

DIE GEOLOGIE DES SIMPLONGEBIRGES UND DES SIMPLONTUNNELS

VON

C. SCHMIDT

PROFESSOR DER MINERALOGIE UND GEOLOGIE

BASEL

FRIEDRICH REINHARDT, UNIVERSITÄTS-BUCHDRUCKEREI

1908

DIE GEOLOGIE DES SIMPLONGEBIRGES UND DES SIMPLONTUNNELS

VON

C. SCHMIDT

PROFESSOR DER MINERALOGIE UND GEOLOGIE

REKTORATS-PROGRAMM

DER

UNIVERSITÄT BASEL

FÜR DIE JAHRE 1906 UND 1907

BASEL

FRIEDRICH REINHARDT, UNIVERSITÄTS-BUCHDRUCKEREI

1908

Vorwort.

Unter den mannigfachen Problemen, die mit dem Bau des grossen *Simplontunnels* verknüpft sind, nehmen diejenigen, die *geologischer* Natur sind, eine bedeutsame Stelle ein. Der Simplontunnel ist der grösste Tiefbau, der bis heute ausgeführt worden ist. An Länge viel ausgedehnter sind die Strecken in manchen Bergwerken; es erreichen dieselben aber nicht die Tiefen unter der Oberfläche, in denen der Simplontunnel liegt. Indem die Durchbohrung des Gebirges uns die Gesteinsfolge im Innern desselben offenbart hat, lehrte sie uns die Art und Weise kennen, wie die Struktur der Oberfläche in engster Beziehung steht zum Aufbau des Berginnern. Die Tunnelgeologie hat ihren Anfangspunkt zu nehmen in der Oberflächengeologie, deren Untersuchungsfeld in dem reich gegliederten Gebirgsland besonders gross ist. In engem Zusammenhang mit der orographischen Gestaltung und der geologischen Struktur des Gebirges steht dessen Temperatur und dessen Wasserführung im Innern. Neben den speziell geologischen Fragen müssen deshalb die geophysikalischen Probleme, Geothermik und Hydrologie, eingehende Berücksichtigung finden.

Im Jahre 1891 erhielt ich von der geologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft den Auftrag, den unter den geologischen Beiträgen fehlenden Textband, Lieferung XXVI zu Blatt XXIII (Domodossola-Arona), zu redigieren. Es sollte eine übersichtliche Darstellung der geologischen Verhältnisse in der Monte Rosa-Gruppe gegeben werden, begleitet von einer geologischen Übersichtskarte im Massstab 1:250 000.

Die mustergültigen Arbeiten des verdienstvollen Geologen *H. Gerlach* fortzusetzen wurde meine Aufgabe. Ich habe heute noch die Empfindung, als ob ich mit der Übernahme dieses Auftrages eine Erbschaft angetreten hätte, die würdig zu verwalten keine leichte Aufgabe ist.

In erster Linie kam für meine Untersuchung die östliche Hälfte der Walliser Alpen und die angrenzenden Teile Italiens, die auf Blatt XVIII und XXIII enthalten sind, in Betracht.

Die ersten Begehungen bis zum Jahre 1895 waren naturgemäss Orientierungstouren. Die Darstellung des Gebietes auf der geologischen Übersichtskarte der Schweiz im Massstab 1:500 000, im Jahre 1894, war die erste Frucht dieser Untersuchungen.

Im Laufe der Jahre nun, je mehr ich Gelegenheit hatte, im einzelnen zu untersuchen, änderte sich der ursprüngliche Arbeitsplan. An Stelle von Übersichtsaufnahmen traten Spezialuntersuchungen, und zwar beschränkte ich mich immer mehr auf die Region des *Simplon*. Die geologische Kommission billigte in zuvorkommender Weise meinen Plan, eine geologische Karte des Simplongebietes im Massstab 1:50 000 zu bearbeiten. Als der Bau des Tunnels begonnen wurde, hatte ich erst einige Monate dieser Arbeit im Felde gewidmet; späterhin erhielt ich in doppelter Weise willkommene Hilfe.

Herr Dr. *H. Preiswerk* lenkte mit mir seine Schritte nach den Simplonbergen, um dort bald sich heimisch zu fühlen; er wurde mein getreuer Mitarbeiter, und die geologische Kommission betraute ihn mit der Aufgabe, gemeinsam mit mir zu arbeiten. Eine Spezialuntersuchung von Dr. Preiswerk: „Die Grünschiefer im Jura und Trias des Simplongebirges“ ist als erster Teil einer „Geologischen Beschreibung der Lepontinischen Alpen, von C. Schmidt und H. Preiswerk, Lieferung XXVI der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz“ vor kurzem erschienen.

Ein grosser Teil des von H. Gerlach studierten Gebietes gehört zu Italien, ebenso sind auch die Blätter des eidgenössischen Atlases im Massstab 1:50 000 ergänzt in der italienischen Grenzregion. Unsere geologische Untersuchung durfte an den Grenzpfählen nicht Halt machen. Im Jahre 1898 wurde Herr *A. Stella* vom Ufficio geologico d'Italia abgesandt, um uns zu begleiten, und seither hatte er Gelegenheit, eingehende geologische Aufnahmen im Simplongebiet zu machen. Jahr für Jahr haben wir uns da und dort auf kurze Zeit in den Bergen getroffen und sowohl in Rom als auch in Basel unsere auf getrennten Wegen erlangten Resultate verglichen. In einer ganzen Anzahl von Veröffentlichungen hat A. Stella seit 1903 über seine Untersuchungen berichtet.

Gegen Ende 1905 konnten wir endlich der geologischen Kommission bestimmte Vorschläge machen bezüglich der Veröffentlichung unserer Untersuchungen im Simplongebiet. Die Grundlage derselben musste vor allem die geologische Karte im Massstab 1:50 000 bilden. Diese Karte ist begrenzt:

- im *Norden* durch: Rhonetal, Visp-Münster, Nufenenpass, Oberes Bedrettetal;
- im *Westen* durch die Linie: Zwischenbergen, Stalden, Visp;
- im *Süden* durch die Linie: Zwischenbergen, Crevola;
- im *Osten* durch die Linie: Crevola, Campo, S. Carlo, Passo Naret.

Die topographische Grundlage ist hergestellt durch Überdruck aus dreizehn Blättern des eidgenössischen Atlases 1:50 000. Die Vollendung dieser Karte wäre bis heute noch nicht möglich gewesen ohne das Entgegenkommen des R. Ufficio geologico d'Italia. A. Stella hat uns alle seine Originalaufnahmen mitgeteilt, und dieselben haben auf unserer Karte ihre Verwertung gefunden.

Die Karte erschien als *Spezialkarte Nr. 48*, veröffentlicht von der Schweizerischen geologischen Kommission, und wird begleitet von einem Heft „Erläuterungen“, dem sechs weitere Tafeln beigegeben werden, enthaltend Profilserien, geologische Panoramen und eine Übersichtskarte der Alpen zwischen Gotthard und Mont Blanc im Massstab 1:350 000 (vgl. Tafel I).

Einen Überblick über die Resultate unserer Untersuchungen im Simplongebiet und eine Darlegung, wie dieselben ausgedehnt wurden auf die ganzen penninischen Alpen und die Schweiz überhaupt, enthält der Aufsatz: „Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen“, der in Bd. IX der *Eclog. geol. Helv.* erschienen ist.

Mit der geologischen Untersuchung des Simplontunnels ist *H. Schardt* betraut worden. Der Tunnel wurde gebaut in den Jahren, während welchen wir die geologische Aufnahme des Simplongebietes in offiziellem Auftrage gemacht haben. Es war naturgemäss, dass ich keine Gelegenheit versäumte, um auch die durch den Tunnel geschaffenen Aufschlüsse zu studieren, um dadurch die wichtige Ergänzung der Konstatierungen an der Oberfläche durch eigene Wahrnehmung zu gewinnen. Bei diesen *privatim* unternommenen Studien im Tunnel hatte ich mich all die Jahre der tatkräftigen Unterstützung seitens der „Baugesellschaft für den Simplontunnel, Brandt, Brandau & Cie.“ und der betreffenden Behörden der Jura-Simplon-Bahngesellschaft, der Schweizerischen Bundesbahnen und des Eidgenössischen Eisenbahndepartements zu erfreuen. Besondern Dank schulde ich den Herren Dr. K. Brandau, Dr. Ed. Locher, Prof. Dr. K. Pressel, Dr. H. v. Kager,

Ingenieur Hans Beissner, Ingenieur Ferd. Rothpletz, Ingenieur E. Mermier und vielen andern. Die Herren Brandau, Locher, Pressel, Beissner und v. Kager haben mir Steinproben gesammelt, Proben der Quellwasser zugeschickt und die Resultate der Messungen von Quellen und von Felstemperatur, sowie Photographien zur Verfügung gestellt.

Im fernern hatte ich Gelegenheit, meine ältern Studien im Simplontunnel zu verwerten und zu vervollständigen bei Gelegenheit der Ausarbeitung von zwei Gutachten, die ich der Generaldirektion der Schweizerischen Bundesbahnen im August und Dezember 1906, ferner im November 1907 einzugeben hatte.

Bei den geologischen Untersuchungen im Tunnel bin ich durch die Herren H. Preiswerk, W. Hotz und J. H. Verloop unterstützt worden. Herr Dr. Hinden hat Gesteinsproben und Quellwasser analytisch geprüft und Herr Dr. G. Niethammer hat die vorliegenden Daten über Felstemperatur im Tunnel bearbeitet.

In der vorliegenden Arbeit wird, mit Verwertung der genannten bereits veröffentlichten Darstellungen, in erster Linie die Geologie des Simplongebirges geschildert und dann weiterhin die Beschreibung und tektonische Deutung der Gesteinsfolge im Simplontunnel gegeben, sowie die Frage bezüglich Standhaftigkeit der Gesteine im Tunnel und Gebirgsdruck im allgemeinen erläutert. Die eingehende petrographische Untersuchung der Gesteine in und ausser dem Tunnel wird noch jahrelange Arbeit erfordern. Leider musste ich darauf verzichten, schon hier auch die *Hydrologie* und die *Geothermik* des Simplon zu behandeln. Die wesentlichen Erscheinungen der Wasserführung und der Felstemperatur im Gebirge werden jedoch hier geschildert gelegentlich meiner Ausführungen über den Verlauf der Tunnelbohrung.

I. Die geologischen Prognosen für den Simplon-Tunnel.

Im August des Jahres 1898 wurde bei *Brig* in der Sohle des breiten Rhonetales, bei *Iselle* am Ufer der in engem Felsental dahinbrausenden Diveria der Fels angehauen. Auf beinahe 20 km Länge musste der Berg durchbohrt werden. Am Freitag den 24. Februar 1905, morgens 7 Uhr 20 Minuten, ist der *Simplontunnel* durchgeschlagen worden. Damit war das Ziel jahrzehntelanger Bestrebungen und sechseinhalbjähriger, gigantischer Arbeit errungen. Die ganze zivilisierte Welt freut sich des Ereignisses; ehrende Bewunderung wird überall denjenigen Männern gezollt, deren kraftvollem Können wir den Erfolg verdanken.

Der Simplontunnel gesellt sich als Nachbar zum ältern Gotthardtunnel. Die wesentliche Differenz dieser beiden Verbindungswege durch die Alpen zwischen Schweiz und Italien beruht in der orographischen Gestaltung des durchfahrenen Gebirgslandes. Die *Gotthardlinie* folgt den Furchen der Quertäler von Reuss und Tessin. Die Bahnlinie steigt vom Fuss des Gebirges bis Göschenen auf 1109 m, bis Airolo auf 1145 m Höhe, und auf 15 km Länge ist der Berg durchbohrt. Die *Simplontlinie* schaltet die langen, ansteigenden Zufahrtslinien aus. Der Alpenkörper ist hier in seinen Flanken viel tiefer eingeschnitten als am Gotthard. Das Längstal der Rhone führt mit schwacher Steigung bis Brig auf 685 m Höhe. Am Südabhang schneidet das Tocetal tief ins Gebirge ein und dessen Seitental erreicht bei Iselle die Höhe von 634 m. Das zwischen Iselle und Brig zu durchbohrende Gebirgsstück ist 20 km lang. Der Kulminationspunkt des Simplontunnel liegt um 450 m tiefer als derjenige des Gotthardtunnel. Der Simplontunnel ist ein typischer *Basistunnel* und die damit erlangten Vorteile werden segensreich wirken solange das Werk besteht.

Je tiefer ein Tunnel im Berge liegt, je weiter sein Tracé sich entfernt von der Oberfläche, deren geologische Struktur erforscht werden kann, um so schwieriger ist es, über die zu erwartende *Gesteinsfolge im Tunnel* bestimmte Voraussage geben zu können. Je reicher das Gelände skulpturiert ist, je steiler und tiefer und zahlreicher die Talgehänge in der Nähe des Tunnels sind, um so eher werden die aus der Summe aller Beobachtungen an der Oberfläche zu deduzierenden Konstruktionen ein richtiges Bild des Berginnern zu geben vermögen. Unter allen Umständen aber ist es unerlässlich, dass in weitem Umkreis die geologische Spezialaufnahme in möglichster Präzision durchgeführt wird auf Grund der besten topographischen Karten. — In der Region des Simplontunnels (Vgl. Taf. I) schneiden die Täler der Toce, des Devero, der Diveria und der Cairasca von Süden her tief ein; Saltine, Ganter und Binna graben tiefe Täler auf der Nordseite. Im Süden und Westen von Diveria- und Tocetal erstrecken sich die Gebirgskämme des Pizzo Rovale und des Sonnenhorns. Monte Leone, Teggiolo, Cistella, Pizzo Forno bilden reich gegliederte Massive im Zentrum des Gebietes. Vom Wasenhorn über Bortelhorn, Helsenhorn, Cervandone zum Ofenhorn und Basodino reiht sich wiederum Gipfel an Gipfel. Glishorn, Bettlihorn und Blindenhorn bilden die öden Kalkschieferberge auf der Südseite des Rhonetales.

Tief in den Talgründen, hoch auf den höchsten Spitzen, überall an den vielgegliederten Hängen ist das Arbeitsfeld des Geologen und da, wo im Berginnern, durch Bergwerke oder Tunnel noch besondere Wege sich ihm öffnen für die Forschung, darf er nicht zurückbleiben. Der wesentlichste Inhalt der geologischen Darlegungen über den Simplontunnel wird darin bestehen, zu zeigen, wie die Beobachtungen auf den Bergeshöhen und in den Tiefen der Täler einerseits und diejenigen im Tunnel bis 2000 m unter der Oberfläche andererseits sich ergänzen und wie in Wechselwirkung die einen ihre Erklärung aus den andern finden. Unsere Untersuchungen über und unter Tage haben eine Komplikation im Bau des Gebirges erwiesen, die als wunderbar bezeichnet werden darf, wie sie nur durch genaueste Untersuchung des ganzen Gebietes wissenschaftlich erkannt werden konnte, aber ohne Verwertung der Beobachtungen im Tunnel wohl kaum so genau hätte präzisiert werden können. In einem besondern Kapitel werde ich darzulegen versuchen, wie die geologische Erkenntnis des Simplongebirges sich entwickelt hat.

Zur Zeit namentlich, als man den Durchschlag des Tunnel feierte, ist die Tätigkeit der Geologen am Simplon in den angesehensten Tagesblättern und in vielen Fachzeitschriften besprochen worden und zwar begegnen wir meist abfälligen Urteilen. Als charakteristische Äusserung der *Vox populi* zitiere ich folgenden Satz: „Die theoretische Geologie hat wohl noch nie einen so absoluten Misserfolg ihrer Prophezeiungen, einen so vollständigen Zusammenbruch ihrer Idealisationen erlebt, wie beim Bau des Simplontunnels, der alle ihre Voraussetzungen über Schichtfolge und Lagerung über den Haufen warf.“ (Basler Nachrichten 26. Febr. 1905, 3. Beil.). *T. Taramelli*, Professor der Geologie in Pavia, der selbst einer der Experten für die geologische Prognose des Tunnels war, äusserte sich: *Il traforo fu una débacle per la geologia.* — Wir verhehlen uns nicht, dass bei den sachverständigen Ingenieuren ähnliche Anschauungen herrschen, wenn auch da und dort die Schärfe des Urteils durch grössere Einsicht gemildert wird¹⁾. Wie verschiedenartig übrigens die Auffassungen sein können, erhellt aus der Tatsache, dass Herr Prof. Dr. *H. Schardt* im Abschnitt *Leone* (Monte) des geograph. Lexikons der Schweiz (Bd. III, 1905) schreiben kann, dass die Bestätigung der geologischen Hypothese, wie der Tunnel sie gebracht hat, einer der schönsten Triumphe sei, dessen sich die Wissenschaft rühmen darf.

Vor dem Forum der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft in Winterthur im Sommer 1904 hat Herr Nationalrat Dr. *Ed. Sulzer-Ziegler* als einer, der am ehesten dazu berufen war, über den Bau des Simplontunnels gesprochen und dabei betont, dass in allen entscheidenden Punkten (Lagerung und Art der Gesteine, Wasserführung, Druckstellen, Temperatur etc.) die Meinungsäusserungen der Geologen durch die Tatsachen desavouiert worden seien²⁾. *Prof. A. Heim* hat es sofort übernommen, die Geologen zu verteidigen, indem er im Auftrage der „Geologischen Simplon-Kommission“ eine Antwort auf die Angriffe des Herrn Sulzer-Ziegler veröffentlichte³⁾. Diese apologetische Schrift ist ebenfalls vor das Forum der Öffentlichkeit gelangt; sie hat es aber nicht vermocht, eine Wandlung der Meinungen herbeizuführen. Gewiss kann gegen die Darlegungen von Herrn Sulzer-Ziegler sehr viel eingewendet werden; mit Recht ist der Vorwurf zu erheben, dass die Kritik in ganz allgemeinen, aber um so aggressiveren Reden sich bewegt, dass keine Namen und bestimmte Veröffentlichungen zitiert werden. Eine Prüfung der Antwort von A. Heim zeigt, dass aber auch dieser Autor in manchen Punkten den Tatsachen nicht nach Gebühr Rechnung

¹⁾ Vgl. Schweiz. Bauzeitung Nr. 14. 1905.

²⁾ *Ed. Sulzer-Ziegler*. Der Bau des Simplontunnels. — Mitteil. der Naturf. Ges. in Winterthur, V. Heft, Jahrg. 1903/04. — Verhandl. der Schweiz. Naturf. Ges. in Winterthur. 87. Jahresversammlung 1904.

³⁾ Vgl. *Ecol. geol. Helvetiae*, Vol. VIII, Nr. 4.

trägt.¹⁾ Es ist durchaus unrichtig, dass schon das geologische Gutachten vom Jahre 1878 „die Komplikation im Prinzip findet und die Fragen für die weitere Forschung richtig stellt“ und unbegreiflich ist es, wie A. Heim „kurz zusammengefasst“ sagen kann: „Die Vorausbestimmung der Gesteine und ihrer Lagerung hat sich im ganzen vollauf bestätigt“. Ebenso klingt es beinahe wie Hohn, wenn H. Schardt noch im Jahre 1905 folgende Sätze in einer wissenschaftlichen Zeitschrift publiziert: „Les venues d'eau se sont produites presque exactement aux endroits prévus ou du moins dans les conditions indiquées d'avance“ und kurzerhand erklärt: „Les infiltrations d'eau ont été prévues en général justes“²⁾.

Mit der geologischen Untersuchung des Simplon haben sich sehr viele Geologen beschäftigt. Die betreffenden Publikationen sind im „Literaturverzeichnis“ zusammengestellt. Ich möchte hier nur darauf hinweisen, wie und wann Geologen Gelegenheit hatten, über die geologische Prognose eines Simplondurchstiches sich zu äussern.

„Un tracé de plaine à travers les Alpes“, ein Basistunnel durch den Simplon, ist zuerst im Jahre 1859 vorgeschlagen worden. H. Gerlach war es, der sofort berufen worden ist, das Gebirge zwischen Brig und Iselle zu diagnostizieren. In einer Arbeit von L. L. Vauthier aus dem Jahre 1874 ist ein Resumé jener Studie von H. Gerlach wiedergegeben. Die geologischen Profile, die H. Gerlach gezeichnet hat, sollen nicht mehr auffindbar sein.

Als im Laufe der Jahre allmählich die Verwirklichung des kühnen Planes in mehr oder weniger greifbare Nähe rückte, wurden als Experten über die Frage nach der voraussichtlichen Natur der zu durchbohrenden Gesteine, über die Wasserführung und Temperatur im Berginnern etc. berufen: die Herren A. Heim, Ch. Lory, E. Renevier im Jahre 1878, die Herren A. Heim, Ch. Lory, T. Taramelli, E. Renevier im Jahre 1882 und endlich H. Schardt im Jahre 1890. Die Berichte über die beiden ersten Untersuchungen sind vollständig im Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles publiziert worden; über das Resultat der Arbeit von Hans Schardt im Jahre 1890 sind wir durch eine kurze Mitteilung von H. Schardt (Bull. soc. vaud. Sc. nat. Vol. 27 Nr. 104 1891) unterrichtet und im übrigen sind diese Untersuchungen verwertet in zwei offiziellen Denkschriften, von denen die erste im Jahre 1891 von der Jura-Simplon-Bahngesellschaft und die zweite im August 1894 vom Schweizerischen Eisenbahndepartement herausgegeben worden sind. Die Denkschrift vom Jahre 1894 enthält das geologische Profil in der Richtung des Tunnels im Massstab 1 : 20 000. (Vgl. Taf. II, Fig. 1). Die in diesen beiden Schriften enthaltenen Daten sind als offiziell zu betrachten; sie bilden die Basis für alle Berechnungen und Verträge. Es muss hier betont werden, dass für

¹⁾ Vgl. C. Schmidt. Über die Geologie des Tunnelgebietes Solothurn-Gänsbrunnen. — Mitleil. der Naturf. Ges. Solothurn. 1902—04, p. 6/7.

²⁾ Arch. d. Sc. phys. et nat. Genève t. XIX. 1905, p. 298/299. — Bezüglich der Wasserführung des Gebirges finden wir, namentlich was die Regionen der beiden tatsächlich eröffneten Quellenhorizonte anbetrifft, folgende Prognosen: Nach H. Gerlach (1859) sind Wasserinfiltrationen wenig zu fürchten: „Tous les terrains sédimentaires ou cristallins à traverser sont compactes et peu fendillés et les couches de calcaire qu'on trouve du côté sud, trop peu puissantes et trop fortement serrées pour que les filtrations soient à craindre.“ — Nach H. Schardt (1891) sind im Antigoriogneiss, der ganz trocken war — abgesehen von der Überlaufquelle aus dem Teggiolokalk — starke Wassereinträge während der Bohrung zu erwarten. Von der Region des Teggiolomarmors, in dem die mächtigsten Quelladern dem Tunnel zufließen, heisst es: „Il y aura peut-être de plus fortes infiltrations au contact de cette roche, quoique cela ne me paraisse pas extrêmement probable à cause de la grande distance de la surface.“ Für den zentralen Teil des Tunnels, wo die heissen Quellen von ca. 300 sl Ertrag sich ergiessen, heisst es: „Infiltrations faibles ou nulles“ und „Les infiltrations sur tout ce parcours seront peu considérables ou absolument insignifiantes.“ Umgekehrt wird für die Strecke 1,4—1,7 km ab NP z. B, wo das Gebirge ganz trocken war, prognostiziert: „Le danger du parcours consistera en fortes venues d'eau“ etc. etc. (Vgl. dagegen A. Heim, Geologische Voraussicht beim Simplontunnel, p. 378 und 379).

alle diese geologischen Voruntersuchungen in der Zeit von 1878 bis 1890 nicht mehr als einige Wochen Arbeit im Felde verwendet worden sind. Gestein, Wasser und Wärme sollte vorausbestimmt werden für einen 20 km langen Tunnel, der in einer Tiefe bis über 2000 m unter der Oberfläche ein äusserst kompliziert zusammengesetztes Gebirge durchfährt, das bis dahin nur kurSORISCH untersucht worden war!

Nach jahrelangen Bemühungen schienen endlich im Jahre 1894 die finanziellen und politischen Schwierigkeiten, die dem Bau des Riesenwerkes entgegenstanden, überwunden. Die Jura-Simplon-Bahngesellschaft und die Unternehmung (Brandt, Brandau & Cie.) waren voller Vertrauen. Das geologische Profil lag vor; in der offiziellen Denkschrift vom August 1894 war es klar und einfach beschrieben. Im Norden stehen Kalkschiefer an, steilgestellt, quer zur Tunnelachse streichend, 4 km ungefähr werden dieselben anhalten. Im Süden herrscht Gneiss; derselbe ist zwar hart, aber die Zähne der Stahlbohrer, angetrieben durch die mächtigen hydraulischen Bohrmaschinen, die unter 90—100 Atmosphärendruck stehen, werden rasch die 1,20 m tiefen Bohrlöcher an der Stollenbrust bohren und unter der Wucht des Dynamites wird der harte Fels „brechen wie Zwieback“. Gestützt auf die Erfahrungen, die man mit dem Bohrsystem Brandt am Arlberg und anderwärts gemacht hatte, rechnete man mit Bestimmtheit auf die Verkürzung der Bauzeit von acht Jahren auf fünf bis sechs Jahre. Herr Oberst *Ed. Locher* erläuterte das offizielle geologische Profil den Technikern in Winterthur im September 1899. „Es blieb nur noch die Frage der Temperaturen, um die sich alles drehen musste.“¹⁾ Eingang und Ausgang des Tunnels waren festgelegt; man musste durch. Die Achse des Tunnels war durch genaueste Triangulation bestimmt.²⁾ Herr *Ed. Sulzer* hat es bei Beginn des Baues an der Jahresversammlung des Schweizerischen Ingenieur- und Architekten-Vereines in Winterthur anschaulich geschildert, wie man sich vor Beginn der Bohrung mit den Problemen betreffs Bohrsystem, Ventilation, Kühlung, Kraftversorgung etc. etc. in unablässiger Arbeit jahrelang zu betätigen hatte. — Die „Geologen“ hatten gesprochen; mehr wollte man nicht wissen. Alles war in schönster Ordnung. Davon, dass in den Jahren 1890 bis 1897, d. h. in der Zeit zwischen letzter geologischer Expertise und Beginn der Arbeiten mehrere Untersuchungen veröffentlicht wurden, welche die Unrichtigkeit des offiziellen Profiles in ganz wesentlichen Punkten darlegten, hat niemand Notiz genommen.

Sobald der Beginn des Tunnelbaues auf den Sommer 1898 gesichert war, ernannte die Direktion der Jura-Simplon-Bahngesellschaft auf Anregung der Geologischen Kommission der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft eine aus den Herren Prof. *E. Renevier*, *A. Heim* und *H. Schardt* bestehende „*Geologische Kommission*: commission consultative, chargée d'organiser et de diriger les études géologiques à faire dans le tunnel et à l'entour de celui-ci pendant la durée du percement“. In den *Eclogæ Geologicæ Helvetiæ*, Vol. VI, No. 1, 1899 hat diese Kommission ihr Arbeitsprogramm veröffentlicht. Es wäre die Pflicht dieser geologischen Kommission gewesen, in erster Linie auf die offenbaren Unvollkommenheiten der vorliegenden Gutachten hinzuweisen und vor allem die sofortige Aufnahme einer geologischen Karte des Gebietes zu verlangen, um auf Grund derselben eine neue Prognose aufstellen zu können. Statt dessen werden von ihr neue geologische Studien und die Aufnahme einer geologischen Karte als **letzter** Programmpunkt der Arbeiten aufgestellt und sogar noch sechs Jahre später werden die Gutachten, die vor 26, 22 und 14 Jahren abgegeben worden sind, als vortrefflich und richtig vindiziert.

¹⁾ Schweiz. Bauzeitung. 1899, Nr. 14 und 15.

²⁾ Wie die Erfahrung nach dem Durchschlag gezeigt hat, war die Achse des Nordstollens gegenüber derjenigen des Südstollens um 0,202 m gegen Westen verschoben, die Differenz in der Höhe betrug 0,087 m, diejenige in der Länge 0,79 m. (Schweiz. Bauzeitung. Bd. XLVI, Nr. 11, 1905).

Für den Misserfolg am Simplon darf nicht die *geologische Wissenschaft* verantwortlich gemacht werden. Es muss vielmehr betont werden, dass, wie ich späterhin noch zeigen werde, alle geologischen Arbeiten, die vor Beginn des Tunnels angeordnet und ausgeführt worden sind, methodisch absolut unzureichend waren. Nur eine geologische Spezialaufnahme des ganzen Gebietes hätte die Grundlage für eine verlässliche Prognose liefern können. Es darf aber auch nicht vergessen werden, dass nicht allein nur die betreffenden *Geologen* für diese Sachlage verantwortlich zu machen sind.¹⁾

Über die Aufgabe, die bei der Ausführung grosser Tunnels dem Geologen zukommt, herrscht vielfach Unklarheit. Die Richtung des Tunnels, d. h. die Stelle, wo der Berg durchbohrt werden muss, die wird in der Hauptsache wohl kaum durch geologische Momente bestimmt. Verkehrstechnische, politische Fragen geben den Ausschlag und die moderne Technik muss die Schwierigkeiten, die auf dem vorgezeichneten Wege sich ihr darbieten, überwinden.

Die Grundlage zur Beurteilung dieser zu erwartenden Schwierigkeiten muss in erster Linie durch die *geologische* Untersuchung des Gebietes geliefert werden. Nicht eine Expertenkommission kann die Arbeit tun. Das ganze Gebiet muss gründlichst geologisch untersucht werden; der Geologe allein hat es zu bestimmen, in welcher räumlichen Ausdehnung und mit welcher Intensität er seine Untersuchungen auszuführen hat. Die Oberfläche mit all ihren natürlichen Entblössungen muss des genauesten bekannt sein. Auf Grund der geologischen Karte, die in den meisten Fällen ad hoc erst hergestellt oder wenigstens genauer ausgeführt werden muss, sind nach bestimmten, wissenschaftlichen Prinzipien die geologischen Querschnitte zu konstruieren, unbekümmert um die Tunnelrichtung. Aus der Kombination dieser Querschnitte erst ergibt sich dann das geologische Profil längs der Tunnelachse. Im allgemeinen muss im Gebirgslande der Bau des Berginnern bis zum Niveau der Talsohle sich auf diese Weise bestimmen lassen, jedenfalls dürfen Abweichungen von Prognose und Befund, wie sie am Simplon sich gezeigt haben, nicht vorkommen. Ich schliesse ausdrücklich meine eigene Prognose von 1901 hier mit ein. (Vgl. Taf. II, Fig. 2).

Von der *geologischen Gestaltung der Oberfläche, von der Verbreitung der Gesteinsschichten im Erdinnern* hängt dann ab die Verteilung von *Wasser* und *Wärme* im Berginnern. Auch in diesen Fragen wird die geologische Wissenschaft — vorausgesetzt, dass keines der ihr zu Gebote stehenden Mittel ausser acht gelassen wird — innerhalb gewissen Grenzen sichern Aufschluss geben können.

Wir haben bei diesen Darlegungen über Tunnelgeologie ein äusserst instruktives Beispiel vor Augen dafür, dass, wie bei *allen* geologisch technischen Fragen, so auch bei der Prognose von Tunnels es keine Abgrenzung gibt zwischen Fragen, die einerseits dem Techniker gleichgültig sein dürfen und solchen, die andererseits nur den Naturforscher interessieren.²⁾ Nur wenn der Naturforscher *seine* Probleme klar erfasst und dieselben in *ganzem Umfange* nach Möglichkeit ihrer Lösung entgegengeführt, kann er der Technik dienen. Dem Techniker werden die Wege des Geologen oft als weit abseits liegend erscheinen, aber nicht der Techniker, sondern der Geologe hat den Umfang und die Art der zu leistenden Arbeit, die zum Ziele führt, zu bestimmen.³⁾ Wir verhehlen uns nicht, dass wenn wir an die Riesenfortschritte der physikalischen und chemischen

¹⁾ Interessant ist im Vergleich mit dem Simplon die Geschichte der geologischen Studien bezüglich des Weissenstein-Tunnels. (Vgl. *A. Buxtorf*. Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels und seiner Umgebung. — Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. N. F. XXI, p. 115—125).

²⁾ Vgl. *A. Heim*. Geologische Voraussicht bei technischen Arbeiten. — Umschau Nr. 9, Jahrg. IX. 1905.

³⁾ Vgl. *C. Schmidt*. Geologische Reiseskizzen und Universalhypothesen. Basel 1904, p. 21.

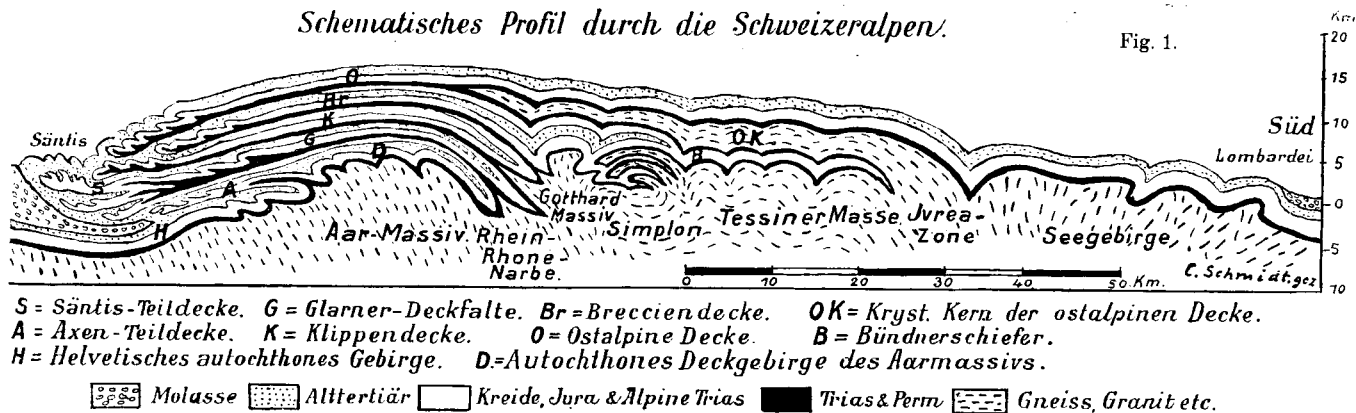
Wissenschaften und die dadurch bedingten gewaltigen Leistungen der Technik denken, die Bedeutung der Geologie im Getriebe des modernen Lebens für die Kultur des Menschengeschlechtes nur eine untergeordnete Stellung einnimmt. Will der Geologe in seiner Wirkungssphäre bleiben — und dadurch allein erhält er seine Kraft — kann er nur da und dort etwas helfen und das um so mehr, je mehr er selbst seine Kraft erkennt und je mehr er unterstützt wird durch die wachsende Einsicht seiner Mitbürger.

II. Die Geologie des Simplon und der angrenzenden Gebiete.

Die Interpretation der geologischen Karte der Schweiz zeigt, dass das Gebiet der Alpen von Ost nach West durchzogen wird von einer Inzisionslinie, in der das Rheintal zwischen Chur und Ilanz, das Rhonetal zwischen Brig und Martigny liegt. Von Chur bis Martigny wandern wir von Tal zu Tal, niedrige Pässe überschreitend über Ilanz, Greina, Val Piora, Airolo, Val Bedretto, Nufenen, Brig, Leuk und Sitten. Von Martigny folgen wir gegen Südwesten ausbiegend, den Längstätern Val Ferret und Val de l'Allée Blanche am inneralpinen Rand des Mont Blanc. Der Alpenkörper wird so in zwei Teile geteilt, die in wesentlichen Punkten verschiedenartigen Bau zeigen. Wo nördlich dieser Linie das alte krystalline Gebirge unter den jüngern Sedimenten zutage tritt, erscheint es in der Form der sogenannten *Zentralmassive* (Aar-Gotthard-Mont-Blancmassiv), d. h. es besteht aus steilstehenden, eng zusammengepressten Bänken, die *discordant* von den mesozoischen Sedimenten überlagert werden. Die Zentralmassive sind dem Alpenkörper einverleibte Teile des mitteleuropäischen, *variscischen* Faltengebirges. Südlich der Linie Chur-Martigny erstreckt sich das altkrystalline Gebirge über weite Gebiete, es bildet den *krystallinen Hauptstamm* der Alpen und wird *konkordant* überdeckt von den mesozoischen Sedimenten, mit denen es ein System weit ausgreifender, flachliegender Falten und Decken bildet. Ein variscisches Faltengebirge hat hier nie bestanden. Die mesozoischen Sedimente erscheinen hier in der Facies der Bündnerschiefer (schistes lustrés). Der *Simplontunnel* durchfährt das Gebirge da, wo noch zum krystallinen Hauptstamm der Alpen (Zone von Piemont) gehörende Gebirgstteile in komplizierten, auf einander sich türmenden Falten anbränden an Gotthard- und Aarmassiv im Norden. (Vgl. Taf. I und Fig. 1).

Schematisches Profil durch die Schweizeralpen.

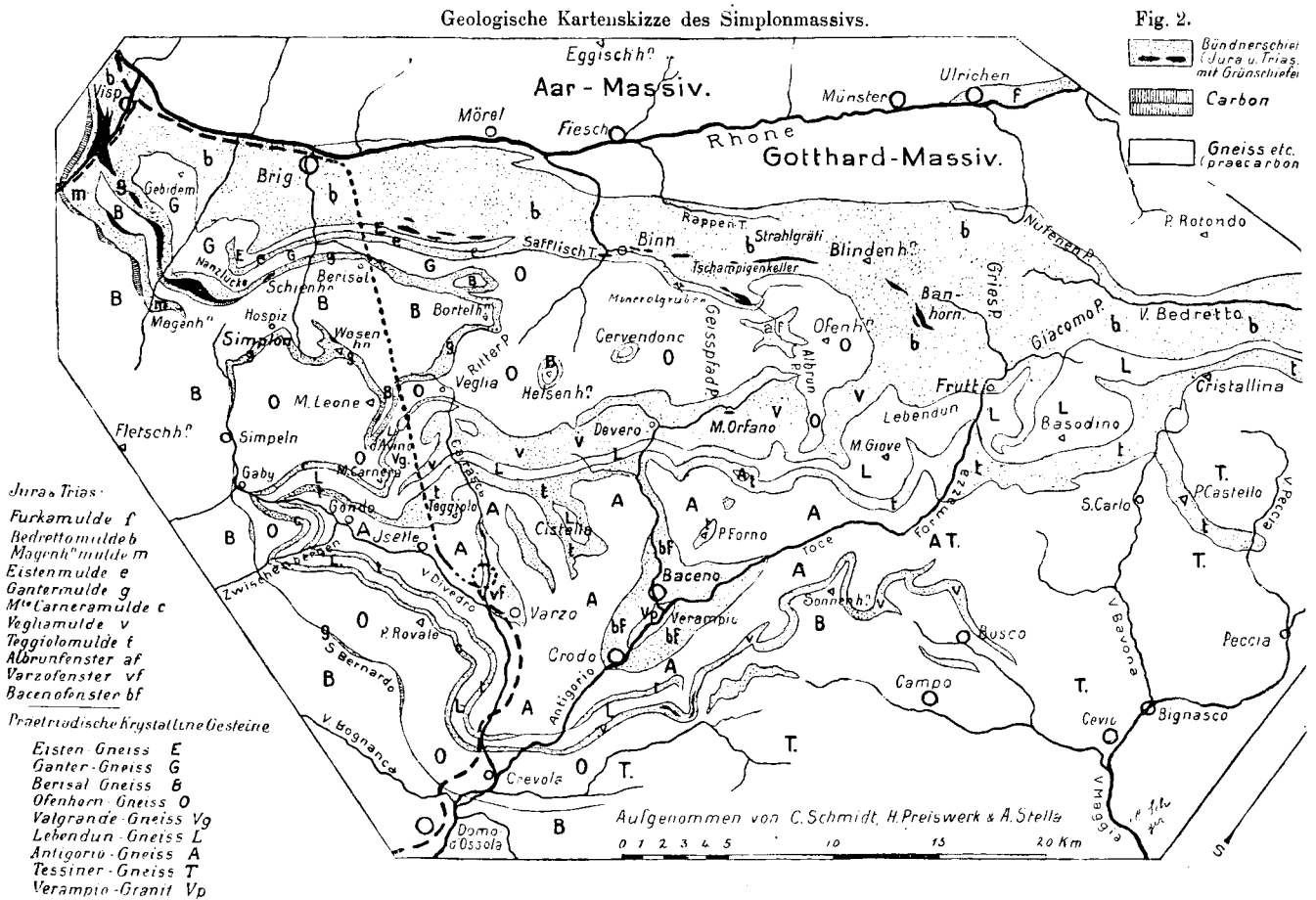
Fig. 1.



1. Stratigraphie.

Die moderne Auffassung der Geologie der Simplonberge wurde bedingt durch die Erkenntnis, dass metamorphosierte triadische und jurassische Sedimente einerseits, altkrystalline, meist schichtige oder schiefrige Gesteine andererseits, ursprünglich ein konkordantes System mit mannigfaltigen Transgressionen gebildet haben. Durch die alpine Hauptfaltung der Tertiärzeit sind die beiden Gesteinsgruppen in kompliziertester Weise verfaultet worden. Die richtige Deutung der stratigraphischen Natur der einzelnen Gesteinskomplexe von Ort zu Ort durch das ganze Gebirge musste das erste Ziel der Untersuchung sein und auch im Simplongebiet ist es unstatthaft, bei unzureichender stratigraphischer Erkenntnis, tektonische Fragen lösen zu wollen.¹⁾ Wie die geologische Karte (Fig. 2 und Taf. I) zeigt, ist die stratigraphische Gliederung der Gesteine im Simplongebiet relativ einfach. Vom ältesten zum jüngsten unterscheiden wir:

1. Präcarbonische (archaische) Gneisse und Glimmerschiefer.
2. Carbon.
3. Marmor, Gips und Anhydrit, Quarzit etc. der Triasformation.
4. Kalkschiefer der Juraformation mit Ophiolithen (Bündnerschiefer).



¹⁾ Vgl. M. Lugeon, Bull. soc. géol. de France 1901, S. 727, und H. Schardt, Note sur le profil géologique etc. 1903, S. 20.

Die elementare Frage, die uns überall im Gebiet entgegentritt, lautet: Ist ein vorliegendes krystallin entwickeltes Schiefergestein dem mesozoischen oder den archaischen Formationen zuzuzählen?¹⁾ Die *mesozoischen* Gesteine erscheinen wesentlich in zwei Abteilungen. Es sind einerseits ursprünglich sandige Kalkschiefer, Tonschiefer oder Sandsteine in flyschartiger Facies; sie erscheinen als: Kalkphyllite, kalkige Glimmerschiefer, Granat-Zoisitschiefer, Granat-Biotit-Zoisit-Hornfelse, Clintonit-Phyllite, gneissartige Schiefer etc. etc. Andererseits bilden ursprüngliche Dolomite, Kalke, Mergel, Gips und Anhydrit, Sandsteine etc. eine tiefere Stufe der mesozoischen Sedimente. Diese letztern Typen erscheinen als Rauchwacken, zuckerkörnige Dolomite und Marmore, die geschwefelte Erze, sowie Kalk- und Magnesium-Silikate enthalten,²⁾ ferner als albitführende Glimmerschiefer, glimmerige Quarzite etc., Gips und Anhydrit enthalten Glimmer- und Hornblende. Besonders bedeutsam ist das Vorkommen von Gips und Anhydrit in Form ausgedehnter Stöcke und Linsen. Wir erinnern an den alten Satz von Gustav Bischof, dass Gips nicht als Gemengteil archaischer, krystallinischer Gesteine gefunden wird (1847). Gips und Anhydrit verbunden mit Rauchwacken sind in unserem Gebiet für Trias indizierend. Die Anhydritkrystalle, die im Leonegneiss und im Valgrandegneiss des Tunnels von Brig bei 7520 m und 8450 m gefunden worden sind, erklären wir durch Infiltrationen, die von einem nahegelegenen Anhydritstock ausgegangen sind.³⁾

Die obere Stufe dieser inneralpinen, mesozoischen Sedimente (*schistes lustrés*) rechnet man summarisch zur *Juraformation*, die untere wird der *Trias* zugezählt. Jurassische Petrefakten sind in dem Schieferzug unmittelbar südlich der Rhone vom Nufenen bis nach Brig an vielen Punkten gefunden worden; südlich des Griespasses, im Gebiet der sogenannten Deveroschiefer hingegen, sind Petrefaktenfunde nur vereinzelt gemacht worden und endlich die hochkrystallinen Schiefer bei Baceno und in der Cairascaschlucht bei Varzo haben keine Spur von Petrefakten geliefert. Einzig petrographische Analogien und der tektonische Verband führt uns dazu, auch diese Schiefer als „mesozoisch“ zu deuten. Im obern Rhonetal erscheinen im Liegenden der petrefaktenführenden, jurassischen Schiefer Dolomite in rauchwackeartiger Ausbildung, mergelige Gesteine und Gipsstöcke, die als Ganzes die typische Facies der inneralpinen Trias zeigen. Weiter südwärts im Binnental, am Simplon, auf Devero und Veglia, dann bei Baceno und bei Varzo, am Grenzkamm vom Val Antigorio gegen das Tessin etc., finden wir hochkrystalline Marmore mitten in den krystallinen Schiefen, meist begleitet von Gesteinen, die wir den „jurassischen“ Schiefen beizählen möchten. Im Anschluss an die Darstellungen auf den Blättern XVIII und XXIII habe ich zuerst einzelne dieser Marmorzüge noch als altkrystallin gedeutet, allmählich haben sich uns fast alle derselben verjüngt und erscheinen nun als „triadische“ Einklemmungen. Auf viele Kilometer müssen wir diese Zonen durch das Gebirge verfolgen. Die im Gebiete der „schistes lustrés“ auftretende Trias charakterisiert sich als eine typische lagunäre Bildung,⁴⁾ Fossilien sind in derselben von vornherein nur spärlich zu erwarten. Im westlichen Piemont (Val Grana, Val Varaita) haben die italienischen Geologen S. Franchi und A. Stella Gyroporellen, *Avicula exilis* etc., in der die *Schistes lustrés* (*calcescisti*) unterlagernden Trias gefunden.⁵⁾ Wir finden also dort Anklänge an die mediterrane Entwicklung der Trias. In den

¹⁾ Livret-Guide géol. 1894, S. 139 ff.

²⁾ Am verbreitetsten unter den Kalksilikaten des Trias-Dolomites ist der Tremolit. Bemerkenswert ist es, dass neuerdings auch Skapolith entdeckt worden ist. A. Stella fand dieses Mineral in dem den Antigoriogneiss unterteufenden Triasmarmor bei Wald im Val Formazza, und G. Spezia erwähnt dasselbe aus der Trias im Simplontunnel.

³⁾ H. Preiswerk: Über Anhydritkrystalle aus dem Simplontunnel. Neues Jahrb. f. Min. 1905.

⁴⁾ Vgl. M. Bertrand. Etudes dans les Alpes françaises. — Schistes lustrés de la zone centrale. — Bull. soc. géol. de France, t. XXII, 1894.

⁵⁾ S. Franchi. Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle alpi occidentali. — Boll. del R. Com. geol., 1898.

dolomitischen Kalkbänken der Trias am Simplon haben wir eifrigst nach Spuren von Fossilien gesucht und glauben tatsächlich an den „Schwarze Balmen“ ob Alpen, im liegenden Marmorband der Monte-Carneramulde Crinoiden gefunden zu haben.

Der Provinz alpiner Sedimente, zu welcher die mesozoischen Schichtgesteine der Simplongruppe gehören, sind Einlagerungen basischer Eruptivgesteine (Ophiolithe) eigentümlich; man nennt in den piemontesischen Alpen diese ganze Zone „Zona delle Pietre verdi“. Am Simplon finden sich bei Visp, im Binnental, sowie vereinzelt östlich Devero, solche schiefrige Diabase und Peridotite.

Die Abgrenzung des Mesozoicums gegen die Gruppe der altkrystallinen Schiefer wird ermöglicht durch das Auftreten des Kalkhorizontes an der Basis des Systems der Bündnerschiefer. Charakteristisch für diesen Horizont ist seine Ausbildung als „Rauchwacke“ am Ausgehenden. Archaische Kalke sind niemals als Rauchwacke entwickelt. Am klarsten ist die Grenze zwischen Mesozoicum und Altkrystallin zu erkennen, wo mit dem Marmor basale Konglomerate sich verbinden. Wir finden solche Stellen namentlich über dem Antigoriogneiss im Tal von Zwischenbergen, am Nordostabhang des Teggiolo, bei Agaro und bei Campo im Val Bavona etc., (vgl. Taf. V, Fig. 1). Mit weit grössern Schwierigkeiten ist die prinzipielle Trennung von hochkrystallinen, mesozoischen Schiefen und altkrystallinen Gesteinen verbunden da, wo der Kalkhorizont stellenweise aussetzt und zugleich die petrographische Ausbildung der tiefsten mesozoischen Schiefer und der darunter liegenden altkrystallinen Gesteine in ihren metamorphen Facies einander sehr ähnlich werden.

Von besonderer Bedeutung für die Stratigraphie der westschweizerischen Alpen ist das Auftreten der *Carbonformation*, in Form eines Komplexes von Tonschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten. Fossile Pflanzen und die besondere petrographische Zusammensetzung, verbunden mit dem Auftreten von Anthrazitflötzen, ermöglichen fast überall die sichere Feststellung dieser Formation und ihre Abtrennung von den liegenden krystallinen Schiefen. Von l'Argentière im Durancetal bis Siders im Wallis verfolgen wir das Carbon als die sogenannte „Zone axiale“, die gegen Nordosten immer mehr zusammengequetscht wird. Nach einem Unterbruch von etwa 10 km Länge setzt das Carbon am Ausgang des Turtmanntales wieder ein und lässt sich von da bis gegen das Simplonhospiz als schmaler Streifen zwischen Bündnerschiefern und Berisalgneissen verfolgen. Im Simplongebirge selbst fehlt das Carbon.

Wenn es gelungen ist, das Grundgebirge als Ganzes überall vom Mesozoicum abzugrenzen, gilt es, ersteres selbst stratigraphisch zu gliedern. Vor allem müssen auch hier prinzipiell ursprüngliche Sedimente und ursprüngliche Eruptiva nach Möglichkeit diagnostiziert werden. In dieser Hinsicht können wir erst einige Klassifikationsversuche machen. Kartographisch lassen sich mehrere Zonen ausscheiden, denen eine gewisse **tektonische** Selbständigkeit zukommt, indem dieselben im Simplonquerprofil durch Sedimentmulden getrennt erscheinen. Wir unterscheiden: 1. Verampiogranit (Crodo-gneiss-Gerlach), 2. Antigoriogneiss = Tessinergneiss, 3. Lebendungneiss, 4. Valgrandegneiss, 5. Monte Leone-Ofenhorngneiss, und 6. Berisalgneiss.

Der Verampiogranit erscheint einzig unter dem Fenster der Bündnerschiefer bei Baceno, er ist der am tiefsten liegende „Gneiss“. Nach Struktur und chemischer Zusammensetzung ist das Gestein ein zum Teil kataklastisch metamorphosierter alkalireicher Granit. Seine Übereinstimmung mit Graniten des Gotthardmassivs (Fibbiagranit)¹⁾ ist bemerkenswert.

¹⁾ Vgl. P. Waindziok. Petrographische Untersuchungen an Gneissen des St. Gotthard. — Inaug.-Dissert., Zürich, 1906.

Der Antigoriogneiss ist ein grobbankiger, homogen ausgebildeter Zweiglimmergneiss, der zu den „Orthogneissen“ gerechnet werden muss. Vom Formazzatal zum Val Maggia steht er in direkter Verbindung mit den Tessinergneissen. Nach den vorhandenen Analysen sind beide Gesteine identisch, sie entsprechen normalen granitischen Magmen. Genau wie die Tessinergneisse zeigt auch der Antigoriogneiss mannigfache Übergänge zwischen zwei extremen Typen, die als helle und dunkle „Granit“varietäten unterschieden werden, deren SiO_2 -Gehalt zwischen 75 % und 67 % ungefähr liegt. Diorit- bis Gabbrofacies des Antigoriogneisses kennen wir im Simplongebiet nur im Formazzatal westlich ob Wald. Verbreitet sind im Antigoriogneiss in Form von Linsen und Lagern basische, namentlich biotitreiche Einlagerungen.

Der Lebendungneiss ist auf ein schmales, zwischen zwei Bündnerschiefermulden liegendes Band beschränkt, das vom Passo Naret bis zur Simplonstrasse bei Gaby und von dort wieder bis ins Antigoriotal verfolgt wird. Der Hauptmasse nach sind es dünn-schichtige, biotitreiche Gneisse. Mehr massig ausgebildete, zum Teil aplitische Typen finden sich im Lebenduntal, wo die Zone sich verbreitert; Augengneisse treten am Basodino auf und hornblendeführende Varietäten sind recht selten, wir finden sie z. B. an der Simplonstrasse bei der alten Kaserne. Charakteristisch für die Lebendungneisse sind Einlagerungen in denselben, die an Konglomerate erinnern. Diese, meist elliptischen Einschlüsse werden oft mehrere Dezimeter lang, sie häufen sich lagenweise. Das Gestein derselben ist als Aplit zu bezeichnen. Manchmal sind diese geröllähnlichen Bildungen von Glimmerflaser umsäumt, manchmal verschmelzen sie mit dem Nebengestein.

Der Valgrandegneiss ist auf das Gebiet von Veglia (Pzo Valgrande) am Ostabhang des Monte Leone beschränkt und erscheint als eine vom Lebendungneiss abzweigende Partialantiklinale. Die Valgrandegneisse sind im allgemeinen dünnbankig, feinkörnig, flaserig und meist zweiglimmerig. Fast alle Typen derselben enthalten Granat. Hellere und dunklere Varietäten wechseln miteinander. Reichlich vorhandener sericitischer oder paragonitischer Glimmer bedingt die Herausbildung seiden-glänzender, schiefriger Typen, in denen sich oft chenopoditische Hornblende einstellt.

Eine im Simplongebiet tektonisch höher liegende Gneisszone bezeichnen wir als Ofenhorn-Ganter-Monte Leonegneiss. Die Hauptmasse dieser Gneisse gehört zu den Orthogneissen; in denselben eingelagert sind Hornblendegesteine am Ofenhorn, Serpentin am Geisspfad. Eine grün-glimmerige Varietät des Monte Leonegneisses ist nordöstlich ob der Simplonstrasse bei Simpel verbreitet.

Die oberste der fünf Gneissantiklinalen im Simplongebiet bildet die Zone der altkrystallinen Schiefer Berisal-Grosser St. Bernard. Diese Gesteine repräsentieren in ihrer Gesamtheit den Typus jungarchaischer krystalliner Schiefer. Es sind vorherrschend granatführende Glimmerschiefer, Biotitsericitschiefer, dünnbankige Muskovitgneisse, schiefrige, granathaltige Biotitgneisse mit in ihrer Mächtigkeit wechselnden, zonenartig sich einlagernden Hornblendeschiefern. Etwas fremdartig erscheint eine zirka 100 m mächtige Zone grobbankiger Zweiglimmergneisse (Orthogneisse).

Das ganze System der von uns dem präcarbonischen Grundgebirge zugerechneten Gesteine zeigt, wenn wir die ursprünglichen Gesteinsverbände wieder rekonstruieren, die für ein altes Grundgebirge überhaupt charakteristische Gesteinsfolge. Der jüngeren „Glimmerschieferformation“ wären die Gesteine der Zone Berisal-St. Bernard zuzuzählen. Granitische Intrusionen in denselben sind vorhanden. Valgrandegneiss und Lebendungneiss bilden ein Übergangsglied zu den Ofenhorn-Monte Leonegneissen, die ihrerseits vorwiegend Orthogneisse sind und ausgedehnte basische Intrusionen enthalten. Der Antigoriogneiss endlich bildet die tiefstliegende Masse, den Fundamentalgneiss,

dessen „plutonische“ Natur anerkannt wird. Während im Tessin und im westlichen Graubünden die normale Schichtfolge vom Granitgneiss zu Glimmerschiefern, auf denen die Trias liegt, fast durchweg erhalten ist, gelangte im Simplongebiet die Trias ursprünglich über verschiedenartigen Typen des Grundgebirges zur Ablagerung. Zwischen Simplonhospiz und Vispertal liegt die Trias auf Berisalgneissen; zwischen beiden schaltet sich sogar da und dort eine wenig mächtige Lage carbonischer Sedimente ein. In der Gruppe des Basodino bildet der Lebendunggneiss die direkte Unterlage der Trias und endlich liegt längs des Nordrandes der Antigoriogneissmasse die Trias unmittelbar diesem Gneiss auf und umschliesst gerollte Stücke desselben. — Es ist hervorzuheben, dass im Simplongebiet die offenbar primär vorhandenen, differenten Faciesentwicklungen des Grundgebirges ursprünglich nebeneinander lagen, in horizontaler Ausdehnung auseinander sich entwickelnd; durch die gewaltige Faltung der Tertiärzeit sind dieselben an- und übereinander geschoben worden.

