

Geologische Prognose für den nördlichen Teil des neuen Trace des Lötschbergtunnels, bis Kilometer 8 vom Nordportal.

Von

A. Buxtorf.

Inhaltsübersicht.

Vorwort	pag. 222
A. Geologische Prognose	223
I. Einleitung	223
II. Stratigraphie und Tektonik	225
A. Stratigraphie	225
B. Tektonik	229
III. Das Gebiet der Granitquerriegel v. Staldi-Brandhubel	231
IV. Geologische Prognose für den nördlichen Teil des neuen Tunneltracé bis km 8 vom Nordportal	236
B. Einige Bemerkungen über den bisherigen Befund beim Tunnelbau	238

Vorwort.

Ueber die Geologie des Lötschbergtunnelgebietes ist in den Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel schon früher die Rede gewesen. Gemeinsam mit *E. Truninger* (in Bern) hat der Verfasser in einer kleinen Abhandlung (1909, Bd. XX, Heft 2 dieser Verhandlungen) „*Ueber die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aar-massivs*“ die Grundzüge der Stratigraphie und des Gebirgsbaues dargelegt, die für das genannte Gebiet massgebend zu sein scheinen.

Nachdem zu Beginn des Jahres 1909 das neue definitive Trace des Lötschbergtunnels durch den Granitquerriegel von Staldi-Brandhubel festgelegt worden war, erhielt Verfasser von der „*Entreprise générale du chemin de fer des alpes bernoises*“ den Auftrag, eine Prognose für den nördlichen Teil des neuen Trace bis km 8 ab Nordportal auszuarbeiten. Diese Prognose wurde am 18. August 1909 eingeliefert.

Wie aus der Tafel III ersichtlich ist, stand der Vorort damals schon bei 2800 m. Die Prognose hatte sich also einerseits mit dem bald zu erwartenden Gesteinswechsel Kalk-Granit zu beschäftigen, andererseits aber war das Problem der Unterfahrung des Gasterntales eingehendster Prüfung zu unterwerfen.

Seither ist ein grosser Teil der begutachteten Tunnelstrecke erstellt worden und fast möchte es überflüssig erscheinen, nun nachträglich diese Prognose doch noch der Öffentlichkeit zu übergeben. Allein das letztere scheint mir aus verschiedenen Gründen unbedingt geboten zu sein. Zunächst werden wir dadurch in den Stand gesetzt, auch beim neuen Tunneltrace Prognose und Befund vom geologischen Gesichtspunkte aus kritisch vergleichen zu können. Dazu kommt ein zweites: Ueber den Wert geologischer Tunnelprognosen ist in den letzten Jahren in geologischen und technischen Fachschriften viel geschrieben worden. Beim neuen Trace des Lötschbergtunnels, das nach der Katastrophe vom 24. Juli 1908 gewählt werden musste, folgten sich Prognose und Tunnelbau auf dem Fusse. Dieser Umstand brachte es mit sich, dass sowohl von Ingenieuren als Geologen die jeweiligen Ergebnisse des Tunnelfortschrittes mit grösster Spannung verfolgt, Prognose und Befund beständig verglichen wurden. Und so mag vielleicht gerade das Beispiel des Lötschbergtunnels (neues Trace) dazu beitragen, die Frage nach dem Wert und der Bedeutung geologischer Prognosen beim Bau grosser Alpentunnel in ein klareres Licht zu setzen.

A. Geologische Prognose.¹⁾

I. Einleitung.

Ende Juli 1909 übertrug die „Entreprise générale du chemin de fer des Alpes bernoises“ dem Unterzeichneten die Aufgabe, eine geologische Prognose zu geben für die nördliche Partie des neuen Trace des Lötschbergtunnels bis km 8 vom Nordportal.

Das neue Trace verlässt das alte bei 1202 m um nach Osten abzulenken. Der im Bau befindliche Tunnel wird das Gasterntal in der Region des Granitquerriegels von Staldi-Brandhubel unterfahren und sich aus folgenden Teilen zusammensetzen:

¹⁾ Die der Lötschberg-Unternehmung eingereichte Prognose ist in französischer Sprache abgefasst. Ich gebe im folgenden hier die wörtliche Uebersetzung. Die beigegebenen 3 Tafeln sind gleich wie im Original teils deutsch, teils französisch erläutert. Bei den Hinweisen auf die Tafeln gilt die *untere* der beiden auf den Tafeln angegebenen Paginierungen, die sich speziell auf die „Prognose“ bezieht.

1.	0 (Nordportal) —	1 202,9 m	Gerade Strecke	1 202,9 m
2.	1 202,9	— 2 000,7 m	Kurve nach links, Radius 1100 m	797,8 m
3.	2 000,7	— 3 658,5 m	Gerade Strecke	1 657,8 m
4.	3 658,5	— 4 776,9 m	Kurve nach rechts, Radius 1100 m	1118,4 m
5.	4 776,9	— 10 207,9 m	Gerade Strecke	5 430,9 m
6.	10 207,9	— 10 528,5 m	Kurve nach links, Radius 1100 m	320,6 m
7.	10 528,5	— 14 535,5 m (Südportal)	Gerade Strecke	4 007,3 m
				Gesamtlänge <u>14 535,6 m</u>

Beim letzten Tunnelbesuch des Unterzeichneten in Kandersteg (26. Juli 1909) stand der Sohlstollen bei 2748 m ab N. P., d. h. man befand sich in der geraden Strecke (3) im Norden des Gasterntales.

Die in diesem Rapport für den nördlichen Teil des neuen Trace gegebene Prognose stützt sich teils auf geologische Aufnahmen vom Herbst 1908, teils auf ergänzende Untersuchungen vom Juli 1909. Ausserdem wurden verschiedene geologische Gutachten mitverwertet, die nach der Katastrophe vom 24. Juli 1908 über den Lötschbergtunnel abgegeben worden waren.

Folgende Rapporte standen zur Verfügung:

1. *Quartalberichte* Nr. 1—8 (31. Dez. 1906 — 31. Dez. 1908).
2. *A. Buxtorf*: Vorläufiges Gutachten über die geologischen Verhältnisse des untern Gasterntales und ihre Bedeutung für die Weiterführung des Lötschbergtunnelbaues, mit 3 Tafeln und 1 Textfigur, 30. September 1908.
3. *C. Schmidt et A. Buxtorf*: Note géologique sur le côté nord du tunnel du Loetschberg; avec 9 planches, 8 janv. 1909.
4. *C. Schmidt et A. Buxtorf*: Rapport sur les sondages près de Staldi-Brandhubel dans le Gasterntal, avec 10 annexes, 5 mars 1909 (supplément au rapport précédent).
5. *E. Hugli und E. Truninger*: Die geologischen Verhältnisse des Umgehungsstracés des Lötschbergtunnels, Bern, Mai 1909.

Ausser diesen geologischen Rapporten, die wir der Initiative teils der „Entreprise générale du chemin de fer des alpes bernoises“, teils der „Berner Alpenbahngesellschaft, Bern-Lötschberg-Simplon“ verdanken, sind folgende in letzter Zeit erschienene Abhandlungen zu erwähnen, die entweder die Geologie des Lötschberggebietes oder spezieller nur die Entstehung des Gasterntales behandeln:

6. *W. Salomon*: Der Einbruch des Lötschbergtunnels (Verh. d. Nat. med. Vereins zu Heidelberg, 10. Januar 1909).
7. *Alb. Heim*: Beweist der Einbruch im Lötschbergtunnel glaciale Uebertiefung des Gasterntales? (Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Ges. Zürich, Bd. 53, 1908).

8. *A. Buxtorf und E. Truninger*: Ueber die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. (Verh. d. Naturf. Ges. Basel, Bd. XX, Heft 2, 1909.)

Die Frage der geologischen Prognose für einen Umgehungstunnel durch den Staldi-Brandhubelquerriegel ist in den oben erwähnten Rapporten schon mehrfach erörtert worden: Erstmals in dem vorläufigen Gutachten des Unterzeichneten (30. Sept. 1908), sodann in der gemeinsam mit Herrn Prof. *C. Schmidt* verfassten „Note géologique“ (8. Jan. 1909), zuletzt im Rapport der Herren *Hugi* und *Truninger* vom Mai 1909. Hinsichtlich der Deutung der allgemeinen geologischen Verhältnisse eines solchen Umgehungstunnels zeigen alle diese Rapporte weitgehende Uebereinstimmung.

Ebenso sind die diesem Berichte beigegebenen Tafeln II und III sozusagen nur die wenig abgeänderte Wiedergabe der Tafeln, welche den Rapporten vom 30. September 1908 und 8. Januar 1909 beigegeben waren. Tafel I erläutert im besondern den Gebirgsbau des Untersuchungsgebietes; sie ist der Abhandlung entnommen, die der Unterzeichnete gemeinsam mit *E. Truninger* verfasst hat (Nr. 8 d. Verz.).

