der Axe sind Spaltrisse sichtbar, die der Axe parallel laufen. Die Lichtbrechung ist durchweg höher als die des Quarzes; die Doppelbrechung wurde zu 0,030 bis 0,035 bestimmt. Das Gesteinspulver wurde mit warmer Salpetersäure behandelt und in der Lösung mittelst Silbernitrat *Chlor* nachgewiesen. (Die Reaktion wurde durch einen blinden Versuch kontrolliert.) Darnach erscheint die Bestimmung als Skapolith gesichert. Innerhalb der Gruppe der Skapolithe betrachtet, zeigt das vorliegende Mineral maximale Licht- und Doppelbrechung und ist demnach zum *Mejonit* zu rechnen.

Die Strukturformen zeigen grosse Ähnlichkeit mit denen, die *A. Lacroix*¹³⁾ an Dipyren von Pyroxengneissen beschrieben und abgebildet hat. Dieselben eigenartigen Verwachsungen, die *Lacroix* als „stalactiformes“ bezeichnet, sind dort bei Verwachsungen verschiedener Dipyrintindividen unter sich zu beobachten.

¹²⁾ Mikrophotographie des Gesteins Progressive 4874. Tafel I, Fig. 3.

¹³⁾ *A. Lacroix*: Gneiss à Pyroxène (Bull. soc. Franc. de Min. 1889, page 30).

Die stets vorhandenen Epidotminerale zeigen sich in wechselnder Gestalt. Bald herrscht der normale Epidot, bald die schwach doppelbrechenden Glieder, wohl meist Klinozoisit. Seltener ist Zoisit stets in rundlichen Körnern.

Der Pyrit zeigt sich fast stets in wohlgebildeten, oft flächenreichen Krystallen.

Der Rutil, zum Teil in groben Körnern, zum Teil in zierlichen Krystallsäulchen. Die Körner sind hie und da von Leucoxenrändern umgeben.

Turmalin findet sich gelegentlich in kurzen Säulen.

e) Glimmerkalk der druckhaften Stelle.

Eine eigenartige Ausbildung der carbonatreichen Gesteine der Teggiolomulde sind die mürben Glimmerkalke der „Druckpartie“ 4460—4418, die durch ihre Druckhaftigkeit dem Tunnelbau so grosse Schwierigkeiten bereiteten. *C. Schmidt* beschreibt dieses Vorkommen und gibt (Rektoratsprogramm, pag. 51) folgende Analyse einer luft-trockenen Durchschnittsprobe des Glimmerkalkes bei 4420 m im Stollen I:

Si O ₂	. . . = . . .	15,95 %
Ti O ₂	. . . = . . .	0,37 %
Al ₂ O ₃	. . . = . . .	7,90 %
Fe ₂ O ₃	. . . = . . .	0,65 %
Fe O	. . . = . . .	3,48 %
Mg O	. . . = . . .	7,36 %
Ca O	. . . = . . .	32,65 %
Na ₂ O	. . . = . . .	0,59 %
K ₂ O	. . . = . . .	0,75 %
S O ₃	. . . = . . .	—, — %
P ₂ O ₅	. . . = . . .	0,26 %
C O ₂	. . . = . . .	24,65 %
H ₂ O	. . . = . . .	5,01 %
		99,62 %

Seinen Angaben möchte ich beifügen, dass auch Chlorit eine wichtige Rolle spielt in diesen mürben Glimmerkalcken. Die Farbe des Gesteins ist mehr hellbräunlich, wenn der lichtgefärbte Biotit, mehr grünlich, wenn der Chlorit vorwiegt. Eine Gesteinsprobe von Progressive 4420 führt Biotit nur in geringen Mengen. Der herrschende Glimmer ist Chlorit. Auch Quarz zeigt sich ziemlich häufig unter dem Mikroskop und von blossem Auge erkennt man da und dort Würfel von Pyrit. Muscovit konnte ich nicht nachweisen. Eine eingehendere Untersuchung des Gesteins hat *G. Spezia* angestellt.¹⁴⁾ In

¹⁴⁾ Anidrite micaceo-dolomitica e sulle rocce decomposte della frana del traforo del Sempione (Atti R. Acc. Sc. Torino, Vol. XXXVIII, 1903).

dem Glimmer, der nach ihm vielleicht Phlogopit ist, konstatiert er viel Magnesia, Fluor und spektroskopisch Kali, Natron und Lithium. Von weiteren Mineralien wies er farblosen Amphibol, Rutil und Turmalin nach. Die feinen zerreiblichen Teile im Gestein hält er für Caolin, da sie in der Hitze Wasser abgeben, unschmelzbar sind und nach qualitativer Prüfung nur Kieselsäure und Aluminium zeigen. Mancherorts ist dieser Caolin gemischt mit pulverförmigem Chlorit, Calcit und einem colloidalen Aluminiumhydrosilikate. Dieses feinkörnige Gemisch bedingt, zumal im feuchten Zustand, die Zerreiblichkeit des Gesteins. Muscovit wird von *Spezia* nicht erwähnt.