Das Grundgebirge, wesentlich aus Orthogneissen und darüber liegenden Glimmerschiefern etc. bestehend, mit konkordanter Decke von inneralpiner Trias, mesozoischen Kalkschiefern und Ophiolithen, verfolgen wir vom Simplon aus gegen Südwesten zum Monte Rosa und Gran Paradiso, gegen Osten bis zum Splügen und im Oberhalbstein. — Diese Zone der inneralpinen mesozoischen Sedimente (Zone des Briançonnais, Zone von Piemont, zentrale Zone der Alpen) stellte zu Beginn der mesozoischen Zeit in der Region unmittelbar südlich des variscischen Gebirges eine Geoantiklinale dar, die zuerst durch lagunäre Trias eingedeckt wurde. Die Geoantiklinale senkte sich kontinuierlich, sie wurde sukzessive zur Geosynklinale, innerhalb welcher in kontinuierlicher Sedimentation die flyschartigen Gesteine von jurrassischem und unterkretazeischem Alter, mit ophiolithischen Intrusionen, zum Absatz gelangten.

Eine besonders hervorzuhebende Erscheinung ist es, dass die ganze Serie der postcarbonischen Gesteine im Simplongebiet in abnormer, krystalliner Facies uns entgegentritt. Sie zeigen eine Ausbildung, wie wir sie sonst nur gewohnt sind bei den ältesten „archaischen“ Gesteinen unserer Erdkruste zu sehen und die wir als „regionalmetamorph“ bezeichnen. Wir sagen, die Facies des Grundgebirges greift hier in der Skala der geologischen Formationen abnorm hoch hinauf, auch die mesozoischen Gesteine erscheinen fast durchweg in der Ausbildung des Grundgebirges.

Gleichwie auf der Halbinsel Bergen in Norwegen die silurischen Sedimente als „krystalline Schiefer“ erscheinen, so treffen wir bei uns die Sedimente der Trias- und der Jurazeit in krystalliner Facies, und die denselben eingelagerten Eruptivgesteine erscheinen in abnormer Form ihrer mineralogischen Zusammensetzung und ihrer Struktur. Bei denjenigen Gesteinstypen, die wir nach obigen Darlegungen kurzweg als „mesozoisch“ bezeichnen können, fällt es uns nicht schwer, die Gesteine ihres krystallinen und schiefrigen Gefüges entkleidet uns vorzustellen und so die normalen Sedimentreihe mit den eingeschalteten Diabasen zu rekonstruieren, ohne dass wir im wesentlichen eine Änderung des chemischen Bestandes der einzelnen Gesteinskomplexe anzunehmen hätten.

Eine der bedeutungsvollsten Fragen in der alpinen Geologie ist die Frage nach der Ursache und dem Wesen der weitverbreiteten krystallinen Umbildung der zentralalpinen mesozoischen Sedimente. Indem wir für das Simplongebiet das Vorhandensein von granitischen Gesteinen, welche die mesozoischen Sedimente hätten kontaktmetamorph verändern können, in Abrede stellen, müssen wir nach einer andern Ursache suchen, welche die Umwandlung von mesozoischen Kalken, Ton-schiefern und Sandsteinen zu Kalksilikat führenden Marmoren, Granatzoitschiefern und Hornfelsen, Glimmerschiefern etc. hätte hervorrufen können. Man ist gewohnt, in diesen Fällen der Kontaktmetamorphose die *Dynamometamorphose* gegenüber zu stellen. — Der Mechanismus der Gebirgs-

bildung äussert sich in einer durchgreifenden Deformation der das Gebirge zusammensetzenden Gesteine. Man hat aber längst erkannt, dass die Umformung niemals eine rein mechanische ist. Selbst in den einfachsten Fällen der Kataklase (z. B. Zertrümmerung der Gesteine und Ausfüllung der entstandenen Klüfte mit mineralischer Substanz oder Fältelung und teilweise Marmorisierung dichter Kalke etc.) handelt es sich um Vorgänge chemischer Natur, d. h. um Entstehung von Lösungen von mehr oder weniger grosser Beständigkeit und um Auskrystallisation neuer Mineralsubstanz. Der von neugebildeten Calcitadern durchzogene, stark gefältete Kalk und der grobspätige Marmor sind die Produkte des nämlichen Vorganges in verschiedenartigen Stadien der Entwicklung. Die Krystallisation im festen Gestein, das unter der Herrschaft des Gebirgsdruckes steht, ist der Vorgang, welcher zur Entstehung der als dynamometamorph bezeichneten, krystallinen Schiefer führt.

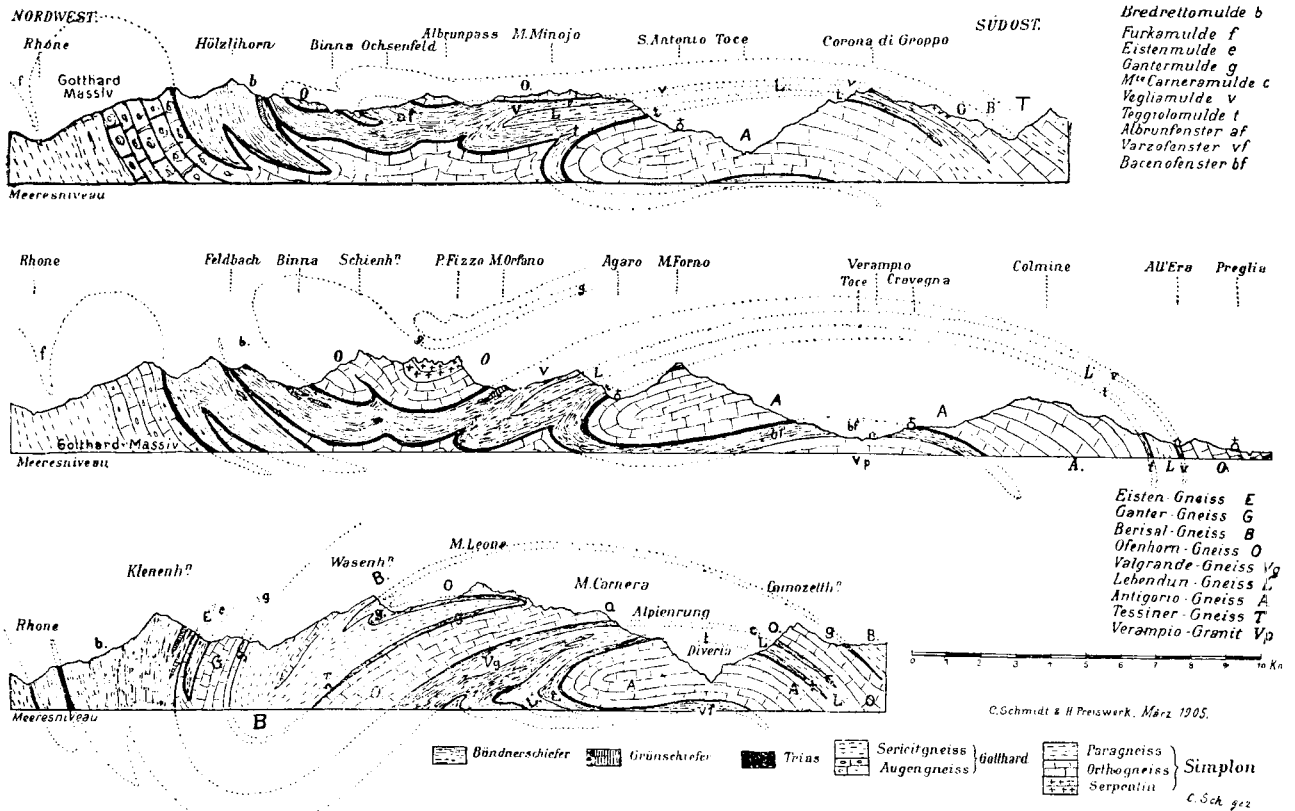
2. Tektonik.

Durch das Rhonetal zwischen Visp und Ulrichen, den Nufenenpass und das Bedrettal im Norden, durch die Vispertäler und die Gebirgsgruppe des Fletschhorn im Westen, durch Val Bognanco im Süden und endlich durch die Linie Domo d'Ossola-Airolo gegen Südosten wird ungefähr ein Stück Alpengebirge umgrenzt, dessen tektonische Elemente die Simplonberge aufbauen und das man allgemein als *Lepontinische Alpen* bezeichnet. Auf der geologischen Karte der Simplongruppe i. M. 1 : 50 000 von C. Schmidt, H. Preiswerk und A. Stella (1892—1906) sind die Resultate der geologischen Untersuchung dieses Gebirges zur Darstellung gebracht. (Vgl. auch Fig. 2 und Taf. I).

Im Norden des Simplongebietes treffen wir auf Teile der Zentralmassive des *Finsteraarhorns* und des *Gotthard*. Diese Zentralmassive sind Massen altkrystalliner Gesteine mit eingeklemmten carbonischen Sedimenten, welche unter der Decke jüngerer Ablagerungen hervortreten, da wo das Gebirge am stärksten emporgepresst erscheint und wo die Decke am stärksten zerstückelt worden ist. Die Gneisse, Glimmerschiefer, sowie die gebankten Granite, die sog. Protogine, der Zentralmassive stehen steil, oft fächerartig und richten sich genau parallel der alpinen Streichrichtung. Auf der Karte erscheinen die Zentralmassive der Schweizeralpen in elliptischer Begrenzung. Das Aarmassiv taucht westlich des Lötschentales unter mesozoischen Sedimenten empor und lässt sich gegen Osten als kompakte Masse, N 60° E streichend, bis unter den Tödi, d. h. auf eine Länge von 110 km verfolgen; noch weiter östlich taucht es bei Vättis noch einmal empor. Auf die Länge von ca 70 km, d. h. vom Hintergrund des Lötschentales bis nach Amsteg, besitzt das Massiv die mittlere Breite von 20 km. An das Aarmassiv angeschmiegt tritt das Gotthardmassiv zwischen Fiesch im Rhonetal und Val Gronda im Kanton Graubünden auf ca. 80 km Länge zutage. Westwärts von Grimsel und Furka senken sich beiderseits des Rhonetales die Achsen der beiden Zentralmassive und zugleich verschmälern sie sich immer mehr. Bei Fiesch im Rhonetal verschwindet das Gotthardmassiv in der Tiefe, östlich von Leuk löst sich das Aarmassiv in einzelne Zipfel auf und taucht unter den Mantel mesozoischer Sedimente. Zwischen Gotthard- und Aarmassiv eingeklemmt, muldenförmig, erstreckt sich von Truns am Bündner Oberrhein über Oberalp, Urserental und Furka bis Ulrichen im Oberwallis eine tief in den Berg hineinsetzende Mulde mesozoischer Sedimente, die *Furkamulde*. Unterhalb Ulrichen streicht die Mulde aus; die krystallinen Gesteine von Aar- und Gotthardmassiv berühren sich direkt in der Längsfurche des Rhonetales. (Taf. V, Fig. 2).

Geologische Profile durch das Simplonmassiv.

Fig. 3.



Südlich des Gotthardmassivs und, westwärts von Fiesch, südlich des Aarmassivs finden wir in den Bergen auf der Südseite des Rhonetales mächtig entwickelte mesozoische Schiefer, die wir der Bedrettomulde zurechnen. In der ganzen Zone von Vals in Graubünden weg, über Olivone, Airolo, durch das Bedrettetal, über den Nufenenpass, durch das Binnental und weiter westwärts bis zur Simplonstrasse und bis ins Rhonetal bei Visp grenzen die Schiefer der Bedrettomulde in konkordanter Lagerung mit Trias im Liegenden südwärts an altkristalline Gesteine, die wir bezeichnen von Ost nach West als: Adulagneiss, Tessinergneiss, Lebendungneiss, Ofenhorn-Gantergneiss, Berisal-St. Bernhardgneiss. In den Gebieten südlich des Südrandes der Bedrettomulde finden wir nun in weit grösserer Ausdehnung und in viel komplizierterer Form, als man früher annahm, durch das ganze Gebirge mesozoische und altkristalline Gesteine innig miteinander verflochten. An den steilen Berghängen, in den tiefen Tälern stossen wir zwischen den im allgemeinen flach liegenden Gneissen immer wieder auf Zonen von triadischen Kalken und jurassischen Schiefern. Solche Zonen wiederholen sich oft mehrfach übereinander; eine bestimmte Zone können wir auf viele Kilometer Länge durch das Gebirge verfolgen. Bei einer Durchquerung des Gebirges von Brig aus über Berisal, Wasenhorn, Alpe Veglia, Pizzo Teggiolo, Varzo und den Pizzo Rovè e bis ins Val Bognanco z. B. werden folgende 22 Zonen mesozoischer Schiefer- und archaischer Gneisse durchquert: 1. Bedrettoschiefer, 2. Eistengneiss, 3. Eistenmulde, 4. Gantergneiss, 5. Gantermulde, 6. Berisalgneiss, 7. Schiefer am Südabhang des Wasenhorns und in der Ostwand des Monte Leone, 8. Monte

Leone-Gneiss über dem Lago d'Avino und auf dem Gipfel des Monte Leone, 9 Schiefer und Marmor am Lago d'Avino und Monte Carnera, 10. Valgrandegneiss, 11. Kalkschiefer am Nordabhang von Vallé, 12. Lebendungneiss, 13. Schiefer und Marmor von Vallé-Pizzo Teggiolo, 14. Antigoriogneiss, 15. Schiefer von Varzo-Val Cairasca, 16. Antigoriogneiss, 17. unteres Schieferband am Nordabhang der Rovalekette, 18. dünnstriefrige Gneisse, 19. oberes Schieferband am Nordabhang der Rovalekette, 20. weisse, zweiglimmerige Gneisse des Rovalekammes, 21. Kalke und Schiefer von San Bernardo, 22. Gneisse bis ins Val Bognanco. (Vgl. Taf. III).

Wie diese Zonen das Gebirge durchziehen und sich verbinden, kann ich hier nur an wenigen Beispielen erläutern. (Vgl. Taf. I).

Am steilen südlichen Abhang des Val Divedro ob Gondo, Iselle und Varzo treffen wir z. B. zwei ostweststreichende, mesozoische Einlagerungen in den Gneissen. Das Hangende dieser beiden Schieferbänder bezeichnen wir als Monte Carnera- und Vegliamulde (c und v Fig. 2), das Liegende als Teggiolomulde (t). Wir sehen, wie dieselben gegen Osten einerseits bei Crevola das Tal der Diveria und des Toce durchqueren und von da an, im Streichen umbiegend, in nördlicher Richtung am Grenzkamm Antigorio und Tessin auf zirka 25 km sich verfolgen lassen. Andererseits sind die gleichen beiden Bänder mesozoischer Gesteine gegen Westen im Talgrund von Zwischenbergen und an der Simplonstrasse unterhalb Al Gaby aufgeschlossen, von wo aus sie, wiederum im Streichen umbiegend, nordöstliche Richtung annehmen und bis zu den Tosafällen sich erstrecken, wo die Schiefer der Vegliamulde (v) die Zone der „Deveroschiefer“ bilden, welche am Griespass mit den Schiefen der Bedrettomulde verschmelzen. In ihrem ganzen hemizirkulären Verlaufe schliessen die beiden genannten Kalk- und Schieferbänder die schmale Zone des *Lebendungneisses* ein. Im Massiv der Cistella legen Lebendungneiss und Teggiolomulde sich flach südwärts, die Gipfelregion bildend; unter ihnen liegt der *Antigoriogneiss*. (Vgl. Taf. IV und Taf. V, Fig. 3). Die Vegliaschiefer werden nordwärts von den „Gneissen des Ofenhorns“, denen der Serpentin des Geisspfades angehört, in flacher Lagerung überdeckt; an der Setta Minoja bilden die Ofenhornneisse einen weit nach Süden vorgreifenden Deckel auf den Schiefen der Vegliamulde. (Vgl. Taf. V, Fig. 4). Hoch oben an den Flanken des Monte Leone, des Bortelhorn, des Helsenhorn und des Cherbadung tritt über den Ofenhornneissen ein neues Band von mesozoischen Schiefen zutage, das von den „Berisalgneissen“ bedeckt wird. (Vgl. Taf. IV, Taf. V, Fig. 5 und Taf. VI, Fig. 1). Tief unten an der Diveria bei Varzo und am Toce bei Baceno erscheint unter dem Antigoriogneiss noch einmal ein Komplex mesozoischer Schiefer, in deren Liegendem ein neuer, tiefster Gneiss, der „Verampioigneiss“ bei Baceno zutage tritt. (Vgl. Taf. VI, Fig. 2).

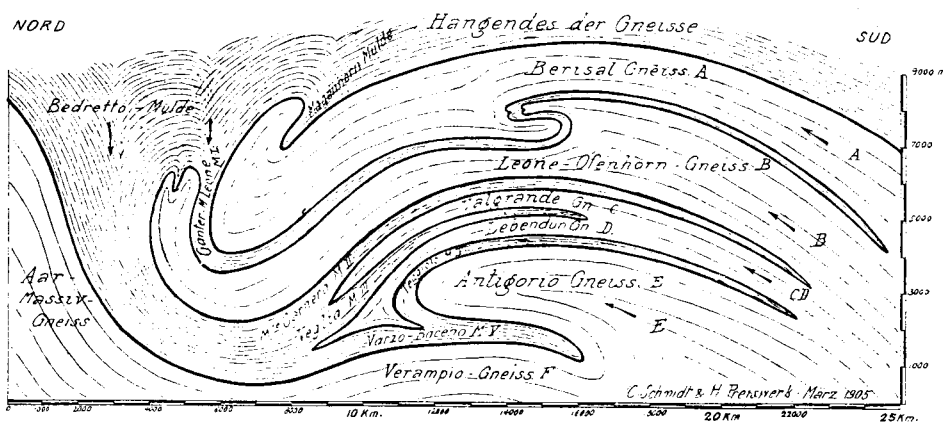
Es ist unverkennbar, dass in dem Gebirge zwischen Simplon und Tessintal im ganzen die Schichten kuppel- oder domartig gelagert erscheinen, dass sie aber nirgends von oben nach unten eine normale Schichtfolge vom Jüngern zum Ältern darstellen. Als jüngstes Glied haben wir die jurassischen Bündnerschiefer zu bezeichnen, die, in gewissen Horizonten fossilienführend, als Bedrettomulde zwischen den nördlichen Zentralmassiven und den südlichen Gneissen lagern und einst als kontinuierliche Decke südwärts über das ganze Gebiet sich ausgedehnt haben. Südlich der Bedrettomulde liegen sechs Horizonte verschiedenartiger Gneisse mehr oder weniger horizontal übereinander und immer werden je zwei verschiedenartige Gneisse durch eine Lage von Bündnerschiefern von einander getrennt. Diese Lagen von Bündnerschiefern müssen wir als Mulden auffassen, denn eine jede derselben ist sowohl gegen den hangenden als auch gegen den liegenden Gneisskomplex von typischen Triasgesteinen in mehr oder weniger kontinuierlichem Zuge begleitet. Durch Kombination von Querschnitten durch das Gebirge zwischen Brig und Binn im Norden und Zwischenbergen und

Crevola im Süden erhalten wir so für die Region des italienisch-schweizerischen Grenzkammes ungefähr folgendes Profil, das bei vollständiger Erhaltung aller Bestandteile eine Mächtigkeit von 8000–9000 m erreichen muss. (Vgl. Fig. 4).

1. Bündnerschiefer der Bedrettomulde, der Eistenmulde, der Gantermulde, der Magenhornmulde und des allgemeinen Hangenden der Gneisse.
2. Granatglimmerschiefer, Sericit- und Biotitgneisse, Amphibolite, zweiglimmerige Augengneisse: Berisalgneisse (1800 m mächtig) Gneiss A
3. Bündnerschiefer der Ganter-Monte Leone-Hüllehornmulde Mulde I
4. Zweiglimmergneisse, Biotitgneisse, Hornblendegneisse, Serpentin: Monte Leone-Ofenhorngneiss (1000 m mächtig) Gneiss B
5. Bündnerschiefer des Monte Carnera-Pizzo del Rovalemulde Mulde II
6. Granat- und Hornblendegneiss: Pizzo Valgrandegneiss (200 m mächtig) Gneiss C
7. Bündnerschiefer der Veglia-Deveromulde Mulde III
8. Dünnschichtige, zweiglimmerige Gneisse, mit Konglomeraten (?): Lebendungneiss (400 m mächtig) Gneiss D
9. Bündnerschiefer der Teggiolomulde Mulde IV
10. Dickbankige, homogene Zweiglimmergneisse: Antigoriogneiss (1600 m mächtig) Gneiss E
11. Bündnerschiefer der Varzo-Bacenomulde Mulde V
12. Granitischer Gneiss: Verampiogneiss Gneiss F

Schema der Tektonik im Simpiongebiet.

Fig. 4.

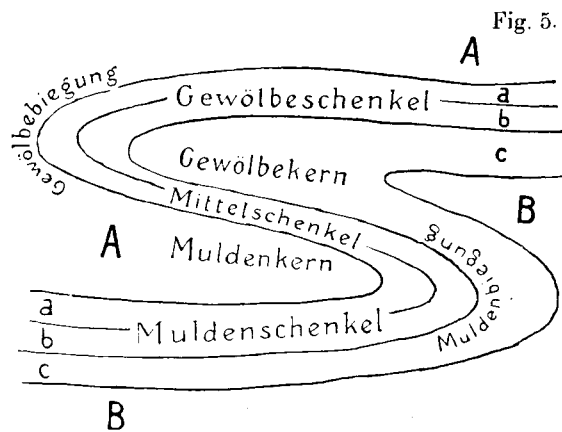


Weitere Darlegungen über die Verbreitung und die Natur der Bündnerschiefer des Hangenden und der fünf genannten Schiefermulden sowie der sechs Gneisskomplexe können hier nicht gegeben werden. Bemerkenswert ist es, dass die Schiefermulden in sich selbst wieder als Ganzes gefaltet sein können, zugleich mit ihren hangenden und liegenden Gneissen. An der Ostwand des Monte Leone ist eine solche Falte einer Mulde, der Ganter-Monte Leonemulde, mit ihrer Umbiegung prachtvoll erhalten.

Die Ostwand des Monte Leone ob dem Lago d'Avino zeigt folgendes Profil von unten nach oben: 1. Valgrandegneiss (C), 2. Bündnerschiefer und Trias der Monte Carneramulde (M. II),

3. Monte Leone-Ofenhorngneiss (B), 4. Trias, Bündnerschiefer, Trias (M. I), 5. Berisalgneiss und Glimmerschiefer (A), 6. Trias, Bündnerschiefer, Trias (M. I), 7. Monte Leone-Ofenhorngneiss (B). (Taf. IV). Ferner zeigt es sich, dass die lang ausgezogenen Mulden in ihrem Verlaufe in hohem Grade bald gestaut, bald ausgezogen, sogar ausgequetscht sein können.

Die mechanische Deutung für die skizzierten Lagerungsverhältnisse im Profil durch die Gebirgsmasse des Simplon kann nur gegeben werden, indem man das System der sechs Schieferlagen und der sechs Gneisskomplexe als übereinander lagernde flach liegende Isoklinalfalten auffasst,



Schema einer liegenden Falte nach A. Heim.

die von Süden, Südwesten und Südosten aufsteigen und gegen Norden wieder einsinken. Die Bündnerschiefer mit Trias in ihrem Liegenden und in ihrem Hangenden sind je Muldenkern mit Mittelschenkel und Muldenschenkel, die Gneisse je Gewölbekern. Die Gneisse sind aufgefaltet, als Gewölbekerne nordwärts übergelegt worden, so dass sie bis auf 20 km Länge den flach nach Süden ausgezogenen Mulden der mesozoischen Schiefer auflagern. Nordwärts bohren sich die Stirnen dieser flachliegenden Gneissantiklinalen in die Tiefe, verbreiten sich oder werden wieder aufgestülpt. Jede Schiefermulde muss mit der höher liegenden Mulde einerseits, mit der tiefer liegenden andererseits in Verbindung treten je an einer nordwärts gerichteten Gewölbebiegung, welche eine Gneissantiklinale als Gewölbekern umfasst. So verbindet sich z. B. der auf Antigoriogneiss liegende Triasmarmor des Teggiolopfels mit dem unter Antigoriogneiss auftauchenden Marmor im Tunnel bei 4325 m ab Südportal, d. h. die Teggiolomulde (IV) vereinigt sich mit der Varzo-Bacenomulde (V), den nordwärts gerichteten Gewölbekern des Antigoriogneisses (E) umfassend. (Vergl. Taf. II Fig. 3, 4, 5 und Taf. III.)

Einer der wesentlichen Punkte der hier vertretenen Anschauung über die Tektonik des Simplongebirges ist die Annahme, dass die Bedrettomulde sich nicht unmittelbar in der Tiefe schliesst, wie früher angenommen wurde (Vgl. Taf. II, Fig. 1 und 2), sondern, dass dieselbe unter den Gneissbergen des ganzen Simplonmassivs hindurch weit nach Süden ausgezogen ist, dass sie in direkter Verbindung steht mit den auf der Südseite unter dem Antigoriogneiss auftauchenden Bündnerschiefern und somit im Berginnern das Substrat der die Berge aufbauenden Gneisse bildet. Es fehlt nicht an Beobachtungen an der Oberfläche, die auf diese durch die Tunnelbohrung klargelegte Tatsache hindeuten.

In der Gegend des Albrunpasses, am Westabhang des Ofenhorns, bilden die Schiefer der Bedrettomulde im Binnental von Norden her, im Liegenden der Gneisse des Ofenhorns eine Ausbuchtung gegen Süden, das Albrunfenster. (Vgl. Taf. I und Fig. 1.) Auf der Südseite des Albrun-

passes sind die Deveroschiefer der Vegliamulde, flach nordwärts einfallend, in deutlichster Weise ebenfalls von Ofenhorngneissen überlagert, so dass man annehmen kann, dass am Albrunpass auf etwa 1000 m Länge eine kaum 100 m mächtige Gneissdecke durchsägt werden müsste, damit die direkte Verbindung der Schiefer von Devero mit denjenigen des Binnentales unter dem Ofenhorngneisse hindurch sichtbar würde. Da wir vom Albrunpass aus bis in die Gegend des Tunnels die Schiefer des Binnentales, den Gneiss des Ofenhorns und endlich die Schiefer von Devero ohne Unterbruch verfolgen können, so ist es uns jetzt durchaus verständlich, dass auch dort die beiden, die Gneisse des Monte Leone im Norden und Süden flankierenden Schieferkomplexe (Bedrettomulde und Vegliamulde) unterirdisch sich vereinigen können, wie der Bau des Tunnels es wahrscheinlich gemacht hat. (Vgl. Taf. III.)

Entgegen früherer Auffassung betrachten wir heute das ganze System der Falten in den Simplonbergen als ein isoklinales nach Norden gerichtetes; die Gewölbekerne (Gneisse) haben je ihre Wurzel im Süden, die Muldenkerne (Bündnerschiefer) haben ihre Wurzel im Norden. Das Profil in der Richtung des Tunnels zeigt, dass die auf 25 km Länge sich ausdehnenden Mulden nicht horizontal liegen. Sie sind vielmehr als Ganzes domförmig aufgewölbt und nach Norden und Süden, nach Osten und Westen abgebogen. Ihre Höhenlage im Gebirge ändert sich von Ort zu Ort und die Erosion hat da und dort ganz verschiedene Elemente entfernt oder blossgelegt oder in den Tiefen der Berge verborgen gelassen. Fig. 4 soll ein Bild der Kombination aller geotektonischen Elemente geben, wie dieselben in einer von Nord nach Süd 25 km breiten und von West nach Ost 35 km langen Zone bis zu einer Mächtigkeit von über 9000 m übereinander sich emporgetürmt haben. Wir sehen, wie die mesozoischen Schiefer und Kalke mit den alten krystallinen Schiefen verfaultet worden sind. Die Schiefer der Varzo-Baceno-, der Teggiolo- oder Veglia- und der Monte Carnera-Mulden hängen alle mit den Bündnerschiefern der Bedrettomulde zusammen, gleichsam weit nach Süden ausgezogene Apophysen derselben darstellend. Die Leone-Ofenhorngneiss-Antiklinale wird in ihrer Gewölbebiegung als Gantergneiss aufgestaut und südlich dieser Aufstauung zweigt sich von den hangenden Schiefen eine neue weitausgreifende, in sich wieder gefaltete Mulde gegen Süden ab, die Ganter-Monte Leonemulde, die ihrerseits von dem Gewölbekern der Berisalgneisse eingedeckt wird. — *Die Wurzeln aller dieser Mulden liegen im Norden*, und südwärts endigen dieselben in zugespitzten Muldenbiegungen. Symmetrisch zu den südwärts ausgezogenen Bündnerschiefermulden dringen die fünf Gneissgewölbekerne nach Norden vor; an den Gewölbebiegungen sind dieselben oft gestaut, eigentümliche Bifurkationen zeigend (Lebungneiss im Tunnel; Gantergneisskuppe des Leone-Ofenhorngneisses mit ihrer Sekundärmulde; Berisalgneiss die Magenhornmulde umschliessend). *Die Wurzeln aller dieser Gneissgewölbekerne liegen im Süden* bei den zugespitzten Muldenbiegungen der Schiefer und südwärts dieser Muldenenden liegen die Gneisse in ununterbrochener Masse übereinander. Es scheint als ob diese, in der Richtung von Süd nach Nord übereinander geschobenen, je durch südwärts ausgezogene Schiefermulden von einander getrennten Gneissmassen in ihrem Vordringen nach Norden gestaut worden wären an dem variscischen Horst des Aarmassivs und als ob diese gewaltigen, tangentialen Überfaltungen ein mechanisches Äquivalent des zur Tiefe sinkenden Gotthardmassivs darstellen würden¹⁾.

In den Regionen unseres Gebietes, wo, durch Mulden mesozoischer Schiefer getrennt, die Gneisskomplexe als Gewölbekerne übereinander liegen, erkennen wir in den meisten Fällen, dass die Gneisse zweier übereinander liegender Gewölbekerne (z. B. Antigoriogneiss [E] und Lebendun-

¹⁾ Vgl. C. Schmidt, *Eclogæ geol. Helv.*, vol. IV, Nr. 5, 1895.

gneiss [D], ferner Leone-Ofenhorngneiss [B] und Berisalgneiss [A]), die gemäss der Faltentheorie je an der Muldenumbiegung sich verbinden sollen, durchaus verschiedenartigen Charakter zeigen. Die Erkenntnis, dass solche Gneisse, die an einer bestimmten Stelle im Profil durch eine nur wenige Meter mächtige Lage von Bündnerschiefern von einander getrennt sind, tatsächlich längs dem Verlauf der Falten ursprünglich zwanzig und mehr Kilometer von einander getrennt lagen, gibt uns die Erklärung für diese höchst eigentümliche Art des Zusammenvorkommens der einzelnen Typen des Grundgebirges. Auf solchen wohl 20 km langen Strecken kann tatsächlich die Facies der die Trias unterlagernden Glieder des Grundgebirges sich in weitgehendstem Masse geändert haben. Gehen wir nun von den zentralen Teilen unseres Gebietes südwärts oder ostwärts in die Region der engzusammengepressten Muldenumbiegungen, so beobachten wir tatsächlich ein Verschmelzen gleichartiger Gneisstypen vom Hangenden und vom Liegenden der sich auskeilenden Mulde her, so z. B. am südlichen Ende der Ganter-Monte Leonemulde (I) in der Gegend von Zwischenbergen, am Ostabhang des Grenzkammes von Val Antigorio und Tessin etc.

Wenn wir nun die ganze komplizierte Tektonik des Simplonmassivs zu deuten versuchen, durch die Annahme eines Paketes aufeinander sich türmender, gleichsinnig nach Norden überliegender Falten, so haben wir es mit einer Erscheinung zu tun, die in ihrem Wesen, dank der Untersuchungen von *A. Heim* in erster Linie, dem alpinen Geologen durchaus nicht neu ist. Ein ursprünglich konkordantes System ist in liegende Falten gelegt; die Muldenkerne mit ihren jüngern Schichten erscheinen ebensoviel südwärts, als die Gewölbekerne mit ihren ältern Bildungen nordwärts geschoben. *Die Erdrinde ist hier um das Zehn- bis Fünfzehnfache zusammengestaut.* Die Wurzeln der Gewölbekerne im Süden ebenso wie diejenigen der Muldenkerne im Norden schliessen sich unmittelbar an die dazwischen liegende Region der maximalen Lagerungsstörungen an. Neu und überraschend ist nicht die Art des Phänomens überhaupt, wohl aber einerseits die Intensität desselben in vertikaler und in horizontaler Ausdehnung und andererseits die Tatsache, dass die Fallrichtung der übereinander gefalteten Schichten divergent strahlig nach Osten, Süden und Westen gerichtet ist und dass somit das Faltensystem als Ganzes domartig aufgewölbt erscheint. (Vgl. Taf. III.)

Dass der Faltungsprozess in sehr grosser Tiefe vor sich gegangen ist, darauf weist einerseits der weitausholende, beinahe ununterbrochene Verlauf der Falten hin und andererseits die eigentümliche Metamorphose der gefalteten Gesteine.

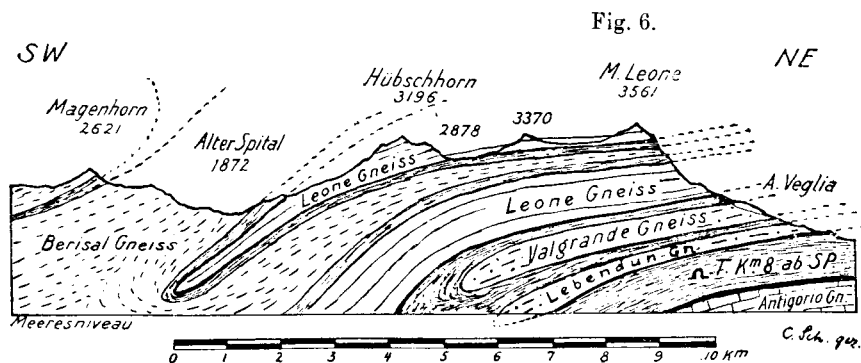
* * *

Die Struktur eines Gebirgsstückes steht in bestimmter Relation zum Gebirgsbau in weitem Umkreis. Die Karte der Tafel I zeigt, wie das besprochene Gebirgsstück der Simplonberge südlich von Gotthard- und Aarmassiv sich einschleibt zwischen die Gneissmassen des Tessin und des Monte Rosa, die südwärts von Domo d'Ossola sich vereinigen in steilstehenden Ost-West streichenden Bänken. Die Simplongruppe gehört zum krystallinen Hauptstamm der Alpen, zur Zone des Piemont. Es ist zu untersuchen, wie das Faltensystem des Simplon sich eingliedert in den alpinen Bauplan.

In der Simplongruppe werden zwischen Verzweigungen der südwärts ausgezogenen Bedrettomulde vier flach gelegte Gneissantiklinalen weit nach Norden vorgeschoben, anbrandend an das hochragende, hercynische Aarmassiv, da wo das Gotthardmassiv westwärts allmählich zur Tiefe sinkt. Es sind dies die Gneisszungen: 1. Antigoriogneiss (E), 2. Lebendun- + Valgrandegneiss (DC), 3. Leone-Ofenhorn-Gantergneiss (B) und 4. Berisalgneiss (A). (Vergl. Taf. II, Fig. 4) Der halb-kreisförmige Verlauf der Bündnerschieferbänder [Teggiolomulde (IV), Vegliamulde (III), Monte Carneramulde (II)] von Bosco im Tessin über Crevola, Zwischenbergen, Monte Leone usw., ferner das

Einfallen der Gneisse nach Südosten, Süden und Südwesten zeigen, dass die, je die Schiefer überschiebenden Gneisskomplexe gegen Südosten, Süden und Südwesten ihre Wurzeln finden. Wir sehen, wie gegen Südwesten z. B. längs der Simplonstrasse der Antigoriogneiss unter der Teggiolomulde, der Lebendungneiss unter der Monte Carneramulde und der Monte Leonegneiss unter der Ganter-Leonemulde einsinken und in die Tiefe tauchen, wo sie wurzeln. Die höchstgelegene Masse altkrystalliner Schiefer und Gneisse, die Berisalgneisse, bilden im Südwesten des Simplon die Masse des Fletschhorns. Während also südwestlich der Simplonstrasse die Wurzeln der Antigorio-, Lebendun- und Leonegneisse in der Tiefe liegen, ragt diejenige der Berisalgneisse hoch empor in der Bergmasse des Rauthorns, Fletschhorns und Laquinhorns. Von hier aus sind die Berisalgneisse gegen Nordosten geschoben bis auf die Kämme der Berge südlich des Binnentales. Das Liegende der Berisalschiefer und -Gneisse bildet die auf den Leone-Ofenhorngneissen liegende Gantermulde, welche am Monte Leone eine komplizierte Sekundärfalte bildet. Die „Gantermulde“ ist im Simplongebiet eine von der grossen Bedrettomulde durch die Aufstülpung des Gantergneisses getrennte Separatmulde, die in ihrem Verlaufe annähernd den südwärts ausgezogenen, tiefliegenden Verzweigungen der Bedrettomulde folgt, was namentlich darin sich dokumentiert, dass ihr Ausgehendes vom Hüllehorn über Monte Leone und Wasenhorn bis zum Kaltwassergletscher NE-SW verläuft, dann sich südwärts wendet und gegen Simpel und Zwischenbergen südostwärts umbiegt. (Vgl. Taf. I.)

Prüfen wir die gegenseitige Lage der äquivalenten Glieder im Simplongebirge in der Richtung von Südwest nach Nordost, so erkennen wir, dass gegen Südwesten alle einsinken und je von höher liegenden Elementen bedeckt werden, gegen Nordosten im Gegenteil rasch ansteigen, hoch auf den Gebirgskämmen erodiert werden und so immer mehr tiefer liegende Elemente zutage treten lassen. In der Achse des Tunnels z. B. kommt die Basis der auf der Gantermulde liegenden Berisalgneisse zu liegen auf 300 m unter Meeresspiegel, 6 km weiter gegen Osten liegt am Bortelhorn dieselbe Basis zirka 2900 m über Meer, und am Cherbadung, 11 km östlich vom Tunnel finden wir sie noch auf 3100 m Höhe, während dann noch weiter östlich Berisalgneisse und Gantermulde hoch über den Kämmen der Berge erodiert sind. Unter der Gantermulde liegen die Leone-Ofenhorngneisse auf den Schiefen der Monte Carnera- und Vegliamulde, und zwar kommt im Profil längs des Tunnels dieser Kontakt auf zirka 1000 m unter Meeresniveau zu liegen; 25 km weiter gegen Nordosten am Holsandgletscher ist das Dach der Vegliamulde bis auf 3000 m Höhe emporgestiegen und die darüber liegenden Ofenhorngneisse streichen gegen Osten in die Luft aus. — Auf beistehender Textfigur 6 ist der Bau des Gebirges in der Richtung von SW nach NE senk-



recht zur Tunnelachse ab km 8 von SP dargestellt. Auch hier sehen wir: Alle Gebirgsglieder der Simplongruppe senken sich in der Richtung des alpinen Streichens von Nordost gegen Südwest um den Betrag von zirka 13° und diese Absenkung ent-

spricht in ihrem Verlaufe genau dem Absinken des nördlich vorgelagerten Gotthardmassivs.

Nachdem wir so das allgemeine Einsinken der zentralen Teile des Simplonmassivs gegen Westen konstatiert haben, müssen wir den weiteren Verlauf der nördlichen Randzonen auf der Südseite des Rhonetales untersuchen. Die Bedrettomulde tritt nach dem Versinken des Gotthardmassivs bei Fiesch direkt an das Aarmassiv heran und zwar keilt die fossilführende Nufenenzzone, welche den nördlichen Teil der Bedrettomulde bildet, östlich Brig im Rhonetal aus und die südlichen Teile derselben, die Kalkschiefer des Binnentales mit ihren Grünschiefern, herrschen bei Visp im Rhonetal, wo auf der Nordseite desselben die zur Furkamulde zu rechnende Sedimentdecke des Aarmassivs südwärts unter den Talgrund einsinkt. — Bei Berisal grenzt südlich an die „Bedrettomulde“ der „Gantergneiss“, worauf die „Gantermulde“ und die „Berisalgneisse“ folgen. Wie Taf. III und Fig. 4 der Taf. II zeigen, erweist sich die Zone des Gantergneisses als der unter der Gantermulde aufgebrandete, in sich selbst wieder geteilte Stirnrand des Gewölbekernes des Leone-Ofenhorngneisses. *M. Lugeon* nennt den Gantergneiss „une vague de retour“.

Dieser Gantergneiss erreicht sein westliches Ende in der Kuppe des Gebidem, südwestlich von Visp, wo er gegen Süden, Westen, Norden und Nordosten von gipsführender Trias und Kalkschiefern umschlossen wird. (Vgl. Taf. I.) Naturgemäss verschmilzt über dem zur Tiefe gesunkenen Gantergneiss die Gantermulde mit der Bedrettomulde. (Vgl. Taf. I.) Die Berisalgneisse, südlich der Gantermulde, überschreiten westwärts die Simplonstrasse, indem sie zugleich mit der Gantermulde im Streichen gegen Süden umbiegen zur Masse des Fletschhorn. Die flachliegenden Gneissantiklinalen des Simplon (EDCB) liegen hier westlich des Simplon in der Tiefe und haben jedenfalls bedeutend an Intensität eingebüsst. Als Hangendes der Berisalgneisse jedoch stellt sich unmittelbar westlich des Simplonospizes eine neue Schiefermulde ein, die dem zweiten der oben angeführten Muldentypen angehört. Es ist dies die „Magenhornmulde“. (Vgl. Taf. II, Fig. 4 und Taf. I.) Diese Magenhornmulde erreicht, sich allmählich verbreiternd, die Visp bei Stalden. Nordwestwärts umbiegend, gliedert sie sich an den Bündnerschieferzug von Visp an, der auf der Südseite der Rhone bleibend, sich immer mehr verschmälert und am Ausgange des Turtmantales völlig auskeilt. Wir sehen also wie die drei separaten Mulden des Simplongebietes (Bedretto-Ganter- und Magenhornmulde) westwärts konvergierend sich vereinigen. Die unter spitzem Winkel von Osten und Südosten an die Rhone herantretenden Schieferzüge reihen sich dachziegelförmig aneinander und so keilen an der Rhone von Ost nach West sukzessive aus: erst Nufenenschiefer und dann Binnentalerschiefer der Bedrettomulde, später Schiefer der Gantermulde, und endlich diejenigen der Magenhornmulde. (Vgl. Taf. I, ferner Blatt XVII und XVIII, 1 : 100 000). Es ist besonders beachtenswert, dass westlich der Simplonstrasse sowohl die mesozoischen Schiefer der Gantermulde als auch diejenigen der Magenhornmulde von typischem Carbon begleitet werden, das bis nach Turtmann, wo die vereinigten Kalkschiefer aufhören, anhält.

Während gegen Südwesten die Gebirgsglieder des Simplon einsinken, so dass immer höher liegende Elemente an der Oberfläche zur Herrschaft gelangen, sehen wir umgekehrt gegen Osten, gegen den Tessin zu, das Gebirge sich heben. Die nördlichen Schiefermulden zeigen von Brig aus bei konstantem ost-nordöstlichen Streichen ein kontinuierliches Steigen ihrer Achse gegen Osten. Wo östlich des Ofenhorns die hoch empor gestiegenen Leone-Ofenhorngneisse erodiert sind, vereinigen sich zwischen Lebendunsee und Griespass die unter denselben liegenden Schiefer der Bedretto- und der Vegliamulde, und setzen sich ostwärts fort ins Val Bedretto. Das schmale Lebendungneissband verbreitert sich immer mehr und überschreitet am Tosafall das Tal. Die Masse des

Basodino ist eine steil gestellte, in Schiefer eintauchende umgestülpte Antiklinale von Lebendungneiss. Die Schiefer der Teggiolo- und Varzo-Bacenomulde (M. IV und M. V, Taf. II, Fig. 4) südlich der Lebendungneissantiklinale, streichen vom Val Cairasca aus gegen Nordnordosten, und nähern sich so immer mehr der Bedrettomulde im Norden, so dass im obern Val Antigorio und im Val Bavona, südlich des Bedrettotales, die Äquivalente des Faltensystems, die im Simplon von Nord nach Süd auf 20—30 km Länge sich erstrecken, auf etwa 12 km Länge zusammengestaut sind. Die spitze Muldenbiegung der Teggiolomulde, die südlich des Simplon am Nordabhang der Rovalekette sich befindet, biegt von Crevola aus bis Bosco direkt nordwärts, wo sie auskeilt und naturgemäss dringen so die autochthonen Gneissmassen im Tessin viel weiter nach Norden vor, als südlich des Simplon. (Taf. I).

Bei Baceno haben wir noch die typische Varzo-Bacenomulde (M. V.) zwischen Antigoriogneiss im Hangenden und Verampiogranit im Liegenden. Es ist aber wahrscheinlich, dass dieselbe weiter gegen Nordosten in der Tiefe sich immer mehr verkürzt. Die Teggiolomulde ist zwischen Pommat und Frutwald im Val Formazza aufgeschlossen, untertauchend gegen Süden unter Antigoriogneiss, bedeckt im Norden von Lebendungneiss; sie streicht von hier aus nordostwärts ins Val Bavona; westlich von Campo steigt die Teggiolomulde am Pizzo Castello hoch empor und hier ist in bezeichnender Weise über ihr spitzes Ende von Süden her Antigoriogneiss, resp. Tessinergneiss nordwärts über sie hinübergeschoben, d. h. hier umhüllt der Antigoriogneiss die Muldenbiegung der Teggiolomulde, die hier das aufragende, südlichste Ende der im Westen tiefliegenden, südwärts ausgezogenen Bedrettomulde darstellt. Dieses aus der Tiefe emporstechende Ende der Bedrettomulde verfolgen wir ostwärts von Campo nach Fusio und über den Campolungopass nach Dalpe und von da weg ist gegen Norden, auf der südwestlichen Seite des Tessin, die kontinuierliche Verbindung der Campolungo-Schiefer und Marmore im Liegenden der altkrystallinen Schiefer des Ponc. Sambuco und Passo Sassello mit den mesozoischen Schiefen und Marmoren der Bedrettomulde bei Airola aufgeschlossen. Die über die flachgelegte Bedrettomulde von Süden her hinübergeschobene Gneissmasse ist hier nur noch etwa 4 km breit von Süd nach Nord und am Ponc. di Tremorgio streicht dieselbe über den mesozoischen Schiefen ostwärts in die Luft, genau so wie im Westen am Cherbadung die Berisalgneisse über der Gantermulde und am Ostabhang des Ofenhorn die Leone-Ofenhorngneisse über der Vegliamulde gegen Osten ausstreichen.

Vom Formazzatal aus, zwischen Pommat und S. Rocco, treten die *Antigoriogneisse* in breitem Streifen ins Tessin ein, nördlich von Bosco. Sie durchqueren als Tessinergneisse das Tessintal und setzen gegen Osten fort bis in die Berge am Nordabhang des Tales von Chiavenna. Längs der Gotthardlinie von Faido bis Castione bei Bellinzona, zu beiden Seiten von Val Verzasca und Val Maggia baut sich eine Gneissbank auf die andere in regelmässiger flacher Lagerung; vom Talgrund bis zu den Spitzen der Berge erlangt der Gneiss eine Mächtigkeit von 2500 m. Schon auf der im Jahre 1852 erschienenen Karte von *B. Studer* ist die Linie eingezeichnet, längs welcher diese Gneisse aus der flachen Lagerung im Norden gegen Süden steil abbiegen. Im westlichen Graubünden beobachten wir, wie die meist von Glimmerschiefern überlagerten Gneisse in sogenannten „Massivlappen“ geteilt werden, indem von den Bündnerschiefergebieten aus in die nordsüd laufenden Täler S. Giacomo, Mesolcina, Blenio und Leventino schmale Schieferzüge weit nach Süden hineinziehen. Es entstehen so zwischen Oberhalbstein und Tessin die zungenförmig nach Norden sich vorschiebenden Massive: Suretta-Stella, Tambo, Adula und Lucomagno. Es ist anzunehmen, dass die Bündnerschiefer der genannten Täler, unter den Massivlappen durch, sich in der Richtung von Ost nach West verbinden, die Gneisse wären über Bündnerschiefer hinübergefaltet.

Die Grenze von überschobenen und nicht überschobenen Gneissen läuft nach meiner Ansicht etwa von Domodossola aus nach Nordosten über Campo und Peccia nach Faido. (Vergl. Taf. I). Von Faido bis Bellinzona herrschen wurzelnde, archaische Gneisse, die bekannten zweiglimmerigen Tessinergneisse, die dem Antigoriogneiss identisch sind (Granite), überlagert von jüngern krystallinen Schiefen, die namentlich im Val Chironico grosse Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit erreichen. Es bilden die Tessinergneisse ein weites Doppelgewölbe, dessen südlicher Schenkel bei Claro rasch abbiegt; hoch oben am Pizzo Claro soll auf den altkrystallinen Schiefen Marmor liegen.

Südwärts von Claro werden die nun steil südfallenden Tessinergneisse überlagert von dünn-schiefrigen Gneissen und Glimmerschiefern und bei Castione, an der Ecke zwischen Tessin und Mesolcinatal treffen wir auf eine Synklinale hochmetamorpher Bündnerschiefer, eingefasst von Trias-marmor im Norden und im Süden. Zwischen Castione und Giubiasco erscheinen die steilstehenden Amphibolite der Zone von Ivrea, die als kontinuierlicher, bogenförmig verlaufender Gesteinszug vom südlichen Alpenrande bei Ivrea aus über Varallo, Ornavasso, Locarno nach Bellinzona sich erstrecken und von hier aus gegen Osten das Nordende des Comersees erreichen, von wo aus sie mit den basischen Massengesteinen zwischen Veltlin und Bergell verschmelzen. Südlich des zwischen Tessin und Adda nur schmalen Amphibolitzuges erscheint wiederum eine Sedimentmulde, analog derjenigen von Castione im Norden. Am Passo S. Jorio, beiderseits des Nordendes des Comersees und weiterhin im Veltlin bis gegen Tirano ist eine schmale Muldenzone typischer Trias- und Verrucanogesteine abgeschlossen. Die Kalke, die bei Dubino im Gneiss eingekeilt sind, sind identisch mit den „Dolomiten“ des San Salvatore bei Lugano. Zwischen Giubiasco und Lugano finden wir nun weiter die variscisch gefalteten Gneisse des sog. Seegebirges mit der Carbonmulde von Manno. Diskordant auf diesen südwärts zur Tiefe sinkenden, krystallinen Schiefen liegen die Porphydecken und Sedimente der lombardischen Kalkalpen *der Dinariden*.

Für die geologische Struktur des Südrandes der Schweizeralpen ist es von grundlegender Bedeutung, dass aus den engadinischen und veltlinischen Massiven basischer Tiefengesteine im Osten sich gegen Südwesten die einheitliche „Zone von Ivrea“ entwickelt. Gleichwie in der Gegend von Bellinzona und Locarno finden wir weiter nach Südwesten bis da, wo die Ivreazone spitzwinklig an den Rand der piemontesischen Ebene herantritt und plötzlich abbricht, am *Nord-* und am *Südrande* der steilgestellten Amphibolite, denen auch die nickelerzhaltigen Peridotite des Sesiatales westlich Varallo angehören, Marmor- und Schieferzüge, steilstehend zwischen den krystallinen Schiefen. Dem Südrand der Amphibolitzone gehören an: Trias und Verrucano von Dubino bis Passo S. Jorio, Marmore von Ascona bei Locarno, von Ornavasso bis Varallo; am Nordrand finden wir: Mulde von Castione, Marmore nördlich Finero, Schiefer und Kalke von Rimella-Fobello (Scisti permotriassici? — A. Stella), Kalke und Porphyrite von Borgofranco und Val Chiusella bei Ivrea. Über das Alter dieser in ihrem Verlaufe vielfach unterbrochenen Kalk- und Schieferzüge hat man sich noch wenig geäußert, sie galten wohl meist, wie die berühmten Marmore von „Ornavasso“ z. B. als archaisch. Nach Fig. 1 fasse ich dieselben als triadische Einkeilungen auf und parallelisiere sie in ihrem ganzen Verlaufe mit den zweifellosen Triaskalken im Osten am Nordende des Comersees. Gesteine in Bündnerschieferfacies finden wir nur am Nordrand der Zone von Ivrea, namentlich bei Rimella-Fobello (Mulde von Fobello). Die Kalkzüge S. Jorio-Verallo, am Südrand der Zone von Ivrea sind zu betrachten als bei der Hauptfaltung der Alpen in die basalen krystallinen Schiefer eingeklemmte Teile der dinaridischen Sedimentdecke der Massive des Seegebirges und der Ivreazone.

Die penninischen und lepontinischen Alpen zwischen Tessin- und Aostatal werden im Süden durch die Amphibolitzone von Ivrea begrenzt. Im Norden ist ihre Grenze gegeben durch den Südrand des Gotthardmassivs von Airolo über den Nufenen bis Ausserbinn, dann durch die krystallinen Schiefer und den südlichen Sedimentmantel des Aarmassivs auf der Nordseite des Rhonetales von Mörel bis Leuk. Bis hierher, nämlich bis Turtmann am südlichen Rhoneufer, haben wir die, die lepontinischen Alpen im Norden begleitenden, Sedimentmulden verfolgt. Wir sahen, wie die maximale nordwärts gerichtete Überfaltung von Gneissen über die südwärts ausgezogene Bedrettomulde sich findet auf der Linie Crevola-Mörel, wie symmetrisch gegen Osten bis Faïdo, gegen Westen bis Visp das Phänomen an Intensität abnimmt und wie alle Faltenachsen nach Westen sich senken, so dass westwärts die im Simplon zu oberst liegenden Berisalgneisse zur Herrschaft gelangen und noch höher gelegene Sedimentmulden tragen. — Bei Turtmann sind die vereinigten Bedretto-Ganter-Magenhornmulden ausgekeilt. (Vgl. Taf. I). Die südlichste derselben, die Magenhornmulde, wird vom Simplonospiz her bis Turtmann von Carbon begleitet. Die Nordgrenze der penninischen Alpen verläuft von da am Berghang ob Sitten von Sierre über Drône nach Conthey, folgt dann dem Rhonetal bis Saxon und weiter nach Südwesten ist sie durch die Innenseite des Mont-Blancmassivs bestimmt.

Die Struktur des 120 km langen Rhonetales vom Rhonegletscher bis nach Martigny ist eine recht komplizierte. Im Oberwallis bedeutet die Talfurche, in der die Furkamulde abwärts bis Ulrichen erhalten geblieben ist, die Grenze zwischen Aar- und Gotthardmassiv. Bei Mörel tritt die Bedrettomulde an die südliche Talseite heran, Ganter- und Magenhornmulden vereinigen sich mit der Bedrettomulde im Rhonetal bei Visp und bei Turtmann keilen die Bündnerschiefer aus. Eine neue Zone von „Bündnerschiefern“ setzt wieder ein im Rhonetal bei Siders und erstreckt sich von da über Sitten, Sembrancher, Courmayeur weit in die französischen Westalpen. Die Bündnerschieferzone, welche an die hercynischen Massive: Aar, Gotthard, Mont-Blanc, Belledonne, Grandes Rousses und Pelvoux alpineinwärts direkt angrenzt, erscheint im Wallis gegenüber Leuk unterbrochen. Zwischen Turtmann und Chippis dringt Pontiskalk und Quarzit ins Rhonetal vor. (Taf. I). Wir können somit eine nordöstliche Hälfte der Bündnerschieferzone unterscheiden: Ilanz (resp. Prättigau)-Visp (Bedrettomulde) und eine südwestliche: Sierre, Val Ferret, Moutiers, Briançon (Val Ferretmulde). Es ist bezeichnend, dass südlich, beziehungsweise östlich an die Schistes lustrés der Val Ferretmulde in ununterbrochenem Zuge sich Carbon anschliesst.