II. Stratigraphie und Tektonik.

A. Stratigraphie.

Das Gebiet des Lötschbergtunnels gehört dem Westende des Aarmassivs an. Der Tunnel selbst hat in seinem südlichen und mittlern Teil den krystallinen Kern dieses Massivs zu durchfahren, d. h. sericitische Gneisse des Lötschenthal und Gastergranit. Der nördliche Teil dagegen kommt in die jüngern sedimentären Gesteine zu liegen, welche dem krystallinen Kern aufgelagert sind.

Bei der Besprechung der Gesteinsserie haben wir somit zu unterscheiden: *Krystallines Grundgebirge und sedimentäres Deckgebirge*.

a) Das krystalline Grundgebirge.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes d. h. im nördlichen Teil des Tunnels ist das Grundgebirge nur repräsentiert durch den sog. *Gastergranit* und durch *Aplitgänge*, welche den Granit durchsetzen.

Der *Gastergranit*, ein normaler Biotit-Granit, bildet als geschlossener Stock das Hauptgestein im obern Gasterntal und lässt

sich talauswärts verfolgen bis fast zur Einmündung des Gabelbaches (vergl. Tafel II).

Der Gasterngranit bildet im Tal selbst die auffallenden wallartigen, von der Kander durchsägten Querriegel von Brandhubel und Staldi (vergl. Tafel II).

Tafel II lässt erkennen, dass die obere Grenze des Granites nach Westen, Nordwesten und Norden zu allmählich absinkt. Nördlich vom Dorf Gastern liegt die obere Grenze des Granites bei *Punkt 1* (vergl. Tafel II) in der Höhe von 1820 m. Von hier senkt sie sich nach Westen zu: *Punkt 2* befindet sich bei 1702 m, *Punkt 3* bei 1538 m, *Punkt 4* bei 1485 m; endlich verschwindet der Granit bei der Einmündung des Gabelbaches vollständig unter den quartären Alluvionen in einer Höhe von ca. 1450 m.

Wir sind zur Annahme berechtigt, dass auch in der Tiefe die Begrenzung des Granitstocks in ähnlicher Weise nach Westen, Nordwesten und Norden abdacht, wie dies oberflächlich erkannt werden kann. Auf diese Annahme stützen sich — wie unten zu zeigen sein wird — die Figur 2 der Tafel II und die Figuren 1—3 der Tafel III.

Die den Granit durchsetzenden *Aplitgänge* sind von ganz untergeordneter Bedeutung.

b) Das sedimentäre Deckgebirge.

Das Deckgebirge gliedert sich im Untersuchungsgebiete wie folgt:

Perm (?) und Trias	{	1. Granitbreccie, Arkose, Quarzite, „Verrucano“.
	{	2. Röthidolomit.
Jura	{	3. Lias.
	{	4. Dogger.
	{	5. Malm.
Untere Kreide	{	6. { Oberes Berrias (Kalke).
	{	{ Unteres Berrias (Mergel und Kalke),
	{	7. Valangien.
	{	8. Hauterivien (Kieselkalk und Bänderkalk).
Tertiär (Eocän)	{	9. Nummulitenbildung.

1. *Granitbreccie, Quarzit des „Verrucano“*. Ueberall, wo die obere Grenze des Granites untersucht werden kann, sehen wir den normalen Granit umhüllt von einem 5—15 m mächtigen, mit dem Granit aufs engste verknüpften und verwachsenen Gesteinskomplex; dieser besteht an seiner Basis aus verquarzten granitischen Breccien, währenddem das Dach gebildet wird von einer hellen Quarzitbank von einigen Metern Mächtigkeit (vergl. Tafel

III, Fig. 3). Diese Gesteine, besonders die Quarzite und quarzischen Sandsteine sind mit dem Sammelnamen „*Verrucano*“ belegt worden.

Die Frage, ob die „granitischen Breccien“ als ein aus granitischem Trümmermaterial bestehendes Sediment aufgefasst werden müssen, oder ob wir es teilweise mit mechanischen Reibungsbreccien, entstanden bei der tertiären Gebirgsauffaltung, zu tun haben, oder ob sie endlich nur als Randfacies des Granites zu deuten sind, wie dies von *Hugi* und *Truninger* (Rapport No. 5, Mai 1909) vorgeschlagen wird, soll hier — weil für die Tunnelprobleme bedeutungslos — nicht diskutiert werden.

Die hellen Quarzitbänke im Dach der granitischen Breccien sind unzweifelhaft ächte Sedimente und entsprechen den Gesteinen, die vielerorts am Nordrande des Aarmassivs auftreten und welche mit dem Namen „Kontaktsandsteine“ belegt worden sind.

Die Verbreitung und Bedeutung dieser Gesteinsgruppe ist aus den Tafeln I, II und III direkt ersichtlich.

2. *Röthidolomit*. Gelb anwitternde dolomitische Gesteine, wechselnd mit kieseligen Schiefen — beide der Gruppe des Röthidolomits angehörend — treten in geringer Mächtigkeit von ca. 5 m am Lötschenpassweg auf zwischen Schönbühl und Balm, wo sie direkt dem zum „*Verrucano*“ gehörenden quarzischen Sandstein aufliegen. An allen übrigen Stellen, wo sonst im Gebiete des neuen Tunneltrace diese Sandsteine entblösst sind, fehlt der ihn überlagernde Dolomit infolge mechanischer Ausquetschung entweder ganz, oder ist nur in Spuren vorhanden (vergl. Tafel III, Fig. 3).

3. *Lias* und 4. *Dogger*. Lias und Dogger, welche an den benachbarten Felswänden des Doldenhorns und Balmhorns anstehen, treten nicht in das engere Untersuchungsgebiet. Es ist deshalb wenig wahrscheinlich, dass diese Schichten im Tunnel angetroffen werden.

5. *Malm*. Die untersten Schichten des Malm werden durch wenig mächtige, gelbfleckige Kalke gebildet, die den sog. *Schiltkalken* der östlichen Schweizeralpen verglichen werden können. *Oxfordschiefer* scheinen ganz zu fehlen. Die über den Schiltkalken auftretenden schieferigen Kalke sind als *Effingerschichten* zu deuten; sie werden ihrerseits bedeckt vom eigentlichen *Hochgebirgskalk*. Der Hochgebirgskalk, dessen normale Mächtigkeit auf ca. 100 m zu schätzen ist, bildet in liegende Falten gelegt, die hohen Kalkwände des Südbahns des Fisistocks (vergl. Tafel II, Fig. 1).

Von grösstem Interesse für die Deutung des Gebirgsbaues und die Tunnelprognosen ist die Tatsache, dass sowohl nördlich

als südwestlich des Brandhubels ein schmales Band von Malm-schichten verfolgt werden kann, das infolge mechanischer Ausquetschung des Röthidolomits, des Lias und des Doggers, mit anormalem Kontakt direkt den Quarziten des Verrucano aufliegt und bedeckt wird von Dogger. Auf diese Eigentümlichkeit wird unten noch genauer einzutreten sein.

6. *Berrias*. Die Berriasschichten, welche in der Südabdachung der Fisistöcke die Malmwände überlagern, setzen sich zusammen aus einer *untern, mergelig-kalkigen Partie*, und einer *obern* vorwiegend *massig-kalkigen*. Die Mächtigkeit jeder dieser Unterstufen dürfte auf 80—100 m geschätzt werden.

Die „Quartalberichte“ sowie der Rapport der Herren *Hugi* und *Truninger* geben an, dass Schichten, die vermutlich dem *untern Berrias* angehören, im Tunnel zwischen 119 und ca. 1550 m ab N. P. angetroffen worden seien. Zwischen 1500 und 1600 m wurde ein allmählicher Uebergang vom Berrias zum Malm beobachtet.

Das *obere Berrias*, das im untern Teil der hohen Wand im Süd-
 abhang der Fisistöcke auftritt (vergl. Tafel III), wurde im Tunnel zwischen 80 und 119 m ab N. P. angefahren.

7. *Valangien*. Zum Valangien (im engeren Sinne) kann eine Folge von teils mergeligen, teils massigen Kalken gestellt werden, die sich einschiebt zwischen die massigen Ober-Berriaskalke und das typische Hauterivien. Es bilden diese Schichten den obern Teil der Kalkmauer der Fisistöcke, treten aber nicht in das Tunnelprofil ein.