Mineralisation und Metamorphose der Simplontunnelgesteine.

Die beschriebenen Gesteine sind die Umwandlungsprodukte von marinen Sedimenten der Trias: von Dolomit, Dolomitmergeln, sandigen Kalkmergeln, Gyps- oder Anhydritschichten, seltener von Sanden und Zerstörungsprodukten granitartiger Gesteine. Die verschiedenen Proportionen, in denen die Bestandteile der primären Gesteine gemengt waren, bedingen in erster Linie den äusserst mannigfaltigen Charakter der Umwandlungsprodukte. Die chemische Zusammensetzung einzelner Proben durch Analysen zu bestimmen, erscheint bei dem raschen Wechsel selbst in einem Handstück von nur untergeordnetem Interesse. Mehr der Beachtung wert erscheint mir die Art der Mineralisation, insbesondere die Verteilung der einzelnen Mineralien.

Folgende sind die gesteinsbildenden Mineralien in den Triasgesteinen des Simplontunnels: Dolomit, Calcit, Anhydrit, Gyps, Quarz, Oligoklas-Andesin, Albit, Biotit, Phlogopit, Muscovit, Fuchsit, Chlorit, Klinochlor, Epidot, Klinozoisit, Zoisit, Orthit, Tremolit-Strahlstein, Disthen, Mejonit, Turmalin, Rutil, Zirkon, Leucoxen, Pyrit, Magnetkies.

Von diesen neu gebildeten Mineralien gehört der grösste Teil zu den gewöhnlichen Bestandteilen metamorpher krystalliner Schiefer. Vergleichen wir sie mit der Aufstellung von *Becke* und *Grubenmann*,¹⁵⁾ so zeigen sich als charakteristische Bestandteile der oberen und mittleren Zone der Metamorphose: Disthen, Tremolit-Strahlstein, Chlorit, Klinochlor, Epidot, Zoisit, Klinozoisit, Albit, Biotit,

¹⁵⁾ U. Grubenmann: Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910, pag. 80.

Phlogopit, Muscovit, Fuchsit, Turmalin, Rutil, Leucoxen. Inbezug auf das Molecularvolum herrschen unter diesen die negativen Minerale vor. Die Ummineralisation der Triasschichten muss demnach unter wesentlicher Mitwirkung des Gebirgsdruckes vor sich gegangen sein. Das Auftreten von Oligoklas-Andesin weist mehr auf die tiefste Zone hin.

Mejonit und Orthit verdienen besondere Beachtung, da diese Mineralien, besonders der Mejonit, vornehmlich als Produkte normaler Kontaktmetamorphose bekannt sind.

Im Folgenden soll die Art des Auftretens dieser Mineralien im Zusammenhang beschrieben werden:

Dolomit und Calcit. Der grösste Teil der Triasgesteine des Tunnels sind *Dolomit*gesteine, besonders die hellen marmorartigen Gesteine, die den Anhydrit begleiten und vielfach damit wechselagern. Calcit fehlt diesen Gesteinen selten ganz, dagegen ist er auf einzelne dünne Lagen und Nester beschränkt. Er stellt sich gern mit grösserm Glimmerreichtum ein. In den dunkeln biotitreichen Schiefern der Vegliamulde und besonders der Teggiolomulde herrscht der Calcit vor.

Mikroskopisch zeichnet sich der Dolomit vor dem Calcit durch die mehr isometrische und einfach begrenzte Gestalt der Körner aus. Im reinen Dolomitgestein entwickelt sich dadurch eine richtige Pflasterstruktur, oft mit recht geringer Korngrösse (ca. 0,05 mm). Dies sind die eigentlichen „zuckerkörnigen“ Dolomite, die sehr schön die Erscheinung der Triboluminescenz zeigen: Die von einem kurzen, nur schwachen Hammerschlag getroffene Stelle zeigt ein tiefrotes, diffuses Aufleuchten. Die Feinheit des Kornes scheint die Erscheinung zu begünstigen. In gesteinsbildendem Dolomit der Teggiolomulde wurde *G. Spezia*¹⁶⁾ ein schwacher Eigengehalt konstatiert.

Im Gegensatz zum Dolomit zeigen die *Calcit*körner unregelmässigere Umrisse und sind in einander verzahnt. Das Korn ist durchschnittlich grösser und Einschlüsse reichlich. Charakteristisch sind für den Calcit konkav-sichelförmig begrenzte Fetzen, die die Zwischenräume anderer Gemengteile füllen.