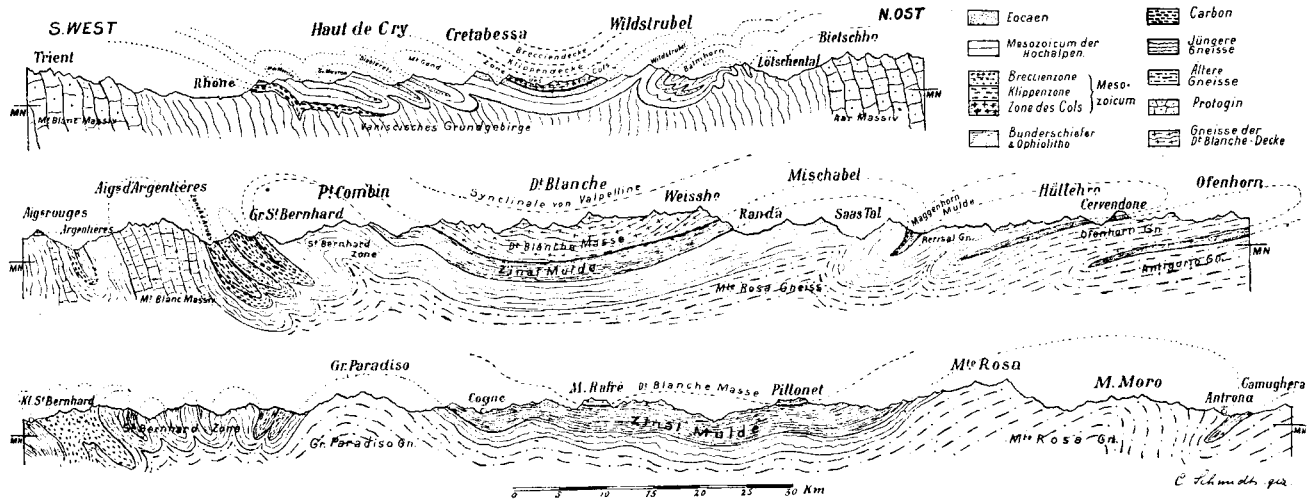
Vom Kleinen und Grossen St. Bernhard bis nach Sitten zieht sich ein Streifen carbonischer Schichten, der die Fortsetzung der „Zone axiale“ der französischen Westalpen ist. Alpineinwärts ist über den Süd-, resp. Ostrand dieses Carbon hinübergeschoben eine Masse von Glimmerschiefern, Hornblendeschiefern und Gneissen, die als die „Zone des Grossen St. Bernhard“ bezeichnet werden und die ostwärts mit den Berisalgneissen am Simplon verschmelzen. Die im Simplongebiet am höchsten liegenden Gneisse und Glimmerschiefer, die Gruppe der Berisalgneisse bilden nun eine über Fletschhorn, Mischabel, Mont Fort nach dem Grossen St. Bernhard hinziehende breite Zone. Die Täler des Unterwallis: Turtmanntal, Val d’Anniviers, Val d’Hérens, Val d’Héremence, Val de Bagne zeigen alle analoge Profile. Am Ausgang dieser Täler wird die Carbonzone, „Zone axiale“ der französischen Alpen angeschnitten; darüber liegt Quarzit und Pontiskalk. Im Mittelstück der Täler herrschen die mannigfaltigen Glimmerschiefer und Gneisse der Zone „Grosser St. Bernhard-Berisal.“ Auf den Kämmen zwischen Val d’Hérens, Val d’Anniviers und Turtmanntal finden wir über diesen Gneissen an den Bacs de Bossons, an der Bella Tola und am Roc de Budri Reste der die altkrystallinen Schiefer bedeckenden Triasgesteine. Wir treffen hier auf eine ganz neue Bündner-

schiefer-Zone, die *Zinalmulde*. Bei Zinal und bei Evolène erreichen diese Schiefer, die in breitem Zuge über Barrhorn, Diablons und Mont Pleureur hinziehen, den Talgrund, um südwärts unterzutauchen unter die Arollagneisse der Dent Blanchemasse. Die Bündnerschiefer der Zinalmulde verfolgen wir von Zinal aus als ein kontinuierliches Band von den Diablons über Barrhorn, Zermatt, Theodulpass nach St. Marcel im Aostatal, von dort über Cogne nach Aosta zum Grand Combin und Mont Pleureur und zurück bis Evolène und Zinal. Dieses elliptische Band von Kalkschiefern und Grünschiefern umschliesst eine kompakte Masse krystalliner Gesteine, die nicht wie diejenigen des Mont Blanc- und Gotthardmassivs fächerförmig steil aufgerichtet sind, sondern in ihrer Gesamtmasse flach liegen. Wir kommen zu der Anschauung, dass die gneissartigen Gesteine der Dent Blanchemasse, die im Mont Blanc de Seillon, im Monte Colon, in der Dt. Blanche und Dt. d'Hérens, im Matterhorn, Rothorn und Weisshorn hoch aufragen, schüsselförmig auflagern den sie umschliessenden und unterteufenden Kalkschiefern der Zinalmulde. (Vgl. Taf. VI, Fig. 3 und Fig. 4). — Westlich der Zinalmulde, am Gornergrat, am Weissstor, tauchen unter den Kalkschiefern die domförmig aufgewölbten Gneisse des *Monte Rosa* empor, die gegen Osten durch das Val d'Anzasca sich verbinden mit den autochthonen Gneissen des Tessin.

Von Bedeutung ist es, dass nicht nur im Simplongebiet, sondern auch weiter gegen Südwesten innerhalb des krystallinen Hauptstammes der Alpen sich zwischen den Massen altkrystalliner Gesteine Zonen von mesozoischen Sedimenten mit ihren Grünschiefern hindurchwinden. (Vgl. Taf. I.) Die tektonische Bedeutung dieser mesozoischen Gesteinszonen ist zu prüfen. Die Tektonik der penninischen Alpen zwischen Simplon und Aostatal ergibt sich aus der Verfolgung und richtigen Deutung der mesozoischen Zonen einerseits, aus der Charakterisierung der Typen des Grundgebirges andererseits. Die wesentlichen Massen altkrystalliner Gesteine, die umgrenzt von mesozoischen Sedimenten mehr oder weniger individuell sich gestalten, sind, mit Ausschluss des Simplon, von Nordost nach Südwest, vom Tocetal bis zum Tal der Dora Riparia, folgende: 1. Camughera, 2. Berisal-Grand St. Bernard, 3. Sesia, 4. Monte Rosa, 5. Dent Blanche, 6. Monte Mary-Monte Emilius, 7. Grand Paradis. (Vgl. Taf. I.) Die im Simplon Bündnerschiefer überdeckenden Gneisse: 1. Antigorio, 2. Lebendun und Valgrande, 3. Monte Leone-Ofenhorn und 4. Berisal, wurzeln alle zwischen Val Divedro und Val Bognanco. *Camughera-, Monte Rosa- und Sesiagneisse* stellen drei autochthone Gneissmassive dar, die in kuppelartiger Lagerung gegen Südwesten an das Faltensystem des Simplon sich angliedern. An die Sesiagneisse gegen Südosten reiht sich die variscisch gefaltete *Zone von Ivrea*. Ein Wiederauftauchen der Monte Rosagneisse erblicken wir in der Masse des *Grand Paradis*. Zwischen den Gneisskuppeln des Monte Rosa und des Grand Paradis liegen die Schiefer der „Zinalmulde“, in breiter Zone durchquert vom Aostatal. Ihr Auftreten entspricht einer zwischen Monte Rosa und Grand Paradis sich erstreckenden Senkungszone. (Vgl. Fig. 7, 8 und 9.) Nordwärts der Schiefer von Val d'Aosta liegt die Dent Blanchemasse auf der Zinalmulde in derselben Senkungszone. Die wurzellos den Bündnerschiefern der Zinalmulde aufliegenden Dent Blanchegesteine (Arollagneisse etc.) entsprechen petrographisch den Gesteinen der Zone von Ivrea. *Wir betrachten die ganze Masse der Dent Blanche als eine vom Massiv der Ivreazone abgeschürfte und nach Norden geschobene Deckscholle.* (Vgl. Fig. 1.)

Die Senkungszone, in der die Dent Blanchecke liegt, verfolgen wir in ihrer ganzen Breite nordwärts quer durch die Alpen und ihr nördliches Vorland. — Gleichwie Monte Rosa im Osten, Grand Paradis im Westen als Pfeiler, Horste, beiderseits der Senkungszone stehen, flankieren Aarmassiv und Mont Blancmassiv, noch weiter nordwärts Schwarzwald und Vogesen und vielleicht in gleicher Weise Harz und rechtsrheinisches Schiefergebirge dieselbe Senkungszone.

Fig. 7, 8 und 9. — Die Walliser Alpen.



Längsprofile von Südwest nach Nordost: Quer zum alpinen Streichen sich erstreckende Depression des autochthonen Gebirges zwischen Aarmassiv, Simplon, Monte Rosa im Osten, Mont Blanc, Grand Paradis im Westen. Deckscholle der Dent Blanche südlich der Rhone; „Zone des cols“, Klippendecke und Breccienzone nördlich der Rhone.

Nördlich der Linie Courmayeur-Sitten-Andermatt-Disentis entsprechen die Bergmassen des Mont Blanc im Westen, des Aarmassivs im Osten Brennpunkten maximalster Erhebung des basalen, autochthonen Gebirges. Rasch sinken die Achsen dieser beiden Massive gegen Nordosten einerseits, gegen Südwesten andererseits, d. h. gegeneinander zu; es entsteht zwischen Leuk und Martigny eine 50 km breite Bresche im Gebirgswall nördlich der Rhone. In den Walliser Alpen ist der Nordostrand dieser Bresche deutlich ausgeprägt: die Schichten des Simplongebirges, der Mischabel und des Monte Rosa sinken alle ab gegen Südwesten und symmetrisch dazu senken die krystallinen Schiefer am Grand St. Bernard sich ostwärts. Eine Überstauung hatten die Gebirge am südlichen Rande der Alpen erfahren, und nun sehen wir, wie die kulminierenden Teile des einstigen Gebirges von Ivrea nordwärts überstürzen, abgleiten und die Walliser Depression im Norden erfüllen. Die Riesen der zentralen Walliserberge Matterhorn, Dent Blanche, Weisshorn sind solche abgeglittene, von Süden her importierte Massen, sie schwimmen auf einer ihnen fremden Unterlage und ihre Masse erfüllt die durch den geologischen Bau des Untergrundes bedingte Depression, so ursprünglich angelegte Niveaudifferenzen im Terrain wieder ausgleichend, schneeige Gipfel an Stelle tiefer Talböden setzend. Unter dieser gegen Norden vorrückenden Gebirgsmasse, der wandernden Dent Blanche-decke, dem „traineau écraseur“, wird der Untergrund aufgestaut und ebenfalls nordwärts vorgeschoben; aus dem Rhonetal, das hier eine *Narbe* ist, werden die dort liegenden Schichtmassen aufgepresst, über den relativ niedrigen Grenzwall zwischen Mont Blanc- und Gotthardmassiv in drei Schuppen, als drei aufeinander sich türmende Decken, hinüberschoben und als die „préalpes romandes“ liegen sie heute zwischen Thuner- und Genfersee, mit ihrem Nordrand wenigstens, auf der Molasse des schweizerischen Mittellandes.

Die Deckscholle der Dent Blanche bedeutet die maximalste Gebirgsbewegung im Wallis. Sie ist zugleich die am höchsten liegende der nordwärts vorgeschobenen, übereinander sich türmenden Gneissantiklinalen. Die Arollagneisse der Dent Blanche liegen, durch die Schiefer der Zinalmulde von ihnen getrennt, *auf* den Grand St. Bernard-Berisalgneissen, welche im Simplon selbst das

oberste Gebirgsglied darstellen. Die im Simplon aufgestauten und nordwärts über Bündnerschiefer hinübergfalteten Gneisse gehören alle der Zone des Piemont an, es sind ursprüngliche Bestandteile der lepontinischen Alpen. Die Dent Blanche Gesteine hingegen sind exotisch, d. h. sie sind, die Sesia- und Monte Rosagneisse überspannend, vom Südrand der Alpen, von den Höhen der Ivreazone, den autochthonen Bestandmassen der Zone von Piemont aufgesetzt worden. Wie diese autochthonen Gneisse und Schiefer im mittlern Wallis verborgen unter der Deckscholle der Dent Blanche liegen, wissen wir nicht. Diese Unterlage der Deckscholle taucht aber gegen Nordwesten hervor in den Massen des Fletschhorns und in den Falten des Simplon. Bedeuten die Überfaltungen im Simplon nicht etwa ein Ausweichen der Unterlage beim Vorstoss der gewaltigen Dent Blanche-Decke? Wie bei allen Deckschollen ist die heute noch vorhandene exotische Masse auch in der Dent Blanche nur noch ein Relikt, das hier erhalten geblieben ist im südlichen Teil der das Alpengebirge durchquerenden Senkungszone zwischen Biella und Bulle. Nach Südwesten endet nach A. Stella die Deckenscholle der Dent Blanche im Aostatal an einer Verwerfung, jedenfalls ist sie hier stark versenkt, ob sie weiter gegen Südwesten sich einst höher erhob und auch Grand Paradis überdeckt hat, auch hier die Basis der Schubmasse der Dinariden darstellend, wie Termier meint, wissen wir nicht.

Ich habe eingehend geschildert, wie im nordöstlichen Wallis mit dem nördlich der Rhone aufsteigenden Aarmassiv auch die tektonischen Elemente der penninischen Alpen sich heben. Das nordöstliche Ende der Dent Blanche-Decke ist nicht versenkt, wie das südwestliche; die dinaridische Schubmasse der Dent Blanche kann sich einst noch weit nach Osten erstreckt haben, unter sich begrabend das Faltensystem des Simplon, Gotthard- und Aarmassiv, sowie das Faltensystem am Nordrand der Alpen.

3. Historischer Überblick über die geologische Erforschung des Simplongebietes.

Zu Zeiten der ersten geologischen Erforschung unserer Alpen glaubte man, dass südwärts jener Linie, wo im Erstfeldertal, an der Grossen und Kleinen Scheidegg im Berner Oberland, zwischen Leuk und Sitten im Wallis usf. die Kalkmassen aufhören und krystalline Felsarten herrschend werden, eine einheitlich zusammengesetzte Zentralzone der Alpen bis zum Salvatore bei Lugano sich ausdehne, innerhalb welcher fossilführende Schichten fehlen sollten. Seit im Jahre 1833 *Ch. Lardy* in den hochkrystallinen Zoisitschiefern des Nufenen südlich vom Gotthardmassiv wohl-erkennbare Belemniten fand, ist die Frage nach der Unterscheidung von mesozoischen, paläozoischen und azoischen *krystallinen* Gesteinen in den zentralen Alpen von Ort zu Ort eine fundamentale und vielumstrittene geworden. Im Jahre 1844 hat *B. Studer* eine „Carte géologique de la Masse des Montagnes entre la route du Simplon et celle du St-Gotthard“ entworfen, nach welcher zwischen Nufenen und Brig und ebenso nordöstlich des Monte Leone, südlich der Binnentalerberge „Flyschgesteine“ in grosser Ausdehnung zwischen den Gneissen sich finden. Im Jahre 1869 veröffentlichte *H. Gerlach* eine neue geologische Karte des Gebietes. Unter den von Studer kurzweg als Flysch der Jurazeit gedeuteten Schiefen werden die „Schiefer von Devero“ besonders ausgeschieden und von den jurassischen Nufenenschiefern getrennt. Schon von H. Gerlach wird richtig erkannt, dass die typischen Gneissmassen des Gebietes in sehr komplizierter Lagerung mit den Kalkschiefern verbunden sind, Marmor und Schiefer finden sich bei Baceno *unter* dem Antigoriogneiss und hoch oben am Pizzo Forno und an der Cistella liegen gleichartige Marmore und Schiefer wieder *auf* der 1600 m mächtigen Gneissmasse. Im Hintergrund des Val Devero bei Goglio verbinden sich die liegenden und hangenden Schiefer, sie umhüllen den Gneiss und „bilden mit ihm einen gewaltigen

nach Norden verschobenen Sattel“; auf eine Länge von 20 km ist im Val Formazzo und Val Antigorio der Antigoriogneiss über jüngere Schiefer hinübergeschoben.¹⁾ Kaum 7 km östlich der Tunnelstrecke sind somit schon im Jahre 1869 gewaltige Lagerungsstörungen nachgewiesen worden. Gegen Westen ins Gebiet des Tunnels hat Gerlach diese Überfaltung nicht verfolgt. — Weitere nennenswerte Untersuchungen am Simplon sind nun nicht ausgeführt worden — *H. Gerlach* fand am 7. September 1871 einen plötzlichen Tod auf dem Felde seiner Arbeit —, bis im Jahre 1878, 1882 und 1900 die geologischen Experten für den Tunnelbau erschienen. Aus den Berichten derselben, soweit sie gedruckt vorliegen, bis zum Jahre 1894, ersehen wir deutlich, dass weder die Arbeiten Studers noch diejenigen Gerlachs hiebei ihre Würdigung erfahren haben. Die Simplonberge zwischen Brig und Iselle sollen sehr einfach gebaut sein: Kalkschiefer mit Gips und Dolomit im Liegenden bilden zwischen Brig und Berisal nach der Zeichnung von *A. Heim* eine Doppelmulde oder nach *Schardt* eine einfache Mulde. Daran reiht sich gegen Süden ein *mächtiges, regelmässig gebautes Gewölbe altkrystalliner Schiefer*, dessen Nordschenkel die Gesteine der Monte Leonegruppe bilden, dessen Kern aufgeschlossen ist in der Diveriaschlucht bei Iselle und dessen Südschenkel wir in den Bergen südwärts von Iselle finden. Innerhalb dieser krystallinen Schiefer werden mehrfach Bänke von Dolomit signalisiert, und es wurde konstatiert, dass unter den Antigoriogneissen in der Cairascaschlucht bei Varzo kalkreiche Glimmerschiefer liegen. Das waren die „Micaschistes inférieurs“, den ältesten Kern des Gewölbes bildend.²⁾ Aus dem Bericht von *Heim, Lory, Taramelli* und *Renevier* erwähne ich einige wenige charakteristische Punkte, welche einerseits die summarische Art der Untersuchung beweisen, andererseits aber zeigen, dass doch auch schon damals gewisse Opposition sich geltend gemacht hat.³⁾ In den Gneissen, besonders am Monte Leone — pendant un moment d'éclaircie — werden Faltungen beobachtet und es wird die Frage aufgeworfen, ob dieselben nicht eine Wiederkehr derselben Schichten andeuten möchten — aber man tröstet sich damit, dass diese Frage, nur von wissenschaftlicher Bedeutung, für die Technik von sekundärem Werte sei. — Im Cairascatal, nur 2½ km vom heutigen Tunneltracé entfernt, wurde zwischen Antigoriogneiss und Micaschistes inférieurs ein *Gipslager* konstatiert. Marmorschichten, die in nächster Nähe damit auftreten, werden übersehen; man streitet sich über die Natur des Gipses; dass derselbe der Triasformation angehören könnte und somit den Schlüssel für eine ganz andere Auffassung der Tektonik des Gebirges geben müsste, wird nicht erwogen: Der Gips soll speziell nach *A. Heim* ein lokaler Quellabsatz sein, entstanden durch Zersetzung des Gneisses. — Wohl finden wir in den Gutachten hie und da reservierende Bemerkungen, aber als gut und im Prinzip richtig wird die Arbeit bis auf den heutigen Tag vindiziert.

Über die stratigraphische Deutung der Simplongesteine äussert sich im Jahre 1891 fernerhin *A. Heim*.⁴⁾ Nach ihm sind die „Deveroschiefer“ kalkführende Glimmerschiefer, welche viel tiefer hinab in der stratigraphischen Serie gehören, als die jurassischen Nufenenschiefer. Die kalkhaltigen

1) Das bei Lebzeiten Gerlachs (1869) in der Denkschr. der Schweiz. naturf. Gesellsch. erschienene Profil der „Cistella Alta“ bringt in seiner Farbgebung die Analogie der über und unter dem Antigoriogneiss liegenden Schiefer viel besser zur Darstellung als der 1883 von der Schweiz. geolog. Kommission herausgegebene Neudruck desselben Profiles in Lief. XVII der Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz.

2) Die Theorie des „Simplongewölbes“ hat allgemeine Verbreitung gefunden. *C. Diener* akzeptierte sie rückhaltlos (1891). Vgl. ferner: *Berghaus*, Atlas der Geologie, Nr. 10 (1892), *Brückner*, Die feste Erdkr. und ihre Formen, S. 166 (1897) etc.

3) Vgl. *T. Taramelli*, Osservazioni fatti nei monti circostanti al passo del Sempione — Boll. soc. geol. ital., p. 183—188. 1882.

4) Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. L. XXVI p. 287.

Parteien in den Zonen der Sericit-, Granat- und Hornblende-Glimmerschiefer dürfen nicht als eingelagerte Bündnerschiefermuldenzonen angesehen werden.

Als *H. Schardt* im Jahre 1890 berufen wurde, das definitive Tunnelprojekt zu begutachten, schloss er sich den Anschauungen der Experten von 1878 und 1882 an. In drei Wochen war auch seine Arbeit getan und darnach wurde das „offizielle“ Profil aufgestellt, das ich in Fig. 1; Taf. II reproduziere. Das „Simplongewölbe“ ist tektonisch etwas weniger regelmässig geworden; der Nordschenkel desselben zerlegt sich zwischen Monte Leone und Berisal in eine Mulde und ein Gewölbe. Der Gips und die Dolomite der Cairascaschlucht werden als durchgehende Schicht erkannt. Die konstatierten Marmorschichten ebenso wie der „micaschiste inférieure“ der Cairascaschlucht gehören auch nach *H. Schardt* einer ungestörten, kontinuierlichen Schichtserie an. An eine Nutzenanwendung der Gerlachschen Untersuchungen im Antigoriotal auf den Simplon denkt auch *H. Schardt* nicht.

Gelegentlich des internationalen Geologenkongresses im Jahre 1894 sollten mehrere Exkursionspartien die Gegend des Simplon besuchen.¹⁾ Im Jahre 1891 hatte ich von der Geologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft den Auftrag erhalten, das östliche Wallis zu studieren. Im Sommer 1893 kam ich in Begleitung von *H. Schardt* zum ersten Male an den Simplon. Ich hatte vorher eingehend die hochkrystallinen, mesozoischen Schiefer im westlichen Graubünden und im Gotthardgebiet studiert.²⁾ In den Schiefen von Devero und von Alpien, die über dem Antigoriogneiss liegen, in denjenigen von Baceno und Val Cairasca, die denselben Gneiss unterteufen, erkannte ich die Äquivalente der Trias- und Juragesteine der Gegend des Nufenen, des Binnentales und südlichen Abhanges des Rhonetales bei Brig. Damals schon war ich zur Überzeugung gekommen, dass ein grosser Teil der vermeintlichen altkrystallinen Schiefer der Simplonberge stratigraphisch die gleiche Schichtmasse repräsentieren, wie die Glanzschiefer des Rhonetales, also zur Juraformation gehören und dass die meisten der in den Gneissen liegenden Kalklager als eingefaltete Kalke der Trias gedeutet werden müssen. Dieser stratigraphischen Erkenntnis gab ich Ausdruck auf der geologischen Übersichtskarte der Schweiz 1894. Auf der kurz vorher erschienenen Übersichtskarte von *Carez* und *Vasseur*, auf welcher das Simplongebiet ebenfalls dargestellt wird (Bl. IX NE und Bl. IX SE), sind im ganzen Gebiet südlich von Monte Leone-Ofenhorn nur altkrystalline Gneisse verzeichnet. *H. Schardt* und ebenso *H. Golliez* akzeptierten meine Anschauung. Damit war nun aber die Grundlage gegeben für eine ganz andere Auffassung der Lagerungsverhältnisse im Tunnelgebiet. Die Kalkschicht auf der Spitze des Teggiolo z. B. über dem Antigoriogneiss konnte nicht parallel mit derjenigen, die am Ausgang des Cairascatales den Antigoriogneiss unterlagert, bergwärts sich fortsetzen: beide mussten vielmehr sich verbinden und nordwärts den Antigoriogneiss im Berginnern umhüllen. (Vgl. Taf. II, Fig. 2). Entsprechend dieser Auffassung zeichneten *H. Schardt*, *H. Golliez* und ich selbst neue Profile durch das Gebiet, die im Exkursionsführer des Kongresses im Jahre 1894 publiziert wurden. Auf spätern Exkursionen erkannte ich deutlicher, dass noch viel mehr Zonen von Einfaltungen jüngerer Schiefer in den altkrystallinen Gesteinen durch das ganze Gebiet sich verfolgen lassen.³⁾

In den Sommern 1895, 1896, 1898, 1900 und 1901 war ich mit der geologischen Aufnahme des ganzen grossen Gebietes der Simplongebirge beschäftigt. Wir verfolgten die einzelnen

¹⁾ Livret guide géologique de la Suisse: *C. Schmidt*, p. 136—142, *H. Schardt*, p. 190—193 und *H. Golliez*, p. 229—232.

²⁾ Vgl. Anhang zu Lief. XXV der Beitr. zur geol. Karte der Schweiz.

³⁾ Vgl. Eclat. geol. Helv., Vol. IV, Nr. 5, 1896.

Schieferbänder mit ihren Kalken und die verschiedenen Gneissvarietäten auf weite Strecken durch das Gebirge. Die Tektonik des Ganzen glaubte ich noch immer erklären zu können durch Annahme von liegenden Falten eines konkordanten Schichtsystems von Gneiss, Trias und Jura. Die Schieferbänder wurden als von oben in die Gneisse eindringende Mulden aufgefasst, von denen nur die zwischen Lebendun- und Antigoriogneiss eingeschaltete tief in den Berg eindringen würde. Das tatsächlich Beobachtete suchte ich so einfach als möglich zu erklären, die Komplikation erschien schon gross genug und manche Erscheinung blieb noch rätselhaft. Das Substrat im Berginnern sollte Gneiss sein. Die Gneissantiklinalen sollten alle an Ort und Stelle aus der Tiefe aufbrechen und ihre Gewölbeumbiegungen bald nach Norden bald nach Süden sich richten. Dieser Anschauung entsprechend zeichnete ich im November 1901, leider ohne die Resultate unserer mehrjährigen Detailbeobachtungen einer erneuten Gesamtkritik unterziehen zu können, ein Profil in der Richtung der Tunnelachse. Der Stollen stand damals bei km 4,4 der Südseite, bei km 6 der Nordseite, auf sieben Kilometer Länge dazwischen diagnostizierte ich einen Gneiss vom Typus des Antigoriogneisses. (Vgl. Taf. II, Fig. 2.)¹⁾ Nach eigener Aussage hat *H. Schardt* für die Ausstellung der Sektion Simplon in Paris im Jahre 1900 ein ähnliches Profil gezeichnet. (Vgl. Note sur le profil géologique etc., 1903, p. 17).

Wir sehen, wie das „Simplongewölbe“ der Tunnelexperten aufgelöst worden ist in ein System von liegenden Falten, die über einem, in der Tiefe ruhiger liegenden Gneisskern sich zusammenstauen sollen. Diese Anschauung hat sich in der Folge nicht bewahrt und sie ist auch durch die Ergebnisse der Tunnelbohrung desavouiert worden.

Am 24. März 1902 erschien in den „Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences“ in Paris eine Notiz von *M. Lugeon*, betitelt; Sur la coupe géologique du massif du Simplon. Gelegentlich allgemeiner Untersuchungen über den Bau der Schweizeralpen versuchte *Lugeon* die Gneissfalten im Simplongebiet alle als gleichsinnig von Süd nach Nord gerichtet zu deuten. Er gibt zwei summarische Profile, die auf Genauigkeit im Detail wohl keinen Anspruch erheben und in dieser Hinsicht auch nicht kritisiert werden sollen. Scharfsinnig an vorhandene Darstellungen bezüglich des Gebirgsbaues der Ofenhorngruppe anknüpfend, stellt *Lugeon* die Hypothese auf, dass die zwischen den Schieferbändern sich hinziehenden Gneisse von Süden her in ein Schiefersubstrat eintauchende Antiklinalen seien und dass so die jurassischen Schiefer des Rhonetales unter den Massen der Gneisse des Ofenhorns und des Monte Leone hindurch mit den Schiefen, die bei Baceno und bei Varzo unter dem Antigoriogneiss liegen, sich in der Tiefe verbinden. Im Kern des Gebirges würde demnach der Tunnel nicht die ältesten sondern die jüngsten Gesteine — nicht Gneiss, sondern Kalkschiefer — treffen. Wenige Wochen nach Erscheinen der Notiz von *M. Lugeon* reichte im April 1902 *H. Schardt* der Jura-Simplon-Bahngesellschaft ein neues geologisches Tunnelprofil ein, nach welchem, in Übereinstimmung mit den theoretischen Anschauungen von *Lugeon*, der Kern des Gebirges nicht aus alten Gneissen, sondern aus mesozoischen Kalkschiefern bestehen sollte. Der Ort des Nordtunnels stand damals (April 1902) ungefähr bei km 7 in Gneiss, der Ort des Südtunnels bei km 4,440 in der zur Trias des Teggliolo gehörenden Druckpartie; zirka 8300 m

¹⁾ Das Profil, welches in Fig. 2 der Taf. II wiedergegeben ist, gehört zu einem nicht gedruckten Privatgutachten und ist nicht von mir, sondern gegen mein Wissen und gegen meinen Willen von *H. Schardt* mehrfach veröffentlicht worden. (Vgl.: 1. Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon, suivi d'un Rapport supplémentaire sur les venues d'eau, etc. Lausanne, Impr. Corbaz & Cie, 1903. — 2. Ecol. géol. Helv., Vol. VIII, Nr. 2, 1903. — 3. Verhandl. d. Schweiz. naturforsch. Gesellsch. in Winterthur, 1904. — 4. Bull. tech. de la Suisse romande, 1905. — 5. Geogr. Lexikon d. Schweiz, Bd. III: Monte Leone).

d. h. die Hälfte der ganzen Tunnellänge im Berginnern war noch unbekannt. Bei zirka 9200 m ab NP. sollte nun nach der von H. Schardt gegebenen neuen Konstruktion der Tunnel im Liegenden des Gneisses auf Marmor der Trias und dann auf jene Kalkschiefer treffen, die den Kern des Gebirges bilden sollten. Ende Juni 1903 traf man bei 9400 m ab NP. auf den vorausgesagten Wechsel des Gesteins und auf 3500 m Länge hielten die Kalkschiefer an. Eine gerechte Kritik der Tätigkeit der Geologen am Simplon darf die Tatsache nicht ausser acht lassen, dass hier die scharfsinnige Konstruktion, die H. Schardt gegeben hat, sich glänzend bewahrheitet hat.

In der Folge hat *H. Schardt* seine Profilkonstruktion vom April 1902 mehrfach modifiziert. Der Hauptsache nach betrachtet er sämtliche den Schiefen aufliegende Gneisse als eine „verzweigte Tauchdecke“. ¹⁾ In wesentlichen Punkten kann ich auch der bis jetzt neuesten Darstellung, die H. Schardt im September 1905 gegeben hat, nicht beistimmen. ²⁾ — Die Anschauungen, die wir über die Struktur des Gebirges erlangt haben, sind hier eingehend dargelegt worden. Während *A. Stella* noch im Jahre 1905 drei verschiedene Erklärungsmöglichkeiten gegen einander abwägt, glauben wir der Überfaltungstheorie rückhaltlos beistimmen zu müssen.

III. Die Gesteinsfolge im Simplontunnel.

Die geologische Natur des durch den Tunnel durchfahrenen Gesteines ist während des Baues kontinuierlich untersucht worden durch *H. Schardt*. In den „Rapports trimestriels au Conseil fédéral suisse“ vom 31. Dezember 1898 bis Juni 1906, ferner in zwei Spezialrapporten über die Wassereintritte auf der Südseite (1902 und 1903) finden wir eine Fülle von Beobachtungen verzeichnet, deren Deutung jedoch von *H. Schardt* selbst mehrfach modifiziert worden ist. Ich entnehme diesen Publikationen von *H. Schardt* im folgenden wertvolle faktische Angaben, stütze mich aber vorwiegend auf eigene Wahrnehmungen, die ich während des Baues Gelegenheit hatte zu machen und fernerhin war mir die genaue Untersuchung des Parallelstollens im Sommer 1906 und im Herbst 1907 von grossem Werte.

An die genaue Konstatierung der *Gesteinsfolge im Tunnel* knüpfen sich naturgemäss eine ganze Reihe von Fragen von grösstem Interesse. Der Tunnel enthüllt uns die Geheimnisse des Berginnern. Die Kombination der Konstatierungen unter Tag mit den mit möglichster Präzision durchgeführten geologischen Beobachtungen an der Oberfläche in weitem Umkreis hilft in ganz besonderer Weise mit zur Deutung der Tektonik. Wo die Gesteine wie im Simplontunnel über 2000 m tief unter der Oberfläche, mit einer Eigentemperatur von über 50° angetroffen werden, kann man wohl erwarten, dass gewisse Eigentümlichkeiten an denselben sich vielleicht nachweisen lassen, die man als „Tiefenfacies“ bezeichnen könnte. Die Art der Verteilung von Wasser und Wärme im Berge wird bedingt durch die Gesteinsfolge, d. h. durch die geologische Struktur des Berges.

¹⁾ *Arn. Heim*. Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. Nr. 3. 1905.

²⁾ Das Profil Taf. III ist zu vergleichen mit dem von *H. Schardt* nach den Ergebnissen der Ausführung gegebenen geologischen Längenprofil. (Lausanne, September 1905, Akten der S. B. B. — Vgl. auch Verhandlungen der Schweiz. naturf. Ges., 1904: Geolog. Profil des Simplontunnels, Varianten, 1902—03 und 1904).

Für die Gesteinsfolge im Tunnel gebe ich vorerst folgende Zusammenstellung für den 19,729 km langen *Richtstollen*. (Fig. 10.)

1. Km 0—4,08 ab NP.

Kalkphyllite mit triadischem Marmor und Gipseinlagerungen zwischen km 0,67 und 0,715 und km 1,23 und 1,530. Zwischen km 3,843 und 3,913 erscheint im Liegenden der Kalkschiefer Triasmarmor mit Anhydrit, dann zwischen km 3,913 und 3,993 eine schmale Gneissantiklinale (*Eistengneiss-E*) und von km 3,993 bis km 4,08 finden wir eine Kalkschiefersynklinale mit Marmor beiderseits (*Eistenmulde-e*)
Bedretto-Mulde (4080 m)

2. Km 4,08—4,410 ab NP.

Quarzreiche, graue, grobbankige *Muscovitgneisse*. Antiklinal gestelltes aufgestautes Ende der Antiklinale des Leone-Ofenhorn-Gneisses. Ganter-Gneiss (I) (330 m)

3. Km 4,410—4,426 ab NP.

Kalkschiefer mit schmaler Marmorgrenzbank Ganter-Mulde (I) (16 m)

4. Km 4,426—7,246 ab NP.

Granatführende sericitische *Glimmerschiefer*, *Hornblendeschiefer*, zweiglimmerige *Augengneisse*, *Biotitgneisse* etc. Berisal-Gneiss (2820 m)

5. Km 7,246—7,254 ab NP.

Kalkschiefer und Marmor mit *Anhydrit* Ganter-Mulde (II) (8 m)

6. Km 7,254—8,145 ab NP.

Dickbankige, helle *Muscovitgneisse* Ganter-Monte-Leone-Gneiss (II) (891 m)

7. Km 8,145—8,155 ab NP.

Zerquetschte Lager von *Marmor*, *Anhydritsekretionen* Monte-Carnera-Mulde (10 m)

8. Km 8,155—9,4 ab NP.

Hornblende- und granatführende sericitische *Gneisse*. Valgrande-Gneiss (1245 m)

9. Km 9,5—12,859 ab NP. oder km 10,329—6,87 ab SP.

Marmor, grobspätiger Anhydrit, Glimmerschiefer mit Anhydrit etc bilden zwischen km 9,4—9,68 die *Trias* auf der Grenze zwischen Valgrande-Gneiss und Kalkphylliten. — Von km 9,68 ab NP. bis km 12,609 ab NP. auf zirka 3 km Länge fanden sich flachliegende, grobkrystalline, hellgraue, glimmerige Kalkschiefer, z. T. granathaltige Hornfelse (Bündnerschiefer). — Von km 7,12 bis 6,87 ab SP. bilden grobkrystalline, glimmerreiche Marmore die *Trias* auf der Grenze gegen den liegenden Lebendun-Gneiss. Veglia-Mulde (3459 m)

10. Km 12,859—14,403 ab NP. oder km 6,87—5,326 ab SP.

Biotitreiche, dünnbankige *Gneisse*, reich an Quarzlagen und Knollen und konglomeratartigen Einlagerungen Lebendun-Gneiss (1544 m)

11. Km. 14,403—15,404 ab NP. oder km 5,326—4,325 ab SP.

Bündnerschiefer erscheinen ohne trennende *Trias* über dem Lebendun-Gneiss und erstrecken sich, flach südfallend, bis km 4,946 ab SP. Die *Trias* im Hangenden der Bündnerschiefer ist jedoch sehr mächtig, sie hält auf 621 m Länge an. In ihr findet sich zwischen km 4,795 und 4,613 eine Masse von körnigem, phlogopit-haltigem *Anhydrit*, ferner Anhydrit führende *Glimmerschiefer* (km 4,5 bis 4,46 ab SP.), dann die berüchtigte *Druckpartie*, bestehend aus kaolinigem

Glimmerkalk (km 4,160—4,418 ab SP.) und endlich der die Vaclusequellen liefernde *Marmor* zwischen km 4,418 und 4,325 ab SP. . Teggiolo-Mulde (1001 m)

12. Km 15,404—19,729 ab NP. oder km 4,325 bis km 0 ab SP.

Dickbankiger, zweiglimmeriger Gneiss mit basischen oder mit aplitischen Einlagerungen
Antigorio-Gneiss (4325 m)

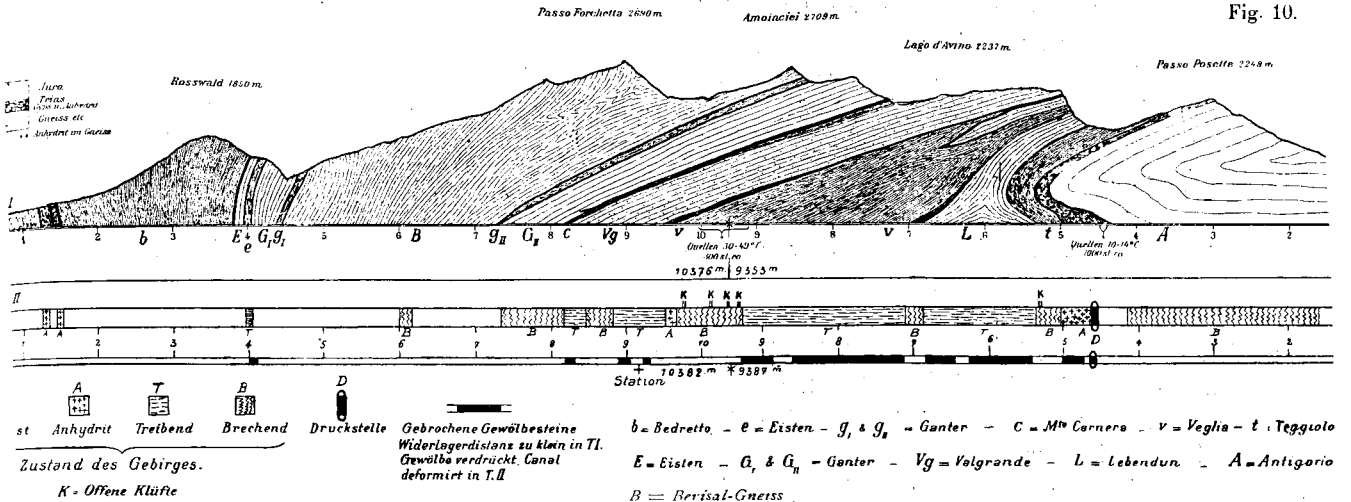


Fig. 10.

Eine auch nur annähernd erschöpfende Beschreibung der im Tunnel angetroffenen Gesteinstypen kann hier nicht gegeben werden. Wie die einzelnen Gebirgsglieder tektonisch zu deuten sind, soll gezeigt werden.

I Bedrettomulde (b). Auf die Länge von 3913 m ab NP. herrschen steilstehende, annähernd normal zur Tunnelachse streichende Kalkschiefer und Triasgesteine in dreifacher Wiederholung. Die Beobachtungen an der Oberfläche liessen mit ziemlicher Sicherheit die im Tunnel hier zu erwartenden Gesteine vorausbestimmen.

Von *km 0—0,67* ist das vorherrschende Gestein schwarzer, dünnschichtiger, toniger Kalkschiefer, der über Tage als Dachschiefer ausgebeutet wird in den Dachschieferbrüchen des Brigerberges. Ausgezeichnet sind diese Schiefer durch silberglänzende, quer zur Schieferung gestellte Blättchen von Sprödglimmer (Clintonit).

Zwischen *km 0,67 und 0,715* wurde eine Triaschicht angefahren, bestehend aus Dolomit und Marmor ca. 3 m, Gips und Anhydrit 30 m und nochmals Dolomit und Marmor ca. 45 m. Diese Einlagerung von Trias war unerwartet; wo dieselbe an der Oberfläche zutage tritt, findet sich eine mächtige Decke von Diluvium

Auf der ganzen Strecke von *km 0,715 bis km 1,236* finden sich wieder Bündnerschiefer in der Ausbildung, wie wir sie am Ausgang der Saltineschlucht, oberhalb der Napoleonsbrücke anstehend finden. Es sind hier immer noch die Clintonitphyllite vorherrschend, daneben erscheinen aber auch kalkreichere Granat- und Zoisit führende Schiefer.

Über die Zusammensetzung der Trias zwischen *km 1,236 und 1,530* orientieren uns die Aufschlüsse am östlichen Ufer der Saltine, unterhalb Lingwurm. Wir treffen hier zwischen zwei Komplexen von Rauchwacke und Gips schwarze glimmerige Tonschiefer eingelagert und es erscheint fraglich, ob diese letztere der normalen triadischen Schichtfolge angehören oder eine

synklinale Einkeilung jurassischer Sedimente darstellen. Im Tunnel traf man zwischen km 1,236 und 1,530:

1. 4 m Marmor.
2. 200 m stark gefalteter und gepresster Anhydrit, steilstehend, mit untergeordneten Lagen von kalkigen und sericitischen Schiefern.
3. 60 m schwarze Schiefer mit Sprödglimmer (Synklinale?).
4. 30 m Anhydrit.

Von km 1,530 bis 3,843 wurden kontinuierlich Bündnerschiefer durchfahren und zwar finden wir, genau so wie über Tage in der Saltineschlucht ob Lingwurm, erst auf ca. 150 m dieselben schwarzen, dünnplattigen Phyllite wie nördlich der Trias von Lingwurm; dann herrschen sehr eiförmige, graue bankige Kalkphyllite mit zahlreichen gewundenen Quarzadern und Calcitsekretionen.¹⁾

Zwischen km 3,843 und 3,913 wurde die Trias am Südrand der eigentlichen Bedrettomulde durchfahren. Es besteht dieselbe im wesentlichen aus weissen dolomitischen Kalken, die dünn-schichtig sind, stark klüftig, z. T. zertrümmert. Dazwischen finden sich sericitische Schiefer und Quarzite. Zwischen km 3,860 und 3,870 ca. tritt violetter, körniger Anhydrit auf, der reich an Glimmer ist²⁾, und bei km 3,9 erscheint eine 1 m mächtige Einlagerung eines gneissartigen Gesteins. Den Abschluss der eigentlichen „Bedrettomulde“ gegen den „Eistengneiss“ bildet eine Marmorbank.

An der Oberfläche findet sich diese Triasschicht an der Simplonstrasse ob Schallberg und gipshaltig bei „Grund“.

Über die geologische Deutung des Kalkschiefer der Bedrettomulde sind noch einige Erörterungen zu geben: Im Profil, das die Experten vom Jahre 1882 gaben, sind die Schiefer der ganzen Zone einheitlich als „Schistes gris ou lustrés“ bezeichnet. In dem offiziellen Profil (1894), ebenso wie in dem dazu gehörigen Text (1891) (Vgl. ferner *H. Schardt*, Bull. soc. vaud. sc. nat. Vol. 27 Nr. 104. 1891) finden wir die Schiefer südwärts und nordwärts der Trias von Lauenen als verschiedenartig gedeutet und nach *H. Schardt* wären die nördlichen Schiefer als Lias zu bezeichnen, im Hangenden der Trias von Lingwurm; die südlichen Schiefer, in sich gefaltet, wären das Liegende der Trias von Lingwurm und sollten ein tieferes Niveau der Trias darstellen; die Trias zwischen 1236 und 1530 m im Tunnel würde also nicht ein Antiklinalkern, sondern eine konkordante Einlagerung sein³⁾. Im Livret guide géologique 1894 zeichnet *H. Schardt* diese Trias nun auch als Antiklinale und unterscheidet die südlichen Schiefer als Skg = Schistes lustrés etc. von den nördlichen als Skn = Schistes lustrés noirs. Auch *H. Golliez* (Livr. guide geol. 1894, pag. 229/230) unterscheidet die beiden Schieferkomplexe stratigraphisch, aber er vermutet gerade umgekehrt, dass die schwarzen Schiefer nördlich der Trias von Lauenen älter sein möchten und zwar karbonisch (Sch. H. = Schistes houillers), während die südlichen (SL) liasisch sein würden.

Dass die Schiefer nördlich der Trias von Lauenen tatsächlich dem *Lias* angehören, ist durch vielfache Petrefaktenfunde in dieser Zone, von Osten her bis auf 2 km Entfernung vom

¹⁾ Es ist auffällig, dass die Granat- und Zoisithornfelse, die in entsprechendem Niveau in der Saltineschlucht sich finden, im Tunnel auf jeden Fall nur ganz vereinzelt aufgetreten sind.

²⁾ Merkwürdigerweise enthält der Rapp. trim. Nr. 9 keine Angabe über diesen Anhydrit.

³⁾ Nach der Antiklinalentheorie von *A. Heim* wurde im Jahre 1882 das Eintreffen der Trias von Lauenen im Tunnel bei 1500 m ab N. P. angenommen, in meiner Zeichnung vom Jahre 1895 wurde nach der gleichen theoretischen Anschauung diese Grenze auf 1200 m geschätzt — die Einlagerungstheorie von *H. Schardt* führte ihn jedoch dazu, im offiziellen Profil (1894) dieselbe Grenze bei 1800 m anzunehmen. Da die bewusste Grenze tatsächlich bei 1236 m gefunden wurde, ist das offizielle Profil am weitesten, um beinahe 600 m, von der Wahrheit entfernt. Wir sehen schon an diesem Beispiel von untergeordneter Bedeutung, wie theoretische Anschauungen, die man gerne als nur von rein wissenschaftlichem Interesse wertschätzt, von praktischer Bedeutung sein können.

Tunnelportal, mit Sicherheit nachgewiesen. Das erwähnte Eintreffen der schwarzen Clintonitphyllite südlich der Trias von Lauenen nach 1530 m ab NP. spricht zugunsten der stratigraphischen Parallelisierung der Schiefer in den zwei Teilmulden. Die nördliche Mulde zeigt somit an ihrem Nordrande die gleichen Gesteine, wie die ganze nördliche Mulde; weiter gegen Süden jedoch treten an Stelle derselben die einförmigen, grauen Kalkschiefer, in denen nie ein Fossil gefunden worden ist. Weiter ostwärts, im vordern Binnental (Twingen), im Hintergrund des Rappentales und des Blindentales etc. finden wir eine gleiche Gesteinsfolge innerhalb der Schiefer der Bedrettomulde. Es ist nun auffällig, dass südwärts, wo die Bündnerschiefer bei Rosswald, im Saflischtal, im Binnental etc. der Trias des Südschenkels der Mulde auflagern, niemals die schwarzen, petrefaktenführenden Clintonit- und Zoisitschiefer wieder auftreten, die wir im Nordschenkel südlich der Trias von Lauenen noch in schmaler Zone fanden. Die Hauptmasse der Bedrettoschiefer besteht in diesen südlichen Teilen der Mulde ausschliesslich aus Kalkphylliten; die Clintonit-, Granat- und Zoisit-Schiefer fehlen vollständig. Dafür stellen sich in den Kalkschiefern nahe der südlichen Trias „Grünschiefer“, diabasartige Gesteine, in aneinander sich reihenden Linsen ein.¹⁾ Diese Asymmetrie, welche die Bedrettomulde in ihrer Zusammensetzung zeigt, wird eher verständlich, wenn wir statt einer in der Tiefe rasch sich schliessenden Mulde (Vgl. Fig. 2, Taf. II) eine weit nach Süden ausgezogene, mannigfach gegliederte annehmen (Vgl. Fig. 3, Taf. II), wodurch es eben offenbar wird, dass die verschiedenartigen Gesteine, die jetzt nahe aneinander liegen, einst in weit auseinanderliegenden Bildungsräumen zum Absatz gelangt sind.

Das südliche Ende der Kalkschiefer wurde im Tunnel bei 3843 m gefunden; nach dem offiziellen Profil (1894) hätte man diesen Gesteinswechsel schon bei ca. 3600 m erwarten müssen. Die unterhalb Rosswald im Liegenden der Kalkschiefer zutage tretenden Gneisse nehmen nach der Tiefe zu steilere Stellung an, was in dem von A. Heim gezeichneten Profil (1882) richtig dargestellt ist.

Dass in der Zone, welche zwischen dem Süden der Bündnerschiefer der Bedrettomulde und dem Einsetzen des „Gantergneisses“ liegt, eigenartige Komplikationen sich finden würden, war nach den Beobachtungen über Tages von vorneherein zu erwarten. Die Simplonstrasse zwischen Schallberg und Berisal durchquert unterhalb von Eisten diese Grenzzone auf ca. 500 m Länge und zwar finden wir auf die Kalkphyllite folgend: Rauchwacke, Gneiss, Marmor, Kalkphyllite, Marmor und endlich Gneiss (Gantergneiss). Annähernd dieselbe Schichtfolge verfolgen wir weiter gegen Nordosten einerseits über den Saflischpass ins Binnental und gegen Südwesten andererseits durch das Nesselthal. Bei „Im Staffel“ 2006 m, ca. 1½ km ostwärts des Tunneltracé finden wir z. B. folgendes Profil:

Kalkphyllite				
Nr. 1) Marmor	3 m	mächtig	}	Bedrettomulde
Nr. 2) Gneiss	30 m	„		
Nr. 3) Marmor	1 m	„	}	Eistenmulde
Nr. 4) Kalkphyllite	50 m	„		
Nr. 5) Marmor	2 m	„		
Gneiss				Gantergneiss

¹⁾ Im östlichen Graubünden, namentlich in der Gegend von Vals, nördlich und südlich des Piz Aul, ist eine ähnliche örtliche Differenz in der Zusammensetzung der Bündnerschiefer seit langem bekannt. Namentlich A. Rothpletz (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1895) scheidet beide Ausbildungsarten scharf; für ihn sind nur die nördlichen Schiefer *liasisch*, während die südlichen und westlichen Kalkphyllite mit den Diabasschiefern, welche im Saflen und im Hinterrhein weite Verbreitung erreichen, *palaeozoische* sein sollen. Dieselben Kalkschiefer wollte G. Steinmann als alttertiären Flysch aufgefasst wissen. (Bericht d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. Br. Bd. IX und X.)

Das Auftreten des Gneisses Nr. 2, den ich „Eistengneiss“ nenne, mitten zwischen Gesteinen der Trias erschien von vorneherein nicht leicht verständlich, es lag nahe, denselben als ein gneissartiges, klastisches Sediment der Trias zu deuten, doch wir können in der petrographischen Beschaffenheit dieser homogen ausgebildeten, feldspatreichen Muscovitgneisse keinen Anhaltspunkt für diese Deutung finden. Ausserdem zeigt sich, dass im Hintergrund des Nesseltales dieselben Gneisse vorerst noch in zwei ca. 3 m und 12 m mächtige Bänke getrennt zwischen den Triasgesteinen liegen; dann aber weiter westwärts gegen das Faulhorn zu werden diese Gneisse Schritt für Schritt mächtiger, sie bilden eine homogene bis 300 m mächtige Masse und verschmelzen südwärts, am Westabhang des Faulhorn, mit den Gantergneissen des Spitzhorns. Die Beobachtungen über Tages führten uns schon im Jahre 1901 zu dem Schlusse, dass im Liegenden der Bedrettoschiefer zuerst die normale, gipsführende Trias erscheint, dann eine schmale Gneissantiklinale, dann wieder eine schmale Schiefersynklinale mit Trias beiderseits und endlich der Gantergneiss (vgl. Taf. III und Fig. 3 und 4 Taf. II).¹⁾

An das südliche Ende der eigentlichen Bedrettomulde bei km 3,913 ab NP. reihen sich bis zu km 4,080 zwei neue tektonische Elemente an, nämlich:

I^a Eistengneiss (E). Dünnbankige Muscovitreiche Gneisse von km 3,913—3,993.

I^b Eistenmulde (e). Kalkschiefer und weiche, tonige Phyllite mit 10 resp. 20 m mächtigen, bankigen Dolomiten, je an der Grenze gegen Norden und gegen Süden von km 3,993—4,08.

Wir betrachten den „Eistengneiss“ als eine Aufstülpung des Gantergneisses im Süden und umgekehrt die „Eistenmulde“ als eine synklinale Einstülpung, ausgehend von der Bedrettomulde im Norden.

II. Gantergneiss (I). Von km 4,08 bis 4,41 ab NP. bilden die als „Gantergneisse“ bezeichneten Gneisse eine schmale, in der Tunnelachse zusammengepresste Antiklinale. Die Gneisse sind identisch den sogen. Eistengneissen (km 3,913—3,993). Es sind meist graue, vorherrschend muscovitführende, quarzreiche Körnelgneisse, die gelegentlich zu Augengneissen sich entwickeln. Sie sind meist grobbankig, enthalten jedoch auch schiefrige Zonen. Die Streichrichtung der steil aufgerichteten Schichten verläuft normal zur Tunnelrichtung.

Über Tag, in der Region der Tunnelachse ist diese Zone höchstens 600 m breit, nach Nordosten und nach Südwesten verbreitert sie sich jedoch rasch. Ostwärts sehen wir, wie die Gantergneisse in der Gegend des Ritterpasses mit den Monte-Leonegneissen sich vereinigen; wir nehmen deshalb auch auf dem Profil der Tafel III eine unterirdische Verbindung der Gneisse, die über dem Lago d'Avino anstehen, mit den Gneissen im Gantertal an. Westwärts verfolgen wir die Gantergneisse, die südlich des Glishorns mit der schmalen Gneisszone von Eisten (3913 m bis 3993 m ab NP. im Tunnel) sich vereinigen, bis zu der kuppelförmigen Gneissmasse des Gebidem, welche im Süden, Westen und Norden von Trias und Bündnerschiefern umsäumt wird. — Die Aufschlüsse im Tunnel haben im wesentlichen den homogenen Charakter der Gantergneisse erwiesen, wir sind geneigt, dieselben als sog. Orthogneisse zu betrachten.²⁾ Die südliche Grenze der Gantergneisse hätte man nach den Aufschlüssen bei ca. 4600 m erwarten sollen, statt dessen wurde dieselbe schon bei 4410 m ab NP. gefunden.

¹⁾ Ich erwähne, dass *H. Schardt* die Gneisse zwischen 3913—3993 m a. NP. zuerst richtig als „écailles“ oder als „replis écrasés“ deutete, dann aber sich entschieden hat, dieselben als einen triadischen, metamorphen Sandstein zu betrachten. (Vgl. Rap. trim. Nr. 9 und Note sur le profil etc 1903 p. 25 und Pl. II.)

²⁾ *H. Golliez* (Livret guide 1894 p. 229) deutete die Gantergneisse als „quartzites triasiques“.

III. Gantermulde I. (g I). An den Gantergneiss grenzen von km 4,41 bis km 4,426 südwärts direkt dünnplattige, graue, oft grobkristalline etwas sericitische Kalkschiefer in saigerer Stellung, quer zur Tunnelrichtung streichend. — Die Trias an der südlichen Grenze dieser Kalkschiefer ist durch eine zerquetschte, nur einige Dezimeter mächtige Bank von weissem, grobkristallinen Kalk markiert.

Im Gantertal bei Berisal folgt auf die Antiklinale der Gantergneisse eine schmale Zone von Kalkschiefern, gelegentlich mit Cipollin an ihrem nördlichen und südlichen Saume. Direkt östlich der Ganterbrücke unter Berisal trifft man einen ca. 75 m mächtigen Schichtkomplex von Kalkschiefer, steil nordwärts einfallend; gegen die hangenden und liegenden Gneisse sind dieselben je durch eine schmale, rauchwackeartig verwitternde Marmorbank abgegrenzt. Der südliche Grenz-marmor ist deutlicher entwickelt. In den Gräben des Frohnbaches und des Durstbaches, ferner im Tal der Saltine ca. 500 m südlich von „Im Grund“ findet man dieselben Kalkschiefer, oft ohne Grenz-marmor.