Vom rein geologischen Gesichtspunkte aus möchte ich hier folgende Bemerkungen beifügen: „Im „Vorläufigen Bericht“ (30. September 1908) wurden diese Valangienkalke mit den Kalken des obern Berrias vereinigt unter der Bezeichnung „*Berrias-Valangienkalk*“, währenddem später (Rapport vom 8. Januar 1909 und Notiz über Doldenhorn-Fisistockgruppe) das ganze Kalkmassiv als *Valangien* bezeichnet worden ist. Unter Berücksichtigung neuer Untersuchungen ist der Unterzeichnete geneigt auf die im „Vorläufigen Rapport“ vertretene Anschauungsweise zurückzukommen. Die hohe Kalkmauer zwischen Unter-Berrias und typischem Hauterivien wäre demnach zu zerlegen in einen untern Teil = Oberes Berrias und einen obern Teil = Valangien im engeren Sinne.²⁾ In

²⁾ Verschiedene Zuschriften, die mir nach der Versendung der Doldenhorn-Fisistocknotiz zugegangen sind, bestärken mich darin, meine erste Auffassung als richtigere aufzufassen. In Anlehnung an die in den östlichen helvetischen Alpen gebräuchliche Nomenklatur wäre die geschlossene Kalkmauer des Ober-Berrias als sog. Oehrlikalk zu bezeichnen, welche Benennung neuerdings auch von *H. Schardt* für dieselben Schichten gebraucht

der Südwand der Fisistöcke ist die Basis des Valangien durch wenig mächtige Mergleinlagerungen gekennzeichnet.

8. *Hauterivien*. (Kieselkalk und Bänderkalk.) Ueber den Valangienkalken treten in einer Mächtigkeit von 80—100 m dunkelbraun anwitternde Gesteine auf. Es bestehen dieselben im untern Teil aus sandigen, kieseligen Kalken, *Kieselkalken*, die nach oben immer kieselreicher werden, so dass sich zuletzt grünliche, fast quarzitische Gesteine entwickeln. Man hat diese letztern Gesteinstypen neuerdings mit dem Namen *Bänderkalk* belegt.

Im untern Teil dieser Serie, in den Kieselkalken fanden sich sowohl am Gemmiweg, als auch im Gebiet der Fisistöcke Versteinerungen, die sich als Seeigel und zwar mit Sicherheit als *Toxaster complanatus* bestimmen liessen. Durch diese Fossilfunde ist das Alter dieser Schichten genau fixiert: sie entsprechen dem *Neocom* und zwar speziell dem *Hauterivien*, und da die über Kieselkalk folgenden Bänderkalke aufs engste mit den erstern verknüpft sind, ist man geneigt, auch noch die Bänderkalke selbst dem *Hauterivien* beizuzählen, sie dürften Oberes *Hauterivien* darstellen.

Die Hauptverbreitung zeigen die *Hauterivien*-Schichten am Stock (Gemmiweg), ferner im Gebiete des Fisischafberges und der Fisistöcke. Ferner sind es wesentlich diese Schichten, welche den Steilhang des Fisischafberges über dem Tunnelnordportal aufbauen.

9. *Nummulitenbildung*. Da im Untersuchungsgebiete Horizonte der mittlern und obren Kreide fehlen, finden wir die Bänderkalke direkt bedeckt von *alttertiären Ablagerungen*.

Die an der Basis des Alttertiärs auftretenden Spuren von *Bohnerz*, welche am Fisistock und in der Umgebung von Schwarnbach (Gemmiweg) nachgewiesen worden sind, werden überdeckt von *Nummuliten und Lithothamnien führenden Kalken und Sandsteinen* (Hohgantsandstein), die in schöner Ausbildung namentlich am Gemmiweg zwischen Kandersteg und Stock und an der Winteregg, ferner in der obersten Gipfelregion der Fisistöcke auftreten.

B. Tektonik.

Anlässlich der Beschreibung der Gesteinsfolge wurde hervorgehoben, dass im Untersuchungsgebiet dem nach W., NW. und N.

wird (Coup d'oeil sur la géol. et la tect. des Alpes du canton du Valais) (Bull. soc. Murithienne sc. nat. du Valais, XXXV p. 288). Auf weitere stratigraphische Detailfragen brauche ich nicht einzutreten, da diesbezügliche Untersuchungen von anderer Seite ausgeführt werden (Anmerkung vom 9. Mai 1910).

gleichförmig sich abdachenden Granitstock von Gastern sedimentäre Gesteine aufgelagert sind. Die Lagerungsverhältnisse der Sedimente zeigen nun folgende Eigentümlichkeiten: *Die als Granitbreccien und Quarzite bezeichneten Gesteine bilden einen mit dem Granitstock fest verwachsenen Mantel. Alle jüngern Schichten vom Röthidolomit bis zum Tertiär erscheinen energisch gestört und in weit ausgreifende liegende Falten gelegt, deren Stirnen ausnahmslos gegen Nordwesten gerichtet sind* (vergl. Taf. I und III).

Dieser scharfe Gegensatz, der hinsichtlich des Gebirgsbaues zwischen dem Granitkern (mit seiner Hülle von Breccien und Quarziten) und dem jüngern Deckgebirge besteht, lässt sich nur in der Weise erklären, dass bei der Auffaltung der Alpen zur Tertiärzeit der Granitkern samt seinem „Verrucano“-mantel sich relativ starr verhielt, während die jüngern Sedimente durch eine aus dem Innern des Alpengebirges wirkende Kraft von Granitkern abgeschoben und nach NW. gepresst wurden und sich dabei in ein System liegender Falten legten.

Auf Tafel I ist versucht worden, die tektonischen Verhältnisse, wie sie im mittlern Teile des Gasterntales zu erkennen sind, dem Gesamtbau des westlichen Aarmassivs einzufügen. Dem Profil 4 der Tafel I entsprechend hätten wir in den Fisistöcken die Kreidestirne einer gewaltigen Ueberfaltungsdecke zu erblicken, deren Wurzelregion wir am Nordhang des Lötschentales direkt südlich der engegeklemmten Kalkmulde von Sattellegi zu suchen hätten. Die zu den Kreidefalten der Fisistöcke gehörenden jurassischen Kerne bauen die Doldenhorngruppe auf, während die krystalline Kuppe des Hockenhorns, welche auf jurassischen Sedimenten und Dolomiten schwimmt, als letzter Rest des krystallinen Kerns der Ueberfaltungsdecke zu deuten wäre.

Diese Erklärung der tektonischen Verhältnisse, welche zunächst in den Rapporten vom 30. September 1908 und 8. Januar 1909 vorgeschlagen worden war, und dann eingehend diskutiert wurde in der gemeinsam mit *E. Truninger* verfassten Doldenhorn-Fisistocknotiz, hat neuerdings ihre Bestätigung erlangt in den geologischen Befunden auf der Südseite des Lötschbergtunnels: Zwischen 3296 und 3586 m ab Südportal hat der Tunnel den malmführenden Sattellegikeil durchfahren, wie dies auf den Profilen 4 und 5 der Tafel I vorgesehen worden war.

Infolge dieses Ueberschiebungsvorgangs und damit verbundener, gewaltiger Ausquetschungen kommt im mittlern Gasterntal *verkehrt* liegender Kalk des obern Jura in direkten Kontakt mit dem Verrucanomantel des Granitstockes, und in ähnlicher Weise dürften sogar in der Fortsetzung nach Nordwesten zu in der Tiefe direkt

unter den Fisistöcken noch jüngere Schichten und zwar sukzessive Berrias, Valangien, Hauterivien und Nummulitenbildungen an das Granitmassiv treten, entsprechend der schematischen Darstellung auf Tafel I. Wie sich in der Tiefe unter Eggenschwand über dem Granit allmählich die *normal* liegende Sedimentserie entwickelt, die ursprünglich wahrscheinlich auf dem Granitstock aufruhte, entzieht sich direkter Beobachtung ganz. Diese Deutung der tektonischen Verhältnisse stützt sich auf die mannigfachen tektonischen Analogien, welche das Westende des Aarmassivs mit dem Nord-Ostende des Montblanemassivs zeigt, wo an der Dent de Moreles und an der Dent du Midi oberflächlich ein Gebirgsbau tatsächlich erkannt werden kann, wie wir ihn aus den Beobachtungen in Gastern für die Tiefe unter Kandersteg glauben voraussetzen zu müssen.

In ähnlicher Weise wie in den andern Ueberschiebungsdecken der Schweizeralpen können wir auch im Untersuchungsgebiet feststellen, dass die ältern Schichten als liegende Faltenkerne in den höhern Regionen der Bergabhänge zurückbleiben. Wo beim Gabelbach Granit und Verrucano im Talboden untertauchen, tritt überm Verrucano sofort Malm auf in verkehrter Lagerung (vergl. Tafel II und III).