Anhydrit und Gyps. Durch die hochkrystalline Entwicklung und die Verbindung mit mannigfaltigen sekundären Silikaten nehmen die Anhydritmassen des Simplontunnels besonderes Interesse in Anspruch. Sie stellen ganz absonderliche Gesteinstypen dar, die sonst

¹⁶⁾ *G. Spezia*: Anidrite micaceo-dolomitica etc. del traforo del Sempione (Atti R. Acc. Sc. di Torino 1903, pag. 4).

Die von *G. Lincio* beschriebenen eisenhaltigen Dolomite aus dem Simplontunnel sind Kluftminerale. (*G. Lincio*: D'una dolomite ferrifera del traforo del Sempione; Atti R. Acc. Sc. Torino 1911.)

wohl kaum in ähnlicher Form zu beobachten sind. Die Hauptmasse des schwefelsauren Kalkes ist im Tunnel als Anhydrit vorhanden. Gyps findet sich in untergeordneter Menge. Für die Bildungsweise des Gypses ist die Verteilung der Vorkommnisse auf der Tunnelstrecke von Bedeutung. Gyps findet sich bei Progressive 677 m, 695 m und 1300 m ab Nordportal und bei 4497 m ab Südportal. Der Anhydrit fordert für seine Bildung eine höhere Temperatur als der Gyps:¹⁷⁾ in süßem Wasser über 60°, in Salzlösungen (namentlich Chlornatrium und Chlormagnesium) dagegen bildet er sich schon bei 30°, 25° und darunter. Es wäre interessant zu ermitteln, welchen Einfluss die Lösungen, mit denen man im Simplondurchschnitt zu rechnen hat,¹⁸⁾ auf die Bildungstemperatur des Anhydrits ausüben und es würde so wohl möglich sein, die Sphäre der Existenzmöglichkeit für Gyps genau zu bestimmen.

Tatsächlich findet sich der Gyps hauptsächlich auf der Nordseite des Tunnels bei Progressive 677 und 695 m etwa 200 m unter der Oberfläche, nur noch sehr spärlich bei Progressive 1300 etwa 300 m unter der Oberfläche, wo noch Temperaturen unter 20° C. herrschen. Gegen das Zentrum des Gebirges zu findet sich nur noch Anhydrit.

Für die Gypsbildung ist, abgesehen von der Temperatur, zweifellos die in der Nähe der Oberfläche erleichterte Wasserzirkulation im Gestein massgebend, die die Entstehung gesättigter Lösungen verhindert. Dem entspricht auch die mikroskopische Beobachtung, dass im Anhydritfels sich Gyps besonders dort bildet, wo Calcittrümmer und verbogene Anhydritkrystalle kataklastische Wirkungen anzeigen.

Mit den auf der Nordseite gemachten Beobachtungen stimmt ein lokales Gypsvorkommen auf der Südseite sehr wohl überein. Es ist das in Fig. 2 abgebildete Gestein von Progressive 4497 ab Südportal. In seiner Nachbarschaft stehen sonst nur Anhydritgesteine an. Die Überlagerung von über 1200 m würde eine Temperatur von 30–40° C. bedingen. Nun ist aber gerade an dieser Stelle durch abnorm starke Wasseradern die Gesteinstemperatur ganz bedeutend verringert worden (bis unter 20° C.), sodass wir für die Gypsbildung hier ganz übereinstimmende Bildungsbedingungen erhalten, wie nahe dem nördlichen Tunnelportal.¹⁹⁾

Über die Struktur des *Anhydrit* mag bemerkt werden, dass er meist den grobkörnigsten Bestandteil der Gesteine ausmacht, indem

¹⁷⁾ Doelter phys.-chem. Mineralogie 1905, pag. 214.

¹⁸⁾ An den Wässern des Simplontunnels sind von Prof. C. Schmidt eingehende Untersuchungen inbezug auf ihre Zusammensetzung ausgeführt, aber leider noch nicht veröffentlicht worden.

¹⁹⁾ Vgl. G. Niethammer: Die Wärmeverteilung im Simplon (Eclogae geologicae Helvetiae XI, No. 1, 1910, pl. I).

die Körner oft bis $1\frac{1}{2}$ cm anwachsen. Häufig zeigen dieselben eine dickplattige Ausbildung nach der Basis, wobei in schichtigem Gestein die Platten sich parallel ordnen. Die Körner zeigen in der Regel keine Krystallbegrenzung, nur die Basisfläche vermag da, wo sie an Carbonate grenzt, sich auszubilden. (Vgl. Fig. 1, Tafel 1.) Biotit tafeln und Tremolitprismen durchschneiden den Anhydrit. Kataklastische Zonen geben sich im Anhydrit in auffallender Weise durch die Verbiegung der Spaltrisse und undulöse Auslöschung kund. Auch eine Vermehrung der Zwillingslamellen nach 101 ist bemerkbar. Diese sind demnach als Druckzwillinge aufzufassen. In einzelnen Fällen wurden Gleitlamellen nach der Basis beobachtet. (Progressive ab Nordportal.)²⁰⁾

*G. Spezia*²¹⁾ entdeckte im Anhydrit der Teggiolomulde von Progressive ca. 4500 am Südportal Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure. Ferner hat *G. Lincio*²²⁾ solche als Einschluss in eisenhaltigen Dolomitkrystallen nachgewiesen, ebenfalls in der Trias der Teggiolomulde.