Noch weiter westlich, zwischen äusserer und innerer Nanzlücke, am Staffelgrat ist jedoch dieselbe Schieferzone in der Breite von ca. 1000 m aufgeschossen; von da verfolgen wir sie weiter, das Gamseki-Tal überschreitend, bis Visperterbinen, von wo aus dann die Kalkschiefer, den Gantergneiss des Gebidem westwärts umsäumend, sich als Decke desselben, gegen Norden mit den Schiefern der Bedrettomulde vereinigen. — Die Fortsetzung der Gantermulde gegen Osten gestaltet sich noch viel komplizierter. Immer im Hangenden der Gantergneisse und im Liegenden der nächstfolgenden Zone kristalliner Schiefer, der „Berisalschiefer“ streicht die Gantermulde gegen Nordosten durch das Steinental, umsäumt mit ihrem Ausgehenden als schmales, flach westwärts einfallendes Band Giebelhorn und Hüllehorn und wendet sich dann gegen Südwesten. Sie erscheint wieder an den Steilwänden des Piz Amoinci und an der Ostwand des Monte-Leone zweimal übereinander und zwar verbinden sich die beiden Bänder der Monte-Leone-Ostwand südwärts am Stichelgrat, so dass sie über und unter sich Monte-Leone- resp. Gantergneiss haben, während sie zwischen sich Berisalgneisse einschliessen (Taf. IV). Das Becken des Kaltwassergletschers liegt in den nach Norden sich senkenden Schiefern des obern Bandes der Monte-Leone-Ostwand. Noch weiter können wir auf demselben Schieferband weiterschreiten; dasselbe erreicht die Simplonstrasse und wird durch die Josefgallerie durchquert, es umsäumt die nach Südwesten abbiegenden Gneisse des Hübschhorns, folgt, zum Teil unter Alluvionen verborgen, der Simplonstrasse vom Engiloch weg bis Gabi und bei San Bernardo südlich des Pizo Rovale finden wir das Schieferband der Ganterbrücke immer noch. Auch im Tunnel selbst werden wir weiter bergwärts nochmals auf dasselbe stossen. Im Verlauf der Gantermulde spiegelt sich die maximale Komplikation unseres Gebietes. Wir haben eine im Streichen mehrfach umbiegende, in sich selbst mit den Gneissen gefaltete Mulde vor uns, deren Ausgehendes in einer Breite von kaum 100 m im Durchschnitt auf mindestens 80 km Länge über einen Flächenraum von ca. 150 km² verfolgt werden kann. Diese äussert wichtige Gesteinszone ist im Tunnel unter dem Gantertal auf einen schmalen, nur 16 m mächtigen Streifen von Kalkschiefern zusammengepresst.

IV. Berisalgneisse. (B). Die Berisalgneisse, die an der Oberfläche die 6 km breite Zone von Berisal bis zum Amoinci einnehmen, stellen in ihrer Gesamtheit den Typus jungarchaischer kristalliner Schiefer dar. Es sind vorherrschend granatführende Glimmerschiefer, Biotitsericitschiefer, dünnbankige Muscovitgneisse, schiefrige Biotitgneisse mit in ihrer Mächtigkeit wechselnden, zonenartig sich einlagernden Hornblendeschiefern. Etwas fremdartig erscheint eine ca. 100 m mächtige Zone grobbankiger Zweiglimmergneisse. Nur die wesentlichen Amphibolitlagen und die Zweiglimmergneisse lassen sich besonders ausscheiden. Der ganze Komplex der sog. Berisal-

gneisse lässt sich auf 2820 m Länge etwa folgendermassen gliedern, obwohl scharfe Grenzen meist nicht vorhanden sind:

1. *Km 4,426—5,400.* Granatglimmerschiefer, Biotitsericitschiefer, Hornblendeschiefer bei 4510, 4600, 4630, 4800—4900 m. Muscovitgneisse bei 5000 m. — Die krystallinen Schiefer lassen durch Behandeln mit Salzsäure fast durchweg einen geringen Kalkgehalt erkennen, ferner fanden sich nach Rapp. trim Nr. 10 bei km 4,566 4,579 und 4,583 Calcit- und gipsführende Geoden. Ferner erwähnt H. Schardt, bei km 4,937 eine Marmorbank.¹⁾
2. *Km 5,400—5,700.* Vorherrschend dünnbankige Muscovitgneisse mit schiefrigen Biotitgneissen wechselnd. Mehrere (ca. 7) Lagen von Hornblendeschiefern.
3. *Km 5,700—5,980.* Dünnschichtige Biotitgneisse und Granatglimmerschiefer, mit Amphiboliten bei 5720, 5760 und 5800 m.
4. *Km 5,980—6,080.* Zweiglimmerige, dickbankige Augengneisse.
5. *Km 6,080—7,246.* Dünnschiefrige sericitsche Glimmerschiefer, Biotitgneisse, Granatglimmerschiefer mit mächtigen Lagen von Amphiboliten, namentlich zwischen 6800 und 7230 m.

Der Wechsel der Gesteinstypen offenbarte sich auch im Fortschritt der Bohrung, indem in den schiefrigen Zonen 1, 3 und 5 im Mittel 6,5 m täglich in den beiden gneissigen Zonen 2 und 4 hingegen im Mittel nur 6 m täglich erbohrt werden konnten.

Bezüglich der Schichtstellung im ganzen Komplex der sog. Berisalgneisse ist zu erwähnen, dass die Schichten bis zu km 6,1 saiger stehen, meist 70—80° gegen Nordwesten einfallen. Zwischen km 6,1 und 6,6 legen sie sich schon flacher und fallen 60—40° gegen Nordwesten und endlich im südlichen Teil der Berisalschiefer bis 7246 m liegen die Schichten meist flach gewellt 20—40° gegen Nordwesten einfallend. Das Streichen ist durchweg senkrecht zur Tunnelachse verlaufend.

Das Gebiet der „Berisalgneisse“ wird von der Simplonstrasse von Berisal aus bis zur Kaltwassergallerie durchfahren. Südlich der Kalkschieferzone der Ganterbrücke finden sich in der Gegend von Berisal gegen Furggenbaumhorn und Wasenhorn krystalline Schiefer von mannigfacher Zusammensetzung. Chloritschiefer, Sericitschiefer, Granatglimmerschiefer, Hornblendeschiefer, dünnplattige biotitreiche Gneisse bilden in regellosem Wechsel ein System jüngerer krystalliner Gesteine. Die Hornblendeschiefer treten am ehesten als individualisierte grössere Komplexe auf und ausserdem verfolgt man von Vogelsang an der Simplonstrasse über Hohturm bis zum Furggenbaumhorn eine bis 500 m breite Zone von dickbankigen, granitartigen Gneissen den Berisalschiefern eingelagert. (Vgl. Taf. III). Diese Zone der Berisalschiefer folgt der Gantermulde in ihrem oben geschilderten komplizierten Verlaufe und zwar derart, dass sie von letzterer umfasst wird. Im nördlichen Teil unseres Gebietes (Nesseltal, Gantertal, Steinental) bilden Berisalschiefer das Liegende, Gantergneisse das Hangende der Gantermulde; im südlichen Teil jedoch (Alpe Veglia, Amoinciei, Simplonpasshöhe) finden wir umgekehrt die Ganter-Monte-Leonegneisse unter der Gantermulde liegend und die Berisalgneisse darüber. Das ganze System steigt von Westen nach Osten aus der Tiefe in die Höhe. Die Basis der schüsselförmig auf der Gantermulde liegenden Berisalgneisse liegt in der Achse des Tunnels etwa 300 m unter Meeresspiegel, 6 km weiter gegen Osten am Bortelhorn liegt dieselbe Basis ca. 2900 m über Meer. Durch den tiefen Einschnitt des Kummentales (Ritterpass) ist die kontinuierliche Fortsetzung der drei Elemente: Ganter-Monte-Leonegneiss, Gantermulde

¹⁾ H. Schardt rechnet die krystallinen Schiefer zwischen km 4,426 und km 5,44 zum Mesozoicum.

und Berisalgneiss unterbrochen; auf den Höhen des Helsenhorn und Cherbadung erscheint jedoch über dem mächtigen Sockel schwach nach Norden fallender Ganter-Monte-Leonegneisse nochmals das Band mesozoischer Schiefer mit einer dünnen, von der Erosion verschont gebliebenen Decke von Berisalgneissen (Taf. V und VI). Ostwärts vom Cherbadung, wo in 12 km Entfernung östlich vom Tunnel noch die Basis der Gantermulde auf 3100 m Höhe über Meer liegt, sind Berisalgneisse und Gantermulde hoch über den Kämmen der Berge erodiert.

Die Gesteinsfolge im Tunnel, innerhalb der Zone der Berisalgneisse, erklären wir durch die Annahme einer nach Norden übergelegten, nordwärts sich einsenkenden Antiklinale alter krystalliner Schiefer, deren Kern die Augengneisse zwischen 5980 und 6080 m ab NP. bilden.

V. Gantermulde II. (g II). Auf die Länge von nur 8 m von km 7,246—7,254 ab NP. sind im Tunnel die Anzeichen des Vorhandenseins der Gantermulde II nachweisbar. Zwischen chloritischem, granathaltigem Gneiss im Hangenden und hellem, grobbankigen, zweiglimmerigen Gneiss im Liegenden, die beide mit 30° nach Nordwest einfallen, findet sich eine schmale, verdrückte Einlagerung von kalkigem Schiefer und von grobkörnigem, weissen Marmor, der mit Anhydrit vermischt ist. Wir haben diese anhydritführende Zwischenschicht zu deuten als eine Trias-Bündnerschiefermulde und hierin stimme ich mit der von H. Schardt im Jahre 1903 gegebenen Darstellung überein. Besonderes Gewicht lege ich jedoch darauf, dass diese Schicht deutlich, wie noch weiter gezeigt werden soll, zwei verschiedenartige Gneisskomplexe trennt und ferner dass sie in der direkten Fortsetzung zu dem am Amoincei und an der Ostwand des Monte-Leone auftretenden Bande liegt, das genau von denselben Gneissen je im Hangenden und im Liegenden begleitet wird. Indem ich darauf hinweise, dass H. Schardt die Gesteine des Monte-Leone und des Amoincei falsch deutet, kann ich mich auch mit allen seinen Profilvarianten seit 1902 nicht einverstanden erklären. Die Triasschicht bei 7250 m ca. bildet nicht nur eine kleine Aufstülpung der überschobenen Schiefermulde aus der Tiefe, sondern sie verbindet sich mit der Mulde am Amoincei durch die ganze Masse des Berges hindurch. Ich habe oben den Verlauf der „Gantermulde, 4410 m — 4426 m ab NP.“ und der sie begleitenden Gneisse geschildert und wir haben dieselbe am Amoincei und an der Ostwand des Monte-Leone in ihrem südlichen Verbreitungsgebiet angetroffen mit Berisalgneiss im Hangenden, Ganter-Leonegneiss im Liegenden. Die schmale Triasschicht im Tunnel bei 7250 m ab N. betrachte ich also zu der sehr kompliziert verlaufenden *Gantermulde* gehörend.

Bemerkenswert ist es, dass die aus den Berisalgneissen austretenden Quellwasser bis km 7,246 keinen schwefelsauren Kalk enthalten, während eine kleine Quelle, die im Liegenden der Gantermulde II bei ca. 7300 m entspringt, sehr gipsreich ist.

VI. Ganter-Monte Leone-Ofenhorngneiss II. (GII). Auf der ca. 900 m langen Strecke von km 7,254 bis 8,145 ab NP. bleibt die Gesteinsbeschaffenheit annähernd konstant. Die hier vorhandenen Gneisse sind mehr oder weniger dickbankig, grünlimmerig, zum Teil zweiglimmerig und feldspatreich. Stellenweise werden diese Gneisse oft aplitisch. Biotitreiche Einlagerungen sind mehr vereinzelt, Amphibolite hingegen fehlen; gelegentlich enthalten die Gneisse kleine Granaten, so bei 7886 und 7940 m ¹⁾).

Die Gantergneisse II streichen im ganzen senkrecht zur Tunnelachse und bis 7970 m ungefähr zeigen sie einförmiges Einfallen gegen NW. mit $20-30^\circ$. Innerhalb der letzten 150 m der Gneisse konstatiert man mehrere Biegungen und Sekundärfaltungen im Gneiss.

¹⁾ Die Granatführung ist eine weit verbreitete Erscheinung in alpinen granitischen Gesteinen, namentlich in den randlichen Partien derselben. Sehr schön beobachtet man dieselbe im Fibbiigranit am Kontakt gegen den Soresciagneiss an der Gotthardstrasse im Val Tremola.

In ihrer Gesamtheit sind die besprochenen Gneisse zu identifizieren mit den Gesteinen, die wir oberflächlich am Pizzo Fné, auf der Spitze des Monte Leone, an der Felswand ob dem Lago d'Avino (vgl. Taf. III), weiter östlich auf der Höhe des Ritterpasses, am Monte Moro etc. finden. In denselben liegen der Serpentin des Geisspfades und die Amphibolite des Ofenhorns. Im Becken des Hohsandgletschers erreichen diese Gneisse, untertäuft von Bündnerschiefern, ihr östliches Ende. In ihrem Habitus unterscheiden sich diese Ganter-Monte Leone-Ofenhorngneisse von den typischen Antigoriogneissen, wenn sie denselben als sog. Orthogneisse auch genetisch äquivalent sein mögen. Wie der Ganter-Monte Leonegneiss im Tunnelgebiet den Windungen der Ganter-Monte Leone-Mulde und der Berisalschiefer folgt, zeigen die Profile auf Taf. III und Fig. 3. Im Profil längs der Tunnelachse gegen Norden verbinden sich diese Gneisse (Gantergneisse II) unter dem Tunnelniveau mit dem Gantergneiss I und mit dem Eistengneiss. Bemerkenswert ist das Auftreten von Anhydrit in den beschriebenen Orthogneissen (Gantergneiss II).

In einer Entfernung von ca. 250 m bergwärts von dem beschriebenen, anhydritführenden Marmor der Gantermulde II fanden sich bei der Traverse 39 (7500 m ca. ab NP.) in hellem, dünnbankigem, grünlimmerigem Gneiss, auf eine Länge von ca. 30 m Einlagerungen von Anhydrit. Wir beobachteten in beiden Stollen Lagen von Quarz, grobblättrigem Biotit und Muscovit, grobspatigem Dolomit und *violettem Anhydrit*. Die Lagen verlaufen konkordant mit den Gneisschichten und lassen sich auf mehrere Meter Länge in einer Mächtigkeit von ca. 15 cm verfolgen. Gelegentlich schwellen sie zu Linsen an, Anhydrit sammelt sich zu grössern Knauern, die von Biotitfaser umsäumt werden. Die Anhydritindividuen werden bis zu 30 cm lang und 10 cm breit. An der Ecke der Traverse 39 zu Stollen II zeigte sich eine Kluft, in welcher lose Krystalle gefunden wurden, die bis 3 cm Länge in der Richtung der c-Achse und 4 cm Länge in der Richtung der b-Achse erreichen und die Kombination von $\infty P \tilde{x}$ (010), OP (001), $\infty P \overline{\infty}$ (100), $\frac{3}{4} P \overline{\infty}$ (304), $P \overline{\infty}$ (101), $2 P \overline{\infty}$ (201), $3 P \overline{\infty}$ (301), darstellen. (Vgl. *H. Preiswerk* Anhydritkrystalle aus dem Simplontunnel. — *Neues Jahrb. f. Min. etc.* 1905 Bd. I, p. 37.) Zur Deutung dieses Vorkommens von Anhydrit in Gneiss führt uns folgende Darlegung. Die den Berisalgneissen bei ca. 7100 m ab NP. entspringenden spärlichen Quellwasser sind frei von schwefelsaurem Kalk; zwischen 7246 und 7254 erscheint die verdrückte, anhydritführende Trias der Gantermulde II. Im Liegenden derselben, innerhalb der Gantergneisse II, ca. 50 m bergwärts, bei ca. 7300 m wurden auf 7—8 m Länge anhaltende Wasserinfiltrationen angetroffen von ca. 52° und einem Gehalt von $CaSO_4$ von ca. 1,3 gr pro Liter (frz. Härte 96° nach H. Schardt). Die Anhydritführung im Gneiss findet sich bei 7500 m auf ca. 20 m Länge in einem Gestein dessen Temperatur 54° erreichte, und noch weiter bergwärts bei 7934 m ab NP. traf man auf eine Quelle von 0,3 sl Ertrag, 54,5° Temperatur, deren Wasser 1,9712 gr feste Bestandteile pro Ltr. enthielt und zwar 1,17 gr Na_2SO_4 , 0,14 gr $MgSO_4$ und 0,35 gr $CaSO_4$. Wir kommen somit dazu, die Anhydritsekretionen im Leonegneiss bei 7500 m zu erklären als eine Ausscheidung aus Bergwassern, deren Gehalt an $CaSO_4$ dem Anhydrit der darüberliegenden Trias der Gantermulde II entstammt. Die längs der Gantermulde infiltrierenden und $CaSO_4$ lösenden Tagewasser erwärmen sich, immer tiefer eindringend, immer mehr; unter dem Passo Forchetta, ca. 1500 m unter der Oberfläche, erreichen sie die Temperatur von 38°, d. h. die maximale Lösungsfähigkeit für Calciumsulfat (0,214 Teile pro 100 Teile Wasser). Bei tieferem Eindringen bis zum Tunnelniveau werden die Wasser immer wärmer, sie erreichen 55°, wobei ihre Lösungsfähigkeit für $CaSO_4$ wieder abnimmt. Die von der Trias aus höherem Niveau in den liegenden Gneiss infiltrierenden, $CaSO_4$ -haltigen Wasser müssen deshalb unterhalb der Geoisotherme von 38° Anhydrit absetzen und zwar in um so bedeutenderem Grade in je wärmere

Gesteinsschichten sie noch eindringen; bei 53° lösen 100 Gew. Teile Wasser nur noch 0,211 Teile CaSO_4 (Vgl. Taf. III). *G. Spezia* hat im körnigen Anhydrit der Teggiolomulde bei 4460 bis 4500 m ab SP. in grossen Mengen Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure gefunden. Das Gestein hat dort eine Eigenwärme von ca. 22° . Bemerkenswert ist es nun, dass der Anhydrit bei 7500 m, der in einem Gestein von ca. 55° Eigenwärme auftritt, keine Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure zeigt.

VII. Monte Carneramulde (C). Auf der 10 m langen Strecke von 8145 bis 8155 m ab NP. finden wir eine neue zerquetschte Kalklage, die zwei verschiedenartige Gneisskomplexe trennt. Marmorlagen, glimmerige Kalkschiefer und quarzige Linsen, das Ganze stark verdrückt und klüftig, von Wasseradern durchzogen, stellen auf 10 m Länge die „Monte Carneramulde“ dar. In den diese verdrückte Monte Carneramulde unterlagernden Gneissen, dem Valgrandegneiss, treten ebenfalls CaSO_4 -reiche Quelladern zutage, bei 8459—8493 ab NP. (2 sl Ertrag, 54° Temp.), und die Gneisse enthalten anhydritführende Drusen bei 8450 und 8463 m.

Auch die Kalklage von 8145/55 m setzt sich gegen Süden flach ansteigend durch das Berginnere und streicht am Lago d'Avino zutage¹⁾. Hier finden wir dieselben Lagerungsverhältnisse und denselben Gesteinswechsel, wie im Tunnel bei 8145/55 m. Ein mächtiges Band von Triasgesteinen mit Granathornfelsen schiebt unter die grobbankigen, weissen Leonegneisse ein und überlagert die sogen. Valgrandegneisse. Dieselbe Triaseinlagerung finden wir nördlich des Lago d'Avino wieder im Hintergrund des Alpessels von Veglia, westlich der Laghi delle Streghe. Auch gegen Südwesten verfolgen wir das gleiche Band um den Monte Carnera herum über Schwarze Balmen ob Alpen, wo der Marmor Crinoidenreste enthält. Es durchquert das Doverital bei Punkt 1188,62 der Simplonstrasse und streicht weiter in ostwestlicher Richtung hoch oben am Nordabhang der Rovalokette (vgl. Tafel I), um bei „All Era“, westlich Crevola nochmals die Simplonstrasse zu durchqueren.

VIII. Valgrandegneiss. (Vg). Im Rap. trim. Nr. 17 betont *H. Schardt* mit vollstem Recht, dass ab 8145 m ca. „le changement de la roche est complet“. Die von *km 8,155 bis 9,400* ab NP. nun auftretenden krystallinen Schiefer kontrastieren ebenso sehr mit den hellen, grobkörnigen Gneissen ab 7254 m (Ganter-Monte Leonegneiss) wie mit den mannigfaltigen Gneissen und Schiefen, die zwischen 4426 und 7246 m herrschen (Berisalgneisse). Es ist schwer, die Valgrandegneisse in ihrem Gesamthabitus zu definieren; jedenfalls würde man sie als Paragneisse zu betrachten haben. Fast alle Typen enthalten Granat. Die Gneisse sind im allgemeinen dünnbankig, feinkörnig, meist zweiglimmerig. Hellere und dunklere Varietäten wechseln miteinander. Reichlich vorhandener sericitischer oder paragonitischer Glimmer bedingt die Herausbildung seidenglänzender, schiefriger Typen, in denen sich oft chenopoditische Hornblende einstellt (namentlich bei 9100 m). Jedenfalls gehört der ganze Komplex nicht, wie *H. Schardt* zuletzt gefunden haben will, zu den Bündnerschiefern. — Einige für die Gesamtlagerung nicht in Betracht kommende Verbiegungen und Ruschelungen abgerechnet, streichen die Valgrandegneisse fast ganz quer zur Tunnelachse und fallen mit 20° — 50° gegen Nordwesten. Häufig sind sie stark gefältelt und oft ausserordentlich brüchig. Man beobachtet im Tunnel II ost-weststreichende, saigere Querklüfte, bei 8490, 8520, 8800 m z. B., die mit chloritischer Masse oder mit Gneissbreccien gefüllt sind; ferner sind SO.-NW. streichende Kluftsysteme vorhanden, namentlich zwischen 8600 und 9700 m. An der Oberfläche finden wir die Valgrandegneisse in typischer Entwicklung südöstlich des Lago d'Avino bis zur Höhe des Pizzo

¹⁾ Auch diese Trias der Monte Carneramulde im Tunnel fasst *H. Schardt*, ähnlich wie diejenige der Gantermulde II als eine Aufwölbung von unten auf. Die Trias vom Lago d'Avino zieht er nicht nach 8145 m, sondern nach 9400 m im Tunnel hinunter.

Valgrande. Von allen Gneisszonen unseres Gebietes erreicht diejenige des Valgrandegneisses die geringste Ausdehnung im Streichen, schon im östlichen Teile des Alpkessels von Veglia verschwindet dieselbe; westwärts verschmelzen die Valgrandegneisse schon auf dem Grat südlich des Monte Carnera mit dem Lebendungneiss im Liegenden (vgl. Taf. II, Fig 4).

IX. Vegliamulde (V). Die Bündnerschiefer der Vegliamulde werden im Tunnel auf 3459 m Länge durchfahren, d. h. von *km 9,400 bis 12,859 ab NP.* oder *km 10,329 bis 6,870 ab SP.* Diese Masse von flachliegenden Kalkschiefern ist vor Beginn des Jahres 1902 auf keinem geologischen Profil dargestellt worden. Im April 1902 hat *H. Schardt* ein neues Tunnelprofil eingereicht; auf demselben wurden in Übereinstimmung mit den kurz vorher von *M. Lugeon* ausgesprochenen Anschauungen zum erstenmale dieses zentrale Gebiet der Gebirgsmasse als aus Kalkschiefern bestehend gezeichnet, zu einer Zeit, als der Tunnel im Norden bis km 7, im Süden 4457 m ab SP. vorgerückt war. *Eine gerechte Kritik der Tätigkeit der Geologen am Simplon darf die Tatsache, dass hier die scharfsinnige Konzeption der beiden genannten Geologen sich bewahrt hat, nicht ausser acht lassen.* (Vgl. oben p. 35).

Die zentrale Zone von flachliegenden Bündnerschiefern, die wir als „Veglia-Mulde“ bezeichnen, ist beiderseits von Gesteinen der Trias eingesäumt, die nordwärts im Liegenden des Valgrandegneisses südwärts im Hangenden des Lebendungneisses auftreten. Bei 9400 m ab NP. erscheinen zuerst Gesteine, die wir zweifellos der Trias zuweisen können und die bis ca. 9680 m herrschen. Es besteht diese im Tunnel auf die Länge von ca. 280 m durchfahrene Triaszone aus mannigfachen Gesteinen, unter denen das massenhafte Auftreten von Anhydrit besonders bemerkenswert ist. Die ganze Serie von Triasgesteinen lässt sich etwa folgendermassen übersichtlich gruppieren. (Vgl. Fig. 11).

1. 9400—9455 m körniger, weisser Dolomit mit Phlogopit, Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz etc. Lagen von grobspätigem Anhydrit mit Quarz und Sericit bei 9418, 9432 und 9442 m;
2. 9455—9506 m grobblättrige Glimmerschiefer mit Quarz und Anhydritknuern bei 9472—9482 m Dolomitlagen;
3. 9506—9575 m körniger Anhydrit mit braunem und grünem Glimmer. Einlagerungen von Dolomit. Drusen mit Anhydritkrystallen bei 9540, 9560 und 9573 m;
4. 9575—9585 m anhydritführende Glimmerschiefer wie Nr. 2;
5. 9585—9626 m massiger Anhydrit mit Dolomitlagen, Glimmerschiefer mit Anhydrit bei 9620 m;
6. 9626—9645 m dunkle krystalline Kalke und weisse zuckerkörnige Dolomite.
7. 9645—9676 m Sericitschiefer mit Phlogopit und Anhydrit wie Nr. 2 und 4. Granathornfelse bei 9664—9668 m;
8. 9676—9680 m Marmor.

Das Einfallen der Triasschichten beträgt durchweg zirka 40° N.-W. und die Streichrichtung ist noch immer normal zur Tunnelachse.

Die drusigen Gesteine der Gruppe 3 (9506—9575 m) zeigen die prachtvollen Anhydritkrystalle bei 9540 m, 9560 m und 9573 m, die *H. Preiswerk* beschrieben hat. (Vgl. Fig. 9). Besonders reichlich fanden sich bei 9573 m Krystalle, die tafelförmig nach $\infty P \propto (010)$ entwickelt sind und in der makrodiagonalen Zone die Flächen: $0 P (001)$, $\frac{2}{3} P \overline{\infty} (203)$, $P \overline{\infty} (101)$, $\frac{3}{4} P \overline{\infty} (403)$, $7 P \overline{\infty} (701)$ zeigen. Die bis 7 cm langen Krystalle sind Berührungs- und Durchwachsungszwillinge nach der Zwillingsene $P \overline{\infty} (101)$. (Vgl. Fig. 12). Ein erst neuerdings uns bekannt gewordener Typus von Anhydritkrystallen stellt grosse einfache Krystalle dar, dünntafelig nach $\infty P \propto (010)$ mit Makrodomen und angespaltener Basis.

In der Region der heissen Quellen sind ostweststreichende, saigere, oft klaffende Klüfte häufig.

Gegen ihre südliche Grenze bei 7120 m ab SP. werden die Kalkschiefer marmorartig und es entwickeln sich Marmore, die wir zu der Trias rechnen, die südwärts die Grenze der Vegliamulde gegen den „Lebendungneiss“ bildet, auf der Strecke von 7120 bis 6870 m ab SP. Diese südliche Trias der Vegliamulde ist im Tunnel frei von Anhydrit, bei 6943 m ab SP. wurde jedoch eine Quelle beobachtet, die vom 1. August bis 6. Oktober 1903 ihren Ertrag von 20 sl auf 1,5 sl vermindert hat und die einen Härtegrad von 181,8° zeigte. Der hohe Gehalt an Calcium- und event. Magnesiumsulfaten dieses Quellwassers ist auffällig, da eben im Tunnel in der dortigen Trias kein Anhydrit oder Gips gefunden worden ist.

Die Schiefer der *Vegliamulde* treten über der Tunnelachse zutage, kaum zweihundert Meter mächtig, im Liegenden von Valgrandegneiss, im Hangenden von Lebendungneiss am Absturz des Kammes von Pizzo Valgrande gegen das Tal von Vallé und gegen die Schlucht der Cairasca. Es ist sehr bemerkenswert, dass schon 1½ km westlich vom Tunneltracé am Kamm von Monte Carnera nach dem Pizzo Cornacchia diese Schieferzone vollständig auskeilt und dass somit Valgrandegneiss und Lebendungneiss dort verschmelzen. (Vgl. Taf. II, Fig. 4). Nach Nordosten zu hingegen, östlich der Punta d'Orognia gegen Alpe Devero, erreicht dieser Schieferzug, den Ofenhorngneiss unter-, den Lebendungneiss überlagernd, bedeutende Mächtigkeit. Da, wie wir gesehen haben, der Valgrandegneiss schon im östlichen Teil des Alpkessels von Veglia verschwindet, muss nun ostwärts die Vegliamulde mit der Monte Carneramulde verschmelzen. Wo eine Schiefermulde ausgeschaltet wird, verschmelzen zwei Gneissgewölbekerne und wo ein Gneissgewölbekern zurücktritt, verschmelzen zwei Schiefermulden.

Das Gebiet zwischen Lago d'Avino und dem Nordabhang des Teggiolo, zwischen Veglia und Campo, zwischen Monte Moro und dem Nordabhang der Cistella hat sehr langwierige Untersuchungen erheischt. Beiderseits der Val Cairasca ob der Capella del Cropallo sehen wir wie am östlichen Ausläufer des Pizzo Val Grande einerseits, an der Punta Maror andererseits tatsächlich der Gneiss einen bergwärts gegen Nordwest sich verjüngenden Keil bildet, dessen südliche Umhüllung durch Bündnerschiefer deutlich aufgeschlossen ist. Die Schiefermasse der Cairascaschlucht oberhalb des Lebendungneisses bei Campo bis zur Alpe Veglia, die in der Tiefe der Schlucht einheitlich erscheint, wird beiderseits auf den Höhen durch einen Gneisskeil in zwei Hälften geteilt. Wir betrachten diesen Gneisskeil als eine zwischen Valgrandegneiss und Lebendungneiss in die Schiefer der Vegliamulde sich einstülpende kleine Gneissantiklinale. Das Tunnelniveau erreicht dieselbe nicht. (Vgl. Taf. II und Fig. 3 und 4, Taf. III).

X. Lebendungneiss (L). Die von mir zum Lebendungneiss gerechneten krystallinen Schiefer sind vom Tunnel auf 1½ km Länge durchfahren worden und zwar zwischen *km 12,859—14,403 ab NP.* oder *km 6,87—5,326 ab SP.*

Unter der Trias bei 6870 m ab SP. erscheinen auf 40 m Länge dünn-schichtige, biotitreiche Gneisse, die bei 6830 m eine 1 m mächtige Marmorbank (Trias?) enthalten. Von hier ab bis 5326 m ab SP. fanden sich im ganzen biotitreiche, dünnbankige Gneisse, die durchweg reich an Quarzlagen und -knollen sind. An einzelnen Stellen werden die Gneisse aplitisch. Namentlich bemerkenswert sind sehr verbreitete Einlagerungen in denselben, die an Konglomerate erinnern. Die sog. Konglomerate (galets) bestehen durchweg aus weissen, glimmerarmen, granitähnlichem Gestein. Manchmal sind die geröllähnlichen Bildungen von Glimmerfaser umsäumt, manchmal verschmelzen sie mit dem Nebengestein. Kurzweg als Antigoriogneissgerölle dürfen diese Einschlüsse nicht bezeichnet werden. Inwieweit diese Vorkommnisse mit echten Konglomeratgneissen,

z. B. mit denjenigen von Obermittweida im Erzgebirge identifiziert werden dürfen, ist durch weitere petrographische Untersuchungen erst zu erweisen.

Diese auf $1\frac{1}{2}$ km Länge herrschenden Lebendungneisse scheinen im Tunnel ein flaches Gewölbe zu bilden. Von ihrer Nordgrenze bei 6870 m bis gegen 5700 m etwa ab SP. zeigen die Lebendungneisse noch das normale Einfallen gegen NW. mit 10° – 20° . Dann stellen sich mannigfache Wellungen ein und von 5500 m ab SP. weg fallen die Schichten mit 10° gegen Südosten. — Während wir von zirka km 7 ab NP. fortwährend flaches nordwestliches Einfallen aller Schichten finden, stellt sich somit in den Lebendungneissen bei km 14,2 ab NP. zum ersten Male dauernd Einfallen gegen Südosten ein. Die breitgequetschte Gewölbebiegung der Lebendungneissantiklinale stellt die Achse des Pseudogewölbes des Simplon dar. (Vgl. Taf. II, Fig. 4 und Taf. III).¹⁾

Im Gegensatz zu H. Schardt und A. Stella betrachten wir hier den Lebendungneiss als eine an ihrem Ende breitgequetschte Einfaltung in den Schiefen der Vegliamulde und nicht als die unter dem Varzofenster liegenden krystallinen Schiefer, die unter der Bedrettomulde hindurch mit den Aar- und Gotthardmassivgesteinen sich verbinden. Erst bei Baceno ist im Verampiogranit das Liegende des Fensters erodiert. (Vgl. Profil von H. Schardt Pl. II in „Note sur le profil géologique etc. 1903“, ferner Profile von A. Stella in „Il Problema geo-tettonico etc. 1905“ mit unseren Profilen. (Taf. III).

Die Verbindung des Lebendungneisses im Tunnel mit demjenigen an der Oberfläche am Nordabhang des Tales von Vallè ergibt sich aus dem Verlauf der denselben begrenzenden Schieferzonen (Veglia-Mulde und Teggiolo-Mulde). Den „Lebendungneiss“ als zwischen zwei Schieferkomplexe sich einschiebende Gneissmasse hat H. Gerlach zuerst ausgeschieden und zwar verfolgte er dieselbe von den Tosafällen gegen Südwesten bis nach Agaro; den Gneiss auf der Höhe der Cistella rechnete er ebenfalls dazu. Unsere Aufnahmen haben für den östlichen Teil des Gebietes die Darstellung von Gerlach im wesentlichen bestätigt; für den Westen hingegen konnte die kontinuierliche weitere Fortsetzung des Lebendungneisses über Goglio und Campo bis zur Simplonstrasse nachgewiesen werden. Auf dem ganzen Verlauf in der Länge von ca. 50 km zeigt der Gneiss einerseits dieselben Charaktere, wie im Tunnel, namentlich sind die konglomeratähnlichen Einschlüsse in demselben weit verbreitet, andererseits treffen wir aber auch in demselben Gneisszuge granitartige Gesteinstypen. Ich hatte ehemals den Lebendungneiss als eine von Norden aus der Tiefe aufsteigende Antiklinale betrachtet, jetzt haben wir ihn als einen von Süden stammenden, von oben nach unten in die Schiefer nordwärts eintauchenden Gneissgewölbekern aufzufassen, obwohl die Umhüllung desselben durch Bündnerschiefer auf der ganzen Länge seiner Erstreckung nirgends aufgeschlossen ist. — Die Art des Auftretens der Lebendungneisse im Tunnel, wo dieselben, wie erwähnt, ein flaches Gewölbe zu bilden scheinen, ist immerhin nicht ganz leicht zu erklären, wir werden dazu geführt, wie es auf unserem Profil dargestellt ist, eine eigentümliche Bifurkation, ein Ausquetschen des Gneisses nach Norden und nach Süden inmitten der Schiefer anzunehmen.²⁾

¹⁾ Es ist bemerkenswert, dass H. Schardt einerseits die im Tunnel bei km 7 ca. ab SP. über Gneiss einsetzenden Schiefer als identisch erklärt mit denjenigen, welche den *Lebendungneiss* in der Cropallaschlucht *nordwärts* begrenzen, andererseits auch die Schiefer, welche im Hangenden, d. h. im Süden desselben Gneisses bei 5326 m ab SP. einsetzen, mit denjenigen identifiziert, die bei Vallè und Ciamporino von *Süden* her an den *Lebendungneiss* angrenzen. Wir stimmen hierin vollständig mit H. Schardt überein und das ist mit ein Grund, dass wir die Konglomeratneisse im Tunnel als Lebendungneiss und nicht als Liegendes der Mulde von Varzo-Baceno deuten.

²⁾ Derartige diametral gerichtete Ausquetschung antiklinaler, überschobener und versenkter Gebirgsteile sind für die moderne Tektonik keine vereinzelte Erscheinung. Als eine Analogie im Grossen können wir z. T. auffassen die „Zone des cols“ der Berner-Freiburger-Alpen. (Vgl. z. B. Ecl. géol. Helv. Vol. IX. Taf. 12).

XI. Teggiolomulde. (t). Auf 1000 m Länge, d. h. von *km 14,403—15,404 ab NP.* oder *km 5,326—4,325 ab SP.* erscheinen, den Lebendungeisss überlagernd, wieder mesozoische Gesteine. Diese Zone der „Teggiolomulde“ zeigt eine markante Asymmetrie, indem vom Lebendungeisss weg bis auf 4946 m ab SP. Kalkschiefer sich fanden (auf 380 m Länge), während von da bis zum Antigoriogneiss bei 4325 m ab SP. (auf 621 m Länge) ausschliesslich Triasgesteine angetroffen worden sind. Die Grenzen zwischen den von Nord und Süd aufeinander folgenden Zonen: Lebendungeisss, Bündnerschiefer der Teggiolomulde, Trias der Teggiolomulde und Antigoriogneisse sind je ganz scharfe.

Die Gesteine zwischen 5326 und 4946 m ab SP. sind die bekannten grauen, glimmerigen Kalkschiefer (Bündnerschiefer), die in reichlichem Masse von Calzit- und Quarzschnüren durchzogen sind. Granathornfelse treten auf bei 5300 und 5320 m, ferner zwischen 5000 und 5100 m ab SP. Im Hangenden des Lebendungeissses fallen die Kalkschiefer 10—20° nach Südosten, bei 5200 m bilden sie eine Mulde und steigen gegen Südosten an bis zirka 5000 m ab SP., wo sie im Liegenden der Trias in scharfem Knick stark gefältelt steil gegen Südosten abbiegen.

Die Tatsache dass nordwärts zwischen Kalkschiefern und Lebendungeisss im Tunnel keine marmorige Zwischenschicht auftritt, während doch südwärts im Liegenden des Antigoriogneisses Triasgesteine in grosser Mächtigkeit sich finden, steht, wie wir später sehen werden, im Einklang mit Beobachtungen an der Oberfläche.

Sehr mannigfaltig ist die auf 620 m Länge anhaltende Trias zusammengesetzt. Bei 4946 m liegt dieselbe den Bündnerschiefern auf und bei 4325 m unterteuft sie den Antigoriogneiss. Im ganzen zeigen sich viele Analogien mit der Trias, welche im Liegenden der Valgrandegneisse zwischen 9400 und 9680 m ab NP. durchfahren worden ist. Wir unterscheiden etwa folgende Unterabteilungen der Trias (vgl. Fig. 13):

1. Den gefältelten steil gegen Südosten abbiegenden Kalkschiefern bei 4946 m ab SP. schmiegt sich eine zirka 5 m mächtige Lage von bankigem krystallinem Kalk an.

2. Zwischen 4940 und 4795 m ab SP. legen sich in flachen Wellen glimmer- und quarzreiche, hellgraue Kalke, die sehr häufig CaSO⁴-haltig sind und Lagen von körnigem Anhydrit und Anhydritglimmerschiefer enthalten.

3. Zwischen 4795 und 4613 m ab SP. herrscht fast ununterbrochen in flach gegen Südosten einfallenden Bänken ein weisser phlogopithaltiger Anhydrit-Dolomittfels, in welchem im Mai 1902 während einer Woche 63 m gebohrt worden sind.

4. Von 4613 bis 4500 m ab SP. erscheinen wieder dieselben quarzreichen, hochkrystallinen Kalke, wie zwischen 4940 und 4795 m (Nr. 2), die in ihrer Ausbildung ausserordentlich mannigfaltig und stellenweise stark gefaltet sind. (Vgl. Fig 1, Taf. III). In den Kalken finden sich gneissartige Einlagerungen, ferner Blöcke und Brocken von granitischen Gesteinen.¹⁾ Lagen von Anhydritglimmerschiefer wurden bei 4600 und 4540 m beobachtet. Während diese Kalke bei 4613 m noch mit zirka 30° im Hangenden des Anhydrites, mannigfach gewunden, normal gegen Südosten einfallen, stellen sie sich allmählich steiler, in intensiven Torsionen fallen sie zum Teil steil gegen Nordwesten ein, erlangen aber bei 4500 m wieder steiles Südostfallen.

¹⁾ Genau gleiche Blöcke von Granit enthält bei „Unter Schmiedmatten“ südlich Rosswald die Trias, welche im Tunnel bei km 4 ab NP. auftritt. — Mannigfache Analogien zeigen die Triasgesteine zwischen 4795 und 4945 m und zwischen 4500 bis 4613 m mit den von A. Heim und C. Schmidt beschriebenen rätselhaften sogen. Taspinitgesteinen aus dem Schams in Graubünden (vgl. Lief. XXV der Beitr. z. geol. Karte der Schweiz).

5. Auf zirka 40 m Länge, von 4500 bis 4460 m ab SP. durchquert der Parallelstollen steil gestellte, gefälte, anhydritreiche Glimmerschiefer. Diese merkwürdigen Gesteine enthalten einen paragonitischen und einen biotitischen grünen Glimmer, Strahlstein, Wernerit, Calcit, Quarz und mittelkörnigen, violetten Anhydrit, der Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure enthält ¹⁾.

6. Die Gesteine der berüchtigten 42 m langen Druckpartie, von 4460 bis 4418 m sind wenig gipshaltig. Es sind teils glimmer- und kalkreiche Schiefer mit wenig Anhydrit, die saigere, sehr verworrene Schichtstellung erkennen liessen zwischen 4460 und 4450 m und zwischen 4441 und 4436 m; teils ein ungeschichtetes, wasserdurchtränktes, plastisches Gemenge bestehend aus Kalk, Glimmer und Kaolin (Glimmerkalk) zwischen 4449 und 4441 m und zwischen 4436 und 4420 m. Zwischen dem Glimmerkalk und dem Glimmerschiefer stellte sich bei 4450 m eine verdrückte Kalkbank ein. (Vgl. Fig. 13.)

Eine von Dr. F. Hinden ausgeführte Analyse einer lufttrockenen Durchschnittsprobe des Glimmerkalkes bei 4420 m im Stollen I ergab folgendes Resultat:

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 %
Mn O	— %
S O ³	— %
P ² O ⁵	0,26 %
C O ²	24,65 %
H ² O	5,01 %
	<hr/>
	99,62 %

Hieraus berechnet sich folgende mineralogische Zusammensetzung des Gesteins:

Kalk (Ca C O ³)	56,76 %
Apatit (3 Ca O, P ² O ⁵)	0,54 %
Biotit (K ² H Al ³ Si ³ O ¹² + 3 Mg ² Si O ⁴)	22,04 %
Muscovit (H K ² Al ³ Si ³ O ¹²)	6,15 %
Kaolin (H ⁴ Al ² Si ² O ⁹)	11,39 %
Hygroskop. Wasser (H ² O)	3,12 %
	<hr/>
	100 %

Bei S. Bernardo im Cairascatal enthält die Trias im Liegenden des Antigorigneisses Gesteine, die denjenigen der Druckpartie im Tunnel analog sind.

¹⁾ Vgl. G. Spezia Accad. Reale d. Scienze, Torino. Vol. XXXVIII 1903 und Vol. XXXIX 1904.

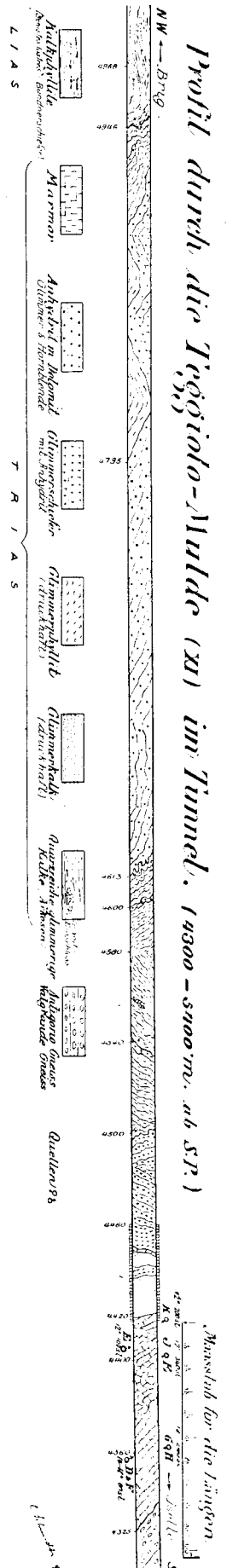


Fig. 13.

7. Der südlichste Teil der Trias der Teggiolomulde besteht auf 93 m aus gebanktem, zum Teil phlogopitführenden Marmor. Bei 4418 m stösst der steil gestellte Marmor an einer Rutschfläche (Verwerfung) an dem plastischen Glimmerkalk ab. Von 4418 bis ca. 4360 m ist der Marmor, der als Ganzes ca. 40° nach Südosten einfällt, in sich gefaltet und gestaut. Auf dieser ca. 60 m langen Strecke sind in beiden Stollen zahlreiche kalte Quellen zutage getreten, die den Überlauf von zwei gesonderten Karstbächen darstellen dürften. Der N 60° E streichende Marmor ist auf dieser Strecke von wasserführenden Klüften durchzogen, die N 80° W streichen und mit $60-70^\circ$ nach Nordwesten einfallen.

Von zirka 4355 bis 4325 m sind die Marmore trocken und fallen zirka 35° gegen Südosten ein. Bei 4325 m ab SP. sehen wir den Marmor konkordant überlagert von Gneiss. Diese wichtige Stelle bringt die Fig. 2 der Taf. VII zur Darstellung; auf Fig. 3 der Taf. VII ist ein Handstück abgebildet, das in der obern Hälfte aus Gneiss, in der untern aus Marmor besteht. Beide Gesteine sind fest miteinander verbunden und zwischen beide schiebt sich eine dünne Lage von Quarz ein. Marmor und Gneiss sind überhaupt in der Kontaktregion etwas verquarzt. Da Gneiss und Marmor N 60° E streichen, bildet die Streichrichtung mit der Tunnelachse einen Winkel von 110° , und dementsprechend wurde der Marmor im Parallelstollen etwa 5 m weiter bergwärts getroffen als im Tunnel I.

Die Zone von Bündnerschiefer und Trias zwischen 4325 und 5326 m ab SP. gehört, wie die geologischen Profile, die seit 1893 entworfen worden sind, es zeigen, zum Mittelschenkel des nordwärts übergelegten Antigoriogneissgewölbes. Die im Tunnel aufgeschlossene Partie des Teggiolomarmors liegt nahe unter der mannigfache Stauungen zeigenden Gewölbebiegung. (Vgl. Taf. III.)

Das Auftreten des Marmors bei 4325 m im Liegenden des Antigoriogneisses gilt mit Recht als der Beweis für die Richtigkeit der im Jahre 1894 von *H. Schardt*, *H. Golliez* und *mir* vertretenen Anschauung, dass die von *H. Gerlach* zuerst bei Baceno beobachtete Überfaltung des Antigoriogneisses über eine liegende Mulde jüngerer Schiefer auch im Tunnelgebiet noch vorhanden ist. Der Marmor bei 4235 m ist mit demjenigen, der auf der Spitze des Teggiolo auftritt, stratigraphisch zu identifizieren und tektonisch zu verbinden. Somit würden die zwischen 4325 und 5326 m ab SP. im Tunnel unter Antigoriogneiss und über Lebendungneiss auftretenden Schiefer und Kalke an der Oberfläche zutage treten zwischen Teggiolo und Vallè dem Antigoriogneiss südwärts auflagernd und unter den Lebendungneiss nordwärts einfallend. Diese Teggiolomulde folgt dem südlichen Rande des Lebendungneisses durch das ganze Gebiet auf zirka 50 km Länge in Südwest-Nordost-Richtung von der „Alten Carsernetta“ an der Simplonstrasse ostwärts bis Pomat im Formazzatal und S. Carlo im Bavonatal. Auf dem ganzen Verlauf der Teggiolomulde konstatieren wir an ihrer Südgrenze gegen Antigoriogneiss eine stärkere Entwicklung der Trias als an ihrer Nordgrenze gegen Lebendungneiss. Bemerkenswert ist es, dass in deutlicher Weise die Trias den Antigoriogneiss direkt transgressiv überlagert. Wir finden den Marmoren an ihrer Grenze gegen Antigoriogneiss unverkennbar aus Antigoriogneiss bestehende Konglomerate eingelagert, namentlich schön z. B. am Nordostfuss des Teggiolo. (Vgl. Taf. V, Fig. 1). — Indem die Teggiolomulde nordwärts die Gewölbebiegung des Antigoriogneisses umfasst geht sie im Liegenden desselben in die Varzo-Bacenomulde über. (Vgl. Taf. II, Fig. 4.) Den Anhydritschichten im Tunnel bei 4600 bis 4800 m zirka ab SP. entsprechen die Gipse und Dolomite von San Bernardo im Val Cairasca. Die im untern Cairascatal den Antigoriogneiss unterteufenden Kalkphyllite liegen unter der Tunnelachse von km 1 bis km 4 ab SP. Der Kehrtunnel von Varzo hat dieselben durchfahren. (Taf. I). — Weiter östlich endlich bei Baceno, am Zusammenfluss der Toce und des Devero hat die Erosion noch tiefer die Gebirgselemente durchgraben. Hier ist unter der Schiefermasse der Varzo-Baceno-

mulde die am tiefsten liegende archaische Felsart der sogen. Verampioigneiss oder Verampiogranit entblösst (Vgl. Taf VI, Fig. 2) und weiter aufwärts im Val Devero bis Goglio verfolgen wir die Bündnerschiefer im Liegenden der gewaltigen Antigoriogneissmasse der Cistella und des Monte Forno und wir sehen südlich von Goglio wie im Rio Bondolero und bei Cugnesco der Marmor unter dem Gneiss hervortaut und südwärts sich umlegend, in schönem Bogen den Antigoriogneiss gegen Norden umfassend, auf die Höhen der Cistella und des Monte Forno emporsteigt, hier den Antigoriogneiss überlagernd. — Die im Tunnelprofil zu konstruierende Verbindung von Teggiolomarmor mit dem im Tunnel bei 4325 m ab SP. beginnenden Marmor ist hier tatsächlich abgeschlossen; eine richtig ausgeführte geologische Voruntersuchung des Gebietes hätte von vorneherein auf die Annahme des im Berginnern sich umbiegenden Teggiolomarmors führen müssen; sein Eintreffen in einer Entfernung von 4000 bis 4500 m vom Südportal war mit Sicherheit vorauszusagen.

XII. Antigoriogneiss (A). Von km 4,325 ab bis zum Südportal, oder von km 15,404 bis 19,729 ab NP. durchfährt der Tunnel Antigoriogneiss.

Der Antigoriogneiss ist ein grobbankiger, zweiglimmeriger Gneiss, der mit dem Tessinergneiss identisch ist. Die Gneissmasse erreicht eine sehr grosse Mächtigkeit und ist ausgezeichnet durch homogene Ausbildung des Gesteines. Gelegentlich entwickeln sich Augengneisse; da und dort wird der Gneiss aplitisch; in Form von Linsen und Lagern stellen sich basische, namentlich biotitreiche Einlagerungen ein.

Bei 4325 m ab SP. liegen die Bänke des Antigoriogneisses konkordant auf dem ca. 35° gegen Südosten einfallenden Marmor der Teggiolomulde. In der Region von 4325 bis gegen 3500 m ab SP. verläuft der Stollen noch *querschlägig*, die Gneissbänke fallen mit 50°, 20°, 15° gegen SE., saigerstehende Klüfte, teils E-W, teils SSE-NNW verlaufend, durchsetzen dieselben. Allmählich wird die Schichtlage unruhiger, mannigfache Torsionen stellen sich ein. Die Streichrichtung biegt allmählich tunnelauswärts von Südwest-Nordost nach Nordwest-Südost um, an Stelle des Einfallens nach Südost tritt ein solches nach Südwesten. Bei 4300 m wurde das Einfallen des Gneisses zu 60° S 60° E, bei 4075 m (Traverse XX) zu 55° S 25° E, bei 3860 m (Traverse XIX) zu 10° S 30° E gemessen. Von 3500 m ab fallen die Gneissplatten durchweg im allgemeinen 8–15° gegen Südwesten; wellenförmige Biegungen sind naturgemäss. Die Schichten fallen vom rechten (östlichen) Stoss zum linken (westlichen) ab, infolgedessen musste der Holzeinbau am rechten Stoss, d. h. gegen Nordosten viel stärker gemacht werden als am linken Stoss, d. h. gegen Südwesten. Auf der ganzen Strecke von km 3,5 bis zum Südportal verläuft der Stollen *söhlig*, d. h. im Streichen flachliegender Bänke des Antigoriogneisses und nicht mehr querschlägig, wie im ganzen übrigen Teil des Tunnels. Es entspricht dies genau der Beobachtung an der Oberfläche, die zeigt wie von Trasquera bis Iselle die ganze Masse des Antigoriogneisses in ihren Bänken nach Südwesten sich senkt.

An die Region der Torsion der Antigoriogneissbänke in ihrer Fallrichtung sind die ersten Wasserergüsse aus dem Antigoriogneiss zwischen 3800 und 3900 m ab SP. gebunden.

Durch die ganze Masse des Antigoriogneisses bleibt der Gesteinscharakter in der Hauptsache homogen; lokale Differenzierungen, Einschaltungen aplitischer saurer, oder biotitreicher, basischer Zonen entsprechen der Natur des Gesteins. Eine gewisse Konstanz in ihrer Verbreitung durch die ganze Antigoriogneissmasse in der Region von Iselle kommt einer biotitreichen Zone zu, die bei der Traverse XIX (3860 m ab SP.) auf ca. 20 m im Tunnel angefahren wurde, flach gegen Südosten einfallend. Anscheinend dieselbe Einlagerung finden wir wieder bei 3540 m, hier aber mit den Gneissen flach nach Nordwesten einfallend. — Auf der Strecke von 2720 bis 2540 m ab SP. beobachtete ich vornehmlich im Parallelstollen in annähernd horizontal liegendem, grobkörnigen

stehenden Basodino, tritt der Antigoriogneiss in den Kanton Tessin über. Hier verschmilzt er mit der ausgedehnten Masse der Tessinergneisse.

Das Liegende des Antigoriogneisses ist im Tunnel nicht angefahren worden. Die Cairasca bei Varzo, der Devero und der Toce bei Baveno haben jedoch im Liegenden des Antigoriogneisses, die von demselben überfalteten Bündnerschiefer der Varzo-Bacenomulde blossgelegt. Da wo bei Rosso, westlich von Varzo die Simplonstrasse die Cairasca überbrückt, erhebt sich westwärts eine 500 m hohe Felswand, von deren Höhe der Campanile von Trasquera herabgrüsst. Durch diese Felsmasse hindurch führt der Kehrtunnel von Varzo. (Vgl. Taf. I). Die lotrechten Felswände im Grunde der Cairascaschlucht bestehen aus hochkrystallinen, oft hornfelsartigen, granatführenden Kalkphylliten. Hart an der Strasse, am Fusse der Felswand von Trasquera erscheint in zwei je kaum 1 m mächtigen Bänken *Rauchwacke* im Liegenden des Antigoriogneisses, die Kalkphyllite überlagernd. Jetzt ist durch die Tunnelarbeiten die Stelle zum Teil leider verbaut. Kalkphyllite, Marmor und Antigoriogneiss fallen von der Cairasca weg mit 12—15° gegen Südwesten. Bei Iselle, in der Gegend des südlichen Tunnelleingangs und von da aufwärts bis unter die Spitze des Teggiolo herrscht der einförmige, grobbankige Antigoriogneiss in gleicher Art der Lagerung. Zwischen km 2 und 3 ab SP. würde die Fortsetzung des Rauchwackebandes bei der Brücke von Varzo (Rosso) ca. 200 m unter das Niveau des Tunnels zu liegen kommen.

IV. Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel.

1. Spezielle Beschreibung der Gesteinsdeformationen im Simplontunnel.

Der im Richtstollen 19729 m lange Simplontunnel durchfährt als Basistunnel auf der Höhe von 686 bis 634 m ü. M. eine Gebirgsmasse, deren mittlere Erhebung über der Tunnelachse auf 9 km Länge rund 2000 m erreicht. Der Simplontunnel stellt den grössten Tiefbau dar, der bis jetzt ausgeführt worden ist. Wie in dem langen Doppeltunnelrohr die Gesteine aufeinander folgen und wie die einzelnen Elemente tektonisch mit der Oberfläche sich verbinden, welche Bedeutung ihnen im Bauplan des ganzen Gebirges zukommt, ist ausführlich dargelegt worden.

Eine andere Frage betrifft die Art, wie die Gesteinsmasse in der Erdtiefe sich verhält gegenüber dem Eingriff von Menschenhand. Sind die Gesteine im Erdinnern in einem Zustand angetroffen worden, der differiert von demjenigen, der an der Oberfläche unter der Verwitterungskruste vorhanden ist? Wenn wir allein die vertikale Überlagerung von 2000 m in Betracht ziehen, so erhalten wir bei einem Volumgewicht des Gesteins von 2,6 Tn. p m³ im Tunnel eine Bodenpressung von 520 kg auf den Quadratcentimeter. Das Gestein hat im Berginnern eine maximale konstante Temperatur, die auf vier km Länge 45° übersteigt. Druck und Temperatur sind gesteigert. Es fragt sich nur ob in genügend hohem Grade, dass dadurch eine Tiefenfacies im Verhalten der Gesteine überhaupt sich bereits bemerkbar macht. Ich habe gezeigt, wie die Ausscheidung prachtvoller Anhydritkrystalle im Gneiss mit der geothermischen Tiefenstufe im Zusammenhang steht.