Es ist ohne weiteres klar, dass diese Feststellungen von grosser Bedeutung sind für die Prognose des Tunnels: Wie die Profile der Tafeln I und II erkennen lassen, sind wir zur Annahme berechtigt, dass nach der Durchfahrung des Malm weder Dogger, noch Lias, noch Röthidolomit angetroffen werden wird, sondern dass unter dem Malm sofort quarzitischer Verrucano erwartet werden muss, der sehr bald von Granit unterteuft wird.

III. Das Gebiet der Granitquerriegel von Staldi-Brandhubel.

Es wurde oben erwähnt, dass das neue Trace im Gebiete der Granitquerriegel von Staldi-Brandhubel das Gasterntal unterfahren wird. Eine eingehende Untersuchung der Granitriegel von Brandhubel und Staldi war deshalb unumgänglich nötig.

Die Granitriegel von Staldi-Brandhubel trennen den Talboden des obern Gasterntals, wo sich das Dörfchen Gastern befindet, von der breiten Alluvialebene, die unter dem Namen Gasternboden bekannt ist. Im Gebiete dieser Querriegel ist der Tallauf auf eine ca. 1 km lange Strecke eng und wild; mehrfach treten an den Ufern der Kander hohe Granitwände auf.

Das charakteristische Moment dieser Talstrecke besteht nun im Auftreten von 2 *scharf ausgeprägten Granitriegeln*, die sich

hintereinander mauerartig quer durchs Tal legen. Die Oberflächen-gestaltung dieser beiden Riegel ist eine sehr mannigfaltige; allenthalben sind die Spuren der ehemaligen Eisbedeckung in Gletscherschliffen und Rundhöckern deutlich erkennbar.

Der obere der beiden Riegel bedingt nordwestlich des Dörfchens Gastern die runde Kuppe des *Brandhubel* und sei deshalb als *Brandhubel-Querriegel* bezeichnet; der untere Granitriegel trägt nördlich der Kander die kleine Wiesenparzelle von *Staldi* und sei dementsprechend *Staldi-Querriegel* genannt (vergl. Tafel II). Jeder der beiden Riegel repräsentiert eine eigene orographische Einheit. Zwischen den beiden Riegeln liegt eine weite, schutterfüllte Depression, der sog. Staldibruch (vergl. Tafel II).

Wie aus der Karte (Tafel II) ersichtlich ist, bildet keiner der beiden Riegel einen ununterbrochenen Damm quer durch's Tal:

Im Gebiete des *Brandhubel-Querriegels* zeigt die Oberflächenuntersuchung, dass ausser der jetzigen Kanderschlucht noch zwei alte Talwege existieren: der eine im Norden des Brandhubels, der andere im Süden des Burghubels. Ausserdem zeigt auch die heutige Kanderschlucht sehr komplizierte Verhältnisse:

Die enge Schlucht zwischen Burghubel und Brandhubel verläuft zunächst geradlinig nach Nordwesten. Nördlich Burgwald (Tafel II) verlässt die Kander die gerade Richtung und beschreibt einen nach Norden offenen Bogen, um südwestlich von Staldibruch wieder in die Nordwestrichtung einzulenken. In diesem gebogenen Teil der Schlucht sägt sich die Kander gegenwärtig in Granit ein. Die Granitschwellen sind nur im Winter bei sehr niedrigem und klarem Wasser zu erkennen.

Eine genaue Begehung dieser Strecke der Kanderschlucht führt zu folgenden Resultaten:

Man ist berechtigt anzunehmen, dass sich die nördlich und nordwestlich vom Burghubel verlaufende Kanderschlucht aus zwei durchaus verschiedenen Stücken zusammensetzt: Das obere, gerade, nordwestlich gerichtete Stück ist *alt* und setzte sich früher in gerader Richtung nordwestwärts fort, wie dies auf Tafel II angedeutet worden ist. Diese alte Schlucht ist wahrscheinlich zur Zeit der letzten Vergletscherung vollständig mit Moräne ausgefüllt worden und im Anschluss an diese Ausfüllung der Abflussrinne hat sich oberhalb des Brandhubelriegels der ebene Talboden von Gastern gebildet. Später hat die heutige Kander die aufgefüllte alte Schlucht teilweise wieder ausgefegt und Hand in Hand damit auch im Schuttboden von Gastern eine Erosionsrinne erzeugt. Nördlich „Burgwald“ aber verlässt die Kander heute die alte Schlucht und fliesst in gewundenem Laufe über auf die Nordwestabdachung des

Burghubels, in dessen Granit sie sich einsägt. Diese Talstrecke weist mehrfach Granitschwellen auf und ist *junger* Entstehung. Es liegt somit eine epigenetische Schlucht vor. Eine Schürfung, die am rechten Kanderufer südlich von Staldibruch (vergl. Tafel II) ausgeführt worden ist (Winter 1908/09) bestätigte diese Auffassung und legte eine alte, schutterfüllte Kanderschlucht frei. Diese alte Schlucht bildete früher die direkte Verlängerung der heutigen Schlucht nördlich des Burghubels.

Allein dieser alte Talweg kann keine grosse Tiefe besessen haben. Dank dem aussergewöhnlich niedern Wasserstande haben Untersuchungen im Januar 1909 das sichere Resultat geliefert, dass am obern Ende der Schlucht der Granit des Burghubels in sichtbarem Zusammenhang steht mit dem Granit des Brandhubels. Bezeichnenderweise treten die Felsschwellen am allerobersten Ende der Schlucht gegen den ebenen Talboden des obern Gasterntales auf (vergl. Tafel II). Die Durchsägung des Granitriegels von Staldi-Brandhubel durch rückgreifende Erosion ist soweit vorgeschritten, dass im Kanderbett Granitschwellen nur noch am obersten Rande des Querriegels gegen das durch Glacialerosion übertiefte Becken von Dorf Gastern auftreten.

Der Nachweis dieser Schwellen ist von hoher Bedeutung. Mit grösster Wahrscheinlichkeit stellt das heutige Kanderbett die tiefste Erosionsrinne innerhalb des Staldi-Brandhubelquerriegels dar. Diese Annahme wird einerseits gestützt durch die Tatsache, dass die heutige Kanderschlucht genau in der Verlängerung der Mittelaxe des Talbodens von Dorf Gastern liegt und dass andererseits die mutmasslichen alten Talläufe südlich Burghubel, resp. nördlich Brandhubel orographisch viel weniger hervortreten als die heute durchflossene Schlucht. Wenn nun in dieser letztern, wie nachgewiesen werden konnte, Schwellen von anstehendem Granit von Ufer zu Ufer sich finden, so spricht das dafür, dass im Gebiete des Brandhubels die Erosion überhaupt kaum tiefer gegriffen haben könne als eben bis aufs Niveau dieser Schwellen.

Es bleibt zu erwähnen, dass gegenwärtig nördlich vom Brandhubel Nachgrabungen gemacht werden um genaue Auskunft zu erhalten über den geologischen Charakter der nördlich vom Brandhubel verlaufenden Depression, in welcher wir einen alten Talweg vermuten. Diese Schürfungen haben bis jetzt folgende Resultate gegeben: Ein Schacht, Schacht II, angesetzt bei 1593 m nordwestlich Brandhubel (vergl. Tafel II) hat den anstehenden Granit der Nordabdachung des Brandhubels bei 25 m getroffen. Von diesem Punkt aus wurde ein fast horizontaler Stollen in nördlicher Richtung getrieben. Anlässlich des letzten Besuches des

Unterzeichneten (27. Juli 1909) hatte dieser Stollen eine Länge von 80 Metern ohne dass der Granit des Nordrandes der Depression erreicht worden wäre. Die die Depression erfüllenden Schuttmassen bestanden zunächst aus kalkigem Bergsturzmaterial (55 m), hierauf aus Moräne mit geritzten Geschieben (25 m). Obwohl hiemit gezeigt ist, dass die Breite der Depression eine recht bedeutende ist, was auch für eine beträchtliche Tiefe spricht, so dürfen wir die Tatsache nicht vergessen, dass das Niveau des im Bau befindlichen Stollens noch 70 m über den Granitschwellen der jetzigen Kanderschluft liegt.³⁾

Unterhalb des Brandhubel-Querriegels ist das Tal auf eine Strecke von ca. 500 m von quartären Bergsturz- und in der Tiefe wohl auch von Moränemassen erfüllt, mit denen sich die Schuttkegel einiger vom Doldenhorn herunterkommender Wildbäche vereinigen. Hier im Gebiete von Staldibruch ist im Winter 1908/09 ein anderer Schacht, Schacht I (vergl. Tafel II) gebaut worden. Für diesen Schacht wurde eine Stelle gewählt, die 1476 m über Meer liegt, ca. 70 m nördlich des Weges nach Gastern.