Auch auf der Nordseite des Tunnels im Anhydritfels von Progressive 695 habe ich Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure aufgefunden. (Vgl. pag. 5.) Die darin befindlichen Libellen vergrössern sich merkbar beim Abkühlen von 15° C. auf 3° C., beim Erwärmen verschwinden sie, die letzte bei 26° C. In den von mir beobachteten Einschlüssen ist nur eine Libelle vorhanden, mithin nur Kohlensäuregas und flüssige Kohlensäure, dagegen kein Wasser, wie in den von *Spezia* beschriebenen. Die Grössenänderungen der Libelle bei verschiedenen Temperaturen sind also hier nicht vom Absorptionsgrad der Kohlensäure in Wasser abhängig, sondern wesentlich nur von den Volumänderungen der Flüssigkeit. Ob das Verschwinden der Libelle mit Übergehen der ganzen Flüssigkeit in Gas verbunden ist, konnte nicht sicher beobachtet werden. Immerhin ist bei den grössern Libellen unmittelbar vor dem Verschwinden ein Undeutlichwerden der Grenzlinie gegen die Flüssigkeit wahrzunehmen, sowie eine exorbitant rasche Abnahme der Grösse. Der Druck, unter dem sich die Einschlüsse befinden, muss im Minimum nahezu 70 Atmosphären betragen.

Die Drucke, die aus der Lage der Fundpunkte unter der Oberfläche abgeleitet werden können, dürfen mit den Bildungsbedingungen

²⁰⁾ Die Basis in unserer Aufstellung entspricht der „Translationsfläche (010) nach *Mügge*: Über Translationen etc. Neues Jahrb. f. Min 1898, I, pag. 73.

²¹⁾ *G. Spezia*: Sulle inclusioni di anidride carbonica liquida nella anidrite del traforo del Sempione (Atti R. Acc. Sc. Torino 1904, p. 521—32).

²²⁾ *G. Lincio*: D'una dolomite ferrifera del traforo del Sempione (Atti R. Acc. Sc. Torino 1911, Vol. XLVI).

der Einschlüsse nicht in direkte Beziehung gebracht werden, da sie von zufälligen, jungen Erosionsgrenzen abhängen. Sowohl Druck als Temperatur hatten bei der Umkrystallisation dieser Gesteine, bei der offenbar die Kohlensäure eingeschlossen wurde, zweifellos weit den kritischen Punkt überschritten, wie aus der einst vorhandenen Höhe der Überlagerungsmassen geschlossen werden muss.

Das Entstehen freier Kohlensäure bei der Ummineralisation ist wohl auf die vielen Silikatneubildungen in diesen Carbonatgesteinen zurückzuführen.

Der *Gyps* ist sekundärer Entstehung und in seinem Auftreten abhängig von der Oberflächengestalt des Gebirges und den unterirdischen Wasserläufen. Die Umwandlung des Anhydrit in Gyps ist mikroskopisch sehr schön zu beobachten, sie geht an dem zerbröckelnden Rande der Anhydritkörner vor sich und folgt häufig den Zwillingslamellen nach 101 in den Kern des Anhydrit eindringend. Der Gyps ist entweder im ganzen wirrfasrig, und nur die den Anhydrit unmittelbar berührenden Fasern sind nach dessen krystallographischen Haupttrichtungen orientiert. Oder aber die ganze Gypsmasse, die in einem Dünnschliff sichtbar wird, entspricht einem einheitlichen Gypskrystall, in dem Anhydritreste verschiedener Orientierung schwimmen. Es entsteht dadurch eine Art Siebstruktur. Fig. 2, Tafel 1.)

Plagioklas: In den carbonatreichen Triasgesteinen der südlichen Mulden im Tunnel, ganz besonders der Teggiolomulde, stellen sich häufig Plagioklase von mittlerer Basizität ein. Die Gesteine erhalten durch den Feldspathreichtum gneissartiges Aussehen. Ganz in Übereinstimmung damit lässt sich auch in den jurassischen Kalkschiefern, da wo sie an der Oberfläche in den südlichen Muldenzügen zutage treten, ein Überhandnehmen kalkreicherer Feldspate als Produkt der sekundären Silikatbildung konstatieren.

Die Plagioklasindividuen erreichen oft die Grösse von mehreren Millimetern. Sie sind ganz unregelmässig begrenzt und von zahllosen Einschlüssen der übrigen Gesteinsgemengteile durchspickt. Von blossen Auge lässt sich die Anwesenheit der Plagioklase kaum bemerken. Wo sie häufig sind, zeigt das Gestein oft einen eigentümlichen Fettschimmer, und das sind zugleich die Stellen, die reichlich Mejonit führen.