Für Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine in gewissen Erdtiefen bietet der Simplontunnel aus einem ganz besonderen Grunde eine wertvolle Gelegenheit. Der Simplontunnel ist nach dem hier zum ersten Male in Anwendung kommenden Zweistollensystem gebaut worden. Es wurden gleichzeitig zwei Parallelstollen getrieben, die von Achse zu Achse 17 m voneinander entfernt liegen, und die je in 200 m Abstand durch Traversen miteinander in Verbindung gesetzt wurden. Der Gesteinskern zwischen den beiden Tunnelwänden hat eine Dicke von 11,3 m. Man folgte mit dieser neuen Tunnel-Baumethode einer alten Bergmannsregel: „Niemals darf man nur mit einem Orte im Felde vortreiben“, d. h. zur Zirkulation der Wetter und zur Sicherung des Betriebes müssen immer zwei kommunizierende Stollen angelegt werden. Der östliche Stollen im Simplon wurde zum Tunnel ausgebaut und dem Betrieb übergeben. Der westliche Stollen wurde vorerst als Stollen belassen und erst nach Massgabe der Verhältnisse soll er zum Tunnel ausgebaut werden und somit ein zweites Geleise aufnehmen. Über das Verhalten der Gesteine im Berginnern, d. h. über Äusserungen des Gebirgsdruckes konnte man somit einerseits während des Tunnelbaues sukzessive Wahrnehmungen machen, andererseits bietet das Verhalten des Parallelstollens, so wie es sich bis heute zeigt, in dieser Hinsicht wertvolle Anhaltspunkte. Die gefährlichen, d. h. druckhaften Stellen im Tunnel werden ohne weiteres dadurch markiert, dass hier der Parallelstollen ebenfalls gewölbt worden ist.¹⁾

Hinsichtlich der Standfestigkeit des Gesteines haben wir im ganzen Tunnel fünf Kategorien zu unterscheiden:

1. *Steilstehende, quer zur Tunnelrichtung streichende Bündnerschiefer, Eistengneiss, Gantergneiss und Berisalgneisse der Nordseite (ca. 7 km) und flachliegender Antigoriogneiss am Südeingang (ca. 1,5 km)*: Relativ befriedigende Standfestigkeit, nur lokale Zerdrückungen, Ruschelungen u. s. w. Gesamtlänge ca. 8,5 km

2. *Flachgelagerte, dünnschichtige Gneisse und Glimmerschiefer*: Lokale Einbrüche der Firste (Glockenbildung) in den meist standfesten Berisalgneissen, in biotitreichen Einlagerungen im Antigoriogneiss bei km 4 ab SP., im flachliegenden Antigoriogneiss bis ca. 1,6 ab SP.

3. *Anhydritführende Trias*: Blähung und Losbrechen von Stössen und Dach, wesentlich infolge allmählicher Wasseraufnahme bei Luftzutritt. (**Anhydrit. A.**) Gesamtlänge ca. 1,3 km

¹⁾ Über die Frage in wie weit aus geologischen und andern Gründen der sofortige Ausbau des Parallelstollens zum Tunnel erforderlich ist oder nicht, geben folgende gedruckte Akten Aufschluss:

1. Die Generaldirektion der Schweiz. Bundesbahnen an den Verwaltungsrat der Schweiz. Bundesbahnen vom 25. Juni, resp. 2. Juli 1907 mit Expertengutachten:

a) Gutachten über den Zustand und den Ausbau des Simplontunnels von *C. Schmidt, Fr. Lusser und Rob. Moser*. 12. Dezember 1906:

b) Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel von *C. Schmidt*. 24. August, 26. Dezember und 30. Dezember 1906;

c) Bautechnischer Bericht über den Zustand und Ausbau des Simplontunnels von *F. Lusser*. 30. Nov. 1906.

2. Antworten der Baugesellschaft für den Simplontunnel Brandt, Brandau & Cie.:

a) Auf das Gutachten der Herren Ing. Dr. R. Moser, Professor Dr. Schmidt und Ing. Lusser vom 12. Dezember 1906;

b) Auf den Bericht der Generaldirektion der Bundesbahnen etc. an den Verwaltungsrat derselben vom 25. Juni, resp. 2. Juli 1907 — und *Gutachten* über den Zustand des Stollen II von Bergmeister *Müller*, kgl. preuss. Bergrevierbeamten.

3. Schweiz. Bundesbahnen, Generaldirektion. Gegenstand: Ausbau des Simplontunnels. An das Eidg. Post- und Eisenbahndepartement, Eisenbahnabteilung. Bern, den 27. November 1907. Beilagen: Entgegnung der Experten Moser, Schmidt, Lusser auf die Antwort der Baugesellschaft für den Simplontunnel. 8. November 1907. Erwiderung von Prof. Dr. Schmidt. 25. November 1907. Erwiderung von Ingenieur Lusser. 18. November 1907.

4. *Grobbankige, massige Gneisse, flachliegend.* (Einlagerung im Berisalgneiss bei km 6 N. Leonegneiss, Valgrandegneiss z. T., Antigoriogneiss); *marmorige Bündnerschieferkalke, flachliegend* (nördlicher Teil der Vegliamulde und Teggiolomulde); *Triasmarmor* (Südgrenze der Vegliamulde): Bergschläge namentlich an Ulmen (**Schlagendes Gebirge. B.**) Gesamtlänge ca. 5,5 km

5. *Dünnschichtige, glimmerreiche Gneisse, flachliegend.* (Valgrandegneiss z. T., Lebendungneiss), *flachliegende Kalkphyllite* (Vegliamulde von km 7 bis 9 ab SP.): Einbrechen, respektiv Zusammengehen von First und Ulmen, verbunden mit Sohlenauftrieb. (**Treibendes Gebirge. T.**) Gesamtlänge ca. 4,5 km

Da der Tunnel I ganz ausgemauert ist, beziehen sich die folgenden Darlegungen vorzugsweise auf Beobachtungen im *Parallelstollen*, wobei die Stationierung nach der für denselben gültigen Kilometrierung gegeben wird. (Nord: km 0 (— 16,9) bis 10,382 und Süd: km 0 (— 20) bis 9,387. — Total km 19,769 + 39,9 m von Portal zu Portal).

Die Strecken relativ *befriedigender Standfestigkeit*, die im Parallelstollen, abgesehen von Stellen lokaler Zerdrückungen, Ruschelungen u. s. w. unverkleidet geblieben sind, werden in folgender Tabelle aufgeführt:

Nordseite.

1. Kalkschiefer der Bedrettomulde.

Km	0—0,68	
	„ 0,72—1,25	
	„ 1,54—3,85	3,52 Km

2. Eistengneiss und Gantergneiss.

Km	3,92—4	
	„ 4,1—4,42	0,4 Km

3. Gantermulde und Berisalgneisse.

Km	4,42—7,25	2,83 Km
----	-----------	---------

Südseite.

4. Südlicher Marmor der Teggiolomulde.

Km	4,36—4,45	0,09 Km
----	-----------	---------

5. Antigoriogneiss.

Km	4—4,35 und Km 0—1,5	1,85 Km
----	---------------------	---------

Summe der Nordseite		ca. Km 6,75
„ „ Südseite		„ „ 1,94
		Km 8,69

Die Erscheinungen des *treibenden* Gebirges einerseits, des *schlagenden* andererseits, die auf 10 km Länge sich gezeigt haben, sind die bedeutsamsten Deformationstypen des Gesteines im Tunnel, daneben kommen nur noch *lokale Firsteinbrüche* in Betracht.

Das „brechende oder schlagende Gebirge“ können wir als eine Erscheinung peripherischer Natur bezeichnen, während das „Treiben“ tiefer ins Gebirge hineinsetzt und somit vom Parallelstollen zum Tunnel I sich fortpflanzen kann. Wir betonen besonders, dass nach unserer Untersuchung

die Strecken relativ befriedigender Standfestigkeit, ferner diejenigen mangelnder Standfestigkeit in den Stössen und im Dach und endlich diejenigen innerer Gesteinsbewegung mit Sohlenauftrieb je genau entsprechen bestimmten Gesteinstypen und Lagerungsformen. Es ist unstatthaft von dem Verhalten des Gesteins im Simplontunnel im allgemeinen zu sprechen, total verschiedene Erscheinungen lösen sich ab und vor allem ist eben infolge dieser Differenzierungen eine durchgehende Relation zwischen mechanischer Gesteinsdeformation und Grösse der Überlagerung (Tiefe des Tunnels unter der Oberfläche) nicht zu erkennen.

I. Lokale Firsteinbrüche.

Die mangelnde Standfestigkeit, die nur lokal in Firsteinbrüchen sich zeigt, ist in ihren Ursachen am klarsten offenbar. Es handelt sich um Ablösen von Gneissmassen in der Umgebung des Hohlraums, also namentlich an der Stollenfirst, und um sukzessiven Nachfall infolge der eignen Schwere. Abnorme Spannungs- oder Druckerscheinungen treten nicht in Aktion. In dem sich selbst überlassenen Stollen würde die Firste allmählich immer mehr zu Bruch gehen; der Hohlraum vergrössert sich nach oben, es entsteht eine „Glocke“, wie der Bergmannsausdruck lautet. Durch Einziehen des Tunnelgewölbes wird jedes weitere Ablösen naturgemäss aufgehoben. Solche Firsteinbrüche sind beschränkt auf die Gebiete, wo wir flachliegende, schiefrige Gesteine bei relativ geringer Überlastung haben, d. h. an einzelnen Stellen im Antigoriogneiss beim Südportal und innerhalb der Serie der „Berisalgneisse“ auf der Nordseite. Es ist wahrscheinlich, dass die Gesteine, die bei geringer Überlastung nur lokale Firsteinbrüche zeigen, bei gleichbleibender Lagerung als „treibend“ sich erweisen würden bei zunehmender Tiefenlage. — Eine Stelle besonderer Art von „Glockenbildung“ treffen wir im Südstollen bei km 3,6 ab SP. in einer ca. 30° nach NW. einfallenden, schiefrigen, glimmerreichen Einlagerung im Antigoriogneiss, bei einer Gebirgsüberlastung von ca. 1500 m. Zwischen km 2 und 0,6 ab SP. ist der Antigoriogneiss an einzelnen Stellen dünn-schichtig bis schiefrig und hier zeigen sich im unvermauerten Parallelstollen Dacheinbrüche in den flachliegenden, dünnen Platten.

II. Anhydritführendes Gestein (Trias).

In den anhydritführenden Partien der Trias hat das Gestein beim Ausbruch infolge seiner Trockenheit sich günstig verhalten. Auch jetzt noch sind im unvermauerten Parallelstollen an vielen Stellen im Anhydrit Dach und Stösse unversehrt, anderseits aber zeigt doch mancherorts der Anhydrit und die mit ihm verbundenen Gesteine Losschälungen an den Stössen und Abbrechen von Blöcken im Dach. Die Trias der Südseite (km 4,5—5) war zum Teil sehr druckhaft und treibend, so dass auf 230 m Länge im Parallelstollen Sohlgewölbe eingelegt werden musste.

Das Auftreten der Trias im *Parallelstollen* zeigt folgende Tabelle:

Nordseite.		Parallelstollen gewölbt
Km 0,68—0,725 = Erste Trias in Bedrettomulde	Km 0,045	5 m
„ 1,25—1,54 = Zweite „ „ „	„ 0,29	—
„ 3,85—3,92 = Südl. Trias der „	„ 0,07	20 m
„ 4,0—4,1 = Eistenmulde	„ 0,1	65 m
„ 9,4—9,7 = Nördl. Trias der Vegliamulde	„ 0,3	—
	<u>Km 0,8</u>	<u>90 m</u>

Südseite.

Km 4,45—5,00: Trias der Teggiolomulde . . .	<u>Km 0,55</u>	<u>280 m</u>	
Summe der Nordseite	Km 0,8	90 m	
Summe der Südseite	„ 0,55	280 m	(230 m mit Sohle)
	<u>Km 1,35</u>	<u>370 m</u>	

In den noch nicht vermauerten Teilen des Parallelstollens zeigten sich folgende Erscheinungen:

I. Bedrettomulde.

685— 713 m N.	} Im Dach bis 2 m ² grosse rezente Ablösungen (vgl. Taf. VII, Fig. 4).
1250—1450 m N.	
1510—1538 m N.	
3870 - 3882 m N.	

IX. Vegliamulde.

9470—9688 m N. Starke Abblähungen und Ausbrüche.

XI. Teggiolomulde.

4790—4575 m S. Starke schalige Ablösungen namentlich an Stössen.

1. *Bedrettomulde* (km 0—4,09 ab NP. (4090 m). Die erste Zone von Gips und Anhydrit bei 700 m war vollständig trocken, der Anhydrit steht in vertikalen Bänken. — Vor der zweiten Triaszone (1244—1538 m), die derjenigen von „Lauenen“ entspricht, stellten sich auf ca. 150 m Länge schwarze, quarzfreie, blätterige Tonschiefer ein, die in vielfachen Fältelungen sich flach legen und von einer Unzahl von Gleitflächen mit Rutschharnischen durchzogen sind. Hier war das Gebirge sehr brüchig und erforderte Einbau. Im Gegensatz hiezu erweist sich die ganze Anhydrit- und Marmorzone mit der Synklinale von Clintonitschiefern vorläufig als relativ standfest. Der Anhydrit selbst ist ganz trocken, schwache Wasserinfiltrationen finden sich nur in den Clintonitschiefern zwischen 1450 und 1510 m. — Nach der Kalkschieferzone bis 3850 m erscheint eine dritte 70 m mächtige Triaszone (3850—3920 m), vor deren Eintreffen zwischen 3710 und 3750 m wasserführende, stark zerknitterte Tonschiefer mit Einlagerungen von weichen sericitischen Schiefen kräftigen Einbau erforderten. Innerhalb der Triaszone selbst waren die Marmore zwischen 3900 und 3910 m vollständig in sich zertrümmert, in Haufwerk aufgelöst und von Wasser durchtränkt; die anhydritführenden Partien waren relativ standfest. — Die vierte Triaszone (4000—4090 m), von der dritten durch die standfesten „Eisengneisse“ (3920—4000 m) getrennt, entspricht der „Eistenmulde“ und enthält zwischen zwei standfesten Marmorbändern graue, glimmerige Kalkphyllite, die wenig Kohäsion zeigten und grösstenteils Handbohrung sowie Holzeinbau erforderten.

Da die Anhydrite in der Bedrettomulde bei und unmittelbar nach der Bohrung gute Standfestigkeit zeigten, ist der Parallelstollen in denselben unvermauert geblieben. Es ist jedoch zweifellos, dass unter dem Einfluss der feuchten Tunnelatmosphäre der Anhydrit sich verändern wird und einmal begonnen, wird die Hydratisierung und damit verbundene Blähung des Anhydrites rasch weiter schreiten. Im Anhydrit der Stollenwand bei 1255 m N. wurde 1,84 % Wassergehalt bestimmt.

Bemerkenswert ist es, dass in den saiger stehenden Anhydritschichten der Bedrettomulde die rezenten Ablösungen sich nur im Dach finden, wo dieselben als grosse blendendweisse Flecken auf der rauchgeschwärzten Stollenwand sich abheben. (Vgl. Taf. VII, Fig. 4).

2. *Vegliamulde*. (IX) Km 9,408—12,867 m ab NP. oder km 10,361—6,902 m ab SP. (3459 m). Das Dach der Vegliamulde, im Liegenden der Valgrandegneisse besteht aus Trias, die auf 300 m Länge vom Tunnel durchfahren wird.

Die ganze anhydritführende Trias (9408—9688 m ab NP.) ist im Parallelstollen unvermauert geblieben. Während in den Marmoren Stösse und Dach des Stollens meist unversehrt sind, erscheinen die anhydritführenden Partien auf die Dauer gefährdet. Der massige Anhydrit zeigt an den Stössen Blähungserscheinungen, Ablösungen 2—3 dm dicker Platten parallel der Stollenwand, Absprengen dünner Platten, seltener Zerklüftung und Ablösung von Blöcken im Dach. Die plattigen Anhydritglimmerschiefer sind namentlich im Dach gefährlich, grosse Platten und Blöcke lösen sich los.

3. *Teggiolomulde*. (XI) Km 14,420—15,404 m ab NP. oder km 5,349—4,365 ab SP. (984 m). Die Teggiolomulde besteht in ihrem südlichen Teile auf 620 m Länge aus Trias, die auf 520 m Länge anhydritführend ist. Im Parallelstollen sind von Norden nach Süden erst 18 m unverkleidet geblieben, dann sind 180 m mit Sohlgewölbe eingebaut worden, 220 m sind ohne Gewölbe geblieben und nördlich der „Druckpartie“ wurden wieder 70 m eingewölbt. Wo der Parallelstollen noch nicht verkleidet ist, zeigt der Anhydrit durchweg Schwellerscheinungen; zwischen ausgemauerten Ulmen bricht das Dach ein; wo die Stösse freiliegen, brechen auch dicke Platten aus und zugleich fällt die Firste ein. Im massigen, trocknen Anhydrit wurde auch die Erscheinung der Bergschläge beobachtet. An den Stössen bildeten sich unter heftigem Knall Abspaltungen. Ein Wegspringen der Sprengschalen trat nicht ein. Zuerst waren nur schlagende Stösse bemerkbar, erst nachträglich beginnen auch Loslösungen im Dach einzutreten.

Zur Trias der Teggiolomulde gehört jene verhängnisvolle 42 m lange Strecke zwischen 4418 und 4460 m ab SP. (Richtstollen), deren Überwindung fast sieben Monate lange Arbeit erfordert hat.¹⁾ Auf dieser ganzen Strecke drang das Gebirge breiartig in den Stollen hinein, allseitig drückend. Die Fixierung der Gesteinsfolge innerhalb der quellenden Masse im Tunnel war sehr schwierig, ich glaube folgendes Profil annehmen zu können von Süd nach Nord. (Vgl. Fig. 13).

1. 2 m: 4418—4420 m. Kalk.
 2. 16 m: 4420—4436 m. Platisches Gemenge von Kalk, Glimmer und Kaolin.
 3. 5 m: 4436—4441 m. Weiche glimmerreiche, kalkhaltige Schiefer.
 4. 8 m: 4441—4449 m. Plastischer Glimmerkalk wie Nr. 2.
 5. 1 m: 4449—4450 m. Marmoriger Kalk.
 6. 10 m: 4450—4460 m. Glimmerschiefer wie Nr. 3.
- 42 m

Bergwärts von 4460 m nehmen die anhydrithaltigen Glimmerschiefer wieder festes Gefüge an.

In dieser 42 m langen Druckzone treten Gesteine auf, wie wir sie über Tage in typischer Ausbildung in der rauchwackeführenden, metamorphen Trias finden. Diese Gesteine absorbieren im Berginnern rasch viel Wasser, dadurch werden sie selbst von Wasser durchtränkt und in dem Grade druckhaft, dass sogar schwimmendes Gebirge sich herausbildet. Wie das Profil der Tafel III zeigt, liegen derartige Triasgesteine im Tunnel gestaut unter der flachliegenden, gegen Norden vorgepressten Gewölbeumbiegung des Antigoriogneisses in der Teggiolomulde. In dem krystallinen Kalk, welcher mit kaum 50 m Mächtigkeit zwischen dem druckhaften Gesteine und dem Antigoriogneiss liegt, fliessen die Karstbäche, dem Verlauf des Marmors vom Plateau des Teggiolo nach

¹⁾ Vgl. C. Pressel. Schw. Bauzeitung. Bd. XLVII. 1906.

dem Tunnel bei 4400 m ab SP. folgend. Die Trias der Druckpartie wird von den Quellbächen aus durchfeuchtet, namentlich im liegenden Schenkel der Gewölbeumbiegung; dadurch wird sie zwar selbst plastisch, aber auch wasserundurchlässig. Sie drängt die mächtig fließenden Quellbäche südwärts in den Marmor und beschützt die nordwärts liegenden Anhydritmassen vor der Durchfeuchtung.

Während im Simplon die anhydritführenden Schichten fast durchweg in vorteilhaft trockenem Zustande angetroffen worden sind, waren die analogen Schichten im Kehrtunnel von Varzo stark durchfeuchtet. In der „*Galleria elicoidale di Varzo*“ (vgl. Taf. I) ist die gipsführende Trias unter einer 500—1000 m mächtigen Decke von Antigoriogneiss in ganz flacher, welliger Lagerung dreimal angefahren worden. (Vgl. A. Stella, *Cenni geologici sulle nuove linee di accesso al Sempione, Relazione sugli studi e lavori eseguiti dal 1897 al 1905. Soc. ital. p. I. Strade Ferrate del Mediterraneo. Roma 1906*). Dieser Tunnel hat das Gebirge nahe der im Antigoriogneiss liegenden Muldenumbiegung der Teggiolomulde durchfahren, an einer Stelle, deren Äquivalent im Simplontunnel ca. 200 m unter km 1 ab SP. liegen dürfte. Bemerkenswert ist es, dass die mächtigsten Wasserinfiltrationen jeweilen im Hangenden der gipsführenden, kalkig-dolomitischen Schicht (strato giallo) angetroffen worden sind. In der Triasschicht finden wir neben Ca SO⁴-haltigen Gesteinen (bis 47 %) auch gipsfreie, die in ihrer chemischen Zusammensetzung dem druckhaften Glimmerkalk der Druckpartie bei km 4420—4460 m ab SP. im Simplon genau entsprechen. Zirka 500 m vom Südeingang, bei einer Gebirgsüberlastung von ca. 400 m (Zone A—Stella) war dieses rauchwackeartige Gestein der Trias ausserordentlich druckhaft und bereitete dem Tunnelbau die grössten Schwierigkeiten. Die Sohle des Stollens quoll pro Tag um den Betrag von 30 cm.

III. Schlagendes Gebirge.

Das Auftreten von „Schlagendem“ oder „Brechendem“ Gebirge d. h. das Lossprengen von Platten von den Stössen in grobbankigen, homogenen Gesteinen, wie es in beiden Stollen des Simplontunnels auf eine gesamte Länge von beinahe 5 km sich zeigte, ist eine Erscheinung, die mancherorts unter immer gleichbleibenden Modalitäten bei Stollenbauten sich findet, aber trotzdem noch nicht völlig aufgeklärt ist. Die Bergleute bezeichnen diese Erscheinung als: Bergschlag, Gebirgsstoss, Gebirgsschlag, knallendes Gebirge, Pfeilerschüsse etc. Die englische Bezeichnung ist Bumps oder Goths, die französische oder besser wallonische Bendons.

Über das Auftreten der *Bergschläge* im Simplontunnel an den Stössen in grobbankigem, kompakten Gesteine gibt folgende Tabelle Aufschluss:

Nordseite.		Parallelstollen gewölbt
Berisalgneiss.		
Km 5,99—6,09	Km 0,1	—
Ganter-Leonegneiss II.		
Km 7,25—8,15	Km 0,9	25 m
Valgrandegneiss z. T.		
Km 8,5—8,8	Km 0,3	60 m
Kalke der Vegliamulde.		
Km 9,7—10,382	Km 0,582	30 m
	<u>Km 1,882</u>	<u>115 m</u>

Südseite.

Kalke der Vegliamulde.		
Km 9,15—9,387	Km 0,237	50 m
Südliche Trias der Vegliamulde.		
Km 6,9—7,15	Km 0,25	—
Kalkschiefer und Hornfelse der Teggiolomulde.		
Km 5—5,35	Km 0,35	—
Antigoriogneiss.		
Km 1,5—4	Km 2,5	300 m
	<u>Km 3,337</u>	<u>350 m</u>
	Summe der Nordseite	Km 1,88 115 m
	Summe der Südseite	„ 3,34 350 „
	<u>Km 5,22</u>	<u>465 m</u>

Meine Beobachtungen vom Juli 1906 habe ich im November 1907 zu revidieren Gelegenheit gehabt und dabei in den nicht vermauerten Teilen des Parallelstollens folgendes festgestellt:

IV. Berisalgneiss.

5990—6090 m N. Schläge kontinuierlich.

VI. Ganter-Monte Leonegneiss.

7350—7550 m N. Schläge schwach.

7550—7850 m N. Schläge an beiden Ulmen sehr stark (vgl. Taf. VIII, Fig. 1).

7850—8153 m N. Schläge im ganzen etwas schwächer.

VIII. Valgrandegneiss.

8450—8650 m N. Schläge im allgemeinen nicht stark.

8650—8740 m N. Schläge stark.

IX. Vegliamulde.

a) Kalkschiefer.

9688—9750 m N. Schwache Schläge.

9750—9810 m N. Starke Schläge besonders am Weststoss.

9810—10100 m N. Schwache Schläge.

10100—10382 m N. } Starke Schläge (vgl. Taf. VIII, Fig. 2 und Fig. 3).
9387—9140 m S. }

b) Anhydritfreie Trias.

7060—6900 m S. Schläge und Deckeneinbrüche.

XI. Teggiolomulde.

5270—5050 m S. Starke Schläge. Am Oststoss Ausbruch bis 2 m ab Kanalrand.

XII. Antigoriogneiss

- 3820—3650 m S. Deutliche Schläge.
 3650—3200 m S. Starke Schläge (vgl. Taf. VIII Fig. 4).
 3200—3050 m S. Schläge schwächer.
 3050—2780 m S. Starke Schläge.
 2590—2000 m S. Starke Schläge.
 2000—1500 m S. Schläge im ganzen schwächer; neue Nachbrüche bei Traverse 8.

Auf über 4 km Länge habe ich somit im November 1907 die Fortdauer der Bergschläge in verschieden starkem Grade notiert.

1. *Berisalgneisse*. (Km 4,435—7,254 ab NP.). Innerhalb der im ganzen standfesten Gesteinstypen der „Berisalgneisse“ trifft der Tunnel zwischen 5990 und 6090 m ab NP. auf grobbankige Zweiglimmergneisse, die dem normalen Typus des Antigoriogneisses ausserordentlich ähnlich sind. Auf dieser 100 m langen Strecke ist das Gestein ohne Gewölbe standfest und intakt in der Firste, an beiden Ulmen jedoch zeigen sich jene schaligen Absprengungen, wie wir dieselben späterhin namentlich im Antigoriogneiss antreffen.

2. *Ganter-Monte Leonegneiss II*. (Km 7,260—8,153 ab N.). Die ganze Strecke dieser Gneisse ist im Parallelstollen mit Ausnahme von ca. 20 m am Südende ungewölbt geblieben. Von 7300 m ab werden die Gneisse ausgeprägt grobbankig und legen sich immer flacher. Auf der ganzen Strecke, namentlich zwischen 7650 und 7850 m stellen sich bei vorwiegend intakt gebliebenem Dach an den Ulmen die charakteristischen schaligen Ablösungen ein, die zu spitzwinkligem Ausbrechen der Gesteinsmassen an der Achsel des Gewölbes führen. (Vgl. Fig. 14 und Taf. VIII, Fig. 1). — Im allgemeinen sind die Ablösungen am westlichen Stoss häufiger.

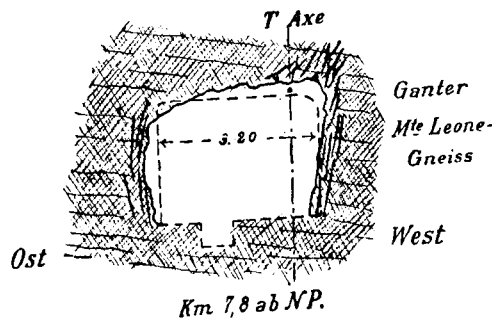


Fig. 14.

3. *Valgrandegneiss*. (Km 8,163—9,408 ab NP.) Im mittlern Teil des im allgemeinen druckhaften Valgrandegneisses sind zwischen Km 8,3 und 8,8 grösstenteils grobbankige, kompakte Zweiglimmergneisse entwickelt. Hier treten Bergschläge an den Ulmen des unverkleideten Parallelstollens auf. Auch Einbrüche im Dach und Loslösen von Blöcken, namentlich der Achsel des Stollens werden beobachtet.

4. *Vegliamulde*. (Km 9,408—12,867 m ab NP. oder km 10,361—6,902 m ab SP.). In den Kalkschiefern, die im Liegenden der Trias auftreten bis zur Traverse 45 der Südseite, d. h. von 9688 bis 10,630 m ab NP. ist der Parallelstollen in den marmorigen Kalkschiefern nur auf kurze Strecken gewölbt. Auf dieser, ca. 1 km langen Strecke beobachten wir jene Art der Gesteinsdeformation, die in schaligen Absprengungen an den Ulmen besteht. Die Figuren 15, 16, 17 und ferner Fig. 2 und 3 der Taf. VIII veranschaulichen diese Art der Gesteinsbrüche, die wir in ähnlicher Weise schon bei den Zweiglimmergneissen der „Berisalgneisse“ und bei den „Monte Leonegneissen“ fanden.

Dacheinbrüche wurden in untergeordnetem Masse beobachtet, jedoch treten fast durchweg plattenförmige Ablösungen an den Stössen auf, vielleicht etwas intensiver am westlichen Stoss. Diese an den Rändern oft papierdünnen, in der Mitte bis 15 cm dicken Sprengschalen werden bis 4 m² gross; sie verlaufen immer senkrecht zur Schichtung und durchschneiden ganz glatt den dichten glimmerigen Kalk, die Calcit- und die Quarzsekretionen. Die Ablösung bleibt in den tiefern Teilen des Stosses etwas zurück, schreitet gegen die Achsel bergwärts vor und indem hier durch Kreuzung verschiedener Sprungsysteme eine Art Druckschieferung entsteht, bilden sich spitzwinklige Ausbrüche.

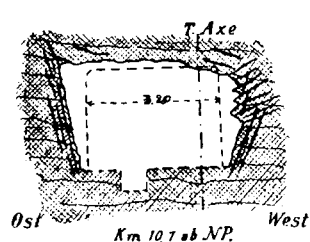


Fig. 15.

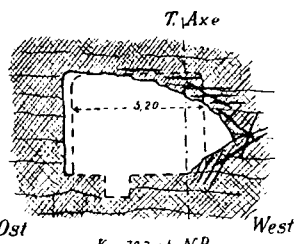


Fig. 16.

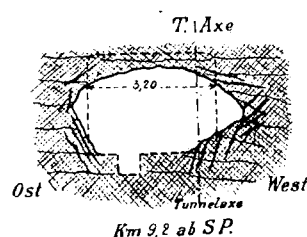
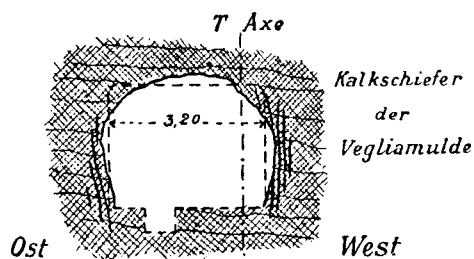


Fig. 17.

Kalkschiefer der Vegliamulde.

Bemerkenswert ist es, dass in dieser Region intensiver Bergschläge, 2000 m unter der Oberfläche mehrfach saiger stehende, offene bis 50 cm breite, persistente Klüfte sich finden, deren Wandungen im Laufe der Jahrhunderte mit Calcitkrusten ausgekleidet worden sind. (Vgl. Taf. IX, Fig. 1).

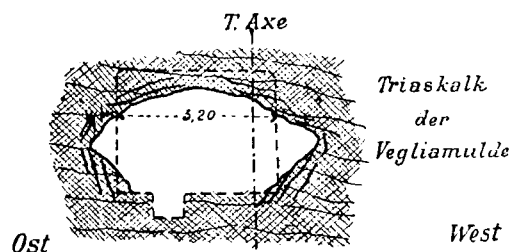
Innerhalb einer fast 2 km langen Strecke treibender Kalkphyllite (9140--7150 m ab SP.) finden sich nur kurze Partien, die im Parallelstollen sind verkleidet werden mussten. An diesen Stellen sind jeweils wieder Bergschläge vorhanden, so z. B. bei km 8,32--8,35 ab SP. (Vgl. Fig. 18).



Km 8,35 ab SP.

Fig. 18.

Die südliche, anhydritfreie Trias der Vegliamulde (6902--7155 m ab SP.) erwies sich recht günstig hinsichtlich Standfestigkeit. In den marmorigen Kalken stellen sich bei intakt gebliebenem Dache wiederum Schalenablösungen an den Stössen ein. (Vgl. Fig. 19).



Km 7,1 ab SP.

Fig. 19.

5. *Teggiolomulde*. (Km 14,420—15,404 m ab NP. oder km 5,349—4,365 ab SP.). Die nördliche 364 m lange in Kalkschiefern und Hornfelsen verlaufende Strecke des in der Teggiolomulde liegenden Stollens zeigt hinsichtlich Standfestigkeit des Gesteins recht gute Verhältnisse. Ebenso wie in den marmorigen Kalkschiefern bei km 10,3 bis 10,6 ab NP. finden sich saigere, klaffende Klüfte. Die ganze Strecke ist unverkleidet geblieben. Wie überall in grobbankigem harten Gestein, vorzugsweise bei flacher Lagerung, stellen sich auch hier an den Stössen Absprengungen von senkrecht zur Schichtung verlaufenden Schalen ein, bei unversehrt bleibendem Dach. (Vgl. Fig. 20).

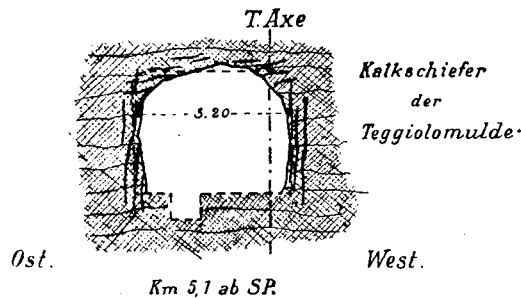


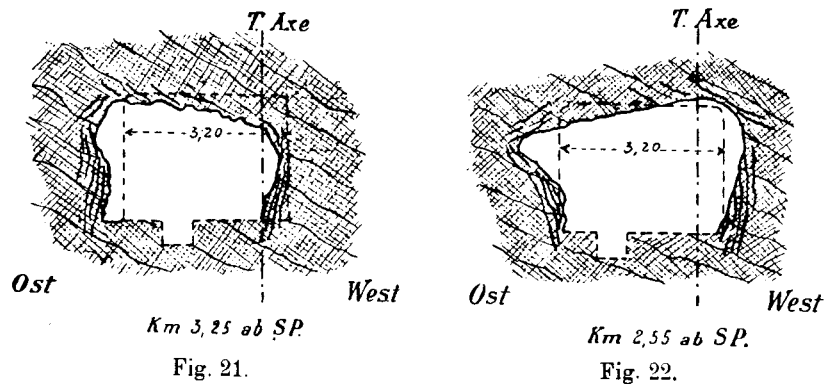
Fig. 20.

6. *Antigoriogneiss*. (Km 15,404—19,769 ab NP. oder km 4,365—0 ab SP.). Das Gestein auf der 4365 m langen, im Antigoriogneiss liegenden Strecke kann nach seinem Verhalten in der ganzen Masse, im Gegensatz zu Valgrandgneiss, Lebendungneiss und Kalkschiefer zwischen km 7,15 und 9,14 ab SP. als standfest, d. h. als nicht treibend bezeichnet werden. Zerdrückte Moellons im Gewölbe oder zu enge Widerlager in Tunnel I, Verdrückung des Kanals in Parallelstollen, wurden hier nirgends konstatiert. Sohlengewölbe sind weder in Tunnel I noch in Tunnel II irgendwo notwendig geworden. Intensiver Deformation hingegen sind fast durchweg die Stollenwandungen unterworfen.

Auf der Strecke 2350—4200 m ab SP. finden sich fast ohne Unterbruch durch den ganzen Parallelstollen Bergschläge an den Stössen, die den Bestand desselben stellenweise zu bedrohen scheinen. Im Prinzip haben wir dieselbe Erscheinung vor uns, die wir in den grobbankigen Zweiglimmergneissen der „Berisalgneisse“, in den „Monte Leonegneissen“ und in den grobbankigen marmorartigen Bündnerschiefern der „Vegliamulde“ beobachtet haben.

Die durch den Vortrieb oder Ausbruch freigelegte Gesteinsfläche zeigt nach einigen Tagen eine oberflächliche Lockerung, die zum Abspringen von Platten führt. Nur in massigen Bänken auftretende, harte, in gewissem Grade spröde Gesteine zeigen die Erscheinung, vorzugsweise bei flacher Lagerung, wo also ein und dieselbe Gesteinsbank möglichst lange am Stollenstoss aufgeschlossen bleibt. Man beobachtet, wie an den Stössen des Stollens in den Antigoriogneissbänken Sprünge ungefähr parallel der Stollenwand, senkrecht zur Bankung des Gneisses sich herausbilden, längs welchen Gesteinsplatten sich ablösen. Ein leises Knistern zeigt den Beginn der Ablösung an und unter starkem Knall springt explosionsartig eine oft einige quadratmetergrosse und 10—20 cm dicke Platte ab. An den Rändern ist die Platte papierdünn; die Fläche derselben durchschneidet ganz glatt die Gemengteile des Gneisses und durchsetzt ohne Unterbruch aplitische oder basische Ausscheidungen. Das Gestein selbst zeigt nicht die geringsten abnormen Druckerscheinungen, es ist absolut frischer Antigoriogneiss; Quetschzonen und Schalenablösungen schliessen einander direkt aus. Die Stösse, an denen die Ablösungen vor sich gehen, klingen beim Anklopfen stellenweise hohl, die sich loslösenden Gesteinsplatten blähen sich bauchig auf. Man kann häufig Platten be-

obachten, die bis 1,5 m hoch, oben und unten mit der Stollenwand noch fest verwachsen, in der Mitte, wo sie bis 10 cm dick sind, sich aufwölben, derart, dass auf beträchtliche Länge die Platte 10—15 cm weit vom festen Fels absteht. In der Achselregion, da wo Firste und Stoss zusammengehen, zertrümmern sich die Spalten im Gestein. Es stellen sich hier auch vom Dach her Ablösungen ein und wir erhalten nach oben vom Stollenstoss keilförmige Ausbruchsnischen (vgl. Fig. 20 und 21). Im Stollen I beim Vortrieb und ebenso beim Vollaussbruch ist die Erscheinung ebenfalls beobachtet worden, in maximalster Intensität 14 Tage bis 3 Wochen nach dem Anhauen des Felsens, nach 2 Monaten beruhigte sich der Fels etwas; wo aber nicht eingebaut worden war, dauerten die Ablösungen fort.¹⁾ In grösserem Massstabe soll die Erscheinung im Stollen I am östlichen Stoss eingetreten sein, als am westlichen. Im Parallelstollen konstatiert man zurzeit, dass die Ablösungen wohl an beiden Stössen stattfinden, aber auch hier im ganzen intensiver am östlichen Stoss auftreten. Diese in beiden Stollen einseitig stärker sich zeigende Ablösung möchte ich aus dem Einfallen der Gneisse gegen Südwesten erklären; aus den vom Oststoss gegen den Weststoss sich senkenden Schichten wird durch die senkrecht zur Schichtung verlaufenden Klüfte das Gestein am Oststoss leichter ausgebrochen als am Weststoss.



Der heftigste Knall im Antigoriogneiss fand, nach Mitteilung von Prof. C. Pressel in München, statt bei der Traverse 13 (2,8 km ab SP.). Das westliche in Maurung begriffene Widerlager in Tunnel I wurde auf 40 m Länge, teilweise bis zu 25 cm nach der Achse verschoben. In Stollen II entstand eine Kluft, in welcher längere Zeit das ganze Kanalwasser verschwand. Gleichzeitig, zirka 6 Uhr abends, wurde ein Erdbebenstoss über Tage in Nante und Iselle verspürt. Der ausgedehnte Bergschlag war hier hervorgerufen durch das Erdbeben.

Auf allen von Bergschlägen betroffenen Strecken im Simplontunnel charakterisiert sich die Erscheinung als eine auf die äusserste Zone des frisch ausgehauenen Felsens beschränkte Deformation mineralogisch verschiedenartiger Gesteine. Es scheint dieselbe bedingt zu sein in einer durch den künstlichen Anbau verursachten stärkern Ausdehnung der Oberfläche gegenüber dem Kern des Gesteins. Wie die Erfahrung gezeigt zu haben scheint, kann diese Oberflächenablösung durch satt an den gesunden Fels angelegte Vermauerung völlig zum Stillstand gebracht werden. In den einst

¹⁾ Die Erscheinung der Bergschläge, die mir von früher her aus Steinkohlenbergwerken bekannt war, habe ich im Simplontunnel in der Form der Sprengschalen zuerst im September 1900 bei km 3 ab Südportal im Antigoriogneiss kennen gelernt. Es schien damals das Nächstliegende, die Erscheinung zurückzuführen auf die Wirkung der Sprengschüsse einerseits, auf die rasche künstliche Abkühlung des Gesteines andererseits. Die Gesteinstemperatur vor Ort betrug ca. 34°. Nach der Sprengung wurde das Gestein mit Wasser von ca. 15° besprengt und einem Luftstrom von 23—24° ausgesetzt. Die weitem Erfahrungen haben gezeigt, dass eine derartige Erklärung nicht zurecht bestehen kann; auch von den Ingenieuren wurde sie vollständig verlassen.

schlagenden Strecken von Tunnel I sind nirgends zerdrückte Moellons oder zu enge Widerlager konstatiert worden; Verdrückungen des Kanals im Parallelstollen haben sich in diesen Partien nirgends gezeigt. Es ist mir im Simplontunnel nur ein Fall bekannt geworden, wo Vermauerung die Kraft des Bergschlages nicht überwunden hat. Zwischen km 3,35—3,432 S. ist im schlagenden Antigoriogneiss das östliche Widerlager gemauert, das westliche jedoch frei geblieben. Am westlichen Stoss konstatiert man rezente Ablösungen und in der Mauer am Oststoss haben nach Mitteilung von F. Lusser zwischen km 3,386 und 3,4 starke Risse sich neuerdings gebildet.

IV. *Treibendes Gebirge.*

Während die Bergschläge an massiges, kompaktes Gestein gebunden sind, beobachten wir die Erscheinung des „treibenden Gebirges“ in dünn-schichtigen, tonigen, glimmerreichen Gesteinen, die mit wenig Ausnahmen ganz flache Lagerung zeigen. Meist ist das „Treiben“ mit Bewegungen in der Sohle verknüpft, es äussert sich u. a. als ins Gestein hineingreifende Verbiegungen der Schichten und Verschiebungen innerhalb der Gesteinsmasse.¹⁾ Wie bedeutungsvoll der „treibende“ Zustand des Gebirges für den Tunnelbau ist, erhellt aus der Tatsache, dass im Parallelstollen rund 73% der treibenden Strecke ausgemauert worden sind.

Nachstehende Tabelle zeigt die Verteilung der treibenden Strecken im Tunnel (Parallelstollen):

		Nordseite.	
			Parallelstollen gewölbt
Eistenmulde.			
Km 4,01—4,08		Km 0,07	70 m
Valgrandgneiss.			
Km 8,15—8,5 und 8,8—9,4		Km 0,95	700 m (290 m mit Sohle)
		<u>Km 1,02</u>	<u>770 m</u>
		Südseite.	
Kalkschiefer der Vegliamulde.			
Km 9,15—7,15		Km 2,00	1730 m (1730 m mit Sohle) (Taf. X, Fig. 1)
Lebungneiss.			
Km 6,9—5,35		Km 1,55	820 m (560 m mit Sohle) (Taf. IX, Fig. 2 und
		<u>Km 3,55</u>	<u>2550 m</u> Taf. X, Fig. 2, 3 u. 4)
	Summe der Nordseite	Km 1,02	770 m
	Summe der Südseite	„ 3,55	2550 „
		<u>Km 4,57</u>	<u>3320 m</u>

1. *Eistenmulde.* (Km 4—4,09 ab NP.). Ganz ausnahmsweise, in der Eistenmulde sind saiger stehende, quer zur Tunnelachse streichende Schiefer in treibendem Zustande angetroffen worden. Auf 60 m Länge treten zwischen zwei Marmorbändern von 10, beziehungsweise 20 m Mächtigkeit kalkige Tonschiefer und Phyllite auf. Der Parallelstollen ist hier ganz gewölbt worden. Das Gewölbe ist rissig und der Kanal zeigt Zerdrückungen. Im Tunnel I sind an dieser Stelle die Wider-

¹⁾ Das Verhalten des Gesteines in der 40 m langen Druckpartie könnte man auch als „treibend“ bezeichnen. Hier ist aber fast durchweg die ganze Gesteinsmasse in eine zähe breiartige Masse aufgelöst, verbunden mit starker Durchfeuchtung. Ich möchte den betreffenden Zustand des Gesteines eher als „quellend“, z. T. sogar als „schwimmend“ bezeichnen.

lager bis 22 cm zu eng, das Gewölbe zeigt 10—35 cm Überhöhung und im Schluss sind Gewölbesteine verdrückt.

2. *Valgrandegneiss*. (Km 8,163—9,408 ab NP.). Bezüglich Mangel an Standfestigkeit ist die dem Valgrandegneiss zufallende Strecke die schwierigste des ganzen Nordtunnel, 750 m der 1245 m langen Strecke sind im Parallelstollen gewölbt und 280 m mussten Sohlengewölbe erhalten. — Während die Mittelpartie des Valgrandegneisses zwischen km 8,3 und km 8,8, wo grösstenteils grob-bankige Zweiglimmergneisse auftreten, sich als relativ standfest erweist und nur Bergschläge zeigt, boten die ersten 150 m und die letzten 650 m grössere Schwierigkeiten. Nur an verhältnismässig wenig Stellen war hier zwar das Gestein so weich und kleinbrüchig, dass die mechanische Bohrung suspendiert werden musste, dann aber stellten sich in dem eröffneten Stollen Deformationen ein, so dass auf längere Strecken starker Holzeinbau nötig war (8189—8199 m und 8934—9000 m). Firste und Ulmen brachen ein, das Gestein ist von mit Rutscharnischen besetzten Rutschelflächen durchzogen und zerteilt sich in einbrechende Blöcke. Das mit Kunststeinen ausgeführte Gewölbe im Parallelstollen musste stellenweise (z. B. 8197—8210 m) mittelst Quadern rekonstruiert werden. Neben einem Zusammengehen der Ulmen machte sich Sohlenauftrieb bemerkbar; der Kanal im Parallelstollen musste auf der ganzen Strecke von 8153—8295 m rekonstruiert werden; im Bereich der mit 2‰ gegen Süden ansteigenden Ausweiche wurde die Sohle auf längeren Strecken so stark in die Höhe getrieben, dass das Wasser nicht frei nach Norden abfloss, sondern zu Sümpfen sich ansammelte und herausgepumpt werden musste (vgl. *C. Pressel*, Schweiz. Bauzeitung Bd. XLVII, Nr. 22). — Über die Strecke von 8,183—8,295 zwischen Traverse 42 und 43 schreibt *S. Rothpletz* (Schweiz. Bauzeitung Bd. XLVIII, Nr. 6), dass hier das Gebirge aus scheinbar hartem Gestein bestand, das auch als solches geschossen werden musste. Schon im Sohlenstollen zeigte sich stellenweise starker Druck, so dass auf eine Strecke von 12 m verstärkter Sohleneinbau aus Holz und Eisen eingebracht werden musste. Der Druck zeigte sich als ein allseitiger, namentlich wurde auch starker Auftrieb der Sohle festgestellt. Bei den Ausweiterungsarbeiten nahm dieser Druck noch zu, was an den vielen zerdrückten Kappen, Ständern, Längshölzern und Brustschwelen zutage trat. Die ersten angegriffenen Ringe brachen sämtlich im Gewölbe, das aus vollkantigen Moellons von 60—70 cm Stärke erstellt war und mussten teilweise erneuert werden. Dieser Bruch des Gewölbes ist wohl dem nachträglichen Einbau des Sohlengewölbes zuzuschreiben gewesen. Ebenfalls nach *S. Rothpletz* zeigten sich ähnliche Verhältnisse in einem Teil der zentralen Ausweiche, nur in noch weit erhöhter Masse, namentlich war dort der Sohlenauftrieb ein weit stärkerer. Diese Druckerscheinungen traten entweder unmittelbar nach dem Durchfahren des Sohlstollens auf, oder aber wenige Zeit später.

Die nicht vermauerten Partien des Parallelstollens zeigten folgende Deformationen des Gesteins: Dacheinbrüche bei 8430 bis 8345 m, unregelmässige Ausbrüche von Blöcken, namentlich in der Achsel des Stollens bei 8580 bis 8650 m. Zerfallen in Blöcke an den Ulmen bei 8800 m, Dacheinbrüche bei 9395 m. Gewölbe und Kanal im Parallelstollen mussten mehrfach rekonstruiert werden; das Gewölbe im Parallelstollen erscheint wieder beschädigt bei 8200 m. In dem fertig ausgebauten Tunnel beider Stollen finden sich Risse in den Widerlagern und Gewölbesteine sind gebrochen bei 8900 und bei 9200 bis 9300 m.

3. *Vegliamulde*. (Km 9,408—12,867 m ab NP. oder km 10,361—6,902 m ab SP.). Die von 9688 m ab NP. bis 7155 m ab SP. auf 2932 m Länge herrschenden Kalkphyllite zeigten in ihrem nördlichen Drittel vorzugsweise Bergschläge, die zwei südlichen Dritteile hingegen sind vorzugsweise treibend.

Die in flachliegenden Kalkphylliten und Hornfelsen getriebene Strecke von 9,140—7,150 m ab SP. (ca. 2 km) ist nur auf ca. 300 m nicht gewölbt und zwar musste durchweg Sohlengewölbe eingebaut werden. Nur bei km 8,35 ab SP. war das Gestein standfest und hier stellen sich Bergschläge ein. An die schiefrige Natur der oft glimmerreichen Kalke, vor allem aber an die flache Lagerung derselben sind wohl die hier sich zeigenden Felsdeformationen in den beiden Tunnels gebunden. Beim Vortrieb war überall das Dach sehr brüchig, bis vor Ort führender Einbau war notwendig. Daneben aber zeigte das frisch angefahrne Gestein mancherorts namentlich auf der Strecke vor Einbruch der heissen Quelle bei 9140 m ab SP. starke Zerklüftung vorzugsweise in horizontaler Richtung. Die Schichten waren in ellipsoidische, mit Rutschharnischen bekleidete Brocken zerlegt, die aus den Stössen herausgepresst wurden. Der Kalkphyllit erwies sich beim ersten Anbau noch relativ kompakt, der durchschnittliche Verbrauch an Sprenggelatine per laufendem Meter betrug 30 kg. Im Vollausschub war dies Gestein jedoch so mürbe, dass nach der Angabe von *K Brandau* die in der eidgen. Versuchsanstalt vorgenommenen Feststellungen seines Widerstandes gegen Druck bei fünf Würfeln nur 65 bis 85 kg. cm² ergaben.

Ein Zusammengehen der Stösse und Hebungen in der Sohle machten sich nach kürzerer oder längerer Zeit bemerkbar. Im Tunnel I hat die ganze Strecke Sohlengewölbe in Zementbeton erhalten, im Parallelstollen wurde der Kanal deformiert infolge von Sohlenauftrieb. Einige Monate nach Durchfahren der Strecke wurden immer stärkere Bewegungen in der Sohle beobachtet, die Schichten waren in der Sohle gebrochen und an der Bruchstelle aufgepresst worden. (Taf. X, Fig. 1.) Wo man zur Sicherung der Sohle eine Sohlenverkleidung ausgeführt hatte, wurde dieselbe ebenfalls gehoben, das ganze Profil musste ausgemauert werden. Auch in den Traversen zeigte sich starker Seitendruck (Taf. X, Fig. 4). Bedeutungsvoll ist die Angabe von Herrn Chefingenieur A. Zollinger, dass bei jeder Zustandänderung in einem der Tunnel sich die Einflüsse im nebenliegenden Tunnel geltend machten, wobei namentlich die Ausbruchsarbeiten Bewegungen hervorbrachten. Der Umstand, dass im Parallelstollen im allgemeinen beim Vortrieb stärkere Deformationen beobachtet worden sind, als im Tunnel I, ist wohl auf eine Schwächung des Gebirges infolge des vorangehenden Ausbruches im Tunnel I zurückzuführen. Es ist ersichtlich, dass bei der vorhandenen vollständigen Ausmauerung beider Stollen, Deformationen in den Mauerungen vorhanden sind. Beim Ausbau von Tunnel I wurden nach Angabe der Baugesellschaft die Widerlager-Distanzen in der Strecke von km 8,7—9,1 in den Kalkphylliten von April 1905 bis Dezember 1905, vom ersten Tage des Beginnes der Maurerarbeiten an, kontrolliert. Dies geschah zu dem Zweck der Feststellung des genauen Verlaufes der Widerlager-Bewegungen, die schon vom ersten Tage an eintraten. Es zeigte sich, dass bei wachsender Belastung der Widerlager und nach Schluss der Gewölbe die Bewegung abnahm und nach Einzug der Gewölbe ganz aufhörte. Die Widerlager-Distanzen, die sich vor Einzug der Sohlengewölbe vermindert hatten, blieben nach einiger Zeit konstant. Die Stellen, wo der Kanal im Parallelstollen Veränderungen erlitten hat, erstrecken sich auf ca. 800 m Länge. Wir konstatieren Zusammenpressung des Kanales von 0,60 auf 0,48 m lichte Weite und Hebung desselben bis zu 0,1 m. Häufig wurde das östliche Widerlagerfundament des Kanales, das nicht durch Widerlagerverkleidung gehalten wird, in die Höhe gedrückt. Die Stellen, wo im fertigen Tunnelgewölbe Moellons gespalten worden sind und wo die Widerlager bis 16 cm zu eng sind, gehören ebenfalls dem in Rede stehenden Teile der Vegliamulde an.

4. *Lebendungneiss*. (Km 12,867—14,420 m ab NP. oder km 6,902—5,349 ab SP.). In bemerkenswerter Weise ist das Verhalten der Lebendungneisse bezüglich Standfestigkeit analog demjenigen der Kalkphyllite der Vegliamulde. Bei der Stollenauffahrung erwies sich der dünn-

schichtige, horizontal liegende Gneiss ebenso wie die Kalkschiefer „ganz besonders verspannt und kompakt“. Beim Ausbruch begann das Gestein zu drücken, in der Sohle sowohl als in der First. Bis in eine Tiefe von 1—2 m erschienen die Schichten geknickt und verbogen, „wie in einander-geschobene Kartenblätter“; die Sohle hob sich um mehr als 50 cm. (Vgl. Taf. IX, Fig. 2 und Taf. X, Fig. 2 u. 3).

Von den 1553 auf den Lebendungneiss entfallenden Metern des Parallelstollens mussten ca. 570 m mit Sohlgewölbe versehen werden, ca. 630 m sind gänzlich unvermauert geblieben. Der Kanal ist stellenweise infolge von Zerdrückungen neu hergestellt worden. Zusammengehen der Stösse und Sohlenauftrieb tritt fast auf die ganze Länge in den flachliegenden, glimmerreichen, dünnschichtigen Lebendungneissen in ähnlicher Weise zutage wie in den Kalkschiefern zwischen 7150 und 9140 m ab SP. Wir finden auch hier Deformation des Kanales (Verengung bis zu 9 cm) im Parallelstollen, ferner im Tunnel I gebrochene Moellons, sowie um bis 15 cm zu enge Widerlager. — Im ganzen unvermaurten Teil des Stollens bricht in gewaltigen Platten das Dach ein. Ausbrechen der Gneisse an den Stössen ist ebenfalls oft zu beobachten.

2. Bemerkungen über Bergschläge, sowie über Tunnelbau und Gebirgsdruck im Allgemeinen.

Wie die vorstehende Beschreibung zeigt, lassen sich im *Simplontunnel* die Strecken verschiedenartiger Deformation des Gesteins oder Standfestigkeit recht gut scharf gegen einander abgrenzen.

Das Wesen der Deformation der anhydritführenden Partien ist ganz vorwiegend bedingt durch die speziellen Eigenschaften des Anhydrites. Die Wasserführung des Gebirges, speziell die Durchfeuchtung des Gesteines ist von grösstem Einfluss bezüglich der Druckhaftigkeit dieser kalkig-dolomitischen, z. T. tonig-sandigen Gesteine, die von Gips, bezw. Anhydrit begleitet sind. Es absorbieren diese Gesteine im Berginnern das Wasser rasch und sie werden dadurch besonders druckhaft, aber wasserundurchlässig.

Die wesentliche Bedingung für das Auftreten der *Bergschläge* (Schlagen oder Brechen des Gesteins) einerseits, des *Treibens der Gesteine*, verbunden mit einer allseitigen Deformation des Stollens andererseits, erblicke ich in der kombinierten Wirkung der petrographischen Eigentümlichkeit und der Art der Lagerung der Schichten. Steilstehende Schichten, quer zum Streichen durchfahren, sind standfest; nur die stark zerdrückten tonigen Kalkschiefer der „Eistenmulde“ zwischen km 4 und km 4,1 ab NP. mussten auf 41 m Länge von Hand gebohrt werden und erforderten starken Einbau. Flachliegende, grobbankige, homogene Gesteine zeigen Bergschläge; flachliegende, dünnschichtige, tonige resp. glimmereiche Gesteine zeigen Treiben bei einer gewissen Grösse der Überlagerung.