Anstehender Granit ist von dieser Stelle aus gegen Norden und Westen 120 m, gegen Süden 240 m weit entfernt. Nach den Profilen, die dem Rapport vom 9. Januar 1909 beigegeben waren, sollte hier der anstehende Granit 45 m tief unter der Oberfläche angetroffen werden. Der Schacht traf den normalen anstehenden Gasterngranit in der Tiefe von 41 m. Beim Abteufen des Schachtes nahm Herr Ingenieur Seeberger ein Profil der Schuttmasse auf. Bis auf etwa 10 m Tiefe durchsank man junge Wildbach-Schuttmassen, während der Rest des Schachtes anscheinend in fluvio-glacialen Ablagerungen verläuft. An den grossen und kleinen, gerundeten und eckigen Stücken von Granit und Kalk konnten Gletscherschrammen bisher nicht nachgewiesen werden.

³⁾ Der Vollständigkeit halber füge ich über den weitem Verlauf dieser Schürfung das Folgende bei: Nachdem der Stollen noch weitere 35 m durch Grundmoräne nordwärts getrieben worden war und also eine Gesamtlänge von 115 m erreicht hatte, traf man auf den glacial geschrammten Granit des nördlichen Talrandes. Um überzeugt zu sein, dass die gewachsenen Felsen und nicht etwa bloss Granitblöcke vorlägen, wurde die Granitoberfläche in NW-SE-Richtung auf eine Länge von 4,5 m blossgelegt.

Auf dem Grunde dieses Stollens (Niveau 1568 m) wurde sodann in einer Entfernung von 60 m vom Granit des Brandhubels ein zweiter Schacht angesetzt, der über die Tiefe des alten Talweges hätte Auskunft geben sollen. Nachdem man 15 m in Moräne abgeteuft hatte, wurden die Arbeiten am 8. Oktober 1909 sistiert infolge der Schwierigkeiten, die das Grundwasser bereitete (Anmerkung vom 8. Mai 1910).

Um sicher zu sein, dass der Stollen wirklich auf dem granitischen Untergrunde angelangt sei, wurde auf dem Granit ein erster Stollen 12 m weit nordwärts getrieben, ein zweiter 8 m südwärts. Die dem Granit aufliegende Schuttmasse besteht hier in der Mächtigkeit von 1,85 m aus sandigem Lehm mit Granit- und Kalkblöcken, die z. T. eckig z. T. kantengerundet sind. Darüber liegt eine 15 cm mächtige Schicht von gelbem, zähem Lehm. Eine Schicht von feinem Sand erscheint im Dach an der nördlichen Stollenbrust. Der Stollen hat die Anwesenheit des anstehenden Granits zweifellos erwiesen.

Schacht I liegt von Umgehungsstrasse horizontal nur 25 m entfernt und wurde deshalb in die Figuren 1 und 4 der Tafel III eingetragen.

Der *Staldi-Querriegel* zeigt trotz seiner geringern Höhe ähnlich komplizierten Bau wie der Brandhubelriegel. Wie aus der Karte, Tafel II, ersichtlich ist, wird der Rundhöcker von Staldi, der die gleichnamige Hütte trägt, nordöstlich von einer Depression begrenzt, die sich nordwestwärts bis zum Fussweg hinab verfolgen lässt. Zwischen der Staldihütte und dem Fussweg wird diese Depression an ihrem südwestlichen Rande stellenweise von einer 1—2 m hohen Granitkante überragt, die man am südlichen Rand einer ehemals hier verlaufenden Talschlucht deuten möchte. Demnach würde dann die nördlich Staldi durchziehende Depression einem *alten*, jetzt zugefüllten *Tallauf* entsprechen. Auf Tafel II ist dieser Tallauf in mutmassliche Verbindung gebracht worden mit demjenigen, welchen wir nördlich Brandhubel angenommen haben.

Südlich des Staldihügels fliesst die Kander in einer Schlucht, deren Wände von Granit gebildet werden; die Talschlucht ist viel breiter als beim Burghubel, das Gefälle des Flusses gering. Gesteinsschwellen fehlen ganz, allenthalben begegnen wir im Flussbette Geröll- und Sandbänken. Der Granithöcker von Staldi setzt sich am Südufer der Kander in einer Granitkante fort, die indes bergwärts gleich von Gehängeschutt bedeckt wird (vergl. Tafel II). Erst viel höher oben treten im Walde wieder zusammenhängende Granitfelsen zu Tage. Ob unter dieser Schuttdecke, die am Berghang südlich über der Kander einen leichten Böschungsbuch erkennen lässt, noch ein weiterer Tallauf analog dem südlich des Burghubels versteckt liegt, muss dahingestellt bleiben.

Zusammenfassend gilt somit über die *Granitbarre von Brandhubel-Staldi* das Folgende:

Die Barre Brandhubel-Staldi, welche eine tektonische Einheit bildet, gliedert sich in zwei scharf voneinander getrennte Querriegel, die sich wallartig durchs Tal legen. Dabei zeigt sich, dass die

talaufwärts gerichtete, südöstliche Abdachung der Wälle durchgehends sehr steil erscheint, während die Böschung talauswärts meist eine viel flachere ist. Keiner der beiden Riegel bildet oberflächlich eine geschlossene Brücke durch das Gasterntal. Die Oberflächengestaltung spricht dafür, dass ausser der jetzt von der Kander durchflossenen Schlucht beim Brandhubel noch zwei, bei Staldi mindestens noch eine alte Flussrinne existieren, die entweder von der Kander selbst oder dann von parallel fließenden Schmelzwasserläufen an der Stirn des diluvialen Kandergletschers geschaffen worden sind. Ueber die Tiefe dieser alten Erosionsrinnen fehlen uns Anhaltspunkte ganz; aber das Vorhandensein von Granitschwellen in der heutigen Kanderschlucht beim Brandhubel, in der eigentlichen Axe des Tales und in einem 250 m über dem Tunneltrace liegenden Niveau, erlaubt uns mit absoluter Sicherheit anzunehmen, dass der Umgehungstunnel das Gasterntal im anstehenden Granit unterfahren wird.

IV. Geologische Prognose für den nördlichen Teil des neuen Tunneltrace bis Kilometer 8 vom Nordportal.

Aus der oben gegebenen geologischen Beschreibung lässt sich für den nördlichen Teil des Umgehungstunnels folgende Prognose ableiten.

Im nördlichen Tunnelteil sind zu unterscheiden 1. eine sedimentäre Zone und 2. eine granitische Zone.

Die *sedimentäre Zone* umfasst die nördliche Strecke bis etwa 3500 m ab N. P. Die Durchbohrung dieser Zone ist schon sehr weit vorgeschritten; beim letzten Besuche des Unterzeichneten (26. Juli 1909) stand der Vorort bei 2748 m. Da der tägliche Fortschritt etwa 10 m beträgt, so wird die sedimentäre Zone sehr bald durchfahren sein.

Die Ergebnisse der Tunnelbohrung, die uns durch die Quartal-Berichte bekannt sind, konnten im ersten Profil der Tafel III verwertet werden. Nachdem der Tunnel zunächst Gehängeschutt durchfahren hat, trat er bei 80 m in Kalk des obern Berrias ein. Von 119 bis ca. 1550 m gehört das durchgefahrene Gestein dem untern Berrias an. Späterhin trat man in Ober-Jurakalk ein und hat denselben bis jetzt (26. Juli 1909) noch nicht verlassen.

Die allgemeinen geologischen Verhältnisse der Gegend erlauben uns die Voraussage, dass man bis etwa zur Progressive 3500 m in den Kalken bleiben wird.

Die Kalkschichten sind schwach nach NW. geneigt, der Neigungswinkel dürfte 10–30° betragen. Die Streichrichtung der

Schichten bildet mit der Tunnelrichtung einen Winkel von ca. $60-80^{\circ}$.

Man ist ferner zur Annahme berechtigt, dass die verkehrten Berriasschichten, welche die Unterlage der liegenden Malmfalten bilden, sich als dünnes Band bis in's Tunneltrace fortsetzen könnten, sich einschiebend zwischen den Malmkalk und den Quarzitmantel des Granits. Das Vorhandensein des Berrias am anormalen Kontakt würde sich nur in einem gewissen, mehr schieferigen Charakter der Kalke ausprägen.

Die Stelle, wo die *Grenze zwischen Kalk und Granit* vorauszusetzen ist, erheischt unser besonderes Interesse. Wir konnten feststellen, dass im Staldi-Brandhubelgebiet die Oberfläche des Granites in ziemlich regelmässiger Weise nach NW. zu abdacht. Diese Regelmässigkeit der Neigung zeigt sich in der Tatsache, dass die vier Punkte — P_1 bis P_4 — auf einer fast geraden Linie liegen (vergl. Tafel II, Fig. 2). Indem wir uns auf diese Beobachtung stützen, sind wir zur Annahme berechtigt, dass die Oberfläche des Granites auch nach der Tiefe zu die gleiche Neigung besitze. Diese Annahme liegt den Profilkonstruktionen der Tafel III zugrunde. Mit Sicherheit ist damit zu rechnen, dass der anormale Kontakt zwischen Kalk und Granit zwischen den Progressiven 3450 und 3600 m ab N. P. durchfahren werden wird.