Phlogopit von hell rötlich-brauner Farbe ist charakteristisch für die zuckerkörnigen Dolomite im Zentrum des Tunnels namentlich (hangende Trias der Vegliamulde). Die nördlichen Trias-Einlagerungen enthalten wesentlich Muscovit sowie einen farblosen, fast einaxigen Glimmer zweiter Art, der auch zum Phlogopit zu stellen ist. In den südlichen Triaslagen wird der Phlogopit mehr von grünlichem Biotit verdrängt. Durchaus ähnliche Phlogopite finden sich da und

dort in den Triasdolomiten der Simplonregion. Sie treten im Binnental auf,²³⁾ ferner bei Morast südlich vom Griesgletscher, wo sie in rundlichen, flach trommelförmigen Körpern aus dem Gestein auswittern. In besonders schönen Krystallen trifft man sie am Campolungo-(Cadonighino)pass.²⁴⁾ ²⁵⁾

Der Phlogopit hat starke Tendenz zu idioblastischer Ausbildung. In Carbonaten und Anhydrit zeigt er stets entwickelte Basisfläche, hie und da sind noch weitere Krystallflächen angedeutet.

Das Vorkommen von *Fuchsit* in der Trias der Gantermulde findet sein Analogon in andern Vorkommnissen der inneralpinen Trias der benachbarten Regionen. Er findet sich z. B. in den Dolomitlagern des Binnentales; ²⁶⁾ ferner am Mittaghorn im Saastale im Wallis²⁷⁾ und endlich in der Gegend der Dent-Blanche-Masse.²⁸⁾ Dass er hier in Verbindung mit metamorphen basischen Eruptivmassen auftritt, die der Trias eingelagert sind, scheint mir bedeutsam für seine Entstehung. Auch die Trias im Simplon ist nicht frei von basischen Eruptivgesteinen.²⁹⁾ Der von *J. Erb* ³⁰⁾ beschriebene Fuchsit von Buccarischuna im Peterstal (Graubünden) tritt auch wieder in unmittelbarer Nachbarschaft von basischen Eruptivmassen in weissem Marmor der tiefern Horizonte (Lias nach *Heim*) der Bündnerschiefer auf.

Orthit. Der auf Seite 16 beschriebene *Orthit* findet sich in der hangenden Trias der Vegliamulde, Progressive 9620 ab Nordportal nahe der Tunnelmitte in plagioklasreichen, dunkeln, flasrigen Biotitschiefern, die den Anhydritmassen eingelagert sind und selbst etwas Anhydrit in Nestern enthalten. Das Gestein ist sicher sedimentären Ursprungs und wir haben den *Orthit* hier als eine Neubildung in metamorphem Sediment zu betrachten. Seine sekundäre Bildung geht auch daraus hervor, dass er wie die Feldspatporphyroblasten zahlreiche Krystalle von Turmalin und Rutil einschliesst.

Tremolit- oder *Strahlstein* findet sich in den Dolomit- und Anhydritgesteinen in beträchtlicher Menge. Auffallenderweise ist er,

²³⁾ *Th. Engelmann*: Dolomit des Binnentales (Inaug.-Diss., Bern 1877).

²⁴⁾ *G. Linck*: Orthoklas aus dem Dolomit vom Campolungo (Neues Jahrb. f. Min., 1907, Bd. I, pag. 30).

²⁵⁾ *J. Königsberger*: Geol. Beob. am Pizzo Forno etc. (Neues Jahrb. f. Min. B—B. XXVI, pag. 517, 1908).

²⁶⁾ *Th. Engelmann* l. c. pag. 18.

²⁷⁾ *A. Kennigott*: Minerale der Schweiz 1866, pag. 165.

²⁸⁾ *E. Argand*: Exploration géologique des Alpes Pennines Centrales (Bull. labor. géol. université de Lausanne No. 14, 1909, pag. 19).

²⁹⁾ *H. Preiswerk*: Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz XXVI, I, 1907, pag. 13 u. 16).

³⁰⁾ *J. Erb*: Ein Vorkommen von Fuchsit (Chrom-Glimmer) in den Schweizer-Alpen. (Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich 1898, pag. 276.)

soweit richtige Triassedimente in Betracht kommen, ganz auf die Trias der Teggiolomulde beschränkt.

Offenbar entspricht dies einer vermehrten Silikatbildung in den südöstlich gelegenen Muldenzügen des Simplongebietes gegenüber denen weiter im Nordwesten.

Auch oberflächlich ist der Tremolit in den Triasdolomiten auf entsprechende Zonen lokalisiert. So findet er sich reichlich im Cairascatal, im Binnental nur sehr selten. Aus der nördlichen Trias der Bedrettomulde ist er nicht bekannt.