Den Gesteinen, die ich „schlagend“ nenne, sind „Bergschläge, Gebirgsstoss u. s. w.“ eigentümlich. Das spröde, kompakte, homogene Gestein stand vor Eröffnen des Stollens unter allseitig wirkendem Druck. An der neu angehauenen Stollenwand fehlt den randlichen Teilen der Gegen-druck; die Konsistenz des Gesteins verhindert eine Zerteilung dieser Aussenschicht in kleinste Teile und Hineintreiben derselben als bewegliche Masse in den neu geschaffenen Hohlraum. Längs der gegendruckfreien Fläche dehnt sich das Gestein in einer wenig mächtigen Zone über dem festen Kern des Felsens aus und es entstehen die Pfeilerschüsse oder Bergschläge, die auf Auslösung der durch latente Pressung erzeugten Spannungen beruhen. — Die Gesteine, die ich „treibend“ nenne

sind infolge ihrer weniger grossen Konsistenz von Rutscheln und Gleitflächen durchzogen, die Wirkung der Aufhebung des Gegendrucks besteht hier darin, dass die ganze Gesteinsmasse allseitig in den künstlichen Hohlraum hineindrängt, aufgelöst in Trümmer mit Rutschharnischen oder als breiförmige Masse, langsamer oder rascher, je nach der Konsistenz des Gesteines.

Über „Tunnelbau und Gebirgsdruck“ hat *Albert Heim* eine bemerkenswerte Studie, unter Bezugnahme auf seine ältern Darlegungen im „Mechanismus der Gebirgsbildung“ veröffentlicht. Auf Seite 18, 19, 20 seiner Schrift (Vgl. Vierteljahrsschrift d. Nat. Ges. in Zürich, Bd. L 1905) bezieht sich A. Heim speziell auf den Simplon. Dieser Aufsatz ist von *C. J. Wagner* in der Schweiz. Bauzeitung 1905 Nr. 1, 2, 34 besprochen worden. Die von A. Heim dargelegten Anschauungen müssen auch hier in eingehender Weise berücksichtigt werden.

I. Bergschläge in Tunnel und Bergwerken etc.¹⁾

Bergschläge in Tunnel. Die Erscheinung der Bergschläge, wie sie z. B. im Antigoriogneiss des Simplontunnel sich zeigte, findet ihr vollständiges Analogon im *Zentralgneiss des Tauern-tunnels bei Gastein*.

Der kürzlich durchgeschlagene Tauerntunnel ist $8\frac{1}{2}$ km lang und durchquert das Gebirge in nordsüdlicher Richtung mit einer Abweichung von etwa 10° gegen Osten, auf der Meereshöhe von 1220 m bei einer Maximal-Gesteinsüberlastung von ca. 1600 m. Die geologische Struktur erscheint sehr einfach, indem die ganze Bergmasse aus einer domförmigen Gneisskuppel besteht.²⁾ Der tiefere Teil des Gneisses ist ein Augengneiss, der bis in die letzten Details dem Antigoriogneiss äquivalent ist. Auf der Nordseite wurde dieser Zentralgneiss bei km 2,3, auf der Südseite bei km 0,6 angefahren. Der Gneiss liegt im Tunnel flach, deutlich gebankt. Es fällt mit 25 bis 40° gegen WNW. Neben der Bankung zeigen sich zwei vorherrschende Kluftsysteme: Streichen NE., Fallen steil SE. und Streichen NNW. bis N., Fallen steil NE. bis saiger. Das reichliche Auftreten der Klüfte bedingt eine starke Zerquetschung des Gesteines wie es namentlich bei km 2,23—2,25 ab NP. beobachtet worden ist. Bergschläge oder knallendes Gebirge treten erst im Augengneiss auf und zwar nur da, wo derselbe homogen, grobbankig, also nicht zerklüftet ist. Prof. Becke berichtet im Anzeiger der Kk. Akademie der Wissenschaften in Wien (11. Mai 1905 und 11. Januar 1906) darüber folgendes:

„1. *Knallendes Gestein.* Die zwischen diesen Zerklüftungszonen liegenden Partien gesunden, weniger feuchten und gut gebankten Gesteins haben die Eigentümlichkeit, dass an First und Ulmen sich öfter flache Scherben unter lautem Knall ablösen. Sie erreichen bisweilen 2 m^2 und bis 10 cm Stärke, sind aber meist kleiner, oft nur wenige Millimeter stark. Das Abspringen erfolgt unabhängig von der Flaserung und Klüftung parallel der zufälligen freien Oberfläche. An Stellen, wo solche Scherben noch halb in Zusammenhang standen mit der Unterlage, konnte ich mich überzeugen, dass es unmöglich war, den Scherben ohne Gewaltanwendung und ohne Verletzung der Ränder in sein Lager zurückzubringen. Solch knallendes Gebirge findet sich nie in den stark zerklüfteten Regionen

¹⁾ Über die Erscheinung der Bergschläge hat Prof. *A. Rzehak* in Brünn dankenswerte Zusammenstellungen veröffentlicht in der Zeitschrift für praktische Geologie: Bergschläge und verwandte Erscheinungen (November 1906) — Zur Kenntnis der Bergschläge (Januar 1907) und Neue Beiträge zur Kenntnis der Bergschläge (September 1907). —

²⁾ Vgl. *F. Becke* und *V. Uhlig*. Sitzungsbericht der kaiserl. Ak. d. W. in Wien. Math.-nat. Cl. Bd. CXV. Dezember 1906.

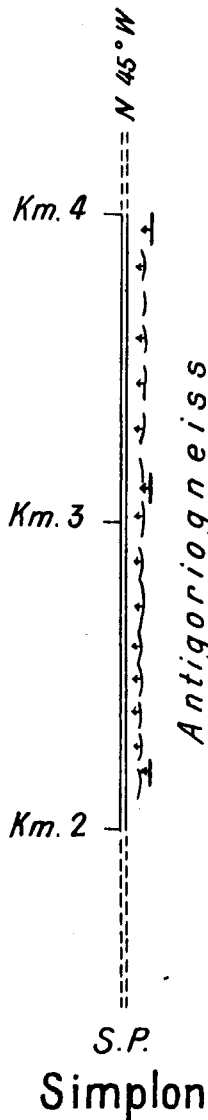


Fig. 23.

2. *Knallendes Gestein.* An den kluffreien Stellen erweist sich das Gestein stark gespannt, so dass die Erscheinung des „knallenden Gebirges“ beobachtet wird. In diesen Strecken lösen sich ohne vorangehende Anzeichen unter Knall Platten von der freigelegten Oberfläche, und zwar auf beiden Ulmen und am First des Tunnels los. Kleinere Gesteinsstücke werden mehrere Meter weit geschleudert. Die Platten erreichen aber manchmal Dimensionen von mehreren Kubikmetern. Wiederholt haben solche plötzlich abspringende Platten Verletzungen, leider auch schon drei Todesfälle verursacht. Am 5. Januar 1906, vormittags, löste sich vom First bei Tunnelkilometer 4,045 eine Platte, welche zwei Mann tötete und einen Arbeiter schwer verletzte. Das Abspringen vollzieht sich am häufigsten einige Stunden oder Tage, nachdem die Oberfläche durch den Vortrieb des Stollens freigelegt wurde; an einigen Stellen so häufig, dass Holzeinbaue im Sohlstollen notwendig waren, so Tunnelkilometer 2,810 bis 2,860 und 3,950 bis vor Ort. Bemerkenswert ist, dass Knallstrecken stets im kluffarmen, kompakten Gestein auftreten. Während des Vollausbruchs macht sich das Abspringen der Platten in erhöhtem Masse bemerklich, und zwar nach Aussage der Arbeiter immer nur an den der Tunnelachse parallelen Flächen, nie an den quer zur Achse gestellten Stirnwänden. Die Spannungen, welche zum Absprengen der Gesteinsplatten führen, scheinen in diesen vom Sohl- und Firststollen durchbrochenen Flächen nicht zu so starker Entwicklung zu kommen, dass die Festigkeit des Gesteins überwunden wird.“ —

3. Weiterhin berichtet *F. Becke* (Anz. d. k. k. Akad. d. Wiss. in Wien 1907, Nr. X, p. 162 bis 164), dass in dem auf weite Strecken sehr kompakten und fast kluffreien porphyrtartigen Gneiss zwischen km 4 und 5,7 ab NP., bei

km 4 besonders heftig, „knallendes Gebirge“ aufgetreten sei. Weiter bergwärts schwächte sich die Erscheinung bedeutend ab und trat erst wieder zwischen km 5,1 und 5,185 in bemerkbarem Grade auf.

Auch auf der Südseite des Tauerntunnels trat „knallendes Gebirge“ in dem grobbankigen Granitgneiss auf. Nach *F. Berwerth* (Anz. d. k. k. Akad. d. Wiss. in Wien 1907, Nr. X, p. 142 ff.) fand sich zwischen km 1,135 und 1,141 eine vollständig verquetschte Zone in chloritischem Gneiss, auf welche unmittelbar auf ca. 15 m Länge „knallendes Gebirge“ folgte in vollständig kluffreien, porphyrischen Muscovitgneiss. Nach Berwerth beruht das Schlagen auf Auslösung der durch latente Pressung erzeugten Spannungen im Gestein. Selbst im Handstück setzt sich die Abblätterung fort. Die Ablösungsflächen verlaufen quer zur Schieferung und ein Abspringen von Platten erfolgt niemals an der Brustfläche des Stollens.

Wir erkennen die vollständige Analogie der Erscheinung im Antigorigneis des Simplon- und im Zentralgneiss des Tauerntunnels. Eine gewisse Differenz ergibt sich aus der verschiedenen

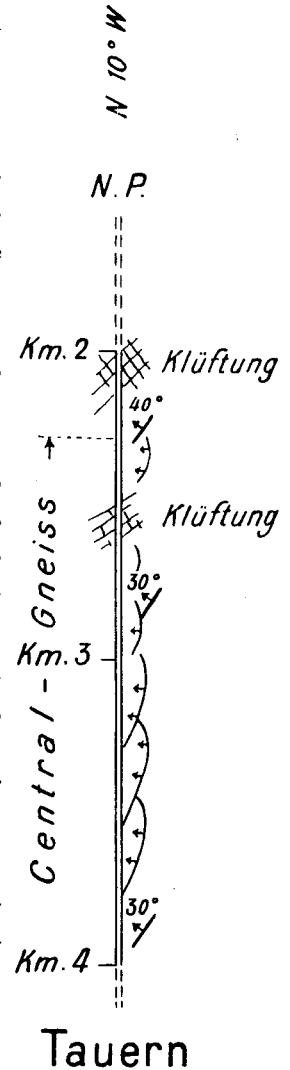


Fig. 24

Schichtlage des Gneisses bezüglich Tunnelachse in den beiden Tunnels (vgl. Fig. 23 u. 24) Während der Simplontunnel im Antigoriogneiss ziemlich genau in der Streichrichtung, s6hlig, verl6uft, und die Fallrichtung des Gneisses somit senkrecht auf der Tunnelrichtung steht, schneidet der Tauerntunnel im Zentralgneiss die Streichrichtung desselben im allgemeinen 20–30° schief, die Fallrichtung steht 70–60° schief zur Tunnelachse. Da die Abl6sungsfl6chen der Sprengschalen die Tendenz haben, einerseits parallel der Angriffsfl6che (Stollenwandung), andererseits senkrecht zur Ebene der Parallelstruktur des Gneisses sich zu stellen, so verl6uft die Ausbruchszone im Antigoriogneiss des Simplons ann6hernd parallel der Tunnelachse, w6hrend im Tauerntunnel an den Ulmen absetzende Nischen ausbrechen. Die Gneiss Sprengschalen aus dem Simplontunnel laufen parallel der Streichrichtung, diejenigen des Tauerntunnels schneiden sie schief. Sowohl im Simplon- als auch im Tauerntunnel fallen die Schichten vom 6stlichen zum westlichen Stoss flach ab. Dadurch ist eine Verschiedenheit im Abbl6ttern auf den beiden Ulmen bedingt, im Antigoriogneiss des Simplontunnels sowohl, als im Zentralgneiss des Tauerntunnels. An der 6stlichen Ulme, gegen welche die Schichten einfallen, brechen Nischen aus. An der westlichen Ulme, von der die Schichten wegfallen, ist der Ausbruch weniger stark; es l6sen sich d6nne Platten ab, die bergew6rts nach unten gegen die n6chste Bankfuge hin dicker werden und den Zusammenhang noch bewahren. (Vgl. Fig. 25). Diese Beobachtung im

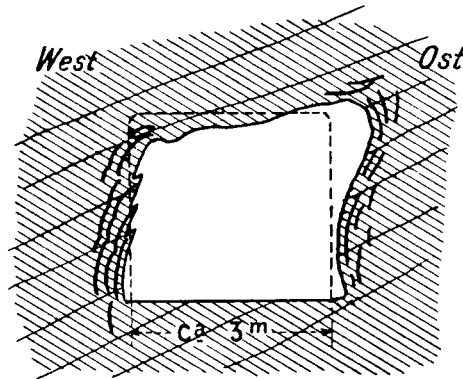


Fig. 25.

Tauerntunnel ist von besonderer Bedeutung, deshalb, weil man ungerechtfertigterweise als Ursache des st6rkeren Auftretens der Bergschl6ge am 6stlichen Ulm des Simplontunnels II haupts6chlich im Vorhandensein des 6stlich gelegenen Tunnel I hat erblicken wollen. —

* * *

Das Auftreten der Sprengschalen ist, wie der Simplontunnel gezeigt hat, keineswegs an den Gneiss gebunden; es tritt auch im kompakten Kalk auf, und so ist tats6chlich knallendes Gebirge auch im festen Kalkstein des *Karawankentunnels* beobachtet worden. Im *Wocheinertunnel* wurde in einem festen dolomitischen Kalkstein ebenfalls „Knallendes Gebirge“ beobachtet (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906 p. 349). Herrn Ingenieur Fr. Lusser verdanke ich folgende m6ndliche Mitteilung dar6ber: Bei km 2,9 ab NP. des Wocheinertunnels traten im kompakten Kalk bei steilem Einfallen der Schichten auf zirka 20 m L6nge besonders beim Vollausbruch Abl6sungen von bis 30 cm dicken Sprengschalen auf. Diese Bergschl6ge traten pl6tzlich ein und waren mit starken Detonationen verbunden. Im Laufe der Ausweitung f6r den Vollausbruch wurde durch die Bergschl6ge das Gestein in der Sohle so stark zerkl6ftet, dass das Stollenwasser versiegte. Eine abnorm starke Ausbolzung war notwendig und nachherige Ausmauerung mit Quadern von 80 cm St6rke und Einziehung eines

Sohlengewölbes von 60 cm Stärke in Quadern. An der Ulme war an einer Stelle das Widerlager in 1 m Stärke bis 1,5 m aufgemauert. Da löste sich hinter demselben vom festen Kalk der Ulme eine Sprengschale los, und das ganze Widerlagermauerwerk wurde mit einem der Detonation der stärksten Mine gleichkommenden Knalle in die Strecke hinausgeschleudert. Der hier beschriebene Gebirgsschlag zeigt gewisse Eigentümlichkeiten (steile Schichtstellung, Stoss von der Sohle aus, Wegschlagen des gemauerten Widerlagers an der Ulme). Genauere geologische Daten wären wünschenswert.

Über Bergschläge in den *Tunnels am Gotthard* finde ich eine Angabe bei Stapff (Geologische Tabellen und Durchschnitte über den grossen Gotthardtunnel — Spezialbeilage zu den Berichten des Schweiz. Bundesrates). Bergschläge waren häufig im *Pfaffensprungtunnel*, wo massiger Protogin durchbohrt wurde. Für den *Gotthardtunnel* selbst ist es charakteristisch, dass Bergschläge sich einstellten im Protogin des Aarmassivs auf 2 km Länge ab NP. und zwar nach mündlicher Mitteilung von F. Lusser weniger beim Stollenvortrieb, als beim Ausbau. Den meist mehr schieferigen Gesteinen des Gotthardmassivs fehlten dieselben. Sie werden aber besonders erwähnt für die Strecke 4984—94 ab SP. Nach Stapff ist dort der Gneiss kompakt und wenig zerklüftet, löst sich aber in dünnen Schalen ab. Die Ablösung, die oft mit Knall erfolgt, ist nach Stapff die Folge einer Spannung, welche entweder im Gneiss präexistierte und durch Öffnen eines unterirdischen Hohlraumes in ihrem Gleichgewicht gestört wurde, oder welche erst durch die Rückwirkung der Dynamitexplosionen erzeugt ist. Dass Bergschläge nicht in sehr klüftigem oder deutlich geschiefertem Gestein erfolgen, ist nach Stapff dadurch erklärlich, dass in solchem durch die Möglichkeit kleiner Verschiebungen innere Spannungen sich sofort wieder ausgleichen können.

Die Angabe über Bergstösse in einem *amerikanischen Tunnel* enthält *Drinkers* grosses Werk „Tunneling“ u. s. w. New-York 1878 (Abschnitt „Breaks and falls in Tunneling“, S. 749 ff. — Vgl. A. Rzehak. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1906 p. 346).

„In einem Tunnel der Cincinnati Southern Railroad wurden die Sandsteinschichten der Tunnelsohle plötzlich unter einem Knall, dem ein polterndes (rumbling) Geräusch folgte, aufgesprengt, wobei sich auf dem früher ebenen Boden ein etwa 8—9 Zoll hoher, oben zerrissener Rücken (ridge) bildete. Bei einer Bohrung fand man das Gestein auf mehrere Fuss Tiefe aufgelockert; das Wasser der Seitengraben war ganz verschwunden. Nach einer Mitteilung des Ingenieurs Robert B. Stanton war der Knall ungefähr so stark wie bei der Explosion einer kleinen Mine und die Gewalt, mit welcher die Sandsteinschichten aufsprangen, hinreichend gross, um einige auf dem Boden sitzende Männer aufwärts zu schnellen. Stanton bemerkt ausdrücklich, dass sich das plötzliche Losbrechen des Gesteins durchaus nicht auf die Wirkungen der Sprengschüsse zurückführen lasse, indem dieses Losbrechen auch dann beobachtet wurde, wenn mehrere Tage vorher keine Sprengungen stattgefunden haben.“ Bemerkenswert sind gewisse Besonderheiten dieses Bergschlages (Aufsprengung und Zertrümmerung des Gesteines in der Tunnelsohle), die analog sind denjenigen, welche F. Lusser im Wocheiner-Tunnel beobachtet hat.

* * *

Es ist von vorneherein zu erwarten, dass in der Bergwerksliteratur über Bergschläge mehrfach berichtet wird. Ich habe einige Daten gesammelt.

Bergschläge in Erzbergwerken. Über Bergschläge in den *Pribramer Bleiglanzgruben* in Böhmen berichten *Fr. Mládek* und *H. Stefan* in der Österreich. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 8. Juli 1905 und 19. Mai 1906. Eine bis zu 1200 m Tiefe angefahrene Grauwackemulde

wird dort von saigern Diabasgängen in 1—30 m Mächtigkeit durchsetzt. Diesen Diabasgängen folgen die Erzgänge, indem sie bald an ihren Saalbändern sich halten, bald in ihrer Mitte parallel ihren

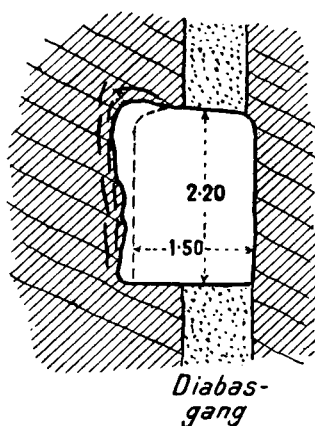


Fig. 26.

Begrenzungsflächen hinziehen. Bergschläge treten nun auf beim Vortrieb von Feldörtern und Firstrassen im festen Grünstein. Nach zeitweiser Einstellung der Arbeit auf schlagendem Gesteine pflegt sich dasselbe binnen kurzer Zeit zu beruhigen, sobald dann aber zum Abschrämen der lauten Gesteinsschalen geschritten wird, wiederholt sich häufig wieder das Schlagen. Bei fortschreitender Ausdehnung des Abbaues verschlimmert sich die Lage trotz tadellosestem Versatz, da der Druck des Hangenden auf immer kleinere Gesteinspfeiler sich konzentriert. Aber auch in diesem Falle treten Schläge nur bei fester Gangmasse ein; mildes, zerriebenes Gestein geht ganz allmählich kontinuierlich zu Bruch. Die häufigsten Bergschläge fanden sich in den massigen Grauwackebänken

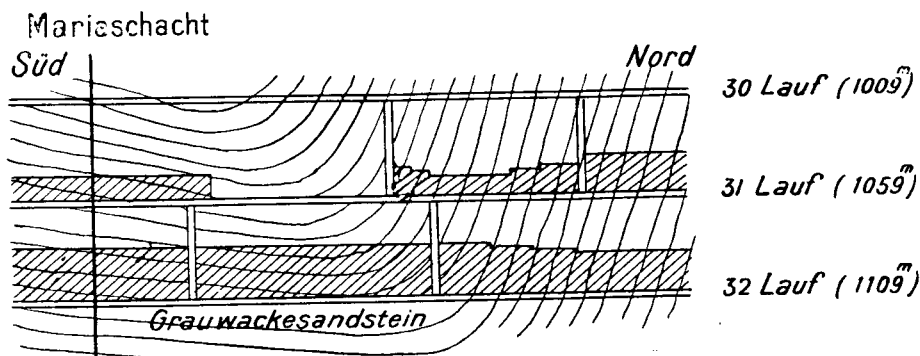


Fig. 27.

in der den Adalberti Hauptgang in 1000—1100 m Tiefe abbauenden Maria-Grube und zwar erscheint es mir von Bedeutung, dass die schlagenden Sandsteinschichten alle im flachen, südlichen Flügel sich finden, niemals aber in den zahlreichen Bauen des steilen nördlichen Flügels (vgl. Fig. 26 u. 27) — im Simplontunnel sind die steilstehenden Kalke der „Bedrettomulde“ nicht schlagend, während in den gleichen Gesteinen, die in der „Vegliamulde“ flach liegen, sehr häufig Sprengschalen auftreten. Ferner wird betont, dass die einzelnen Grauwackenbänke nicht in gleicher Weise schlaggefährlich sind, sondern dass es hauptsächlich harte, dichte, quarzige, keineswegs hingegen milde, tonige sind. Die Gesteinsschalen werden auf einmal mit weithin hörbarem Getöse weggeschleudert und liefern je ungefähr 0,5 m³ Haufwerk. Häufig folgt einem stärkern Schläge an der gleichen Stelle noch

eine Reihe schwächerer in verschiedenen Zeitabschnitten, so dass eine solche Firnenstrasse stundenlang tagelang nur mit der grössten Vorsicht betreten werden kann. Die Ablösungen finden statt parallel den Ulmen, somit bei söhligem Gestein annähernd senkrecht zur Schichtung und genau so wie im Simplon- und Tauerntunnel schreiten dieselben, den ansteigenden Schichten folgend, am Liegendulm, nahe der Streckenfirst besonders, im Nebengestein vorwärts.

Nach den Mitteilungen von F. Mládek beobachtet man im Pribramer Bergbauterrain auch Erderschütterungen, die bedingt sind durch das Verhalten der durch fortschreitenden Abbau immer mehr blossgelegten Pfeiler. Durch die weitgehende Entblössung der Gesteinspfeiler im Abbaugelände ist das Gleichgewicht in der innern Spannung des Gesteines viel stärker gestört, als in den tiefern Feldörtern, wo wir die normalen Bergschläge beobachten. Der beste Bergversatz vermag die Aus-

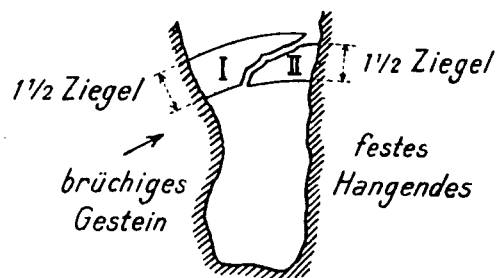


Fig. 28.

lösung dieser Spannungsdifferenzen nicht ganz hintanzuhalten. In erster Linie beobachten wir eine „Setzung“ des Pfeilers, wobei das Liegende sich aufbaucht, das Hangende nachbricht. Wirkt der Druck vom Hangenden und Liegenden ziemlich gleichmässig, so werden die Schlusssteine der Streckengewölbe zerquetscht, nimmt dagegen der Gebirgsdruck von einem Ulme überhand, so teilt sich das Streckengewölbe längs eines schiefen Sprunges und die eine Hälfte des Gewölbes wird über die andere geschoben (vgl. Fig. 28). Das feste Gestein des Pfeilers selbst beginnt zu bersten, die Sprünge durchsetzen denselben genau so wie Daubrée (Etudes synthétiques de Géologie expérimentale Bd. I. p. 316) es von künstlich gepresster „mastic à mouler“ abbildet. Diese Berstung der Gesteinsmasse des Pfeilers erfolgt unter kanonenschussartigem Knall; das ganze System der Pfeiler kann erschüttert werden und die Erderschütterung pflanzt sich bis zur Erdoberfläche fort, wo sie einen ähnlichen Eindruck macht, als ob man in der Nähe eines schweren, fallenden Dampfhammers stehen würde.

Weitere Nachrichten über „Bergschläge“ in Erzgruben sind folgende (vgl. Bull. Soc. Belge de Géologie. T. XX. 1906. Proc. Verb. 56—61): Von den Bleiglanzgängen in *Derbyshire* berichtet *Aubrey Strahan*, dass dieselben in einem eigentümlichen Spannungszustand sich befinden. Abschaltungen der Gangmasse werden von den Bergleuten künstlich hervorgerufen durch Einhauen von Furchen in dieselbe. — In den „*Hillgrove Gold Fields*“ von Neusüdwaales sind sehr heftige Bergschläge dem kompakten Schiefergestein eigentümlich, in welchem der Goldquarz aufsetzt. — In den Goldbergwerken von *Mysore* in Indien sind schlagend sowohl der goldführende Quarz, als die umgebenden metamorphen Schiefer, als auch die in demselben aufsetzenden Diabase.

Bergschläge in Kohlengruben. Die ausführlichsten Beobachtungen über „Bergschläge“ sind aus Kohlengruben veröffentlicht worden. Dass die Bergschläge in der relativ weichen Kohle sich etwas anders äussern müssen, als in hartem Granitgneiss, Diabas, Kalkhornfels, dolomitischem Kalk, Grauwackesandstein und Quarzit ist leicht begreiflich. Die mit dem Kohlenbergbau ver-

bundene ausgedehnte Durchörterung des Gebirges ist ebenfalls in Betracht zu ziehen. Trotzdem finden wir in beiden Fällen bemerkenswerte Analogien.

Die mir vorliegende Literatur über Bergschläge in Kohlengruben ist im wesentlichen folgende:

1. *R. Sawyer*. Stein- und Kohlenfall-Verunglückungen in Nord-Staffordshire usw., übersetzt von Leybold, Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen usw., 1900.
2. *K. Baumgartner*. Über Störungen und eigenartige Druckerscheinungen (sog. Pfeilerschüsse oder Kohlenstossexplosionen) in der oberbayrischen tertiären Kohlenmulde auf Grube Hausham. Österr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1900, Nr. 36 u. ff.
3. *Geisenheimer*. Stein- und Kohlenfall-Verunglückungen auf den oberschlesischen Steinkohlengruben. Zeitsch. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuss. Staate, Bd. 51, 1903, p. 115.
4. *Dill*. Die in den letzten Jahren auf Steinkohlengruben des Oberamtsbezirkes Dortmund vorgekommenen Gebirgsstöße und die hierdurch herbeigeführten Unfälle Zeitsch. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen usw., 1903, p. 439.
5. *Krug*. Eigene und fremde Beobachtungen über Gebirgsschläge in Lugau-Ölsnitzergruben. Jahrb. f. d. Berg- und Hüttenwesen im Königreich Sachsen, 1903.
6. *W. N., Atson*, Report of H. M. Inspector of Mines for the Stafford District for the year 1903 (vgl. Geological Magazine, N. S. Decade 5, Vol. 2, 1905).
7. Verhandlungen und Untersuchungen der preussischen Stein- und Kohlenfall-Kommission (Sonderhefte I—VII der Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuss. Staate. Berlin, W. Ernst & Sohn, 1901—1906).

Über die Gebirgsstöße in den westfälischen Kohlenflötzen bei Dortmund berichtet ausführlich Bergreferendar *Dill*. Dieselben treten, wie Figur 29 zeigt, auf:

1. im Flötz Sonnenschein der untern Esskohlen auf den Zechen Friedrich der Gr., Viktor, Shamrock, Recklinghausen I bei Herne in 300—400 m Tiefe und auf der Zeche Steingatt bei Hattingen;
2. im Flötz Finefrau der obern Magerkohle auf der Zeche Engelsburg bei Eppendorf in 500 m Tiefe;
3. im Flötz Bismark der Gasflammkohlen auf der Zeche Hugo bei Hugo in W. in 560 m Tiefe;
4. im Flötz Röttgersbank der Fettkohlen auf der Zeche Dannenbaum, Schacht I bei Bochum in 400 m Tiefe.

Als das Gemeinsame bei allen diesen Bergschlägen in den Kohlenflötzen des *Ruhrgebietes* erkennen wir folgende Umstände: Unter schussartigem Knall und starkem Luftdruck springen die Kohlen von den Stößen ab bis 5 m weit und zerfallen, in die Strecken geworfen, zu Kohlenklein unter kräftiger Entgasung. Das seitliche Hereinbrechen der Kohle geschieht immer plötzlich, ruckweise und ist jeweilen ganz lokal. Der stehengebliebene Kohlenstoss zeigt schalige Ablösungen und Aufklaffungen. Die Stempel werden weggedrückt, umgeworfen und geknickt, aber nicht verbogen. Durchweg finden sich die Gebirgsschläge nur in standfestem Gebirge, im homogenen, 1—3 m mächtigen Flötz, und mehrfach wird betont, dass irgendwelcher Druck sich vorher niemals an den Schlagstellen bemerkbar gemacht hätte. Bezeichnend ist folgende Angabe bezüglich Flötz Finefrau: Das Nebengestein ist Sandstein, doch schiebt sich an mehreren Stellen ein bis zu mehreren Metern mächtiger Schieferpacken zwischen das Flötz und das Sandsteinhangende. An der Stelle des Unfalls war dies jedoch nicht der Fall, der Sandstein war daselbst von ganz ungewöhnlicher Festigkeit. Durchweg treten die Bergschläge im Ruhrgebiet nur auf, wo die Flötze ein äusserst gesundes und

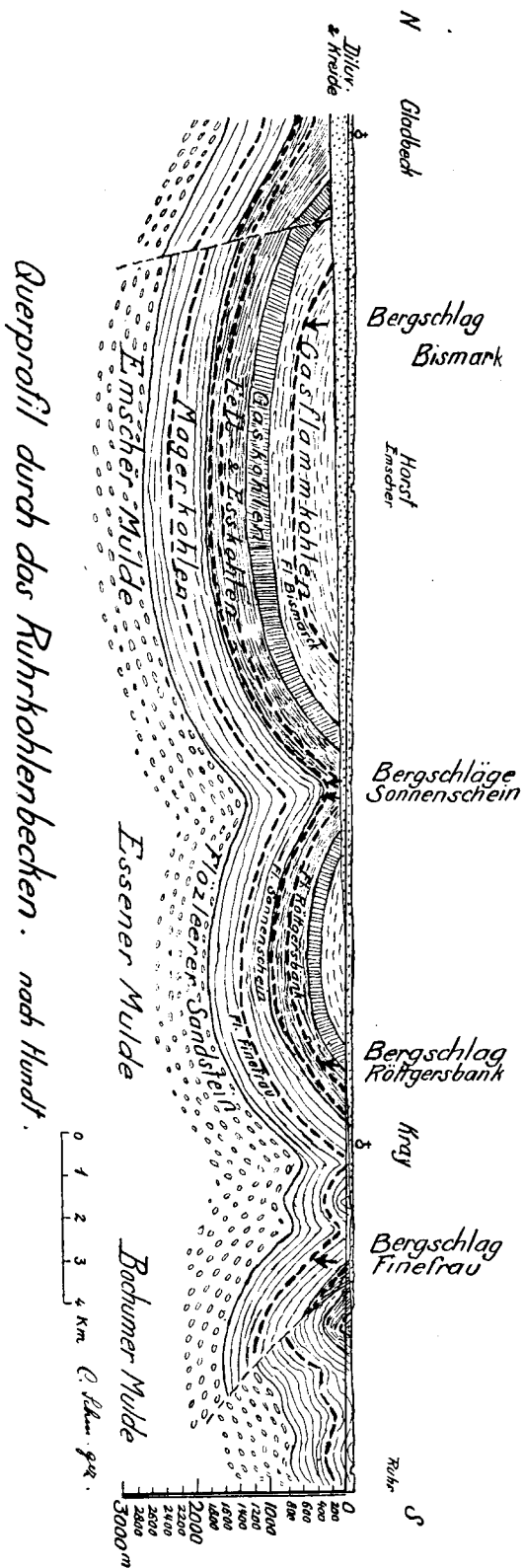


Fig. 29.

kräftiges Hangendes haben. Das Hangende bleibt immer unversehrt, während Aufwölbung des wenig standhaften Liegenden nur in einem Falle gemeldet wird.

Die „Gebirgsstöße“ in der Grube sollen auch über Tage wahrnehmbar sein und wenn sie besonders stark sind, sollen sie sich äussern in Erscheinungen, die mit denjenigen natürlicher Erdbeben identisch sind. Gegenstände geraten ins Schwanken, Risse entstehen in Gebäuden und im Erdboden, und gelegentlich wird ein donnerähnliches Geräusch vernommen. Das oberflächliche Schüttergebiet ist kreisförmig, der zentrale Teil desselben mit maximalster Erschütterung liegt senkrecht über dem Hauptzerstörungsgebiet im Flötz. Cremer und Dill beschreiben Erdstöße vom 2. Juli 1897, 24. März 1899 und 14. Juli 1899 in der Umgebung von Herne und bringen sie in Beziehung zu „Gebirgsstößen“.¹⁾ Bemerkenswert ist es, dass die Erderschütterungen auf der Zeche Shamrock am 20. Juli 1897 und am 24. März 1899 in der Grube kaum merklich sich äusserten, im ersten Fall wird ein „Pfeilerzusammenbruch“, im zweiten ein „Zubruchgehen des Hangenden“ gemeldet. Das kreisförmige Erschütterungsgebiet erreichte am 2. Juli 1897 einen Durchmesser von 3,5 km. Weit bedeutsamer war die ebenfalls vom Abbaufeld des Flötzes Sonnenschein, im Gebiet des Sattels zwischen Emscher- und Essenermulde ausgehende Erderschütterung vom 14. Juli 1899; sie dehnte sich über ein kreisförmiges Gebiet von 13–14 km Radius aus und zeigte alle Erscheinungen eines natürlichen Bebens. In der Grube konstatieren wir die Wirkung einer allgemeinen Gebirgserschütterung. Kohlen und Bergeversatz brechen aus den Stößen in die Strecke, das Hangende bricht ein, das Liegende wölbt sich auf, ein mehrere Meter dicker Mauerklotz berstet, Kohlen, Berge, Zimmerung, Schienen, Schwellen und Förderwagen liegen wirt durcheinander.

Für diese Art der Zerstörungen im Flötz Sonnenschein mag die von Dr. L. Cremer gegebene Erklärung sehr wohl zu Recht bestehen; eine Analogie mit den Erderschütterungen im Ganggebiet von Pribram ist unverkennbar. Dr. Cremer schätzt den Substanzverlust, den die beiden Sattelflügel unterhalb des Erderschütterungsgebietes durch den Abbau erlitten haben, auf mindestens 3–4% der ganzen Gebirgsmasse. Durch den rings um den Sattel ver-

¹⁾ In dem Falle, wo im Simplon ein Zusammentreffen von Bergschlag und Erdbeben sich zeigte, ist wohl das Erdbeben die Primärererscheinung, der Bergschlag wurde durch das Erdbeben ausgelöst. — Über Beziehung von Bergschlägen zu Erdbeben vgl. R. Hoernes Bergschläge und verwandte Erscheinungen. — Erdbebenwarte. Laibach. April 1907.

teilten Abbau ist eine Lockerung in dem ursprünglich festen Verbande der Gesteine des Sattelgewölbes eingetreten, die Widerlager desselben sind geschwächt worden und es erfolgte der Einsturz.

Offenbar sind die geschilderten Vorgänge im Flötz Sonnenschein sehr komplexer Natur. Es erscheint mir nicht gerechtfertigt, dieselben in ihrer Gesamtheit zu den „Bergschlägen“ zu rechnen. Normale Bergschläge kommen vor, daneben aber können Einstürze bedingt sein durch den ausgedehnten Abbau und endlich ist es möglich, dass das ganze Gebiet von tektonischen Erdbeben ergriffen wird, deren Wirkung sich hier eben in ganz besonderer Weise fühlbar macht.

Als eine besondere Art von Bergschlägen in Kohlenflötzen haben wir auch diejenigen zu betrachten, die mit plötzlichen Gasausbrüchen (*dégagements instantanés*) verbunden sind.

Nach A. Dufranc-Demanet (*Traité d'exploitation des mines de houille*, 2^{me} édition, t. I, p. 81) erklärt sich die Erscheinung dadurch, dass die mit grosser Spannung (15—20 Atm.) die Poren der Kohle erfüllenden Grubengase plötzlich ausbrechen, die Kohlenmassen aus dem Stoss hinaus-schleudern und Spalten im Stoss aufreissen. In Belgien sollen diese Bergschläge auf das Gebiet der Fettkohlen beschränkt sein und vornehmlich in den stark gefalteten Schichten des südlichen Teiles des Kohlenbeckens, aber niemals in dem regelmässig gelagerten nördlichen Teil des Beckens auftreten. Die *dégagements instantanés* stellen sich besonders häufig ein in der Nähe des Mulden-tiefsten; bei Flötzanschwellungen oder sonstigen Unregelmässigkeiten in der Lagerung und mit zunehmender Teufe scheinen sie an Häufigkeit und Heftigkeit zuzunehmen. Wohl nicht mit Unrecht werden von *Broockmann* („Die Entwicklung des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbergbaues in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts“, Bd. VI, 1903, *Wetterwirtschaft*, S. 102) die Kohlenstösse in dem 3 m mächtigen Flötz Röttgersbank der Fettkohlen als *dégagements instantanés* erklärt.

Der Überblick über die im Ruhrgebiet beobachteten Kohlenstossexplosionen zeigt uns, dass das Wesen derselben weder durch Schwächung des Gebirges infolge des Abbaues noch durch plötzliche Entgasung erklärt werden kann.

Ähnlich wie im Ruhrgebiet stellen Kohlenstösse sich auch in den *oberschlesischen* Gruben ein. Von besonderer Bedeutung erscheint mir auch hier wieder die Konstatierung, dass beim Auffahren von Strecken in unverritztem Felde die plötzlich eintretenden Kohlenstösse sich einstellen nur da, wo das Hangende gut ist und dass dieselben durch eine systematische Zimmerung verhindert werden können. Nach einiger Zeit kann die Zimmerung wieder entfernt werden und nach beendigtem Auffahren können sich derartige Strecken ohne Ausbau lange unverändert halten.

Sehr anschaulich schildert *Fr. Bernhardt* (*Verhandl. und Untersuch. d. preuss. Stein- und Kohlenfall-Kommission*, p. 171) den Einfluss der Teufe auf das Verhalten des Flötzes. Beim sukzessiven Tieferlegen der Sohlen von 100 m auf 500 m unter Tags mussten die Strecken immer enger und niedriger getrieben und in immer grösserer Ausdehnung verbaut werden. Überall an den Wandungen des angehauenen Kohls zeigte sich die Kohle in immer grösserer Masse brüchig und schlagend infolge der stets zunehmenden Spannungserscheinungen.

„Mit dem gewöhnlichen Druck hat die Sache nichts zu tun, denn es lässt sich, wo das Kohl von den Stössen abgedrückt wird, irgend eine Bewegung in den dahinter befindlichen Massen nicht nachweisen. Das Kohl ist nicht eigentlich weicher, sondern spröder geworden.“ Bemerkenswert ist es, dass auch hier die Lassenbildung und das Schlagen des Flötzes gerade da am stärksten sind, wo ungestörte Lagerungsverhältnisse herrschen und das Flötz gesund und mächtig entwickelt ist.

Nicht als „Bergschläge“ sind diejenigen in den oberschlesischen Gruben häufig eintretenden Kohlen- und Steinfälle zu registrieren, die in druckhaftem oder in dem von Schlechten durchzogenen Gebirge eintreten.

Im Kohlenbecken von Kladno in Böhmen (vgl. die Mineralkohlen Österreichs, Wien 1903, p. 222) sind Bergschläge ebenfalls sehr häufig. Auch von hier werden mit erdbebenartigen Erscheinungen verbundene Detonationen von *A. Weithofer* (Verhandl. d. naturforsch. Vereines in Brünn 1904, p. 44) und *A. Rzehak* (Zeitschr. f. prakt. Geologie, November 1906) erwähnt. Die Ursachen der „Detonationen“ sind die durch den dortigen versatzlosen Abbau eines standfesten, 6—11 m mächtigen Flötzes im Gestein ausgelösten Spannungen. Die Erschütterungen scheinen vornehmlich von denjenigen Stellen ausgegangen zu sein, an welchen drei aneinander grenzende Gruben gleichzeitig Abbau geführt haben. Von dem gewöhnlichen Niedergehen eines bis zu gewissem Grade brüchigen Gebirges zufolge der Schwerkraft über abgekohlten Räumen sind die plötzlich eintretenden, von Detonationen und weit sich fortpflanzenden Erderschütterungen begleiteten Druckerscheinungen wohl zu unterscheiden.

Endlich möchte ich noch auf die Untersuchungen von Bergingenieur *Baumgartner* über „Explosion von Kohlen- und Gebirgsstößen“ in den Tertiärkohlen der Grube *Hausham in Oberbayern* hinweisen. Es finden sich hier zwei Flötze; das hangende, 0,45—0,7 m mächtige „Kleinkohlflötz“ ist von dem liegenden, 0,7—1,3 m mächtigen „Grosskohlflötz“ durch 6—8 m mächtige Schichten von standfestem Zementmergel und Sandstein getrennt. Die Flötze bilden eine von Ost nach West sich erstreckende Mulde mit überkipptem Südflügel (vgl. *Gümbel*, Geologie von Bayern II, p. 339 ff., ferner *Korschelt*, Geognost. Jahreshfte III, 1890). Der Muldensüdflügel des Ostfeldes ist von vielen Störungen durchsetzt, während im Nordflügel die Schichten flach, regelmässig gelagert sind. Explodierende Stöße finden sich nur im Nordflügel; genau so wie in den Gruben von Příbram und wie im Simplon treten die Bergschläge nur in kompakten, möglichst flachliegenden Gesteinschichten auf. Die Kohle steht derart unter Druck, dass, sobald der Stoss freigelegt wird, dieselbe, unter Knistern und Krachen, lebhaft stäubend, in grössern und kleinern Platten losspringt. Der dahinter befindliche Kohlenstoss ist anfangs noch fest, bald tritt aber die Lassenbildung auch hier ein, der Stoss beginnt zu „arbeiten“ und lockert sich. Auch in der Haushamermulde äussern die dynamischen Vorgänge im Flötz gelegentlich sich obertags als Erderschütterungen.

In den Kohlenminen des *Stafford-Distriktes* in England sind nach *W. N. Atkinson* typische Bergschläge in allen Graden der Intensivität sehr häufig. Es werden dieselben zurückgeführt auf Auslösungen von dem Flötz inwohnenden Spannungen infolge des Anhaues.

* * *

Bergschläge in Steinbrüchen. Erscheinungen, die mit den unter Tags eintretenden „Bergschlägen“ gewisse Analogien zeigen, sind auch über Tags in Steinbrüchen beobachtet worden. *F. v. Hauer* (Geologie und ihre Anwendung usw., p. 105) macht auf zwei Mitteilungen von *J. Johnston* (Proceedings of the American Association for the advancement of science, eight meeting 1854) und *H. Niles* (Proceedings of the Boston Society of Natural History, Vol. XIV, 1870—71) aufmerksam. Weitere Beobachtungen hat *W. H. Niles* späterhin veröffentlicht (Proceedings of the Boston Society of Natural History, Vol. XVIII, p. 272. 1876).¹⁾

In ausgedehnten Steinbrüchen wird am Connecticut River ein kompakter grobbankiger Sandstein ausgebeutet, der 12—15° ostwärts einfällt. Auf dem Grunde des zirka 30 m tiefen Steinbruches gingen die Wandungen von Gräben, die in Ost-Westrichtung, also senkrecht zum Streichen, in dem Sandstein ausgehauen wurden, um den Betrag von etwa $\frac{3}{4}$ Zoll zusammen und vom

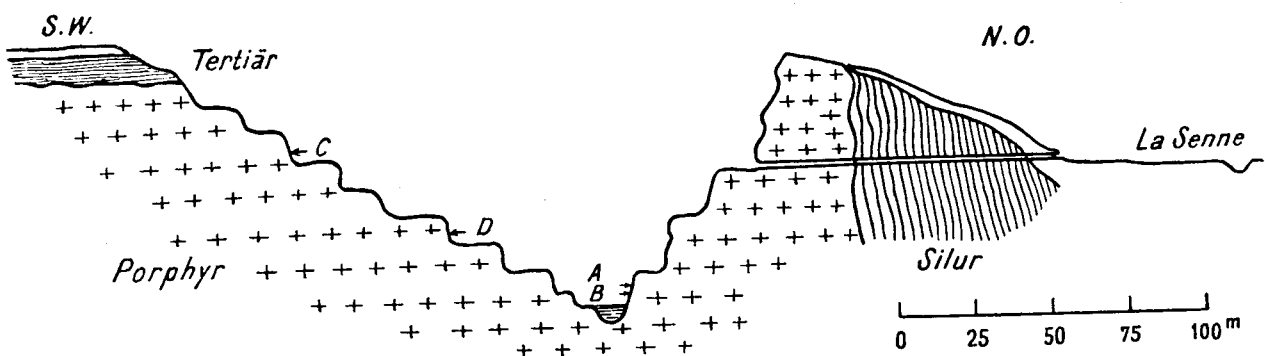
¹⁾ Vgl. *Ch. R. Van Hise*. A treatise on Metamorphisms, p. 597: Strain within elastic limit.

Boden des 9 oder 12 Zoll tiefen Kanales wurden unter Knall Gesteinsschalen abgesprengt. — Im Steinbruch in einem homogenen, kluffreien Gneiss bei Springfield, Mass, fallen die 1—2 m mächtigen Gneissbänke gegen Westen, der Abbau geschieht von Westen her parallel dem Streichen der Bänke und genau so wie am östlichen Stoss des Simplontunnels im Antigoriogneiss stellen an der Brust bergwärts, quer zur Fallrichtung, die Bergschläge sich ein. Die Erfahrung lehrte, dass da, wo man senkrecht zur Nord-Süd gerichteten Abbaufäche schmale Schlitze in den Gneiss einhieb, keine Sprengschalen entstanden. Die Aussenschicht des angehauenen Felsens dehnt sich stärker aus, als der innere Felskörper und muss deshalb sich loslösen und abspringen; wo aber in den Kern des Felsens senkrecht zur Ausdehnungsrichtung der Aussenschicht Schlitze eingehauen sind, kann der Fels sich ausdehnen, ohne die Schale abzusprenge. Die starke Ausdehnung der Aussenschicht ist auch direkt beobachtet worden. Eine elf Fuss lange und drei Fuss dicke Gneissplatte war vom Anstehenden losgesprengt, hing aber an einem Ende noch mit dem harten Fels zusammen und es konnte konstatiert werden, dass der losgelöste Teil des Felsens gegenüber dem entsprechenden Teil des Anstehenden um $1\frac{1}{2}$ Zoll sich gestreckt hatte.

Neuerdings beschreibt A. *Hankar-Urban* Bergschläge, die er in den Pflastersteinbrüchen im Porphy von Quenast in Belgien beobachtet hat. (Vgl. Note sur des Mouvements spontanés des Roches dans les Carrières. — Bull. d. l. Soc. belge de Géologie usw. T. XIX. 1905.) Der Porphy ist ganz massig und hat die Druckfestigkeit von 2344 kg. Er wird in einem 75 m tiefen Steinbruch ausgebeutet, dessen Sohle 40 m unter dem Niveau der Senne liegt. Bergschläge werden an den angebrochenen Wandungen seit 50 Jahren beobachtet und zwar treten dieselben ein auch an Stellen, wo seit 5--6 Monaten nicht mehr gearbeitet worden ist. Auf beistehender Figur 30 sind die Stellen mit A, B, C, D bezeichnet.

Die Erscheinung der Bergschläge (bendons) besteht darin, dass eine Platte des massigen, kompakten Porphyrs von der Wandung sich loslöst, indem sie unter eigentümlichem Knattern in der Mitte sich aufwölbt und explosionsartig abgesprengt wird. Die Länge der abgesprengten Platten beträgt gewöhnlich einige Meter, die Breite einige Dezimeter, die Dicke meist nur einige Zentimeter. Die Menge des spontan losgesprengten Gesteines kann mehrere Kubikmeter betragen. Die Sprengschalen werden häufig auch nur aufgerissen ohne loszubrechen und lassen sich dann leicht durch

Fig. 30.



Bearbeiten mit dem Hammer herunterbrechen. Die Entstehung der Bergschläge beruht auch hier auf einer Spannungsauslösung, die eine plötzlich eintretende Ausdehnung der Oberflächenschicht bedingt. Die Erscheinung ist genau dieselbe im Simplontunnel, 2000 m unter der Oberfläche, wie über Tag im Porphysteinbruch von Quenast.

Dass in dem den Steinbrüchen entnommenen Gestein latente Spannungen zur Auslösung gelangen, darauf scheint das Vorhandensein einer Art versteckter Spaltbarkeit hinzuweisen, welche z. B. den losen Granitblöcken der Brüche von Baveno und Montorfano, am Lago maggiore, eigentümlich ist. Diese Ebenen leichter Teilbarkeit in dem anscheinend durchaus richtungslos körnigen Granit bezeichnet der Italiener als *Filone maestro*.

Desquamation. Wenn wir so dazu kommen, die Bergschläge allgemein zurückzuführen auf eine partiell in der Oberflächenschicht von anstehender Gneissmasse sich geltend machende Ausdehnung, so liegt es nahe, zum Vergleich auch die Abschuppung (*Desquamation*) der Felsen in den Wüsten heranzuziehen (vgl. *Walther*. Die Denudation in der Wüste p. 104; das Gesetz der Wüstenbildung p. 28, ferner *Van Hise*. A treatise on Metamorphisme p. 434). Hier sind es die raschen Temperaturschwankungen, bis 50° täglich, die eine differente Ausdehnung der Oberfläche der Gesteine hervorrufen und somit jene schalige Abschuppung an Graniten oder Porphyren bedingen, die ich in gewissem Sinne mit den Sprengschalen an den Stollenwandungen vergleichen möchte, obwohl beiden Erscheinungen durchaus verschiedene Ursachen zugrunde liegen.

Eine ganz zutreffende Erklärung für die Erscheinung der Bergschläge vermag ich bis heute nicht zu geben. Das Phänomen ist in seinen physikalischen Grundbedingungen noch weiter zu studieren. Von Bedeutung ist die Frage, in wie weit als mitwirkende Ursache für das Auftreten der Bergschläge die Gebirgsüberlastung in Betracht zu ziehen ist.

Es liegt nahe, die Art der Gesteinsdeformation in tiefliegenden Tunnel in Korrelation zu setzen zu der Mächtigkeit des überlagernden Gebirges. Dass tatsächlich die Grösse der Überlastung ein bedeutsamer Faktor ist für die Art der Resistenz der Gesteine an Ulmen, Sohle und First des Tunnels ist von vorneherein zweifellos. Die Erfahrungen in allen Tiefbauten und ganz besonders diejenigen, die wir im Simplon erworben haben, zeigen nun aber zur Evidenz, dass für das mechanische Verhalten der Stollenwände in grossen Erdtiefen in weit grösserem Masse, als die Grösse der Gebirgsüberlastung, bestimmend sind die primäre Konsistenz und die Art der Lagerung der Gesteine.

Wollen wir die Einwirkung der Gebirgsüberlastung erkennen, so dürfen wir nur miteinander vergleichen gleichartige Gesteine, gleichartig liegend, in verschiedenen Tiefen unter der Oberfläche. Hierfür haben wir in der 4,3 km langen Strecke, die im Antigoriogneiss der Südseite des Simplontunnels angefahren worden ist, ein anscheinend treffendes Beispiel vor Augen. Wo über dem Triaskalk bei 4,365 ab SP. im Tunnel II., tunnelauswärts der Antigoriogneiss auf ca. 150 m Länge erst noch quer zur Tunnelaxe streicht und 40–50° SE. einfällt, sind keine Bergschläge vorhanden. Von km 4,1 ca. ab SP. nun bis zum Ausgang haben wir durchgehend den grobbankigen Antigoriogneiss flach SW. einfallend. Für diese Strecke ist die Korrelation der Deformation des Gesteines mit der Überlastungsgrösse zu untersuchen. Vom Südportal an bis auf 1,5 km Länge, bei allmählich zunehmender Überlastung bis zu 700 m, finden wir keine Gebirgsstösse; in dünnschichtigen Gneissvarietäten brechen gelegentlich Platten aus der Firste. Bergschläge stellen sich nun ein auf 2,5 km Länge in mehr oder weniger lang anhaltenden Partien und zwar in immer grösserer Intensität mit der zunehmenden Überlastung; erst sind sie nur vereinzelt, dann von km 2,5 ab SP. an immer

mehr kontinuierlich; unter dem Passo Posette, 1500 m unter der Oberfläche erreichen sie ihr Maximum. — Eine Analogie zu dem Verhalten des Antigoriogneisses im Simplon finden wir z. B. in den oberschlesischen Kohlengruben: Obwohl das Kohl an sich in 500 m Tiefe ebenso hart ist, wie in den obern Sohlen, hat doch in diesen Tiefen, eben wegen der Spannung des Kohls, der blosse Hieb der Keilhauen einen grösseren Effekt.

Trotz diesen beiden Beobachtungen darf aber die Gebirgsbelastung nicht als *conditio sine qua non* für Bergschläge überhaupt aufgefasst werden, denn es kommen ja auch sehr heftige Bergschläge in Tagbauen vor.

Nach *A. Heim* sind die Bergschläge im Simplontunnel zurückzuführen auf die Störung des hydrostatischen Gleichgewichts, in dem das Gestein im Berge sich befindet, durch den Ausbruch des Tunnels.

Ganz ähnlich wie in seinen ältern Publikationen (*Mechanismus T. II pag. 89 und 105, Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 1880 pag. 269*) spricht *A. Heim* auch in seiner neuen Arbeit „Tunnelbau und Gebirgsdruck“ von „Bergschlägen“ überhaupt nicht. Dass er die Erscheinung kennt, entnehmen wir aus folgendem Satz: Es werden abgetrennte Stücke knisternd in den Hohlraum gestossen (pag. 5). Nach der Anschauung von *A. Heim*, die ich hier wiederzugeben versuche, soll da, wo an der Tunnelwand Bergschlag eintritt, in demselben Gestein bergewärts Plastizität durch Druck herrschen, indem das Gestein bruchlos gegen den Hohlraum hin einbiegt. Da das an und für sich spröde Material vor der Durchörterung unter allseitigem Druck stand, hatte es seine Brüchigkeit verloren; nach der Durchfahrung erweist sich nun aber an der steifen Tunnelwand das Gestein durchaus spröde d. h., eben noch plastisch, wird dasselbe infolge einseitiger Aufhebung des Druckes sofort starr, während der innere Kern des Gebirges, noch allseitig gedrückt, plastisch bleibt.

Wie weit bergewärts erstreckt sich diese steife Randzone um den Tunnel, wo beginnt der plastisch gedrückte Kern? Nach *A. Heim* kann diese Schutzzone nicht allzu dick sein, denn der Hohlraum des Stollens muss ja noch ausaugend auf den plastischen Kern wirken können. — Wäre es möglich, z. B. in ein unter dem Druck von 2000 kg/qcm befindliches, plastisch umgeformtes Stück Steinsalz, eine zylindrische Höhlung zu bohren, so müssten die Wandungen dieser Höhlung Absplittern zeigen, und erst aus dem Innern des Steinsalzkörpers heraus würde das Steinsalz „plastisch nach der Höhlung einbiegen“. *F. Rinne* hat Steinsalz und Sylvin unter allseitigem Druck plastisch umgeformt (*Neues Jahrbuch für Mineralogie u. s. w. 1904, Bd. I, pag. 114*), und bemerkenswert ist die Tatsache, dass die plastische Deformation des Steinsalzes ohne Erzeugung innerer Spannungen sich vollzogen hat; das vollständig wasserhelle, dauernd deformierte Steinsalz zeigt bei optischer Untersuchung zwischen gekreuzten Nicols und unter Anwendung eines Gipsblättchens von Roth I, Ordnung keine Spur von anomaler Doppelbrechung. Das supponierte Experiment dürfte schwerlich im Sinne der Heim'schen Anschauung ausfallen. — Dafür dass in Tiefbauen irgendwo eine Kombination von spröder Stollenwand und plastischem Gebirgskern sich findet, besitzen wir in der praktischen Erfahrung nicht die geringsten Anzeichen. Nach allen Wahrnehmungen tritt die Erscheinung der Bergschläge nur ein bei maximalster Sprödigkeit des Gesteines und irgend eine Bewegung der dahinter befindlichen Massen wird ausdrücklich in Abrede gestellt. Schlagen einerseits, Drücken andererseits des Gesteines am Hohlraum schliessen sich aus; niemals wird in schlagendem Gestein kontinuierlicher Sohlenauftrieb beobachtet, auch das Hangende bleibt in der Regel unversehrt. — Als Resultat meiner Untersuchung ergibt sich, dass die Erscheinung der Bergschläge durchaus ungezwungen und ohne Widerspruch mit den konstatierten Tatsachen zu erklären sind, ohne dass im

Gebirge Druckgrössen angenommen werden müssen, die auch nur eine Annäherung an latent plastischen Zustand der Gesteine bedingen. Entscheidend in dieser Hinsicht ist übrigens das Auftreten von Bergschlägen in Tagbauen. Ich muss allerdings davon absehen, den streng physikalisch durchgeführten Beweis zu geben dafür, dass die gegenteilige Anschauung von A. Heim unter keinen Umständen zu Recht bestehen kann. *F. Auerbach* (Annalen der Physik und Chemie 1891, Bd. 43, p. 61 und 1892, Bd. 45, p. 272) bespricht ein Verhalten von Flussspath, Kalzit und einer gewissen Glassorte bei hohen Drucken, das für eine Kontinuität des Übergangs zwischen Plastizität und Sprödigkeit sprechen dürfte.