Die Progressive 3500 m, die in Fig. 1, Tafel II für die Begegnung des Kontaktes angegeben ist, repräsentiert nur einen Mittelwert. Eine mehr oder minder starke Neigung des Granitmassivs wird die Stelle des anormalen Kontaktes in nicht unbedeutlicher Masse in einen oder andern Sinne verschieben.

Die *speziellen Verhältnisse am Kontakt des Granites mit dem Kalk* sind in Fig. 3 der Tafel III dargestellt. Es stützt sich dieses Profil auf die Beobachtungen, die am Nordabhang des Gasterntals über dem Brandhubel gemacht werden konnten, d. h. also direkt über dem neuen Trace. Gegen den anormalen Kontakt hin gehen die grauschwarzen Kalke, die dem untern Berrias (eventuell auch noch dem obersten Jura) angehören, allmählich über in einen weissen, kristallinen, gebänderten Kalk von ca. 0,5 m Mächtigkeit. Die unterste Begrenzung des Kalkes wird durch eine Gleitzone gebildet, auf der sich wahrscheinlich Spuren von Dolomit finden. Diese Gleitzone entspricht dem eigentlichen anormalen Kontakt. Hierauf wird sofort eine ca. 1,5—2 m mächtige Quarzitbank folgen. Unter diesen Quarziten und enge mit ihnen verknüpft, beginnen granitische Breccien, die allmählich zum ächten „Gasternganit“ überleiten.

Da die Neigung der Granitoberfläche ca. 25° beträgt, wird der anormale Kontakt zuerst in der Tunnelsohle und zwar zunächst am rechten Stoss angefahren werden. Nach der Durchfahung des anormalen Kontaktes wird der Tunnel in die *granitische Zone* eintreten, in welcher er unter dem Gasterntal bis Kilometer 8 verlaufen wird (vergl. Tafel III, Fig. 3 und 4).

Ueber die *hydrologischen Verhältnisse* der nördlichen Tunnelstrecke lässt sich folgendes voraussetzen:

Wasserzuflüsse in Form von Quelladern sind zu gewärtigen in der im Kalk zu durchfahrenden Strecke.

Es ist möglich, dass in der Zone des anormalen Kontaktes, welche Kalk und Granit trennt, starke Wasseradern zirkulieren, dies namentlich deshalb, weil der anormale Kontakt seitlich in direkter Verbindung steht mit den wassergedrängten Massen des Taltroges des Gasternbodens (vergl. Fig. 2 der Tafel III).

Die Klüftigkeit des Granites wird namentlich unterm Gasterntal bei Staldi-Brandhubel reichliche Wasserinfiltrationen bringen.

Ueber die im Tunnel zu erwartende Felstemperatur sind wir nicht in der Lage, Angaben zu machen.

Basel, 18. August 1909.

sig. Dr. A. Buxtorf.

B. Einige Bemerkungen über den bisherigen Befund beim Tunnelbau.

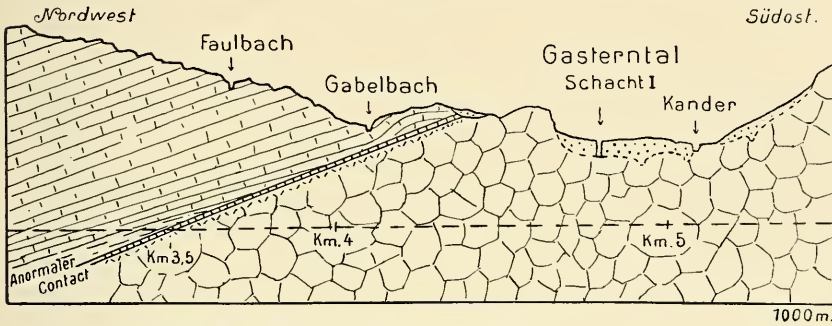
Im Auftrage der „Entreprise générale“ hatte ich, beginnend mit der Progressive 3340, die Aufschlüsse im Tunnel Schritt für Schritt zu verfolgen. Während meiner Landesabwesenheit (Januar bis März 1910) wurden diese Untersuchungen von den Herren Prof. C. Schmidt und Dr. H. Preiswerk weitergeführt. Es entstand auf diese Weise ein detailliertes Profil der Tunnelstrecke 3340—4060 ab N. P., das sich auf der nebenstehenden Textfigur (S. 239) stark verkleinert wiedergebe, lediglich zu dem Zwecke, um Prognose und bisherigen Befund wenigstens in ihren Grundzügen mit einander vergleichen zu können. Auf irgend welche Detailfragen brauche ich dabei umso weniger einzutreten, als ja der Lötschbergtunnel durch die Herren Prof. E. Hugli und Dr. E. Truninger in eingehendster Weise bearbeitet wird.

Das Verhältnis von Prognose und bisherigem Befund ist aus den beiden Profilen der nebenstehenden Textfigur 1 ersichtlich.

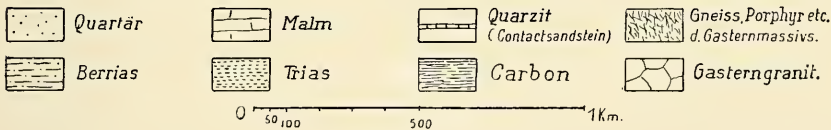
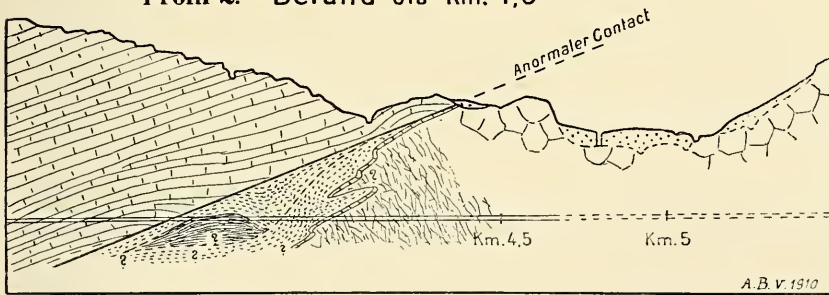
Das untere Ende des Hochgebirgskalkkomplexes, d. h. der anormale Kontakt, traf genau da ein, wo die Prognose im Mittel dies

vorgesehen hatte, d. h. bei 3500 m ab N. P. Angeschlagen wurde der Kontakt am rechten Stoss der Sohle bei 3483 m, von hier steigt er weil schief angeschnitten, mit nur 14° Neigung an und verlässt die Tunnelfirste bei 3507,5 m. Das Mittel beider Zahlen gibt 3495,25 m; die Differenz gegen das Mittel der Prognose beträgt somit nur etwas mehr als 4 Meter.

Profil 1. Prognose für die Tunnelstrecke Km.3 - 5,5 ab N.P.



Profil 2. Befund bis Km. 4,5



Figur 1. 4)

Ob die Kalke am anormalen Kontakt dem untern Berrias oder dem obern Malm zuzuweisen sind, muss unentschieden bleiben. Die auch in der Prognose angedeutete Diskordanz zwischen Schichtung des Kalkes und Fläche des anomalen Kontaktes war lokal noch etwas ausgeprägter.

4) Durch ein Versehen sind in der Zeichenerklärung die Granitbreccien, die im Profil 1 im Dach des Granites angegeben sind, nicht erwähnt worden.

Beim Anfahren des anormalen Kontaktes stellten sich, wie vermutet worden war, starke Quellen ein. Eine in geringer Entfernung unter der Tunnelsohle zirkulierende starke Quellader von ca. 200 sl (anfänglich) blähte die Tunnelsohle bis zur Firste auf und brach dann in den Tunnel ein, Sand und Gesteinstrümmer mit sich führend.

Bis dahin hatte die Prognose sozusagen ihre wörtliche Bestätigung gefunden; von der Durchfahrung des anormalen Kontaktes an aber versagte sie vollständig.