Disthen fand ich nur bei Progressive 9620 ab Nordportal nahe der Tunnelmitte in einem quarzreichen, Anhydrit haltenden Biotit-schiefer, der auch Epidot mit Orthit führt, in der hangenden Trias der Vegliamulde.

*Skapolith. G. Spezia*³¹⁾ erwähnt ohne weitere Angaben das Vorkommen von Wernerit in Gesteinen der Progressive 4492—4520 ab Südportal. Vermutlich stammt vom gleichen Vorkommen ein Mineral, das ich von Herrn *K. Brandau* aus dem Simplontunnel erhielt. Es sind in grobkörnigen Quarz und Dolomit gebettete, mehrere Zentimeter lange Stengel von quadratischer Form, die aber wegen vorgeschrittener Zersetzung nicht weiter bestimmbar sind.

Dagegen habe ich in der Trias der Teggiolomulde bei den Progressiven 4854, 4874 und 4922 ab Südportal *Mejonit* als Gesteinsgemengteile aufgefunden. (Vgl. pag. 19—20.) Da der Skapolith als typisches Kontaktmineral gilt, hat sein Vorkommen an dieser Stelle besonderes Interesse. Der erste Skapolith im Simplongebiet wurde von *A. Stella* im Triasmarmor von Valdo im Formazzatal gefunden. *G. Linck*³²⁾ erwähnt *Mejonit* ohne nähere Beschreibung aus dem Dolomit von Campolungo. Neuerdings hat *E. Gutzwiller*³³⁾ im Kalksilikatfels und Marmor von Castione bei Bellinzona sowie in mehreren andern Carbonatgesteinen des südlichen Tessin mikroskopisch Skapolith nachgewiesen. (Vgl. Tafel 1, Fig. 3.)

Turmalin ist sehr verbreitet, aber nicht überall vorhanden. In allen Teilen der Tunnelstrecke lässt er sich da und dort mikroskopisch nachweisen. Irgendwelche Regelmässigkeit in seinem Auftreten habe ich nicht auffinden können. Er zeichnet sich durch wohlgebildete Kristallformen aus. Mikroskopisch ganz farbloser Turmalin fand ich im Fuchsitmarmor der Gantermulde bei 7246 ab Nordportal. Diese

³¹⁾ Atti R. Acc. Sc. Torino 1903.

³²⁾ Neues Jahrb. f. Min. 1907, Bd. I, S. 29.

³³⁾ *Emil Gutzwiller*: Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin (Centralblatt f. Min. etc. 1912, No. 12, S. 354—61).

Varietät entspricht vielleicht den berühmten lichtgrünen Turmalinen aus dem Dolomit von Binn und vom Campolungo.

Die spezielle Untersuchung der Trias-Gesteine des Simplontunnels hat gezeigt, dass dieselben in weitgehendem Masse „metamorph“ sind. Die ganze Masse der ursprünglichen Sedimente ist vollständig umkristallisiert worden.

Gegen die von *C. Schmidt* und mir dargelegte Auffassung der Stratigraphie und Tektonik des Simplongebirges (vgl. Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe 1: 50 000 — 1908 — A. Francke, Bern) sind Einwendungen erhoben worden von *Carlo de Stefani*,³⁴⁾ *G. Klemm*,³⁵⁾ *A. Rothpletz*.³⁶⁾ Ohne auf diese Publikationen hier näher einzutreten, möchte ich darauf hinweisen, dass der geologische Verband der auf unserer Simplonkarte ausgeschiedenen Gesteine: „Gneiss“, Trias und Jura derart ist, dass für dieselben keine andere stratigraphische Deutung gegeben werden kann. Besonders ist zu betonen, dass die von uns als „mesozoisch“ gedeuteten Sedimente mit den Gneissen überall so in Kontakt treten, dass den Gneissen ein höheres geologisches Alter zukommen muss. Niemals treten Gneisse granitischer Natur mit den postcarbonischen Sedimenten derart in Verband, dass Intrusion in dieselben angenommen werden kann. Jede Erscheinung der typischen Kontaktmetamorphose, in Gestalt von Kontakthöfen um nachweisbare Eruptivzentren, fehlt in dieser Region vollständig. Sowohl die Eruptivgesteine als die Sedimente des Simplongebietes sind von denselben umwandelnden Prozessen betroffen worden, die mit der postmesozoischen Gebirgsbildung Hand in Hand gehen.

Vergleichen wir die Produkte dieser Umwandlung in den verschiedenen Vorkommen der metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel, so zeigt sich, dass die Ummineralisation in den südlichen Teilen des Simplontunnels einen verschiedenen Charakter aufweist von der im Norden. Kalkreiche Plagioklase, Tremolit, Skapolith, Orthit stellen sich erst im Zentrum oder in den südlichen Tunnelpartien ein.