II. Die Umformung der Gesteine durch Gebirgsdruck.

Nach *A. Heim* setzt sich die Schwerlast des Gebirges in einer je nach der Gebirgs- (nicht Gesteins-) Festigkeit ungleichen durchschnittlichen Tiefe in einen allseitigen dem hydrostatischen Druck ähnlichen Gebirgsdruck mit Auftrieb um.

Zu diesen, hinsichtlich des Bestandes von Tunnel pessimistischen Schlüssen gelangt *A. Heim* durch die konsequente Durchführung seiner Theorie über die „latente Plastizität“ der Gesteine. Der allseitig auf die Gesteine wirkende Druck bedingt in erster Linie das Verhalten der Gesteine in der Tiefe. Die allgemeine Erscheinung, die allgemein wirkende Ursache verwischt die spezifisch differenten Eigenschaften der Gesteine. „Die Frage ist nicht: welches Gestein ist oder wird druckhaft, welches nicht, denn alle werden druckhaft“, — weil eben alle aus dem gleichen Grunde latent plastisch werden — aber doch auch nach der Meinung von *A. Heim*, nur so, dass ein bestimmtes Gestein mit zunehmender Tiefe sukzessive druckhafter wird, dass aber bei gegebener Tiefe differente Gesteine verschiedenartig druckhaft sich erweisen. (Vgl. *Heim*, Mechanismus der Gebirgsbildung, T. II, pag. 90.)

Die Widerstandsfähigkeit der Gesteinsmasse gegenüber dem deformierenden Gebirgsdruck resultiert aus der Kombination von drei Bedingungen:

1. Schwerlast des überlagernden Gebirges (Überlastungsgrösse).
2. Rückwirkende Festigkeit des Gesteines (Gesteinsfestigkeit), bestimmt in der Festigkeitsmaschine.
3. Rückwirkende Festigkeit des Gebirges, resultierend aus der Struktur und Art der Lagerung des Gesteines in loco (Gebirgsfestigkeit).

Meines Wissens führt *A. Heim* im Jahre 1905 in dem Aufsatz: „Tunnelbau und Gebirgsdruck“ zum ersten Mal den Begriff der Gebirgsfestigkeit gegenüber oder neben demjenigen der Gesteinsfestigkeit ein. Indem ich die Einführung dieses Faktors als einen beachtenswerten Fortschritt anerkenne, möchte ich doch die Eigenschaften der Gesteine, welche eben die Differenz zwischen Gebirgsfestigkeit und Gesteinsfestigkeit bedingen, in etwas anderer Weise definieren, als *A. Heim* das getan hat, oder doch wenigstens den Begriff etwas näher beleuchten. Fast jede Felsmasse, so wie sie im Gebirge liegt, zeigt Richtungen verschiedener Kohäsion, die dem Gestein eigentümlich sind. Es kommen in Betracht die Schicht- oder Schieferungsebenen bei den Sedimenten, primäre Absonderungsflächen oder durch Gebirgsbildung entstandene Druckschieferung bei den massigen, eruptiven Gesteinen. Die Art und Weise, wie diese Teilungsflächen die rückwirkende Festigkeit des Gebirges in Tiefbauen bedingen, ist äusserst variabel. Die Schichtstellung ist von grösstem Einfluss; finden wir doch schon in der Festigkeitsmaschine mehrere hundert kg betragende Differenzen, je nach dem wir die Druckfestigkeit parallel oder senkrecht zur Schichtung prüfen.

Die Gebirgsfestigkeit bestimmen wir empirisch, d. h. wir beobachten bei welcher Tiefe der Gebirgsdruck anfängt grösser zu werden als die Gebirgsfestigkeit, bei welcher Tiefe sich Deformationen einstellen. Für den Antigoriogneiss im Simplontunnel z. B. können wir, dem Gedankengang von A. Heim folgend, die Grenze der Gebirgsfestigkeit da annehmen, wo die Bergschläge die Sicherheit der Ulme gefährden. Bei Annahme von ca. 1000 m Überlagerung und 2,65 spezifischen Gewichts des Antigoriogneisses erhalten wir für Gebirgsfestigkeit ca. 250 kg, während die Gesteinsfestigkeit ca. 1500 kg beträgt.¹⁾ Würden die Schichten jedoch nicht horizontal liegen, sondern steilstehend, quer zur Tunnelwandung streichend, angefahren werden, so würden wir eine viel grössere Gebirgsfestigkeit, eventuell weit über 1000 kg finden, d. h. die Bergschläge wären erst bei grösserer Überlastung zu erwarten. Die rückwirkende Festigkeit der Gebirgsmasse ist durchaus nicht immer geringer als die rückwirkende Festigkeit des Gesteins. Sie ist bei den steilstehenden Kalkphylliten im Simplon, unter Rosswald, bei 1000 m Überlastung entschieden grösser, als man es nach der Beschaffenheit des Gesteins an der Oberfläche erwarten würde, hat doch *F. M. Stapff* über die zu erwartende Standfestigkeit gerade dieses Terrains sich sehr pessimistisch geäussert (*Zeitschrift für Anatomie und Physiologie*, 1879, Physiologische Abteilung, pag. 133). — Die Schiefertone der Opalinusschichten im Jura zeigen sehr geringe Druckfestigkeit. Im Weissensteintunnel sind dieselben an drei Stellen auf die Gesamtlänge von 400 m durchfahren worden, bei einer Gebirgsüberlastung von 500 m. Überall haben sie sich in prachtvollster Weise standfest erwiesen. Bei 500 m Überlastung und 2,5 spezifischem Gewicht der Mergel erhalten wir für die Gebirgsfestigkeit mindestens 125 kg, während die Gesteinsfestigkeit nicht 20 kg beträgt. Ähnlichen Verhältnissen begegnen wir im Rickentunnel.²⁾

Indem ich vorläufig die Frage nach der „latenten Plastizität“ nicht berühre, sondern nur allgemein die Druckhaftigkeit der Gesteine in Tiefbauten, so wie wir sie tatsächlich beobachten, ins Auge fasse, muss ich gegenüber den Ausführungen von A. Heim in erster Linie hervorheben, dass die Relation in der Wirksamkeit der drei die Druckhaftigkeit des Gesteines im Tiefbau bedingenden Faktoren von Fall zu Fall ausserordentlich variabel ist. Der „ungemessene Hauptfaktor“, die Gebirgsfestigkeit, tritt uns bis zu den grössten bis jetzt erreichten Tiefen in grösster Mannigfaltigkeit der Erscheinung determinierend entgegen. Wir sind aber hier keineswegs auf „Schätzung auf Grundlage unseres Gefühles“ angewiesen, sondern allein auf möglichst ausgreifende und möglichst genaue Beobachtungen in Tiefbauten. Während wir unter Umständen bei gleichartigem, ruhig liegendem Gebirge (vgl. oben: Flötze in Oberschlesien) tatsächlich in der sukzessive abnehmenden Resistenz schon bei relativ geringer Tiefenzunahme (bis 600 m) den Einfluss der Gesteinsüberlastung nachweisen können, lässt sich in andern Fällen nicht die geringste Deformation der Stollenwandungen nachweisen, oder die Deformation tritt ganz unabhängig von der Tiefe ein. In dem Bericht der nach Nordfrankreich und Belgien entsandten Mitglieder der preussischen Stein- und Kohlenfall-Kommission (Heft V, pag. 425) heisst es ausdrücklich: „Von der Zunahme des Drucks mit der Teufe konnten sichtbare Beweise nicht erbracht werden“. Es handelt sich hier um Teufenunterscheide von 200–800 m. Die Kohlen in Oberschlesien, die Kohlen in Belgien und Nordfrankreich mögen wohl annähernd eine gleich grosse Gesteinsfestigkeit haben, die Gebirgsfestigkeit steht aber

¹⁾ Die Druckfestigkeit des Antigoriogneisses aus dem Rovalensteinbruch bei Iselle wurde, senkrecht auf die Schichten, zu 1700 kg ermittelt.

²⁾ Nach *A. Heim* (*Mechanismus I, II*, pag. 91) sehen wir Stollen in weichen Sandsteinen und Tonschiefern schon 300 m unter der Oberfläche sich schliessen. Der die Opalinuszone im Weissenstein durchfahrende Tunnel wird nach *A. Heim* auf die Dauer ohne Sohlengewölbe nicht haltbar sein.

zu der zunehmenden Schwerelast des Gebirges bei den horizontal liegenden Flötzen Schlesiens in ganz anderem Verhältnis als bei den meist steil aufgerichteten, intensiv gefalteten, zusammengepressten Flötzen in Belgien und Nordfrankreich. — Ich habe z. B. die Stollen der alten Goldbergwerke am Monte Rosa (Pestarena, Alagna) befahren; an den Wandungen der im Gneiss aufgefahrenen, seit Jahrhunderten verlassenem Stollen ist keine Spur von Deformation zu erkennen, obwohl dieselben bis 1600 m tief unter der Oberfläche liegen. Ich bin überzeugt, dass wenn wir alle Tiefbaue der Erde prüfen würden, wir aus den Beobachtungen keine allgemeine direkte Abhängigkeit zwischen Grösse der Überlastung und Intensität der Druckhaftigkeit finden könnten. Nicht weil nicht allgemein die Druckhaftigkeit mit der Überlastungsgrösse zunimmt, sondern weil eben die beiden andern von Ort zu Ort variierenden Faktoren, die Gesteinsfestigkeit und die Gebirgsfestigkeit, welche die Druckhaftigkeit mitbedingen, bis zu den erreichten Tiefen in allzu dominierender Weise bestimmend sind.

Seit den Zeiten von Athanasius Kircher (geb. 1602) gilt das Gesetz, dass die Erdwärme mit der Tiefe zunehme; die Zunahme der Druckhaftigkeit der Gesteine mit der Tiefe kann in ähnlicher Weise als Postulat gelten. Wir sehen aber und zwar ganz besonders deutlich im Simplon, dass, abgesehen von lokalen Ursachen, wie Wasserführung usw., die Temperaturzunahme nicht nur durch die Überlastungsgrösse, sondern auch durch den Wärmeleitungskoeffizient der stofflich verschiedenartigen Gesteinsmassen einerseits, durch die Schichtstellung derselben andererseits bedingt werden.¹⁾ Auch hier haben wir die Wechselwirkung von drei Faktoren: den Wärmeleitungskoeffizient parallelisieren wir mit der Gesteinsfestigkeit, die Schichtstellung mit der Gebirgsfestigkeit. Im allgemeinen ist bei der normalen Wärmezunahme die Überlastungsgrösse in stärkerer Weise der dominierende Faktor, als bei der Zunahme der Druckhaftigkeit.

Wie sehr von seiten der Ingenieure bei der Beurteilung der Druckhaftigkeit als wesentlicher Faktor für die „Gebirgsfestigkeit“ die Schichtstellung in Betracht gezogen wird, zeigt folgende interessante, den Simplon betreffende Äusserung von J. C. Wagner: „Nach den uns Experten vorgelegenen geologischen Gutachten sind wir zu folgendem Schluss gekommen, den ich auch noch heute vollkommen aufrecht halte: „Der vorgesehene Abstand von 17 m zwischen den Achsen der beiden Paralleltunnel ist genügend, da aus den geologischen Aufnahmen hervorgeht, dass die Schichten vorherrschend ein nahezu senkrechtcs Streichen zur Tunnelachse aufweisen. Es kann somit eine ungünstige gegenseitige Beeinflussung der zu schaffenden Hohlräume in der Achsendistanz von 17 m, selbst wenn die Gesteinsverhältnisse ungünstige wären, bei der nötigen Vorsicht im Ausbau derselben nicht stattfinden.“²⁾ — Ich bin überzeugt, dass wenn Herr J. C. Wagner die tatsächlich vorhandene Schichtlage innerhalb Valgrandgneiss, Vegliamulde und Lebendungneiss auf den zentral gelegenen 7 km des Tunnels jetzt in Betracht zieht, er sich weniger zuversichtlich hinsichtlich des Genügens des Abstandes von 17 m aussprechen wird.

Ausser petrographischer Beschaffenheit, Art der Lagerung und Überlastung ist nun aber für das Verhalten der Gesteine in der Tiefe noch ein weiteres Moment von Bedeutung. Die Bergschläge in sprödem, das Zusammengehen der Stösse und der Sohlenauftrieb in zertrümmerndem oder weichem Gestein haben wir zurückzuführen auf die durch den Anbau hervorgerufene partielle

¹⁾ Vgl. *Jannetaz*: Bull. soc. geol. 3 sér. t. IV, p. 553. — Compt. rend. Congr. internat. de Geologie à Paris, p. 222.

²⁾ Herr Prof. Dr. C. *Pressel* in München schreibt mir: „Auch ich bin der festen Überzeugung, dass der Abstand von 17 m von Achse zu Achse genügt hätte, wenn wir die Schichten querschlägig und mit einem Einfallen angetroffen hätten, wie es das „offizielle geologische Profil angibt.“

Auslösung innerer Spannungen des vorher unter allseitigem Druck stehenden Gesteines. Man spricht mit Recht von einem „Mechanismus der Gebirgsbildung“. Unter mächtiger Belastung sind die Gesteinsschichten tangential zusammengeschoben und übereinander gefürmt worden. Die geologischen Profile zeigen, welche gewaltiges Mass in der Region des Simplon diese hier von Süd nach Nord gerichteten Überfaltungen erreicht haben. Die innere Spannung, unter welcher die Gesteine im Berginnern derartig stark gefalteter Gebirgsstöcke stehen, dürfte in ihrer Verteilung in gewissem Grade noch abhängig sein von der Art und Intensität der gebirgsbildenden Dislokationen. An den Gewölbeumbiegungen z. B. muss die innere Spannung eine andere gewesen sein, als an den Gewölbeschenkeln. Hat dieselbe bis heute sich ausgeglichen oder können wir annehmen, dass bei Anbau des Felsens in der Tiefe des längst zur Ruhe gekommenen Gebirges latente Spannungen sich auslösen, als deren Ursache der einstige faltende Tangentialschub angesehen werden muss? Der faktische Beweis für das Vorhandensein derartiger Energiereste wäre gegeben, wenn *ceteris paribus* (petrographische Natur, Lagerung, Überlastung) tektonisch stärker gestörte Gebiete stärkeren Sohlaufrtrieb und stärkeres Zusammengehen der Ulme einerseits, energischere Bergschläge andererseits zeigen würden, als relativ normal liegende. Wenn mir auch zur Entscheidung dieser Frage genügendes Beobachtungsmaterial nicht zur Verfügung steht, so scheint es mir doch sicher zu sein, dass für die Beurteilung der Resistenz des Felsens an irgend einem Punkt im Innern des Gebirges die dreifache Kenntnis der Überlagerungsgrösse, der petrographischen Beschaffenheit und der Art der Lagerung des Gesteines unter Umständen nicht genügen, sondern dass in einem vorläufig nicht genauer zu fixierenden Grade auch die Beziehung der zu prüfenden Stelle zum System der tektonischen Störungen im Gebirge in Betracht zu ziehen wäre.

Wir können noch einen Schritt weiter gehen. Die inneren Spannungen können die Energiereste *einer zur Ruhe gekommenen Gebirgsbildung* sein, ebenso aber auch können sie sein die Folge einer *fortdauernden oder auch einer neu erwachten Gebirgsbildung*. Die oben erwähnten Bergschläge in Nordamerika werden von *W. H. Niles* in Verbindung gebracht mit ausgedehnten, von erdbebenartigen Erscheinungen begleiteten Krustenbewegungen im Gneiss und Sandstein; im Granitgneiss von Monson (Mass), in dessen Steinbrüchen Bergschläge häufig waren, wurde die Entstehung von „miniature anticlinals“ oder „anticlinal arches“ beobachtet. *A. Rzchak* betrachtet demnach die Bergschläge speziell als Teilerscheinungen des Gebirgsfaltenprozesses, also als *Stresswirkungen*. Wenn man weiterhin die Bergschläge in Verbindung bringt mit „Erdbebengeräuschen und Bodenknallen“, ¹⁾ erlangt die Erscheinung die weitgehendste Bedeutung, „man hat den Erdbebendämon *in flagranti* ertappt.“ Der Erscheinung der Bergschläge, wie ich sie im Simplon- und im Tauerntunnel beobachtet habe, scheint mir vorläufig noch keine greifbaren Beweise für derartig bedeutungsvolle Schlussfolgerungen zu liefern.

* * *

Die beiden Haupttypen der Gesteinsdeformation, die wir als Äusserung des Gebirgsdruckes im Simplon unterschieden haben, das treibende und das brechende Gebirge, kennt und erwähnt auch *A. Heim* in seiner Schrift: Tunnelbau und Gebirgsdruck, ohne aber auf deren Differenz besonders Gewicht zu legen.

Auf das Verhalten des „treibenden“ Gebirges beziehen sich offenbar folgende Äusserungen von *A. Heim*: „Durch das Aufheben des Gegendruckes an den Wänden des Tunnels sind aus „hydrostatischem Gesteinsdruck“ jetzt „hydrodynamische Spannungen und Bewegungen“ ausgelöst

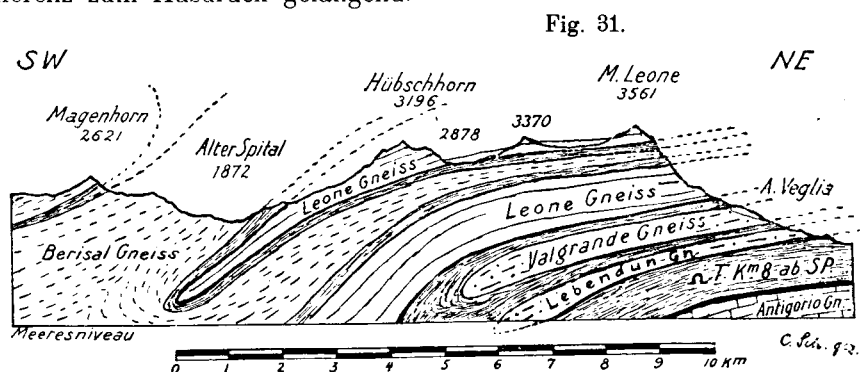
¹⁾ Vgl. *Dr. S. Günther*, Erdbebengeräusche und Bodenknalle. Erdbebenwarte Laibach 1902.

worden; der Tunnel will sich schliessen. . . . Es entstehen daher überall Kraftkomponenten in der Richtung der Gesteinsfugen selbst, diese überwinden die Reibung allmählich, öffnen die Ablösungsstiche weiter, verschieben die vielfach keilförmigen Gesteinsblöcke und drängen sie tunnelwärts“ (pag. 8). Wir haben es hier zu tun mit durch Gebirgsdruck erzeugten, scherenden Spannungen, Umformung des Gesteines durch Bruch (Mechanismus der Gebirgsbild., T. II, pag. 24/25). Diese Umformung setzt vom Tunnelhohlraum allseitig tief ins Gebirge hinein. Die Zertrümmerung des Gesteines kann bis zu gewissem Grade älter sein, als die Tunnelöffnung; sie ist eine Folge der gebirgsbildenden Dislokation der Gesteine, in ihrer Erscheinungsform bedingt durch deren petrographische Natur. Die ganze Masse drängt kontinuierlich allseitig dem Hohlraum zu; unter dem stetig wirkenden Druck wird das Gestein an den Stössen nicht nur stetig in den Tunnel hineingepresst; die Stösse selbst gehen zusammen; Sohlenauftrieb stellt sich ein. Der Holzeinbau wird verdrückt, und sogar die gemauerten Widerlager gehen zusammen.¹⁾ — Alle diese Erscheinungen führen wir zurück auf durch Gebirgsdruck erzeugte Umformung der Gesteine mit Bruch, die je nach Art und Lagerung des Gesteins und je nach der Grösse der Überlastung für den Bau und den Bestand des Tunnels verhängnisvoll in Wirkung tritt. — Wenn wir auch als in erster Linie bestimmendes Moment für das „Treiben“ der Schichten im Simplon die petrographische Natur und die Schichtlage der betreffenden Gesteine erkennen, so müssen wir doch auch die Korrelation dieser Erscheinung mit der Überlastungsgrösse prüfen. Tatsächlich finden wir eine Koinzidenz zwischen beiden die Gesteinsumformung begünstigenden Momenten im Simplon. Flache Schichtlage und je nach der Gesteinsart „Treiben“ oder „Schlagen“ finden wir kontinuierlich in der 7,5 km langen Mittelzone des Tunnels von km 7,3 der Nordseite bis km 5 der Südseite (vgl. Fig. 10 und Taf. III). Die mittlere Gebirgsüberlastung auf dieser Strecke ist grösser als die nördlich und südlich davon vorhandene und kann auf 1600 m angenommen werden. Die am meisten treibenden Stellen finden sich aber einerseits im Valgrandegneiss bei km 9 ab NP., und bei km 8—8,5 ab SP. je 2200 m unter der Oberfläche. Zwischen diese beiden Gebiete maximalsten Gesteinsdruckes schiebt sich eine ca. 1000 m lange Strecke nicht treibenden, sondern nur brechenden Gesteines, mit persistenten Klüften, ein, die nur 1500 m unter der Oberfläche liegt — entsprechend der Depression des Aurona-Gletschers.

Eine zwar merkliche, aber doch nicht sehr markante Differenz in ihrer petrographischen Beschaffenheit zeigen die brechenden Bündnerschiefer bergwärts km 9,15 ab SP. gegenüber denjenigen, die tunnelauswärts auf 2 km Länge treibend sind. Die Orientierung auf der Karte mit Hilfe der geologischen Profile zeigt deutlich, dass auf der treibenden Partie des Valgrandegneisses bei km 9 ab NP. die ganze Masse des italienisch-schweizerischen Grenzkammes lastet, dass über den treibenden Bündnerschiefern bei km 8 ab SP. die Masse des Monte Leone liegt, je in ca. 2000 m Mächtigkeit und zwar derart, dass, wie Taf. III deutlich zeigt, die Punkte grösster Massenerhebung in beiden Fällen je senkrecht zu den gegen NW einfallenden Schichtflächen über den Stellen stärksten Druckes im Tunnel liegen. Ziehen wir fernerhin das geologische Profil nicht nur in der Richtung parallel der Tunnelachse, sondern auch dasjenige senkrecht dazu, von km 8 ab SP. aus z. B., in Betracht, wie es auf Fig. 31 dargestellt ist, so sehen wir, dass auch hier senkrecht

¹⁾ Ich möchte es hier besonders bemerken, dass mir keine zahlenmässigen Angaben über sukzessiv sich entwickelnde Verkürzung des Abstandes der beiden Widerlager im Tunnel I des Simplon zur Verfügung stehen. Es ist aber immerhin von Bedeutung, dass tatsächliches Zukurzsein dieses Abstandes bis zu 24 cm, zugleich mit Verdrückungen von Gewölbesteinen nur da beobachtet wird, wo wir stark treibendes Gebirge finden. Kontrollmessungen der Widerlagerdistanz sind, wenigstens bis Ende 1905, auf der 42 m langen Strecke der Druckpartie auf der Südseite (ab 4450 m v. SP.) gemacht worden und hier sollen nicht die geringsten Formveränderungen wahrnehmbar sein.

zu den, von der druckhaften Region bei km 8 ab SP. gegen SW sich senkenden Schichten, die Gebirgsmasse bis zu 3000 m Mächtigkeit sich auftrümt. — Wie in einer 2000—3000 m dicken Kalotte eingeschlossen, im Druck- und Wärmezentrum liegend, erscheinen die Kalkschiefer im Tunnel bei km 8 ab NP. Trotzdem finden wir, wie die hier vorhandenen persistenten offenen Klüfte beweisen, keine latente Plastizität der Gesteine und in der Art der Druckhaftigkeit erscheint noch jede petrographische Differenz zum Ausdruck gelangend.



Wir haben gesehen, dass der Tunnel als künstlicher Eingriff in die innere Mechanik der Gebirgsmasse bedingt einerseits allseitige Druckhaftigkeit in relativ duktilen, dünn-schichtigen Gesteinen infolge Umformung mit Bruch, andererseits „Bergschläge“ an den Stößen spröder, dickbankiger Gesteine infolge partieller Gleichgewichtsstörung der innern Spannungen des Gesteines. Irgendwelche Erscheinungen, die auf latent plastischen Zustand des Gesteines, auf in demselben herrschenden hydrostatischen Druck hinweisen, wurden tatsächlich nicht beobachtet.

Im Mechanismus der Gebirgsbildung, Bd. II, pag. 91, 106 und 107, setzt A. Heim auseinander, dass wenn seine Theorie vom Gebirgsdruck und der mechanischen Umformung der Gesteine richtig sei, in einer gewissen Tiefe keine offenen Spalten im Gebirge mehr möglich seien. Die obere Grenze dieser Tiefe würde liegen in granitartigem Gneiss, z. B. bei 2200—2600 m, entsprechend höher für Kalkstein, Sandstein, Tonschiefer usw. Im Gebirge dürfen wir als Betrag der Überlastung nicht einfach die Grat- oder Gipfelhöhe über dem Tunnel annehmen; durch das sogenannte Massennivellement, Zurückführung der pyramidalen Bergformen auf die Höhe eines entsprechenden Gesteinsprismas, erhalten wir den Betrag der durchschnittlichen Belastung. *F. M. Staff* hat im Gotthardtunnel offene Krystalldrüsen beobachtet bei ca. 5000 m ab SP. unter dem 2715 m hohen Greno di Prosa, entsprechend einer 1550 m dicken mittleren Gebirgsdecke über dem Tunnel, ferner bei 7377 m ab NP. unter 1646 m Gebirgsdecke. Das Gestein ist beiderorts ein glimmerreicher, feinkörniger Gneiss, der nach der Theorie etwa bei 1500—1800 m Überlastung latent plastisch sein sollte. Im Parallelstollen des Simplon sind heute noch saiger stehende, weit ins Gebirge hineinsetzende offene Klüfte sichtbar in den flach NW fallenden, marmorigen Bündnerschiefern bei km 10,1—10,55 ab NP. Die Klüfte setzen von dem einen Stollen in den andern über. Auf ihnen treten die heissen Quellen zutage, sie setzen sich somit durch das ganze Gebirge hindurch fort; andere Klüfte, bis 0,5 m breit klaffend (z. B. km 10,34 ab NP im Parallelstollen), sind trocken und ihre Wandungen sind mit einer Kruste von Kalzitkrystallen überkleidet (vgl. Taf. IX, Fig. 1). Ohne das „Massennivellement“ genau durchzuführen, können wir wohl die Dicke der drückenden Gesteinsdecke zu ca. 1800 m annehmen (vgl. Taf. III); von km 8 ab SP nach der Spitze des Monte Leone gemessen, erhalten wir sogar 3000 m Überlastung (Fig. 31). Nach A. Heim (Mechanismus, T. II, pag. 91) müssen wir einen Stollen in Kalkstein unter 1100—1800 m sich

schliessen sehen — Wenn diese Konstatierungen von seit ungezählten Jahrtausenden persistenten Hohlräumen im Gotthard und im Simplon einerseits darauf hinweisen, dass die von A. Heim seinerzeit angenommenen Tiefen für das Eintreten der latenten Plastizität in verschiedenartigen Gesteinen zu gering sind, so beweisen sie andererseits mit absoluter Gewissheit, dass in diesen Tiefen gegen-drucklose Punkte tatsächlich vorhanden sind und dass im Gestein hydrostatischer Druck irgend-welcher Art hier nicht sich geltend macht. Wir kommen zu dem Schluss, dass die Existenz des Simplontunnels durch die latente Plastizität der Gesteine in keiner Weise gefährdet ist.¹⁾

* * *

Die von A. Heim in seinem Werke „Mechanismus der Gebirgsbildung“ im Jahre 1878 dar-gelegten Anschauungen über Gebirgsdruck haben für die geologische Wissenschaft in hervorragender Weise fruchtbringend gewirkt; sie haben der Forschung neue Wege gewiesen. Das Phänomen der Gebirgsbildung im Grossen wird verständlich gemacht, so wie es dem Autor selbst sich offenbart hat, auf Grund strengster Detailbeobachtung in der Natur. Die nach vielen Seiten hin durchge-führte Verallgemeinerung der Untersuchungsergebnisse über den geologischen Bau der Tödi-Wind-gällengruppe fusst in unabweisbarer, bestrickender Logik auf einer bestimmten Anschauung über das Verhalten der Gesteine während der Gebirgsbildung. Während die gewissen Schulmeinungen entgegnetretenden Darlegungen von A. Heim, bezüglich Bau und Entstehung der Gebirge (Passivität der Eruptivgesteine z. B.) kurze Zeit vorher in dem Werk von Ed. Suess über die Entstehung der Alpen (1875), ferner in den viel weniger bekannten Untersuchungen von H. Magnan über die Pyrenäen und die Corbieren (Mem. soc. géol. de Fr. 1874) gewisse Vorläufer haben, ist die Vertiefung des Problems bis ins petrographische und mechanische Detail vor A. Heim in gewisser Weise durch den Jurageologen Jules Thurmann versucht worden. (Vgl. J. Thurmann. Essai d'orographie jurassique. Oeuvre posthume 1856). J. Thurmann geht von dem Postulat aus, dass die Gesteine zur Zeit ihrer Faltung in einem bestimmten Zustand der Weichheit sich befunden haben müssen. Dieser Zustand der Gesteine nennt er „Pelomorphismus“ und er fragt sich, ob dieser Zustand der Gesteine „n'a fait que se perpétuer depuis l'origine des terrains jusqu'au moment des dislocations, ou si, après avoir cessé, il a pu être ramené par des causes quelconques“. Nach Thurmann ist die definitive Soldifikation des Gesteines erst nach der Gebirgsbildung (Faltung) eingetreten. Es ist in der Tat wahrscheinlich, dass gewisse Deformationserscheinungen, wie Stylolithen, ferner plattgedrückte Zephalopodenschalen in der norddeutschen Kreide, zerbrochene Belemniten in Mergeln des Tafeljura u. s. w. auf Druckwirkungen in unverfestigten, tonigen oder kalkigen Schichten zurückzuführen sind. (Vgl. A. Rothpletz: Über eigentümliche Deformation jurassischer Ammoniten durch Drucksuturen und

¹⁾ Ganz abgesehen habe ich bis jetzt bei der Darlegung des Wesens der Gesteinsdeformation in Tiefbauen von mehr lokal, aber meist um so verhängnisvoller wirkenden Ursachen. Ich erinnere an die Kohlenstösse in sehr gasreichen Flötzen, an Ein- und Zusammenbrüche von Bauen im Haselgebirge, in Gips und Anhydrit, in Asphalt führenden Schichten usw. Ferner erwähne ich hier das Zusammenbrechen von tiefen Schächten in gasreichen, erdöl-haltigen Schichten, z. B. in Rumänien. In Bohrlöchern durch wasser-, öl- und gasreiche, mergelige Schichten in den Petrolgebieten auf den Sundainseln und in Galizien bereiten intensive Verdrückungen der Bohrung schon in geringen Tiefen nur zu oft die grössten Schwierigkeiten, während bei den oberschlesischen Tiefbohrungen auf Kohle, in flach-liegenden karbonischen Grauwacken und Kohlenflötzen bei der Diamantkernbohrung bis auf 1513 m (Czerwionka) und 2003 m Tiefe (Paruschowitz V.) kein die Bohrung störender Bergdruck wahrgenommen worden ist. Dass die Wandungen des Bohrloches in 1500—2000 m Tiefe standfest waren, während in demselben Gebirge schon bei 500 m Tiefe die Strecken zu Bruch gehen, erklärt sich durch die Tatsache, dass die Bruchchance sehr schnell zunimmt mit der Grösse der entblössten Fläche. — Im Simplon haben wir das Auftreten der sog. Druckpartie bei km 4,46—4,5 zurückzuführen auf die Durchtränkung einer schmalen Zone durch tief hinabgreifende Tagewässer. In manchen Gebieten wird die Standfestigkeit des Felsens im Berginnern in sehr energischer Weise beeinflusst durch aufsteigende thermale Wässer und Dämpfe aus tiefliegenden Vulkanherden usw.

deren Beziehungen zu den Stylolithen. Sitzungsberichte der math-phys. Kl. d. k. bayr. Akad. d. Wissenschaften 1900, Bd. XXX, Heft 1).

A. Heim legte im „Mechanismus der Gebirgsbildung“ mit überzeugender Klarheit dar, dass die Gesteine bei der Gebirgsbildung die intensivsten Umformungen erfahren haben — durch Bruch und bruchlos — längst nach ihrer Verfestigung und als die „cause quelconque“, die vor allem die bruchlose Umformung ermöglichte, erkennt er die Überführung der Gesteine in „latent plastischen“ Zustand infolge des allseitig wirkenden Gebirgsdruckes.

Die einlässlichen Darlegungen A. Heims und die daraus gezogenen Konsequenzen sind sofort der Gegenstand lebhafter Erörterungen geworden. Mannigfache, zum Teil vollbegründete Bedenken gegen die Heim'sche Lehre haben namentlich *Stapff*, *Pfaff*, *Gümbel*, *Rothpletz* und andere mehr erhoben (vgl. z. B. *W. Gümbel*. Geognostische Mitteilungen aus den Alpen. Sitzungsber. d. math.-phys. Kl. d. k. bayr. Akad. d. Wissenschaften, 3. Juli 1880, pag. 596—623). Es ist hier nicht der Ort, auf alle die weiteren Untersuchungen einzutreten, die seit 1878 über die Frage des Verhaltens der Gesteine unter hohen Drucken angestellt worden sind. Nur auf einige wesentliche Punkte muss ich aufmerksam machen und besonders darauf hindeuten, dass A. Heim kaum berechtigt war, unter Hinweis auf die nicht genügende Vertiefung seiner Fachgenossen in die Mechanik der festen Körper, in autoritativer Weise seine Lehren von vor bald 30 Jahren unverändert zu wiederholen und denselben die weitgehendste Bedeutung in Fragen des Tunnelbaues beizumessen. In allen petrographischen und allgemein geologischen Lehrbüchern und Abhandlungen äussern sich heutzutage die Autoren äusserst reserviert über latente Plastizität und bruchlose Faltung der Gesteine in der Tiefe. „Beide Theorien dürften heute kaum mehr viele Anhänger zählen.“

Die „latente Plastizität“ im Sinne von A. Heim, war in erster Linie notwendig, um die scheinbare bruchlose Umformung der Gesteine begrifflich zu machen und zwar soll dieser Vorgang ein rein mechanischer sein. Die tausendfältige mikroskopische Untersuchung der im Gebirge am intensivst gepressten Gesteine zeigt durchweg Zermalmung in erster Linie, dann bei Drucksteigerung chemische Auflösung und bei Druckerniedrigung Auskrystallisation der Gemengteile. Neben der Wirkung erhöhten Druckes, tritt diejenige erhöhter Temperatur und lösender Agentien ganz besonders in Wirkung. An Stelle rein mechanischer Vorgänge treten chemische, d. h. es entstehen erst Lösungen und dann Auskrystallisationen, die zur Entstehung neuer Verbindungen führen können. Man hat diese Umwandlungen im Gestein als „Dynamometamorphose“ bezeichnet und wenn wir auch über das Wesen dieser Erscheinung trotz eingehendster Forschungen noch keineswegs genügend aufgeklärt sind, so ist es doch sicher, dass die heutige Petrographie die bruchlose, rein mechanische, latent plastische Umformung der Gesteine nirgends zu finden vermag.

Dass die mechanischen Deduktionen von A. Heim in gewissem Grade theoretisch einwandfrei sind, kann kaum bestritten werden.¹⁾ Wir stellen in Abrede, dass die Anwendungen derselben auf das Verhalten der aus sehr verschiedenartigen Mineralien bestehenden Gesteine im durchaus nicht homogenen Gebirgskörper so schematisch einfach durchgeführt werden dürfen, wie A. Heim das tut. Wie gewisse einfache Substanzen (Mineralien) unter hohem Druck plastisch werden, wissen wir durch Beobachtung in der Natur und durch Experimente. Der Eiskrystall des Gletschers mit einer Druckfestigkeit von 21,72 kg per cm² wird plastisch bei einem Druck von 2—6 Atm. — Versuche über die Plastizität der Metalle bei hohen Drucken hat *H. Trecca* schon im Jahre 1868 angestellt (comptes-rendus LXVI, 1868. LXVIII, 1869); nach *F. Kick* (Zeitschrift des Vereines deutscher

¹⁾ Vgl. nach *Ostwald*. Lehrbuch der allgemeinen Chemie II. 2., Verwandtschaftslehre I, Erster Teil p. 391/92. Leipzig 1896—1902.

Ingenieure, Bd. XXXVI, 1892, pag. 919) werden die Metalle prägar und zwar: Blei bei rund 1600 Atm., Aluminium bei rund 11 000 Atm., Kupfer bei rund 12 000 Atm. und Eisen bei rund 13 000 Atm. Druck. — Während *F. Rinne* (Neues Jahrbuch f. Min. 1903 I) keine Plastizität von Marmor (Druckfestigkeit ca. 1200 kg) erhielt bei einem Druck von 1200 kg/qcm, entsprechend einer Gesteinslast von 5000 m Höhe, konnten *F. D. Adams* und *J. T. Nicholson* (Philos. Transact. 1901, 195 A) bei einer Temperatur von 300—400 Grad und einem 124 Tage lang einwirkenden Drucke von 10,652 lbs per sq. inch = 750 kg/qcm, entsprechend einer Gebirgslast von 3000 m, den Marmor plastisch deformieren. Sehr schöne plastische Umformungen des Steinsalzes hat *F. Rinne* (Neues Jahrb. f. Min. 1904 II) bei einem Druck von 2000 kg/cm² erzielt.¹⁾ *F. Auerbach* (Annal. d. Physik und Chemie, Bd. 45, 1892) hat auch die Plastizität des Flussspathes nachgewiesen gegenüber Druckwirkungen, bei denen Glas und Quarz sich als spröde erweisen. Die Druckversuche an Quarz, Diopsid, Feldspath etc. haben bis jetzt nicht zu Plastizität, sondern nur zu Zertrümmerung geführt. Es liegen aber allerdings Beobachtungen vor über das Auftreten von Quarz in Gesteinen (Verrucano der Glarneralpen, konglomeratische Sandsteine des schottischen Hochlandes etc.), welche anscheinend nur durch Annahme von homogen plastischer Deformation erklärt werden können, wobei allerdings die Frage berechtigt ist, inwieweit nicht kurzdauernde Lösung und Umkrystallisation, also Plastizität in Gegenwart von Lösung unter hohem Druck bei erhöhter Temperatur in Frage kommen. Nach den berühmten Versuchen von *Spring* (Bull. de l'Acad. d. Belgique — Sciences — 1899 pag. 794) ist Quarz bei einem Druck von 10 000 Atm., entsprechend 40 km Überlastung, nicht schweisssbar. — In zusammengesetzten Gesteinen (Gneiss, Granit etc.) ist eine homogene plastische Deformation bei bestimmtem Druck undenkbar, ganz einfach deshalb, weil die verschiedenen Mineralien gegenüber der Pressung ganz verschiedenes Verhalten zeigen. Neuerdings hat *F. Rinne* gezeigt, wie nebeneinander vorkommende, nahverwandte Mineralien, nämlich Steinsalz, Sylvin und Carnallit, ganz verschiedenartigen Grad der Umformung unter allseitig wirkendem Druck zeigen.²⁾

Die Prüfung des Problemes der Plastizität der Gesteine zufolge des Gebirgsdruckes führt uns zu der Einsicht, dass wenn wir auch annehmen können, dass tatsächlich in gewissen Tiefen der Erdkruste das Gestein unter hydrostatischem Druck allgemein plastisch sich verhält, die von A. Heim supponierten Tiefen viel zu gering sind. Welche Drucke notwendig sind, um spröde Silikate plastisch (schweisssbar) zu machen, wissen wir nicht. Die Experimente von *Adams* und *Nicholson* zeigen, welche bedeutsame Rolle neben Druck auch der Temperatur zuzuweisen ist. Bei einer mittlern Belastung von 3000 m = ca. 800 Atm. Druck sollen nach A. Heim alle Gesteine plastisch sein. Auf Grund weitgehendster Darlegungen kommt *Van Hise* (A. Treatise on Metamorphism pag. 190) zu der Annahme, dass die latente Plastizität (zone of flowage) erst in Tiefen von 10 000 bis 12 000 m eintrete, *Dölter* (Petrogenesis pag. 186) meint sogar, dass die allgemeine Plastizität sämtlicher Gesteinselemente Drucke erfordern müssten, bei erhöhter Temperatur, wie sie kaum durch eine 35 km mächtige Gesteinsschicht hervorgebracht werden könnten.

Abgesehen von physikalischen Überlegungen gibt uns die Prüfung der Frage, bis in welchen Tiefen die Existenz persistenter Hohlräume beobachtet worden ist, oder aus geologischen Gründen gefordert werden muss, einen wichtigen Anhaltspunkt zur Prüfung der Frage, bis in welche Tiefen das Gestein rigid ist. Die Tatsache des Vorhandenseins klaffender Klüfte einerseits im Simplon, in Kalkschiefern beinahe 3000 m unter der Oberfläche in nächster Nähe einer druckhaften Zone,

¹⁾ Plastisches Verhalten des Steinsalzes bei der Schichtfaltung hat *A. v. Koenen* in norddeutschen Salzbergwerken nachgewiesen (Nachr. d. K. Gesellsch. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-phys. Kl. 1905, Heft I).

²⁾ Vgl. Festschrift *A. v. Koenen* p. 369. — Schweizerbart, Stuttgart 1907.

andererseits im Gotthard in glimmerreichen Gneissen 2700 m unter der Oberfläche, ist von einer fundamentalen Bedeutung, die durch keine Umdeutungen abgeschwächt werden kann. In wie weit die mechanisch-physikalischen Deduktionen von A. Heim über die Fortpflanzung des Druckes im Gebirge modifiziert werden müssen, kann ich nicht beurteilen. Die persistenten Spalten in Erdtiefen weisen darauf hin, dass das Gebirge in gewissem Grade selbst sich trägt. Gegen die Darlegungen von A. Heim (Mechanismus pag. 107 bis 110), dass weder Thermen noch vulkanische Schloten die Existenz leerer klaffender Spalten bis in die Tiefen von unter 2200—2600 m erfordern, ist a priori nicht viel einzuwenden. Leider erhalten wir durch das Studium der Erzgänge auch keine bestimmten Anhaltspunkte über ihre maximalste Tiefe. Die drusige, gebänderte oder brecciöse Struktur der Gangfüllung lässt sich nur erklären durch die Annahme einer präexistierenden, mehr oder weniger offenen Spalte. Die Tatsachen zeigen nur, dass man auch bei den bis in die maximalste Tiefe von ca. 1500 m angefahrenen Gängen noch nirgends irgendwelche bedeutsame Änderungen ihrer Struktur noch Anzeichen für ihr bevorstehendes Ende in der Tiefe gefunden hat.¹⁾ Nach den Berechnungen von *Hoskins* sind offene Spalten möglich bis zu 6520 m Tiefe, mit Wasser gefüllte sogar bis zu 10350 m Tiefe (vgl. U. S. Geol.-Report XVI, Part. I, pag. 859).

Schliesslich ist bei der Diskussion über Gebirgsdruck und dadurch bedingte Plastizität der Gesteine noch ein weiteres Moment in Betracht zu ziehen. Angenommen, dass wir der Hypothese des latent plastischen Zustandes der Gesteine bedürfen, um die Art ihrer Bewegung und Umformung bei der Gebirgsbildung zu erklären, so müssen wir in Betracht ziehen, dass die Gesteine heute nicht mehr unter derselben hohen Belastung sich befinden, wie zur Zeit der Faltung. Die Erosion hat diese Belastung um bedeutende Grade vermindert, und es darf nicht ausser acht gelassen werden, dass wir dazu kommen, in den Alpen z. B. den Betrag der aberodierten, event. auch mechanisch abgeglittenen Gesteinsdecke eher noch grösser annehmen zu müssen, als das früher der Fall war. Ergänzen wir z. B. im Tunnelgebiet des Simplon, die nachweisbar über dem Gebirge abgetragene, zur Zeit der Faltung vorhandene Gesteinsmasse, so erhalten wir für die Gesteine der Tunnelmitte Überlastungen bis zu 8000 oder 10000 m. Die heute vorhandenen Spalten, seien dieselben offen oder wasserführend, oder mit Erz gefüllt, sind erst aufgerissen nach der Entlastung des Gebirges infolge der Erosion. Der heutige mechanische Zustand des Gesteines im Berginnern entspricht dieser Entlastung, die eben derart ist, dass die Bedingungen für einen latent plastischen Zustand des Gesteines nicht mehr vorhanden sind.

Wenn ich nun auch durch meine speziellen Untersuchungen sowohl, als durch vergleichende Studien zu der Überzeugung gelangt bin, dass in Bergtiefen, die dem Simplontunnel entsprechen, die alles überwindende latente Plastizität von unter hydrostatischem Druck stehenden Gesteinen nicht existiert, so ist doch unverkennbar, dass die Deformationsformen der Gesteine je nach Art ihrer petrographischen Natur und Lagerung in grössern Tiefen besondern Charakter annehmen.

Ich bin mit *J. C. Wagner* der Meinung, dass in den Tiefen, in denen Bergleute und Ingenieur zu arbeiten haben, wir nicht mit hydrostatischen, sondern mit dynamischen Kräften zu rechnen haben. Die richtigen Konstruktionen, die eine dauernde Erhaltung der geschaffenen Hohlräume ermöglichen, können aber nur dann gefunden werden, wenn bei der unendlichen Mannigfaltigkeit der Erscheinungen die geologischen Grundbedingungen von Fall zu Fall klar erkannt worden sind, was nur möglich ist bei allseitiger, gründlicher Kenntnis des ganzen Gebirges.

¹⁾ Vgl. *W. Lindgren*. Ore Deposition and deep Mining. — Econ. Geol. Vol. I, Nr. 1, 1905.

V. Verlauf der Tunnelbohrung.

Im August des Jahres 1898 wurde bei Brig und bei Iselle der Fels angehauen, am 24. Februar 1905 ist der Durchschlag erfolgt. Der erste Bahnzug durcheilte den 20 km langen Tunnel am 25. Januar 1906. Die offizielle Übernahme des Tunnels seitens der Schweizerischen Bundesbahnen fand statt am 22. Februar und am 11. März 1906. Tunnel I wurde dem Betrieb übergeben am 1. Juni 1906 und in der Dezembersession 1907 beschlossen die Eidgenössischen Räte, den Stollen II ebenfalls ohne Verzug zum Tunnel ausbauen zu lassen.

Sechs und ein halb Jahr hat die Durchbohrung des Berges beansprucht. Die komplizierte Folge von Gesteinen, die der Tunnel durchfährt, habe ich eingehend beschrieben. Nicht nur die besondere Natur und die Lagerung jeder Gesteinsart bedingten die Art des Fortschrittes der Bohrung, von grösstem Einfluss war die Wasserführung des Gebirges und die Verteilung der Wärme in demselben. In wie weit diese drei geologischen Momente in Wirkung getreten sind bei der Ausführung des gewaltigen Werkes, habe ich hier darzulegen.

1. Gesteinsfolge im Nordtunnel.

Auf der **Nordseite** verlief die Bohrung sehr gut. Bis über km 7 hinaus sind die Gesteinschichten steil aufgerichtet und streichen annähernd normal zur Tunnelachse. Es sind das Verhältnisse, die für die Bohrung, die Sprengwirkung und die Standfestigkeit, in jedem Gesteinsmaterial, als die denkbar günstigsten bezeichnet werden können. Bei der Bohrung senkrecht zur Streichrichtung steil stehender Schichten, bei Quervortrieb, ist die Schusswirkung am günstigsten. Wo die Schichten geneigt sind, 45° oder flacher in der Richtung der Tunnelachse einfallend, ist die Schusswirkung ebenso wie die Standfestigkeit günstiger, wenn der Vortrieb im Hangenden zu erfolgen hat, als wenn vom Liegenden aus gebohrt werden muss. Am ungünstigsten ist der Vortrieb in wenig geneigten Schichten parallel ihrer Streichrichtung oder in ganz flach liegenden Schichten. Die Schusswirkung ist hier oft um 50% schlechter als bei querschlägigem Vortrieb. — Der Vergleich der Darstellung des Fortschrittes der Tunnelbohrung (Fig. 32) mit dem geologischen Profil zeigt die Abhängigkeit der Art des Vortriebes von der geologischen Beschaffenheit des Gebirges. In 47 Monaten (August 1898 bis Mai 1902) wurden die Kalkschiefer der Bedrettomulde, die Ganter- und die Berisalgneisse durchbohrt auf die Länge von 7,25 km. Der vor Beginn der Arbeiten in Rechnung gezogene tägliche Fortschritt der Bohrung von $5\frac{1}{2}$ m, d. h. 2 km pro Jahr, konnte erzielt werden. Nennenswerte, länger andauernde Schwierigkeiten sind auf dieser Strecke nicht angetroffen worden; die Triaskalke bei km 3,9 waren auf ca 10 m Länge stark zertrümmert, die Kalkschiefer der Eistenmulde bei km 4 waren auf 60 m Länge stark druckhaft und auf 100 m Länge erwies sich die Einlagerung von massigem Zweiglimmergneiss in den Berisalgneissen schlagend. Je flacher weiter bergwärts die Berisalgneisse sich legten, um so häufiger waren die gelegentlichen Dacheinbrüche. Schwierigkeiten erwachsen aus der Natur und der Lagerung des Gesteines erst bergwärts von km 7,25, wo durchweg flache Lagerung der Schichten angetroffen wurde. Die Monte Leonegneisse waren schlagend, die Valgrandegneisse zeigten ebenfalls Bergschläge auf ca. 500 m in ihrem mittlern Teil, während die ersten 150 m und die letzten 650 m grössere

Schwierigkeiten boten infolge „Treibens“. Die Trias zwischen km 9,4 – 9,68 bot beim Vortrieb keine besonderen Schwierigkeiten, ebenso wenig wie die schlagenden Kalkschiefer ab 9,68 bis zum Durchschlag.

Bei 9400 m ab NP. im Kern des Gebirges hatte man den Gneiss definitiv verlassen und war im Liegenden desselben erst auf Dolomit und Anhydrit der Trias, dann auf Kalkschiefer der Juraformation gestossen! (Vgl. Taf. III.)

Fortschritt des Richtstollens.

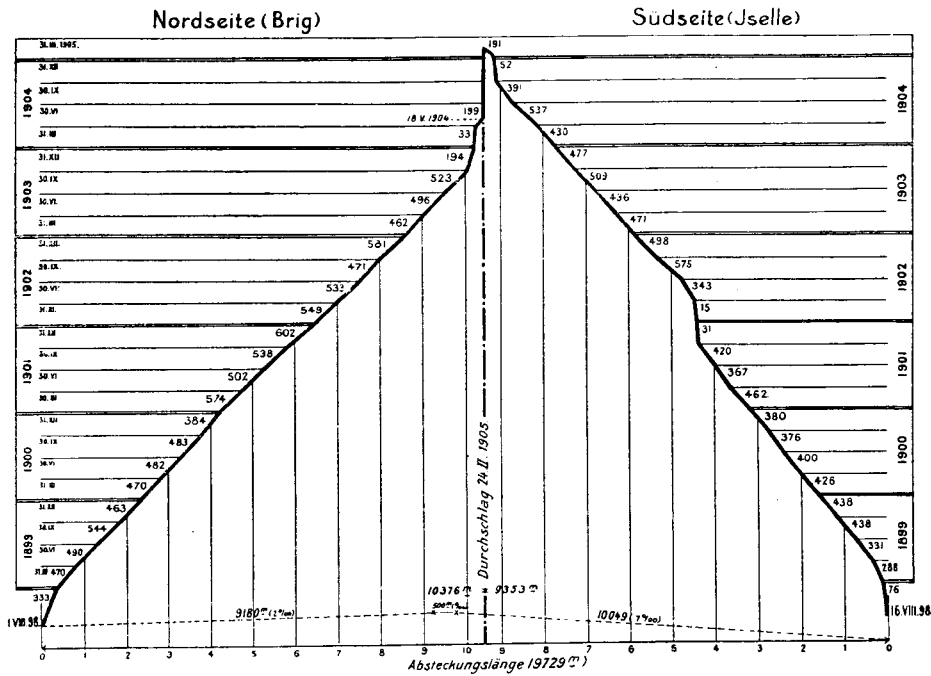
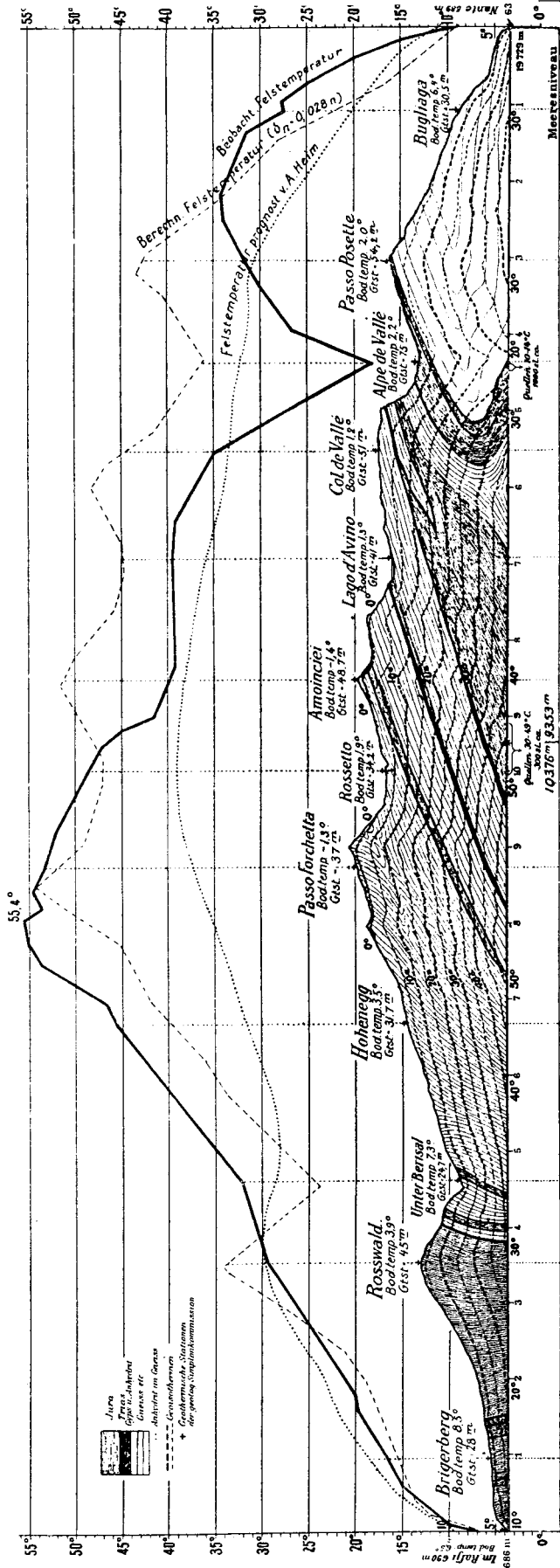


Fig. 32.

2. Felstemperatur im Nordstollen.

Die Darstellung des Fortschrittes des Richtstollens (Fig. 32) zeigt, wie von km 10 ab NP. weg der Vortrieb stockte. Weniger die Natur der Gesteinsart als vielmehr hohe Temperatur des Felsens und Wassereinbrüche waren der Grund. Wenn schon die Prognose betreffend der zu erwartenden Gesteine in ganz wesentlichen Punkten sich nicht bewahrheitet hat, so waren die Überraschungen noch grösser hinsichtlich Temperatur und Wasserführung. Folgendes sind die Prognosen für die *Maximaltemperatur*, die im Basis-Simplontunnel Brig-Iselle angetroffen werden sollte: 1. 1878: *F. Stapff* $46,5 + 6,4 = 53,3^\circ$. 2. 1880: *G. Th. Lommel* 35° . 3. 1882: *A. Heim* 39° . 4. 1883: *E. Stockalper* 38° . 5. 1895: Technisches Personal der J.-S. $38^\circ - 39^\circ$.¹⁾ Bei Aufstellung des Bauprojektes wurde eine Höchsttemperatur von 42° angenommen, die Bauunternehmung war aber darauf vorbereitet, dass dieselbe um ein Erhebliches überschritten werden.