Wie Figur 3 der Tafel III angibt, wurden in der Zone des anormalen Kontaktes nur Spuren von Triasdolomit vorausgesetzt. Statt dessen durchfuhr man zunächst eine mit dem anormalen Kontakt ziemlich konkordant verlaufende Triasserie, die sich zuletzt wesentlich aus Gips zusammensetzte. Im Liegenden der Gipse stiess man bei 3350 m ab N. P. auf söhligliegende, schwarzgraue Tonschiefer mit quarzitischen Linsen und Bänken und seltenen quarzitischen Konglomerateinlagerungen. Dieser ganze Schichtkomplex zeigt gelegentlich auf Klüften, namentlich aber in der Grenzzone gegen die Trias mit Graphit beschlagene Rutschflächen. Die ausserordentlich grosse petrographische Aehnlichkeit dieses ganzen Schichtkomplexes mit den Carbonbildungen des Wallis, namentlich das Auftreten von Gesteinen, die den Valorcinekonglomeraten verglichen werden können, bestimmten Dr. Preiswerk und den Verfasser, diese ganze Gesteinsserie dem *Carbon* zuzuweisen (Tunnelbesuch vom 24./25. Nov. 1909). In ihrem letzten Teile zeigten diese Carbonbildungen schwaches Südfallen und wurden endlich bei 3740 m ab N. P. konkordant wieder von einer Triasserie bedeckt, die im Detail ähnliche Gliederung erkennen liess wie diejenige unterm anormalen Kontakt, nur trat Anhydrit an Stelle von Gips. Den Lagerungsverhältnissen zufolge dürfte das Carbon eine flache Kuppel bilden.

Innerhalb der Trias scheint bei 3830 m eine wichtige tektonische Linie zu verlaufen, indem an dieser Stelle sericitische Quarzite (vorn) scharf absetzen gegen Anhydrit und Dolomitbreccie (hinten). Die letzteren Schichten zeigten zunächst äusserst gestörte Lagerung, erst später stellte sich eine regelmässiger, nach NW. abfallende Lagerung ein. Zwischen 3960 und 3970 wurde der „Kontaktsandstein“ durchfahren.

Damit war man im kristallinen Gebirge angelangt. Allein auch hier zeigte sich gegenüber der Prognose insofern ein Unterschied, als nicht sofort Granit angeschlagen wurde, sondern zunächst vorwiegend porphyrische und aplitische Gesteine, auf welche von ca. 4150 m bis ca. 4650 m vorwiegend gneissartige Gesteine (Biotit-

gneisse, Injektionsgneisse) folgten. Erst von ca. 4660 m an bewegt sich der Tunnel anscheinend im geschlossenen Granitmassiv.⁵⁾

Soweit der bisherige Befund (Mai 1910). Es bedarf keiner langen Auseinandersetzungen darüber, dass vom tunneltechnischen Standpunkte aus der Befund ungleich *ungünstigere* Verhältnisse angetroffen hatte als in der Prognose vorgesehen worden war. Statt „Spuren von Dolomit“ hatte man tatsächlich auf einer fast 500 m langen Strecke Triasgesteine und Carbonschiefer angefahren. Die Trias erwies sich zwar, mit Ausnahme der Zone direkt unter dem anormalen Kontakt, meist als standfest, führte aber namentlich im hintern Teil *Anhydrit*. Die söhligigen Carbonschiefer wiederum begannen bald nach der Durchfahrung aufzublättern und wurden *druckhaft*.

Legen wir uns nun zum Schlusse die Frage vor, ob eine noch genauere Oberflächenuntersuchung es vielleicht ermöglicht hätte, diese grossen Differenzen zwischen Prognose und Befund zu vermeiden, so glaube ich, dieselbe mit gutem Gewissen verneinen zu dürfen. Alle geologischen Prognosen sahen zwischen Kalk und Granit nur eine ganz geringe Triaszwischenzone voraus, weil eben alle Beobachtungen im Gasterntal in der Nähe des Tunnels einstimmig dahin zu deuten schienen. Statt dessen hatte man es aber mit ausserordentlich mächtigen Triasmassen zu tun: Die Entfernung vom Beginn des Kristallinen im Tunnel bis zum anormalen Kontakt beträgt senkrecht gemessen *200 m* und diese ganze Breite ist wahrscheinlich nur von Trias erfüllt.

Der Hauptgrund, der den Verfasser bestimmte, weitgehende Ausquetschung der Trias anzunehmen, war folgender: Als man auf der *Südseite des Löttschbergtunnels* den obern Kalkkeil der Jungfrau durchfuhr, *fehlte* zwischen dem Malmkalke und dem kristallinen Kern des Gasterngranitmassivs *jegliche Spur triassischer Bildungen*. Dieser Befund entspricht im Prinzip genau den Profilen 4 und 5 der Tafel I. Die dünne, wohl überall verkehrt liegende Malmplatte des obern Jungfraukeils umspannt das ganze Gasterngranitmassiv in gleicher Weise. Allerorts tritt der Malm, wenn er nicht lokal ganz ausgequetscht ist, in unmittelbarer Nähe des Kristallinen auf, so auch auf der Nordseite des Gasterntals überm Tunneltrace beim Gabelbach. Die Entfernung zwischen dem Kontakt des Malm mit dem Kristallinen im Tunnel bei Goppenstein bei 3583 m ab Südportal, und dem gleichen Kontakt am Gabelbach beträgt im Bogen

⁵⁾ Ausführlichere Angaben über die eben beschriebene Tunnelstrecke hat *E. Truninger* gegeben in Quartalbericht No. 13, sowie in den monatlichen Bulletins No. 35—41 der Berner Alpenbahn-Gesellschaft Bern-Löttschberg-Simplon. (Anmerkung während des Druckes.)

der Granitoberfläche gemessen ca. 7 km. Da auf dieser ganzen Strecke die Kontaktverhältnisse sich im wesentlichen gleich bleiben, so war man vollauf berechtigt, auch für die, vom Gabelbach nur noch ca. 700 m entfernte Kontaktstelle im Tunnel ähnlichen, fast direkten Kontakt von Malm und Granit anzunehmen. — So naheliegend und berechtigt diese Annahme auch war, so hat der Tunnelbau doch ein ganz anderes Resultat ergeben.

Ganz ausser aller Voraussicht lag natürlich das Antreffen von *Carbonschiefern*. Die Lagerungsverhältnisse scheinen dahin zu deuten, dass bei einer nur um etwa 20 m höheren Lage der Tunnelsohle diese Carbonkuppel überhaupt unberührt geblieben wäre und der Tunnel ausschliesslich Trias durchfahren hätte. Das Auftreten des Carbons kam so unerwartet, dass von Seite anderer Geologen lange an dem carbonischen Alter dieser Schichten gezweifelt wurde.

Diese Carbonschiefer stehen dem Aarmassiv durchaus fremd gegenüber: Im Gegensatz zu allen aarmassivischen Carbonvorkommen sind sie nicht variscisch gefaltet, vielmehr scheinen sie konkordant von der Trias bedeckt zu sein. Ausserdem fehlen am Nordrande des Gasternmassivs unter dem „Kontaktsandstein“, den wir wohl zur Trias zu stellen haben, carbonische Ablagerungen ganz. Es bleibt uns also nichts übrig, als dieses Carbon als verschleppt aufzufassen und zwar erscheint es als wahrscheinlichstes, seinen Ursprungsort im Süden zu suchen, da die faziellen Verhältnisse des Carbons und der Trias übereinstimmend nach Süden weisen. Wir würden dann dieses Carbon und die begleitende Trias, soweit sie nicht deutlich zum normalen Triassedimentmantel des Gasterngranitmassivs gehört, als Massen zu deuten haben, die bei der Ueberschiebung der Doldenhorndeckfalte vom Südrande des Gasternmassivs an dessen Nordrand verschleppt und hier aufgestaut worden sind. Die Wurzel des Carbons wäre wahrscheinlich im Liegenden des Jungfraukeils zu suchen. Innerhalb der Trias müssen wir autochthone und überschobene unterscheiden und es ist möglich, dass die oben erwähnte scharfe Grenze bei 3830 m beide scheidet.

Ueber die Art und Weise, wie wir uns die Fortsetzung des Carbonkomplexes nach der Tiefe zu vorzustellen haben, fehlen jegliche Anhaltspunkte. Hier hat jede Hypothese fast gleichviel Berechtigung. Ich habe im Profil 2 der Textfigur 1 die Annahme vertreten, dass wir es mit einer allseitig von Trias umgebenen Carbonlinse zu tun haben.

Die Tatsache, dass sich Trias und Carbon am Nordrande des Gasternmassivs in grossen Massen aufgehäuft haben, spricht für eine äusserst unregelmässige obere Begrenzung des kristallinen Kerns nach der Tiefe zu, die in schärfstem Gegensatz steht zu dem,

was im Löttschenpass- und im Brandhubelgebiet oberflächlich zu beobachten ist. Die schwachgeneigten Kontaktsandsteine des Tunnelprofils können unmöglich in ungebrochenem Zusammenhang stehen mit denjenigen beim Gabelbach.