34) *Carlo De Stefani*: Il profilo geologico del Sempione I, II, III. (Rendiconti della R. Accad. dei Lincei 1910, pag. 118—125; 265—270; 311—319.)

35) *G. Klemm*: Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. (Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1911, Monatsbericht 9/10, pag. 464—469.)

36) *A. Rothpletz*: Zur Stratigraphie u. Tektonik des Simplongebietes. (Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1912. Monatsbericht Nr. 4, pag. 218—225.)

Hier findet sich demnach eine Mineralassociation, die derjenigen ähnlich wird, die für die Kontaktmetamorphose charakteristisch ist.³⁷⁾

Nach unserer Auffassung der Simplontektonik gehören die nördlichen vom Tunnel durchfahrenen Mulden mit ihrer Trias (Bedrettomulde, Gantermulde, Monte Carnera-Mulde) den höher liegenden, flachen Deckfalten an. Die südlicheren Mulden (Vegliamulde und Teggolomulde) sind die tieferliegenden und noch weiter südlich kommen wir in die Region der steilgestellten, enggepressten Wurzeln sämtlicher Deckfalten.

Wir sehen somit, dass *vom nordwestlichen Rande der Simplondecken bis in ihre steile Wurzelregion im Südosten sich eine Änderung in der Gesteinsumwandlung bemerkbar macht derart, dass gegen die Wurzelregion hin, gegen Südost, tiefere Stufen der Metamorphose Platz greifen.* Die Intensität der Metamorphose der Triasgesteine im Simplongebiet erkennen wir als eine Funktion der orogenetischen Vorgänge, insofern als diese die Triasgesteine in verschiedene Tiefen der Erdrinde versetzten.

Vom Simplongebiet weiter nach Süden und Südosten gegen den „Amphibolitzug von Ivrea“ hin treffen wir da und dort den Gneissen und krystallinen Schiefern eingelagert steil gestellte Kalkzüge, die wir ebenfalls der Trias zuweisen. Solche Kalke haben neuerdings beschrieben *G. Gutzwiller*: von Castione-Bellinzona,³⁸⁾ *E. Tacconi*: von Candoglia-Ornavasso³⁹⁾ und *F. Müller*: von Traversella.⁴⁰⁾ Es sind durchweg hochmetamorphe Gesteine. Ihr Mineralbestand ist verglichen mit den Triasgesteinen im Simplon durch das Auftreten von sekundärem Pyroxen und Orthoklas teilweise auch Olivin und Spinell ausgezeichnet. Diese Mineralien zeigen, dass wir es mit Produkten der tiefsten Zone der Metamorphose zu tun haben. Zugleich macht sich in diesen Kalkgesteinen eine nahe Verwandtschaft der Mineralbildung mit derjenigen der Kontaktbildungen der innersten Kontakthöfe bemerkbar, wie das in der „tiefsten Zone“ der Metamorphose oft beobachtet wird.⁴¹⁾

Die Steigerung der Intensität der Metamorphose, die wir an den Triasgesteinen im Simplon nach Südosten vorschreitend gefunden

³⁷⁾ Orthit ist als sekundäre Bildung auch in Kontaktgesteinen vertreten. Er findet sich z. B. im körnigen Kalk von Auerbach an der Bergstrasse. (*Hintze*: Handbuch der Min. S. 1563.)

³⁸⁾ Vgl. S. 27.

³⁹⁾ *Emilio Tacconi*: La massa calcare ed i calcefiri di Candoglia in valle del Toce. (Atti soc. Italiana sc. nat. 1912, pag. 55—94.)

⁴⁰⁾ *C. F. Müller*: Die Erzlagerstätten von Traversella im Piemont. (Zeitschr. prakt. Geol. 1912, S. 209—240.)

⁴¹⁾ Vgl. *F. Becke*: Über Mineralbestand u. Struktur der krystallinischen Schiefer. (Denkschr. Akad. d. W. Wien 1903. Bd. LXXV, S. 33.)

haben, hält also noch weiter gegen die südlichsten Zonen des krystallinen Alpenkerns hin an. Wir kommen zu der Anschauung, dass die die Umwandlung begleitenden Temperaturen etwa in der Region des „Amphibolituzes von Ivrea“ den höchsten Grad erreicht haben müssen.

Damit steht nun vollkommen in Einklang die Tatsache, dass in dieser Region noch junge, vielleicht tertiäre Eruptivgesteine auftreten. *F. Müller* hat gezeigt, dass der Dioritstock von Traversella mit seiner Ganggefolgschaft von Porphyriten und Minetten jünger ist als die umgebenden krystallinen Schiefer und Carbonatgesteine und dieselben diskordant durchsetzen.