¹⁾ Nach Angabe von *H. Schardt* gelangte Ingenieur *de Coulon* im Jahre 1900 durch Vergleich mit den Ergebnissen am Gotthard für den in Ausführung begriffenen Simplontunnel zur Annahme einer Maximaltemperatur von 43° . Offenbar hat *de Coulon* seiner Berechnung die von *F. Stapff* für den *Gotthard* aufgestellte (für den Simplon aber nicht gültige) Formel: $\delta n = 0,0216 n$ zugrunde gelegt, die tatsächlich auf 43° führt. *Dr. G. Niethammer* hat, fassend auf den Temperaturbeobachtungen im Simplon bis Ende 1904 den für den *Simplon* gültigen Gradienten berechnet und somit aus der Formel: $\delta n = 0,028 n$ eine Maximaltemperatur von 55° gefunden. (Vgl. Fig. 33.)



C. Schmidt & L. Niehammer
März 1905

Wärmeverteilung im Simplon längs der Achse des Tunnels.

Fig. 33 zeigt, mit welcher Stetigkeit die Felstemperatur stieg bis km 7, wo sie 47° erreichte. Auf der kurzen Strecke von km 7 bis km 8 stieg die Temperatur weiter bis 55,4°. Am 8. Juli 1902 wurde während 12 Stunden die Ventilation eingestellt und die primäre Felstemperatur bei 7460 m im Tunnel I zu 53°, bei 7344 m im Parallelstollen zu 52,2° gemessen. Sie erreichte ihr Maximum von 55,4° bei km 8 ab NP. Von km 8 bis zur Durchschlagstelle bei km 10,376 sank die Felstemperatur allmählich wieder bis auf 47°.

Dank der vorzüglichen Kühlvorrichtungen konnte trotz der hohen Felstemperaturen die Lufttemperatur vor Ort durchweg auf ca. 25° C. gehalten werden; auch die Wärme hätte also den Vortrieb ebenfalls nicht zum Stocken gebracht.

3 Quellen im Nordstollen.

Bis zu km 10 ab NP. war das Gebirge fast vollständig trocken und nicht mit Unrecht wird das stetige Steigen der Temperatur bis km 8 mit dieser Tatsache in ursächlichen Zusammenhang gebracht. Eine Quellregion und zwar Einbrüche von heissem Wasser (ca. 300 sl mit 30 bis 49° C.) wurden auf eine Länge von rund 600 m (km 10 ab NP. bis 9,100 ab SP.) zu beiden Seiten der Durchschlagsstelle angetroffen. Diese Wassereinbrüche im Herz des Gebirges sind es, welche den Durchschlag um ein volles Jahr verzögert haben. Die offizielle Prognose für die Wasserführung dieser medianen Zone lautet: Les infiltrations sur tout ce parcours seront peu considérables ou absolument insignifiantes. (Dr. H. Schardt 1891.)

Es war auffällig, dass von km 8 ab NP. weg, trotz zunehmender Gesteinsüberlastung die Gesteinstemperatur nicht weiter stieg, sondern stetig abnahm. Von km 9,2 ab traf man mehrfach auf erst nur kleinere,

warme Quellen. Am 27. Oktober 1903 brach bei km 10,07 eine Quelle von 48° und ungefähr 30 sl Ertrag ein und am 21. November stiess man bei km 10,144 auf eine neue Quelle von 47° und 40 sl Ertrag. Die Bohrarbeit musste nun während eines ganzen Winters eingestellt werden bis zum 20. März 1904. Am 18. Mai 1904 war man denn etwa 230 m weiter bis km 10,376 vorgerückt, da wurde eine neue heisse Quelle von 40° und 40 sl angeschlagen und man sah sich gezwungen, die Bohrarbeit im Norden endgültig einzustellen; man wartete $\frac{3}{4}$ Jahre auf die von Süden her vordringenden Mineure.

Infolge der Art der Projektierung des Tunneltracé gestalteten sich die letzten 400 m der Bohrung des Nordstollens besonders schwierig. Nach ursprünglichem Plane sollte der Tunnel von Norden her auf 9180 m Länge mit 2‰ ansteigen, dann sollte auf 500 m Länge eine horizontale Strecke eingeschaltet werden und auf 10,049 m Länge sollte der Tunnel mit 7‰ zum Südportal abfallen. Brig liegt 52 m höher als Iselle. Der Südseite, wo von vorneherein grössere Schwierigkeiten zu erwarten waren, war sonderbarer Weise die grössere Länge zugewiesen worden. Bei Ausschaltung der horizontalen Strecke kommt der Kulminationspunkt, wo der Nordstollen mit 2‰ Steigung und der Südstollen mit 7‰ Steigung sich treffen, zu liegen auf 9566 m ab NP.

Im Juli 1903 erreichte man diesen Kulminationspunkt von Norden her, als von Süden her noch 2,3 km zu bohren waren. Um dem Spülwasser und den zu erwartenden Quellwassern einen Abfluss vom Ort weg gegen Norden zu ermöglichen, musste man nach Möglichkeit die von Norden her ansteigende Strecke verlängern. Statt horizontal weiter zu treiben, liess man von 9566 m bis 9979 m auf die Länge von 413 m den Stollen weiter ansteigen, aber nur mit $1,5\text{‰}$. Bei 9566 m war somit ein Gefällsbruch. Bei 9979 m hatte man so die Decke des zukünftigen Tunnelausbruches beinahe erreicht. (Vgl Fig. 34.) Von jetzt ab musste man notgedrungen abwärts bohren. Man

Stollenvortrieb im centralen Teil des Simplontunnels. (T.1.)

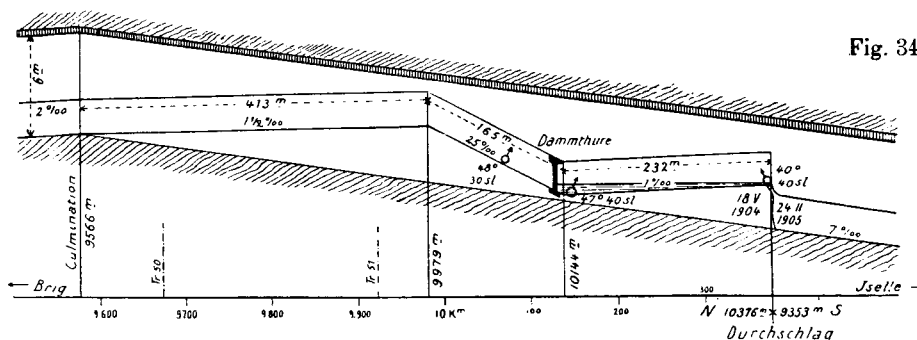


Fig. 34.

plante in Form eines Sägeschnittes vorzudringen. Zuerst drang man weiter vorwärts mit 25‰ Neigung gegen Süden auf 165 m Länge von 9979 m bis 10,144 m, wo man wieder die Sohle des zukünftigen Tunnelausbruches erreichte. Endlich stieg man wieder mit 1‰ auf 232 m Länge gegen Süden an bis 10,376 m, wo die Bohrung eingestellt worden ist.

Verhängnisvoll waren die Einbrüche der heissen Quellen. Nachdem man, um dem heissen Wasser der kleinern Quellen zwischen 9200 m und 9979 m ab NP. Abfluss zu verschaffen, die nordfallende Strecke bis 9979 m getrieben hatte, traf man im Oktober und November 1903 in dem mit 25‰ südwärts sich senkenden Stollen auf die heissen Quellen von ca. 48° bei 10,070 m und bei 10,144 m von 30 sl und 40 sl Ertrag. Bis zu 9979 m, auf 165 m Länge, stieg nordwärts die Oberfläche des Sees von heissem Wasser, den ganzen Stollen erfüllend, 4 m tief vor Ort. Das

was die **erste** „nappe souterraine“ im Simplon. Zum ersten Male wurde auf der Nordseite der regelmässige Vortrieb unterbrochen. Nach vier Monaten endlich waren Pumpen bei 9979 m, d. h. vor Beginn der südfallenden Strecke, in Funktion gebracht und alle sonstigen Vorsichtsmassregeln in beiden Stollen getroffen worden, dass man langsam weiter bohren konnte. 232 m gelang es noch vorzudringen, bis bei 10,376 m am 18. Mai 1904 morgens 6 Uhr eine Quelle von 40° und 40 sl einbrach und den Stollen dampfend unter Wasser setzte. Als am 28. Mai durch ein Berg-rutsch die Kraftwasserleitung aus der Rhone bei Mörel beschädigt wurde und somit die Pumpen vor Ort im Tunnel nicht mehr funktionierten, war man gezwungen, die eisernen Sicherheitstüren zu schliessen und man kam zu dem Entschluss, die Bohrung von Norden her definitiv einzustellen.

Stollen I war durch eine eiserne Türe bei 10,129 m, Stollen II durch eine solche bei 10,112 m abgeschlossen, in ca. 250 m Entfernung von der Stollenbrust. Da staute sich denn ein neuer See, dessen Überlauf durch Öffnungen in den eisernen Türen ermöglicht werden musste, da infolge des hohen Druckes der Quellwasser ein vollständiger Abschluss unmöglich war. Wiederum bis zu 9979 m ab NP. waren fünfzehn bis achtzehn Hundert Kubikmeter Wasser von zirka 42° Temperatur gestaut vom 28. Mai 1904 bis zum 24. Februar 1905. Ein Volumen von ca. 90 sl heisses Wasser ergoss sich aus dem Tunnel, indem es 1350 Kalorien per Sekunde absorbierte, d. h. 65% der künstlich erzeugten Abkühlung. Das war die **zweite** „nappe souterraine“ im Simplon, die nun nach Iselle sich entleeren sollte.

4. Gesteinsfolge im Südstollen.

Auf der *Südseite* waren die Gesteinsverhältnisse für den Fortschritt der Bohrung bedeutend ungünstiger, als auf der Nordseite. Auf 4325 m Länge war vorerst die Masse des *Antigoriogneisses* zu durchbohren. Der Fortschritt der Bohrung im Antigoriogneiss war relativ langsam, aber doch stetig; während auf der Nordseite in der Zeit vom 1. Januar 1899 bis März 1901, d. h. in 840 Tagen die Strecke von 4250 m in Kalkschiefern, d. h. rund 5 m pro Tag gebohrt werden konnte, wurde die gleich lange Strecke auf der Südseite im Antigoriogneiss in der Zeit vom 1. Januar 1899 bis September 1901, d. h. in 960 Tagen erbohrt, bei einem Tagesfortschritt von nur 4,4 m. Ausser der hohen Härte des Antigoriogneisses, infolge deren der Verbrauch an Bohrern pro Attacke von 14—16 Löchern die Zahl von 150 Stück erreichte, war auch besonders nachteilig die Art der Lagerung des Gneisses. Bis 3500 m ab SP. verlief der Stollen parallel dem Streichen des flach gegen Südwest einfallenden Gneisses. Infolge dieser Lagerung fiel das Gestein sehr ungünstig beim Sprengen. Beim Vollaussbruch namentlich waren die immer häufiger auftretenden Bergschläge hemmend. Zum Schutze gegen Bergschläge musste der Parallelstollen zwischen 2880 m und 3430 m auf 200 m Länge an den Stössen vermauert werden. Ausserdem mussten die flach liegenden Gneisse trotz ihrer Massigkeit fast durchweg durch starken Holzeinbau gestützt werden und zwar namentlich am östlichen, rechten Stoss. Endlich Ende August 1901 trat man bei 4325 m aus dem Gneiss in den leicht zu bohrenden und ausserdem querschlägig zu durchfahrenden Marmor über. (Vgl. Taf. VII, Fig. 1.) Kaum 30 m war man im Marmor vorgedrungen, als mächtige Quellen hereinbrachen. Die Quellregion hat eine Länge von 60 m, ihre Durchörterung beanspruchte mehr als einen Monat. Anfangs November 1901 hatte der Vortrieb das Ende der Quellregion erreicht; da trat aber ein neues Hindernis auf. Auf 42 m Länge zeigte das Gebirge ungeheuren Druck von allen Seiten. Ein Vordringen in gewöhnlicher Weise war unmöglich. Die Druckstrecke konnte nur durchfahren werden in möglichst kleinem, nur die ungehinderte Durchführung des

Transportes ermöglichenden Sohlstollen, der auf die ganze Länge mit 74 Eisenbauen verkleidet wurde. Am 20. Mai 1902, fast 7 Monate nach Anfahren der Druckstrecke, konnte die Maschinenbohrung wieder aufgenommen werden.

Vom Mai 1902 bis September 1904 wurden 4640 m erbohrt, der tägliche Fortschritt des Richtstollens betrug somit auf dieser Strecke rund 5 m. Die Schichtstellung auf dieser ganzen Strecke war eine flache und zwar wurden Trias und Kalkschiefer der Teggiolomulde und der südliche Teil der Lebendungneisse vom Hangenden aus, der grössere, nördliche Teil der Lebendungneisse und die Kalkschiefer der Vegliamulde vom Liegenden aus angebohrt. Mit der horizontalen Lage dieser dünnschichtigen Gesteine war mangelnde Standfestigkeit verknüpft. Es musste fast überall bis vor Ort eingebaut werden. Im Lebendungneiss und auf 2 km Länge in den Kalkschiefern der Vegliamulde zeigte sich ein Seitenschub, der die horizontalen Schichten fältete und die Sohle auftrieb; auf 2820 m Länge mussten Sohlgewölbe eingebaut werden. Die schwierige Arbeit rückte stetig fort. Anfangs September 1904 trat bei 9100 m ca. eine Änderung des Gesteines ein, auf die stark treibenden tonigen Kalkschiefer folgen massigere, dunkle, krystalline Kalke, wie sie in gleicher Weise im Nordtunnel vor Ort anstehen. Man war nur noch 250 m vom Orte des Nordstollens entfernt, da brachen auf ca. 100 m Länge warme Quellen aus dem standfesten, klüftigen Kalk. Am 6. September 1904 stockte der Vortrieb von neuem; mehr als drei Monate nahm die Durchörterung dieser Quellregion in Anspruch und von Mitte Januar bis zum 24. Februar 1905 wurde die letzte Strecke von 200 m Länge durchfahren.

5. Quellen im Südstollen.

Sowohl auf der Nordseite als auch auf der Südseite des Tunnels ist jeweilen der Unterbruch im stetigen Fortschritt durch **Wassereinbrüche** bedingt worden, auch die Natur der Druckstelle im Südtunnel steht, wie wir gesehen haben, mit der Wasserführung des Gebirges in gewissem Zusammenhang. Starke Quellen traten im Tunnel in zwei Regionen zutage; es sind einerseits kalte Quellen, die in dem den Antigoriogneiss überlagernden Teggiolokalk fliessen, von denen ein Überlauf südwärts im Antigoriogneiss getroffen worden ist, andererseits sind es die sogenannten warmen Quellen, die auf zirka 600 m Länge beiderseits des Durchschlages im Dach der Vegliamulde entspringen. (Vgl. Taf. III.) Die drei wasserführenden Zonen des Tunnels sind folgende (Kilometrierung des Richtstollens):

I. Quellen aus Antigoriogneiss

(3820—3900 m ab SP.)

Temperatur 22—32°. — Erguss ca. 30 sl. — Mineralischer Gehalt = 0,6—1,7 gr Ca. SO₄ p. L.

II. Quellen aus Teggiolokalk

(4355—4420 m ab SP.)

Temperatur 10—14°. — Erguss 625—1200 sl. — Mineralischer Gehalt = 0,7—1,3 gr Ca. SO₄ p. L. (Vgl. Fig. 36).

III. Quellen aus Kalkschiefer im Dach der Vegliamulde

(9100—9700 m ab SP. — 10,070—10,670 m ab SP.)

Temperatur 28—50°. — Erguss ca. 300 sl. — Mineralischer Gehalt = 1,6 gr Ca. SO₄ und 0,2 gr Mg. SO₄ pro L.

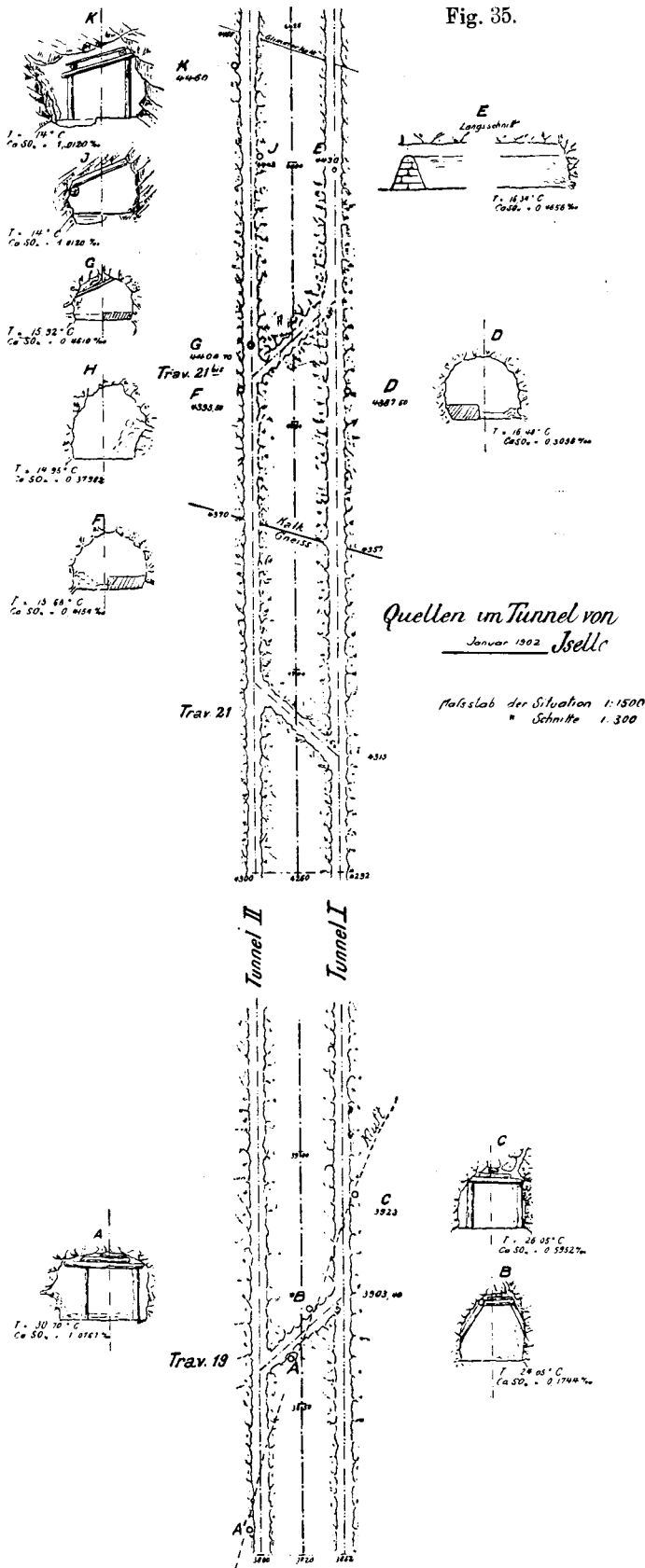


Fig. 35.

Bezüglich der Art des Auftretens der Quellen im Antigoriogneiss und im Teggiolomarmor verweise ich auf Fig. 35 und die Bilder der Taf. XI u. XII. Nachdem die bei km 4 ab SP. in den Tunnel einbrechenden Wasser soweit überwunden worden waren, dass der Vortrieb weiter gehen konnte, war es von grösster Bedeutung, über die Natur derselben Klarheit zu gewinnen. Mehr als 1000 l per Sekunde entströmten dem Felsen und mussten auf 4400 m Länge kanalisiert werden. Die geologische Prognose konnte nicht schwer fallen. Die Quellen sind „Karstquellen“. Der Teggiolokalk, der am südlichen Schenkel der Teggiolomulde im Liegenden von Bündnerschiefern, im Hangenden des Antigoriogneisses auf viele Kilometer Länge durch das Gebirge sich hinzieht, sammelt die Niederschläge und führt sie in Dolinen zur Tiefe.

Vom Plateau des Teggiolo bis zum Tunnel haben die Wasser einen Weg von 3—4 km zu durchlaufen. Der Tunnel stellt eine künstliche Anzapfung dieser unterirdischen Wasserläufe dar, er wirkt ansaugend auf dieselben. Auf ihrem Wege passieren die Wasser Anhydrit- oder Gipsstöcke, die mit dem Triaskalk verbunden sind; je nach der Menge des durchfließenden Wassers wird die Lösung mehr oder weniger konzentriert. Fig. 36 zeigt einerseits die Kurve des Ertrages der sämtlichen „kalten Quellen“ vom April 1902 bis August 1904 mit ihrem Maximum 1200 sl, jeweilen im Juli/August, ihrem Minimum 700 sl im März/April; andererseits ersehen wir aus Fig. 36 den ursächlichen Zusammenhang zwischen Ertragsmenge der Quellen und ihrer Konzentration. Die Beziehung zwischen den jährlichen Mengen der Niederschläge, wie sie auf dem Simplonhospitz gemessen werden und der jährlichen Gesamterträge der kalten Quellen ist aus Fig. 37 ersichtlich. Diese nie versiegenden Karstquellen waren gewiss zur Zeit, als sie in den Stollen einbrachen, kein willkommenes Ereignis; man hoffte sogar auf ihr Versiegen, auf die „Lerung des unterirdischen Reservoirs“. Die Folge hat

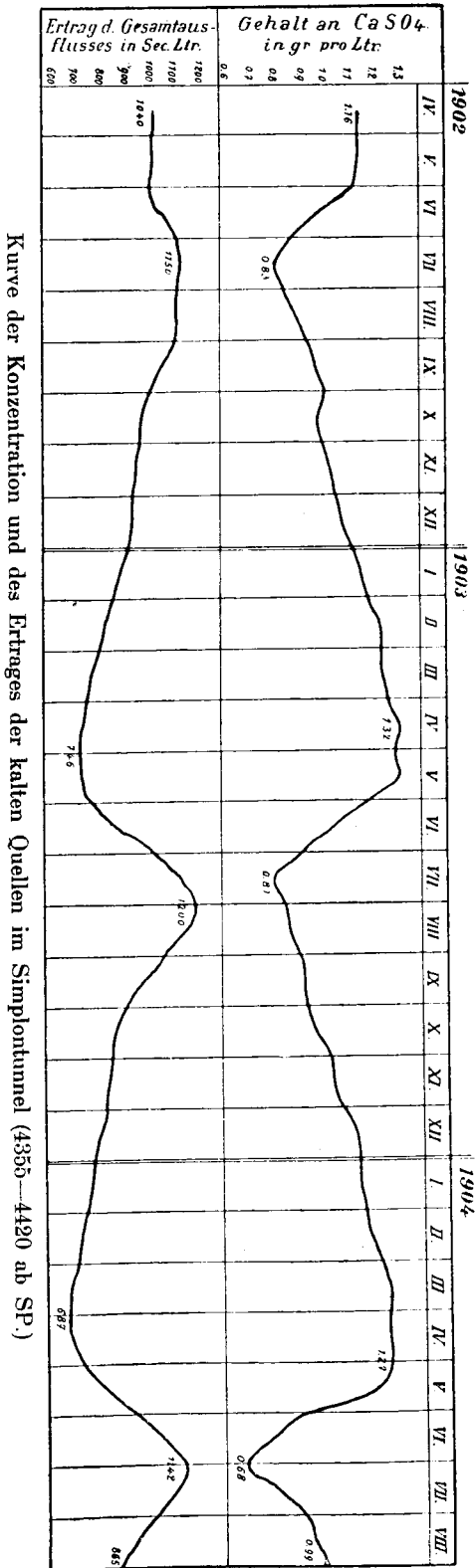
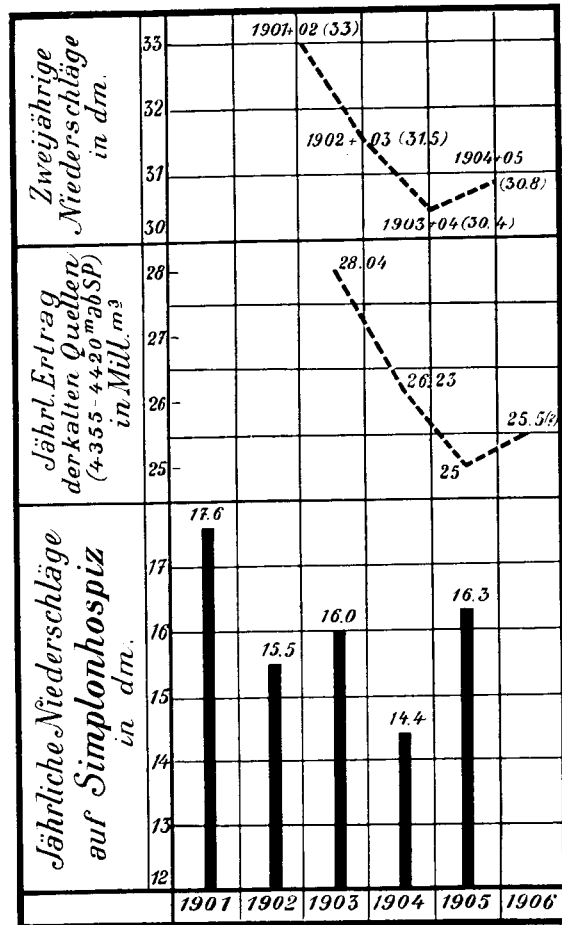


Fig. 36.

gezeigt, dass dieselben für den Bau und den Bestand des Tunnels als ein weithin wirkender Kühlapparat eine unschätzbare Wohltat sind.

Von der zentralen Quellregion entfallen auf den Süd-stollen zwei grössere Quellen. Bei 9100 m ab SP. hatte man die auf mehr als 2 km Länge anhaltenden, stark treibenden Kalkphyllite verlassen und im Hangenden derselben brach aus dem klüftigen, marmorigen Bündnerschiefer am 6. September 1904 eine warme Quelle hervor in einem Erguss von ca. 70 sl und einer Temperatur von 45°. Diese im Stollen I angefahrne Quellader trat auch im Stollen II zu Tage und beide Quellen zusammen lieferten etwa 130 sl von 45°. Der Vortrieb stockte bis zum Dezember 1904. Bei weiterem Vor-rücken in den Kalken traf man auf eine neue Quellader bei 9190 m, die in beiden Stollen etwa 100 sl Wasser von 46° lieferte. (Vgl. Taf. XII, Fig. 2 und 3). Zwischen 9200 und



C. Schmidt Jan. 1906
Fig. 37.

9240 m wurden die kalkigen Bündnerschiefer wieder mehr tonig und schiefrig, wasserundurchlässig und treibend. Die Wasserzuflüsse blieben beschränkt auf die ca. 100 m lange Zone von Kalken,

die von schiefrigen, tonigen Gesteinen über- und unterlagert werden. Die Kalke, die nordwärts der Schiefer ab 9240 m bis zum Durchschlag noch angetroffen worden sind, waren trocken.

Die warmen Quellen des zentralen Teiles des Tunnels, die auf 600 m sich verteilen, entspringen alle im Liegenden der auf 280 m Länge im Tunnel durchfahrenen hangenden Trias der Vegliamulde. Dieser Trias entstammen die warmen Quellen und zwar sind es ebenso wenig ascendierende thermale Wasser, wie die kalten Quellen des Teggiolomarmores. Sie werden gespiesen von den Niederschlägen des Plateau, östlich des Monte Leone. Die Niederschläge sickern durch die klüftigen Valgrandegneisse, gelangen in das darunter liegende kalkige Band der Trias, fließen in demselben dem Berginnern zu und wo die Trias stark verquetscht wird, treten sie über in die liegenden marmorigen Bündnerschiefer der Vegliamulde. Auf ihrem 5–6 km langen Wege dringen die Wasser bis in die Tiefe von 2000 m unter der Oberfläche und dabei erwärmen sie sich entsprechend der zunehmenden Erdwärme. Der Gesamtertrag der warmen Quellen ist anscheinend weniger schwankend als derjenige der kalten Quellen. Für 1906 z. B. wird angegeben ein mittlerer Ertrag von 307 sl bei einem Minimum von 291 sl im Februar und einem Maximum von 328 sl im April. Dank dieser Zuflüsse von atmosphärischem Wasser nach dem auf dieselben ansaugend wirkenden Tunnelrohr ist auf die Länge von ca. 4 km die Temperatur im Berginnern um etwa 8° erniedrigt worden. Auch hier waren die warmen Wasserzuflüsse im Grunde keine „unangenehme“ Überraschung, auch hier wirken dieselben als Kühlapparat in der Felsmasse, so paradox dies auch klingen mag für jeden, der je innerhalb dieser dampfenden Wasserfluten gestanden ist.

6. Temperatur im Südstollen.

Hinsichtlich der Felstemperatur im Südstollen können wir drei Regionen unterscheiden. (Vgl. Fig. 33):

1. *Km 0–2,5.* Rasches Steigen der Temperatur von 10° auf 34°.
2. *Km 2,5–4,3–5,5.* Rapides Sinken der Temperatur von 34° auf 18,3° und wiederum noch in vermehrtem Grade rapides Steigen derselben auf 35°.
3. *Km 5,5–9,353.* Annähernd kontinuierliches, langsames Steigen von 35° auf 45°.

Beim Vortrieb des Stollens in den flachliegenden Bänken des Antigoriongneisses unter dem Plateau von Bugliago stieg die Felstemperatur in unheimlich rascher Weise. Bei einer Überlagerung von nur 1200 m hatte man schon 35° erreicht. Trotzdem dass nun aber die Überlastung bergwärts grösser wurde, begann die Temperatur erst langsam und dann unter der Nordabdachung des Teggiolo rasch zu sinken; in der Region der kalten Quellen betrug dieselbe nur 18°; 1200 m weiter war sie wieder auf 35° gestiegen. Gegenüber der Normaltemperatur, wie sie in trockenem Gebirge aufgetreten wäre, können wir unter dem Passo Posette eine Temperaturerniedrigung von ca. 10°, unter der Alpe de Vallé eine solche von 20° und endlich unter dem Col de Vallé wiederum eine solche von 10° annehmen. (Vgl. Fig. 33.) Es ist das die kühlende Wirkung der im Teggiolomarmor fließenden Karstbäche. — Auch im Lebendungneiss und in den Kalkschiefern der Vegliamulde zwischen km 5,3 und dem Durchschlag stieg die Temperatur wenn auch stetig doch nur langsam. Auch auf dieser Strecke ist sie 10–15° niedriger als diejenige ist, die aus dem für den Simplon berechneten Gradienten sich ergeben würde. Wir treten in den Abkühlungsrayon der die hangende Trias der Vegliamulde begleitenden Karstwasser.

Die maximale Felstemperatur auf der Südseite war um rund 10° niedriger als diejenige auf der Nordseite. Die vorzüglichen Kühleinrichtungen erlaubten auch hier die künstliche Erniedrigung der Lufttemperatur im Stollen auf 29°–30°.

7. Der Durchschlag.

Am 28. Mai 1904 hatte man definitiv darauf verzichtet, den Stollen von Norden aus weiter vorzutreiben. Vor Ort stauten sich die Wasser der heissen Quellen. Ein stetiger Fortschritt des Stollens auf der Südseite war nach Überwindung der Quellregion zwischen 9100 m und 9200 m ab SP. zu Beginn des Jahres 1905 endlich ermöglicht. Langsam rückte die Stollenbrust bergwärts. Am 22. Februar, nachmittags 3 Uhr, bei 9348 m, 5 m vor dem Ort des Nordstollens, brach durch den Fels ein Strahl von Kohlensäure, auf den Wasser folgte, ca. 30 sl von 42° — das war der erste Gruss von Norden her; das Niveau des hinter der eisernen Türe gestauten Wassers begann zu sinken; in *Brig* knallten die Freudenschüsse. Noch etwa 5 m waren zu durchbrechen. Am 24. Februar 1905 morgens früh geschah die letzte Attake, auf 3,4 m Länge fiel der Fels und durch eine 2,4 m breite, 0,8 m hohe Bresche ergoss sich das Brigerwasser in weniger als 30 Minuten durch den Stollen von Iselle, den Weg einschlagend, der ihm durch Schutzdämme vorgezeichnet war.¹⁾ *Traforo, sette e venti minuti!* ertönte der Jubelruf in Iselle.

¹⁾ Eine Darstellung der Durchbruchstelle gibt *M. Rosenmund* in der Schweiz. Bauzeitung (4. März 1905).

Literaturverzeichnis zur Geologie des Simplongebirges und des Simplontunnels.

1796. *H.-B. De Saussure*. Voyages dans les Alpes. — Neuchâtel, Imprimerie Louis Fauche-Borel T. VI, p. 294—336; t. VIII, p. 18—30.
1832. *Ch. Larday*. Essai sur la constitution géognostique du St-Gothard. — Neue Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges., Bd. I, Abt. 2, p. 200—282.
1844. *B. Studer*. Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du St-Gothard. — Mém. de la Soc. géol. de France, 2^e série, t. I, n° VII, p. 305—335.
1851. *B. Studer*. Geologie der Schweiz. — Bd. I, p. 221—242.
1859. *H. Gerlach*. Gutachten im Manuskript zu: „Projet de tunnel entre la Suisse et le Piémont par le Simplon“; mit einer Karte in 1 : 100,000 und 3 Profilen. Übersetzt von Venetz, 18. Nov. 1869. — (Zit. von H. Schardt, 1903. — Auszug in *Vauthier*. Le Percement du Simplon. Paris 1874, p. 22—23).
1865. *H. Gerlach*. Geologische Karte der Schweiz in 1 : 100,000, Blatt XVIII Brig-Airolo, südlich der Rhone.
1866. *Scheerer*. Über die chemische Konstitution der Plutonite. — Festschrift zum 100jähr. Jubil. d. kgl. sächs. Bergakademie z. Freiberg, p. 158—203.
1869. *H. Gerlach*. Die Penninischen Alpen. — Neue Denkschr. der Schweiz. naturf. Ges., Bd. XXIII.
1873. *K. v. Fritsch*. Das Gotthardgebiet. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. XV mit Karte in 1 : 50,000.
1878. *E. Renevier*. Structure géologique du massif du Simplon à propos du tunnel projeté. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., t. XV, p. 281—304.
1880. Compte-rendu. Soc. helv. sc. nat., 63^e session à Brigue, p. 30—38.
- „ *G. Th. Lommel*. Etude de la Question de Chaleur souterraine etc. du Simplon — présentée à la réunion de la Soc. helv. des Sciences naturelles à Brigue
1882. *T. Taramelli*. Osservazioni fatti nei monti circostanti al passo del Sempione. — Boll. Soc. geol. ital., I, p. 183—188.
- „ *G. Th. Lommel*. Examen critique des nouveaux essais de Tracé pour la Rampe d'accès méridionale du tunnel alpin du Simplon. Lausanne. F. Rouge.
- „ *Comité du Simplon*. Percement du Simplon. Mémoire technique à l'appui des Plans et Devis dressés en 1881 et 1882. Lausanne. Georges Bridel.
1883. *H. Gerlach*. Die Penninischen Alpen (Abdruck aus Neue Denkschr. 1869) und Bericht über den Bergbau im Kanton Wallis. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. 27.
- „ *A. Heim, Ch. Lory, T. Taramelli, E. Renevier*. Etude géologique sur le nouveau projet de tunnel courbé traversant le massif du Simplon. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., XIX, n° 89.
- „ *E. Stockalper*. Les grands tunnels alpins et la chaleur souterraine. — Lausanne, Imprim. Lucien Vincent.
- „ *J. Meyer*. Traversée du Simplon par un Chemin de Fer. Projets de 1881—1882. Mém. d. l. soc. des Ing. civils. Paris.
1885. *T. Taramelli*. Note geologica sul baccino idrografico del fiume Ticino. — Boll. Soc. geol. ital., IV, p. 239—336.
1887. *G. Spezia*. Sulla origine del gesso micaceo e anfibolico di Val Cherasca nell'Ossola. — Atti d. R. Accad. d. sc. di Torino, vol. XXIII.
1890. *T. G. Bonney*. On the crystalline schists and their relation to the mesozoic rocks in the Lepontine Alps. — Quart. Journ. of geol. soc. London, p. 187 to 240.
- „ *A. Thommen*. Gutachten über die Projekte und Kostenberechnungen betreffend den Simplondurchstich (1882 bis 1889). Bern, Stämpfli'sche Buchdruckerei.
1891. *C. Diener*. Der Gebirgsbau der Westalpen. Abschnitt III. — Wien, F. Tempsky.
- „ *A. Heim*. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Liefg. XXV, p. 287 und p. 313—314.
- „ *H. Schardt*. Série et épaisseur des terrains suivant l'axe du tunnel. Auszug aus einem geologischen Rapport in: J. Dumur, Traversée du Simplon. I. Rapport sur les études 1890—1891, etc. Annexe 2 : p. 22—26. — Berne Imprim. K. Stämpfli.

1892. *S. Traverso*. Cenni preliminari sulla serie di rocce antiche in Val d'Ossola. — Atti d. Soc. Ligustica di sc. nat., vol. III.
- „ *C. Alvazzi-Delfrate*. Guida all'acqua minerale di Veglia. — Torino, Libr. Rosenberg & Sellier.
1893. *T. G. Bonney*. Note on the Nufenenstock (Leptine Alps). — Quart. Journ. geol. soc. London, vol. 49, p. 89—93.
- „ — On some schistose „Greenstones“ and allied hornblendic schists from the Pennine Alps as illustrative of the effects of Pressure-Metamorphism. — Quart. Journ. geol. soc. London, vol. 49, p. 94—103.
- „ — On a secondary development of Biotite and of Hornblende in crystalline schists from the Binnenthal. — Ibid., p. 104—113.
- „ *E. Fellenberg* und *C. Schmidt*. Beschreibung desjenigen Teiles von Blatt XVIII, welcher zwischen dessen Nordrand, dem Südabsturz der Blümlisalpette und der Rhone liegt. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Liefg. XXI, I. Teil.
- „ *H. Schardt*. Gneiss d'Antigorio. — Arch. d. sc. phys. et nat., t. XXX, n° 12, Vergl. auch: Eclog. geol. Helv., t. IV, p. 115.
1894. *L. Duparc* et *L. Mrazec*. Note sur la serpentine de la vallée de Binnen (Valais). — Bull. Soc. franç. de minéralogie, t. XVI, n° 8.
- „ *H. Golliez*. Passage du Simplon. — Livret-guide géol. de la Suisse, p. 229 à 232. Fig. 87 und 88. Lausanne, F. Payot.
- „ *A. Heim* und *C. Schmidt*. Geologische Karte der Schweiz 1 : 500,000. — Publ. d. Schweiz geol. Kommission, Bern, Schmid, Francke & Cie.
- „ *H. Schardt*. Du Simplon à Baveno et Lugano. Livret-guide géol. de la Suisse, p. 190—193, pl. X, fig. 5.
- „ *C. Schmidt*. Tessinermasse und Seegebirge. Inneralpine mesozoische Sedimente. — Livret-guide géol. de la Suisse, p. 136—142, pl. VIII, fig. 6.
- „ Tunnel du Simplon, projet de 1893. Annexe 4 : Profil géologique. — Berne, Impr. C.-J. Wyss
1895. *C. Schmidt*. Géologie du massif du Simplon. — Arch. sc. phys. et nat. Genève, t. XXXIV; ferner in Eclog. geol. Helv., vol. IV, Nr. 5, p. 367, 1896.
- „ *S. Traverso*. Geologia dell'Ossola. — Genova, Tipogr. Angelo Ciminago.
- „ *R. Zeller*. Ein geologisches Querprofil durch die Zentralalpen. — Inaug.-Diss., Mitteil. d. Berner naturf. Ges.
1896. *E. Haug*. Etude sur la tectonique des Alpes suisses. — Bull. Soc. géol. de France, 3^e série, t. XXIV, p. 545 à 550, pl. XXIII.
- „ *C. Schmidt*. Geologie der Simplongruppe und die verschiedenen Tunnelprojekte (Vortrag, gehalten i. d. naturf. Ges. Basel, 18. März 1896). — Schweiz. Bauzeitung, 18. April 1896.
- „ *R. Zeller*. Nachträge zu meinem geologischen Querprofil durch die Zentralalpen. — Mitteil. d. naturf. Ges. Bern.
1898. *A. Heim*. Die Bodenbewegungen von Campo im Maggiatale, Kanton Tessin. — Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich, Jahrg. XLIII.
1899. *E. Renevier*. Etude géologique du tunnel du Simplon. — Eclog. geol. Helv., VI, Nr. 1, p. 31—34.
- „ *G. Spezia*. Sopra uno deposito di Quarzo e di Silice gelatinosa trovato nel traforo del Sempione. — Atti d. R. Accad. d. sc. di Torino, vol. XXXIV.
- „ *Locher* & *Sulzer-Ziegler*. Der Bau des Simplon-Tunnels. Schweiz. Bauzeitung, Bd. XXXIV, Nr. 14 und 15.
1900. *E. Weisschenk*. Über einige bemerkenswerte Mineralagerstätten der Westalpen. (Die Mineralien im Dolomit des Binnentales.) — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXII, H 3, p. 260.
1901. *H. Preiswerk*. Über Dunitserpentin am Geisspfadpass im Oberwallis. — Inaug.-Diss., Basel, E. Birkhäuser.
- „ *A. Pelloux*. Scheelite ed altri minerali rinvenuti in una roccia proveniente del traforo del Sempione. — Boll. del Naturalista, Siena, anno XXI, n° 7.
- „ *Pierre de Blonay*. Le tunnel du Simplon. — Bull. techn. de la Suisse romande, années 27 à 32.
- „ *M. Rosenmund*. Spez. Berichte der Direktion der J. S. an das Schweiz. Eisenbahndep. über den Bau des Simplontunnels. Die Bestimmung der Richtung, der Länge und der Höhenverhältnisse.
1902. *M. Lugeon*. Sur la coupe géologique du massif du Simplon. — Comptes-rendus d. séances de l'Acad. d. sc. Paris, 24 mars.
- „ — Les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. — Bull. techn. de la Suisse romande, n° 24, p. 317—323.
- „ — Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. — Bull. Soc. géol. de France, 4^e série, t. I, p. 813.
- „ *I. Taramelli*. Sulla probabile tectonica del gruppo del Sempione. — Atti d. R. Accad. dei Lincei, ser. 5, XI, 1. sem., p. 462—463.
- „ — Alcune osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Varzo. — „Rendiconti“ del R. ist. Lomb. di sc. e lett., serie II, vol. XXXV.

1902. *H. Schardt*. Rapport sur les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. — Lausanne, Impr. Corbaz & Cie
 „ — Venues d'eau au tunnel du Simplon. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. 38, n° 143—144.
1903. *H. Preiswerk*. Die metamorphen Peridotite und Grabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. — Verh. d. naturf. Ges. Basel, Bd. 15, H. 2, p. 293—316.
 „ *H. Schardt*. Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon suivi d'un rapport supplémentaire sur les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. — Lausanne, Impr. Corbaz & Cie. Vgl.: Eclog. geol. Hel., vol. VIII, N° 2, 1904.
 „ *G. Spezia*. Sulla anidrite micaceo-dolomitica e sulle rocce decomposte della frana del traforo del Sempione. — Atti d. R. Accad. d. sc. di Torino, vol. XXVIII.
 „ *A. Stella*. Rilevamento geologico nell'Ossola. — Relaz. uffic. d. Direzione del Servizio geologico per l'anno 1902, Roma.
1904. *H. Schardt*. Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstichs. — Verhandl. d. Schweiz. naturf. Ges. in Winterthur, 87. Jahresversammlung, p. 172—210.
 „ — Eaux du tunnel du Simplon. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. XL, p. 149.
 „ *A. Stella*. Sulla geologia della regione Ossolana contigua al Sempione. — Boll. Soc. geol. ital., vol. XXIII, fasc. I, p. 84—88. (Referat d. Verf. Geol. Zentralblatt, Bd. VI, Nr. 2.)
 „ *G. Spezia*. Sulle inclusioni di anidride carbonica liquida nella anidrite associata al quarzo trovata nel traforo del Sempione. — Atti d. R. Accad. d. sc. di Torino, vol. XXXIX.
 „ *A. Heim*. Über die geologische Voraussicht beim Simplontunnel. — Eclog. geol. Helv., vol. VIII, Nr. 4, p. 365—384.
 „ *E. Sulzer-Ziegler*. Der Bau des Simplontunnels. — Mitt. d. Naturw. Ges. Winterthur, H. V, p. 243—277.
 „ *B. Lindemann*. Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Carbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. XIX, p. 267.
 „ *S. Pestalozzi*. Die Bauarbeiten am Simplontunnel. — Schweiz. Bauzeitung, Bd. XXXVIII, Nr. 18, 19, 20, 22, 24 und Bd. XXXIX, Nr. 3, 4, 9, 10, 13, 14, 17. — Separat II. Aufl.
 „ *A. Malladra*. Il traforo del Sempione (conferenza). Milano, L. F. Cogliati.
 „ *G. Borromeo e E. Mola*. Comitato italiano del valico ferroviario del Sempione. Relazione finale.
1905. *A. Stella*. Il problema tettonico dell'Ossola e del Sempione. — Boll. Soc. geol. ital., vol. XXIV, fasc. I, p. 101—104.
 „ — Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione. — Boll. d. R. Comit. geol. d'Italia, anno 1905, n° 1.
 „ *M. Lugeon et E. Argand*. Sur les homologues dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. — Comptes rend. Acad. d. sc. Paris, 29 mai.
 „ *Ch. Sarasin*. La chaîne du Simplon au point de vue géologique. — Arch. sc. phys. et nat. Genève, t. XIX, p. 80—92.
 „ *B. Zschokke*. Sprengmittel und Sprengarbeit beim Bau des Simplontunnels. Zürich, E. Speidel.
 „ *J. El. David*. Le tunnel du Simplon. — Lausanne, Payot et Cie.
 „ *H. Schardt*. Les résultats scientifiques du percement du tunnel du Simplon. — Bull. technique de la Suisse romande, n° 10, 11, 12 et 14.
 „ — Les eaux souterraines du tunnel du Simplon. — La Géographie, Bull. d. l. Soc. de géographie, Paris, vol. XI, n° 2, p. 81—96.
 „ — Leone (Monte). — In Geogr. Lex. d. Schweiz. Bd. III, p. 113—117.
 „ *H. Baumhauer*. Die Mineralien des Binnentals. — Bull. de „La Murithienne“, Soc. valaisanne d. sc. nat., p. 35—49.
 „ *A. G. Levy*. Water from the Simplon tunnel. — The analyst, Soc. of public analysts London, vol. XXX, N° 356, p. 361—384.
 „ *H. Preiswerk*. Anhydrit-Krystalle aus dem Simplontunnel. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Bd. I, p. 33—43.
 „ *A. Heim*. Tunnelbau und Gebirgsdruck. — Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. L.
 „ — Geologische Voraussicht bei technischen Arbeiten. — Umschau, Nr. 9, IX. Jahrg.
 „ *E. Sulzer-Ziegler*. Der Bau des Simplontunnels. — Verh. d. Schweiz. Naturf. Ges. in Winterthur, 87. Jahresversammlung, p. 128—170.
1906. *H. Schardt*. Renseignements géologiques. — In „Rapports trimestriels au Conseil fédéral suisse sur l'état des travaux du percement du Simplon“, Nr. 1, 31. Dez. 1898 bis Nr. 31, Juni 1906.
 „ *A. Stella*. Cenni geologici sulle nuove linee di acceso al Sempione und *G. Gallo, S. Georgis, A. Stella*. Studio Chimico Litologico di Rocce etc. — In „Relazione sugli studi e lavori eseguiti dal 1897 al 1905“; Publ. d. Soc. ital. per le Strade Ferrate del Mediterraneo. Roma, D. Squarci.
 „ *C. De Stefani*. La Valle Devero nelle Alpi Pennine ed il profilo del Sempione. — Boll. Soc. geol. ital., vol. XXV, fasc. II, p. 411—426.

1906. *K. Pressel*. Bauarbeiten am Simplontunnel. — Schweiz. Bauzeitung, Bd. XLVII, Nr. 21, 22, 23, 25. u. 26.
- „ *J. Königsberger*. Über die Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe durch Berge und Täler, Schichtstellung, durch fließendes Wasser und durch Wärme erzeugende Einlagerungen. — Eclog. geol. Helv., Bd. IX, Nr. 1, p. 133–144.
- „ *E. Thoma*. Über das Wärmeleitungsproblem bei wellig begrenzter Oberfläche und dessen Anwendung auf Tunnelbauten. — Inaug.-Diss., Freiburg i. B., p. 49.
- „ *K. Brandau*. Die Zweitunnel-Baumethode. — Schweiz. Bauzeitung, Nr. 12. (Abb. 1–3, p. 141.)
- „ *A. Ferrucci*. Il traforo del Sempione ei passaggi alpini.
- „ *G. B. Biadego*. I grandi trafori alpini Fréjus, San Gottardo, Sempione ed altre Gallerie. — Ul. Hoepli, Milano.
- „ *F. Rothpletz*. Ein- und zweispurige Alpentunnel. — Schweiz. Bauzeitung, Bd. XLVIII, Nr. 6.
1907. *H. Schardt*. Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes. — Arch., sc. phys. et nat., Genève, t. XXIII, p. 366.
- Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. — Verhandl. d. Schweiz. Naturf. Ges. St. Gallen.
- „ *C. De Stefani*. Sulla possibilità geologica di un solido sbarramento per sopraelevare sensibilmente il pelo d'acqua del lago di Codelago. — Unione Tip. Edit. Torinese.
- „ *E. Mermier*. La ventilation et la réfrigération du Tunnel du Simplon. — Bulletin technique de la Suisse romande, Année 1907, Nos 7, 9, 10 et 12.
- „ *Francis Fox*. The Simplon Tunnel. — Proceedings of The Institution of Civil Engineers. Session 1906–1907, Part. II, London.
- „ *V. Wenner*. Internat. Ausstellung in Mailand 1906. *Schweiz*, Landtransportwesen — Simplon. Bericht an das Schweiz. Handelsdepartement, Bern.
- „ *C. Schmidt*. Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. — Eclog. geol. Helv., vol. IX.
- „ — Asphalt, Steinsalz, Erze. — Handwörterbuch der Schweiz. Volkswirtschaft etc., von N. Reichesberg, Bern, III. Bd., p. 125.
- „ *H. Preiswerk*. Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Lief. XXVI. Erster Teil.
- „ *C. Schmidt*, *A. Buatorf*, *H. Preiswerk*. Führer zu den Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen — E. Schweizerbart, Stuttgart.
- „ *J. Joly*. The Distribution of Radium in the Rocks of the Simplon Tunnel. Geological Magazine, Decade V., Vol. IV, No X, October, p. 469.
- „ *C. Schmidt*, *H. Preiswerk* und *A. Stella*. Geologische Karte des Simplongebietes in 1 : 50,000 (Spez. Karte Nr. 48) mit Erläuterungen von C. Schmidt und H. Preiswerk; herausgegeben von der geologischen Kommission der Schweiz. Naturf. Gesellschaft.
- „ *Generaldirektion der Schweiz. Bundesbahnen* an den Verwaltungsrat der Schweiz. Bundesbahnen 25. Juni resp. 2. Juli 1907 mit Expertengutachten.
- a) *C. Schmidt*, *Fr. Lusser*, *Rob. Moser*. Gutachten über Zustand und Ausbau des Simplontunnel, 12. Dezember 1906.
- b) *C. Schmidt*. Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel. 24. August, 26. Dezbr. und 30. Dezbr. 1906.
- c) *Fr. Lusser*. Bautechnischer Bericht. 30. Novbr. 1906.
- „ *Baugesellschaft für den Simplontunnel*, *Brandt*, *Brandau & Cie*. Antwort auf das Gutachten von Moser, Schmidt und Lusser und auf den Bericht der Generalkommission der S. B. B. vom 25. Juni resp. 2. Juli 1907 und Gutachten über den Zustand des Stollens II von Bergmeister *Müller*.
- „ *Generaldirektion der Schweiz. Bundesbahnen*. Ausbau des Simplontunnels mit Beilagen:
- Moser*, *Schmidt*, *Lusser*. Entgegnung auf die Antwort der Baugesellschaft für den Simplontunnel. 8. Novbr.
- C. Schmidt*. Erwiderung. 25. November.
- F. Lusser*. Erwiderung. 18. November.

Verzeichnis der Tafeln.

- Taf. I.** *Geologische Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Mt. Blanc.* — Entworfen von C. Schmidt, August 1906.
- Taf. II.** *Drei geologische Profile längs der Tunnelachse.* Fig. 1: H. Schardt 1890—1894. — Fig. 2: C. Schmidt, Nov. 1901. — Fig. 3: C. Schmidt und H. Preiswerk, März 1905. — Fig. 4: Schema der Tektonik im Simplongebiet.
- Taf. III.** *Geologisches Profil längs der Achse des Simplontunnels.* — I. M. 1 : 50 000. — C. Schmidt und H. Preiswerk, März 1905.
- Taf. IV.** *Geologische Panoramen aus dem Simplongebiet* von C. Schmidt und H. Preiswerk. Monte Leone und Cistella, gesehen vom Teggiolo (Febr. 1905). — Wasenhorn und Hübschhorn, gesehen von Stalden (Febr. 1905). — Passo Naret, gesehen von Val Torta. — Faulhorn, gesehen vom Altstaffel am Nufenenpass.
- Taf. V.** Fig. 1: Teggiolomarmor mit Rollstücken von Gneiss. — Fig. 2: Tal von Goms (Oberwallis). — Fig. 3: Ausblick von der Südseite des Albrunpasses gegen Westen. — Fig. 4: Pizzo Fizzo — Scatta minojo. — Fig. 5: Helsenhorn.
- Taf. VI.** Fig. 1: Blindenhorn und Cherbadung. — Fig. 2: Antigoriotal unterhalb Baceno. — Fig. 3: Matterhorn-Weisshorn. — Fig. 4: Mischabel-Dent Blanche-Masse.
- Taf. VII.** *Simplontunnel.* Fig. 1: Kalkschiefer und Anhydrit. 4613 m ab SP. — Fig. 2 und Fig. 3: Antigoriogneiss und Kalk. 4325 m ab SP. — Fig. 4: Ablösungen von Anhydrit bei 700 m ab NP.
- Taf. VIII.** *Simplontunnel.* Fig. 1, Fig. 2, Fig. 3, Fig. 4: Bergschläge.
- Taf. IX.** *Simplontunnel.* Fig. 1: Offene Spalte in Kalkschiefer. 9725 m ab NP. — Fig. 2: Sohlgewölb-Aushub in „treibendem“ Lebendungneiss bei 6802 m ab SP.
- Taf. X.** *Simplontunnel.* Fig. 1, Fig. 2, Fig. 3: „Treibendes“ Gebirge. — Fig. 4: Verdrückte Türe in Traverse 40 (8120 m ab SP.).
- Taf. XI.** *Simplontunnel.* Fig. 1, Fig. 2, Fig. 3: Quelle J (4442 m ab SP.). — Fig. 4: Quelle K (4460 m ab SP.).
- Taf. XII.** *Simplontunnel.* Fig. 1: Quelle K (4460 m ab SP.). — Fig. 2 und Fig. 3: Heisse Quellen (9150—9220 m ab SP.).
-

I n h a l t.

	Seite.
Vorwort	3—5
<i>I. Die geologischen Prognosen für den Simplontunnel</i>	6—11
<i>II. Die Geologie des Simplon und der angrenzenden Gebiete</i>	11—35
1. Stratigraphie	12—17
2. Tektonik	17—31
3. Historischer Ueberblick über die geologische Erforschung des Simplongebietes	31—35
<i>III. Die Gesteinsfolge im Simplontunnel</i>	35—55
<i>IV. Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel</i>	55—93
1. Spezielle Beschreibung der Gesteinsdeformationen im Simplontunnel	55—70
I. Lokale Firsteinbrüche	58
II. Anhydritführendes Gestein (Trias)	58—61
III. Schlagendes Gebirge	61—67
IV. Treibendes Gebirge	67—70
2. Bemerkungen über Bergschläge sowie über Tunnelbau und Gebirgsdruck im Allgemeinen	70—93
I. Bergschläge in Tunnel und Bergwerken etc.	71—84
II. Die Umformung der Gesteine durch Gebirgsdruck	84—93
<i>V. Verlauf der Tunnelbohrung</i>	94—103
1. Gesteinsfolge im Nordtunnel	94—95
2. Felstemperatur im Nordstollen	95—96
3. Quellen im Nordstollen	96—98
4. Gesteinsfolge im Südstollen	98—99
5. Quellen im Südstollen	99—102
6. Temperatur im Südstollen	102
7. Der Durchschlag	103
Literaturverzeichnis zur Geologie des Simplongebirges und des Simplontunnels	104—107
Verzeichnis der Tafeln	108