Und diese Unregelmässigkeit dürfte hinwiederum darin begründet sein, dass dem eigentlichen Gasterngranitmassiv eine mächtige Gneisszone eingeschaltet ist, die sich bei der tertiären Gebirgsaufrichtung anders verhielt als der massige Granitklotz; sehr wahrscheinlich wurde auch hier der Gneiss in Keile ausgezogen und ausgewalzt, wie an andern Stellen des Nordrandes des Aarmassivs. Da im untern Teile des Gasterntales unsern heutigen Kenntnissen zufolge nirgends Gneiss zu Tage tritt, hatte auch keine aller Prognosen mit der Möglichkeit, dass im Tunnel Gneiss angefahren werden könnte, gerechnet.

So sehen wir denn, dass die geologischen Prognosen beim neuen Trace des Löttschbergtunnels nur eine sehr teilweise Bestätigung gefunden haben. Erfolgreich war die Prognose in der Voraussicht des anormalen Kontaktes, im übrigen aber haben sich die Verhältnisse als ungleich komplizierter und für den Tunnelbau ungünstiger erwiesen als irgendwie hätte vorausgesehen werden können.

Eine volle Bestätigung haben dagegen unsere modernen Anschauungen des alpinen Gebirgsbaues erfahren: Die Begegnung des malmführenden Jungfraukeils im Tunnel auf der Südseite hat die grosse tektonische Bedeutung dieser schmalen Sedimentzone einwandfrei dargelegt.⁶⁾ Die allgemeinen tektonischen Verhältnisse sprechen meiner Ansicht nach dafür, dass die südwestliche Fortsetzung des Jungfraukeils in der gleichfalls malmführenden Sedimentzone von Chamounix sich wieder einstellt. Das Gasterngranitmassiv würde im Massiv der Aiguilles rouges wieder auftauchen, und nur der südliche Teil des Aarmassivs entspräche also dem Montblanc-Massiv. Mannigfache Aehnlichkeiten des Gesteinsverbandes in den kristallinen Kernen sprechen zu gunsten dieser Anschauung; namentlich gilt dies für Aiguilles rouges und Gasternmassiv. Interessant ist ferner das Vorhandensein von Carbon im Aiguilles rouges-Massiv nordöstlich des Rhonetals. Das Carbon im nördlichen Teil des Löttschbergtunnels ist wahrscheinlich herzuleiten von der nordöstlichen Fortsetzung jenes Carbonbandes, das bei

⁶⁾ Eingehende Angaben über den Verlauf des obern Kalkkeils der Jungfrau sind enthalten in der schon mehrfach genannten, gemeinsam mit *E. Truninger* verfassten Notiz über Doldenhorn-Fisistockgruppe (pag. 155 bis 162).

Saillon im Wallis unter den Sedimentdecken verschwindet und das den Angaben von *E. von Fellenberg* zufolge wenigstens in Spuren an der Sattellegi und bei Unterferden wieder auftritt.⁷⁾

Aufgabe künftiger Untersuchung wird es sein, den Jungfrau-keil ostwärts weiter zu verfolgen und zu untersuchen, ob die im Gasterntal erkannten geologischen Grundzüge auch weiter ostwärts sich wiederfinden. Da in diesen Gebieten von anderer Seite gearbeitet wird, enthalte ich mich absichtlich weiterer Ausführungen.

Der anormale Kontakt im Tunnel auf der Nordseite aber bestätigt, dass in der Tat das Balmhorn mit dem Doldenhorn und den Fisistöcken zusammen eine Deckfalte bildet; diese erscheint im Westen wieder in der Dent de Moreles- und Dent du Midi-Deckfalte. Um diese Zusammengehörigkeit anzudeuten, möchte ich vorschlagen, künftighin die Bezeichnung *Morcles-Doldenhorndecke* zu gebrauchen.

Ueber dieser Deckfalte ist von *E. Truninger* und dem Verfasser im Gemmi-Blümlisalpgebiet die „*Gellihorn-Zwischendecke*“ unterschieden worden, als deren Leitgestein wir den Taveyannaz-Sandstein bezeichneten. Seither haben *H. Schardt*⁸⁾ und *M. Lugeon*⁹⁾ darauf hingewiesen, dass entsprechend dem Grundplan der westlichen Berneralpen unsere Gellihorn-Zwischendecke nichts anderes sein dürfte als die wieder auftauchende Diableretsdecke. Ich trete dieser Anschauung bei, möchte aber auch hier der Klarheit halber die zusammenfassende Bezeichnung *Diablers-Gellihorndecke* in Vorschlag gebracht haben.

Basel, min. geol. Inst. der Universität, 9. Mai 1910.

7) *E. v. Fellenberg*: Geol. Beschr. d. westl. Teils des Aarmassivs etc. Beitr. z. geol. Karte d. Schw. XXI p. 97, sowie Atlas: Tafel I, Profil III. Tafel XVIII, Fig. 4 und 5.

8) *H. Schardt*: Coup d'oeil sur la géologie et la tectonique des Alpes du Canton de Valais. Bull. soc. Murithienne d. sciences nat. du Valais XXXV. Sion 1909, p. 321.

9) Persönliche Mitteilung von Herrn Prof. *Lugeon* anlässlich der Exkursion d. Schweiz. geol. Ges. in's Wildstrubelgebiet, Herbst 1909.

Eingegangen 11. Mai 1910.

Fig 1.

Carte géologique
de la partie moyenne de la vallée de Saastern
avec le nouveau tracé du tunnel.

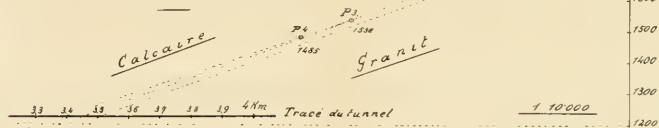
Echelle 1:10000 env.

Explications:

- Calcaire du Jurassique sup.
- Brèche granitique et Quartzites („Verrucano“)
- Granit de Saastern
- Moraines
- Éboulis
- Alluvions de la Hander
- Contact anormal
- - - Anciens cours de la Hander

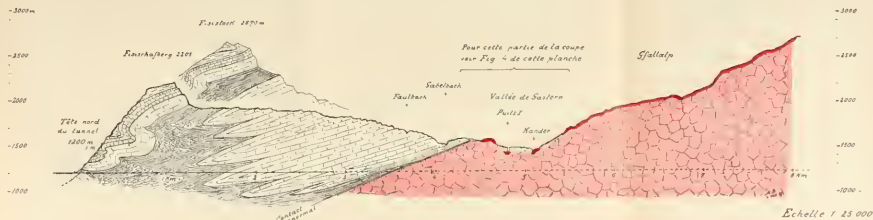
Fig 2

Construction de la limite entre le calcaire
et le granit



Coupes géologiques
 de la partie nord du
Tunnel du Lötschberg
 par
 A. Buxtorf

Fig. 1 Coupe géologique le long du nouveau tracé jusqu'au Km 8 de la tête nord



Bâle le 18 août 1909

A. Buxtorf

Fig. 2 Coupe à travers la vallée de Sastern démontrant le tracé dévié au contact du granit (à 1500 m environ)



Explications.

- Quaternaire □ Alluvions moraines, éboulis
- Tertiaire □ Mammouthique
- Hauterivien (Calcaire grossier et siliceux, Bandenkalk et Bissolath)
 - Valangien
 - Berriassien sup. (calcaire)
 - Berriassien inf. (marno-calcaire)
- Jura siéque □ Malm - Hochgebirgskalk - Jurassique sup.
- Triasien ? □ Quarzite
- Breche granitique
 - Granit de Sastern

Fig. 3 Conditions géologiques au contact du granit avec le calcaire à 3500 m env de la tête nord

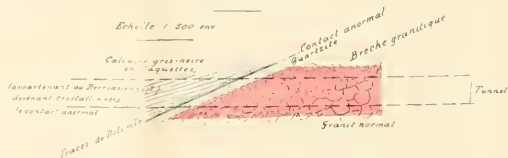
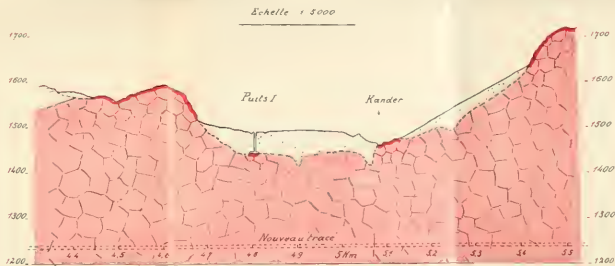


Fig. 4 Coupe détaillée de la vallée de Sastern le long du nouveau tracé



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1910

Band/Volume: [21_1910](#)

Autor(en)/Author(s): Buxtorf August

Artikel/Article: [Geologische Prognose für den nördlichen Teil des neuen Trace des Lötschbergtunnels, bis Kilometer 8 vom Nordportal 222-244](#)