Die Metamorphose der gesamten Region vom Rhonetal bis zum Amphibolituz von Ivrea kann nicht als Kontaktwirkung der nur ganz im Süden auftretenden jungen Eruptivmassen angesehen werden. Wir haben vielmehr in dieser Region die Resultate einer allgemeineren Metamorphose, deren Produkte in verschiedene, nach Tiefenstufen zu gliedernde Zonen sich scheiden. Sie muss als *Regionalmetamorphose* bezeichnet werden. Die in ihrem Wirkungskreis auftretenden oben genannten jungen Eruptivmassen sind als Begleitererscheinung (Aufschmelzung in grosser Rindentiefe) eher denn als Ursache der Metamorphose zu betrachten. Sie sind nach ihrer geologischen Stellung, d. h. inmitten einer ausgedehnten Region hochmetamorpher Gesteine, zu denjenigen Eruptivmassen zu zählen, die nach *Termier*⁴²⁾ „in situ“ gebildet sind und von denen der Satz gilt (l. c. pag. 594): „La production des roches massives n'est qu'un épisode du métamorphisme régional.“

Typische Kontakthöfe vermögen nur dann sich zu bilden, wenn solche Eruptivmassen ihre regionalmetamorphe Hülle verlassen und in höhere wenig metamorphe Teile der Erdrinde empordringen. Der dem Dioritstock von Traversella consanguine Tonalit der Adamellogruppe liefert dafür ein schönes Beispiel.

Gerade solche Erscheinungen fehlen aber dem Simplongebiet vollständig, und wir müssen aus geologischen Gründen die Bezeichnung „Kontaktmetamorphose“ für die Umwandlungsercheinungen in den Triassedimenten des Simplontunnels, trotz der Auffindung sogenannter „Kontaktmineralien“, ablehnen.

⁴²⁾ *P. Termier*: Sur la genèse des terrains cristallophylliens. Compte rendu XI, congrès géol. intern. 1910, pag. 587—95.



Fig. 1 (vgl. Seite 14)

Anhydrit in Dolomit

(9433 m ab Nord-Portal des
Simplontunnel). Schnitt nach
010. Krystallographische Be-
grenzung nur nach 001. Beste
Spaltbarkeit nach 001. Zwill-
ingslamellen nach 101 unter
 $96^{\circ} 30'$ sich schneidend.

Vergrößerung 1 : 60 ca.



Fig 1.

Fig. 2 (vgl. Seite 19)

*Anhydritreste in einheitlichem
Gypskrystall* (4497 m ab Süd-
Portal des Simplontunnel).
Vordringen der Umwandlung
auf den Zwillingslamellen
nach 101.

Vergrößerung 1:20 ca.

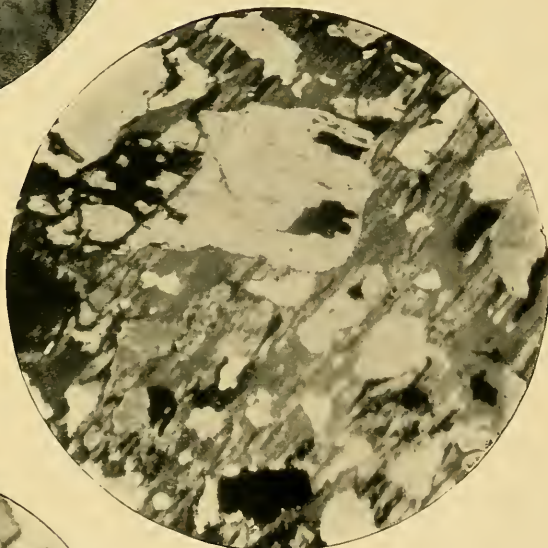


Fig. 2.

Fig. 3 (vgl. Seite 20)

*Skapolith
mit Quarz verwachsen*

(4874 m ab Süd-Portal des
Simplontunnels).
Myrmekitähnliche Wachstums-
erscheinungen.

Vergrößerung 1:180 ca.

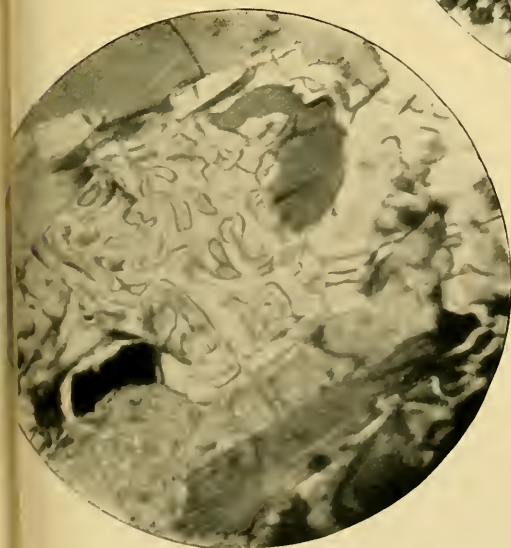


Fig. 3.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Basel](#)

Jahr/Year: 1913

Band/Volume: [24_1913](#)

Autor(en)/Author(s): Preiswerk Heinrich

Artikel/Article: [Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel 1-31](#)