

3. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes.

Von Herrn A. ROTHPLETZ in München.

Hierzu Tafel VI—VIII und 24 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.		Seite
Einleitung		77
I. Die Stratigraphie des Simplongebietes		81
1. Die stratigraphische Einteilung der Kalksedimente zwischen Brig und Berisal		82
2. Das Mesozoicum und die Grünschiefer bei Visp		98
3. Die Stratigraphie der Berisalschiefer		103
4. Der Kontakt zwischen den Berisalschiefern und den mesozoischen Schichten		107
5. Stratigraphie der Kalksedimente auf der Südseite des Simplon		108
a) Die Bacenoschiefer		108
b) Die Giacomoschiefer		114
c) Die hellen quarzitischen Schiefer mit Sericit		117
d) Die sonstigen Kalksedimente auf der Südseite des Simplon		120
6. Das Alter der verschiedenen Gneise		121
a) Der Monte-Leone-Gneis		121
b) Der Lebendun- und Valgrandegneis		123
c) Der Antigoriogneis		131
d) Die vertikale und horizontale Verbreitung der ein- zelnen Gneismassen und ihr Alter		132
e) Die Ursachen der Metamorphose		136
f) Die eruptiven Gneisgänge von Candoglia		139
II. Die Tektonik des Simplongebietes		142
1. Zur tektonischen Terminologie		143
2. Die Berisalüberfaltung		146
3. Die Formazzafaltung		148
4. Die Bedrettofaltung		148
5. Der Simplontunnel		149
6. Das Tunnelprofil		151
7. Verbindung des Tunnels mit dem Oberflächenprofil		162
8. Die Verwerfungen im Tunnel		167
9. Die Verwerfung bei Rosetto		168
10. Die Verwerfung im Norden des Hübschhornes		168
11. Die Formazzafaltung		169
a) Die Formazzafalte am Teggiolo		169
b) „ „ bei Crodo und im Deverotal		170
c) „ „ im Formazzatal		171
d) „ „ im Basodino-Massiv		172
12. Die Beziehung der Formazzafaltung zur Berisalfaltung		173
13. Die Bedrettofalten		173
14. Das Verhältnis der alpinen Falten zu den Gneisen		174
15. Die Beziehungen der drei Faltungssysteme zueinander		177

Einleitung.

Eine sichere Altersbestimmung der Schichtgesteine in dem Simplongebiet ist bisher nicht geglückt. Die wenigen Versteinerungen, die gefunden worden und leidlich gut erhalten sind, liegen in den Kalkschiefern im Süden des Aarmassives. Der Art nach sind sie unbestimmbar, doch ist ihr Habitus ein liasischer. Nach den Lagerungsverhältnissen und der Gesteinsbildung hat man versucht, die anderen, versteinerungsfreien mit diesen versteinerungsführenden Schichten in eine chronologische Beziehung zu bringen. Diese Versuche sind aber recht verschiedenartig ausgefallen. Am meisten hat GERLACHS Einteilung Anklang gefunden. Er unterscheidet vom Jüngeren zum Älteren:

1. Lias: Kalkstein und Kalkschiefer;
2. Trias: Glanzschiefer (schistes lustrés) mit Dolomit, Rauwacke, Gips und Quarzit, von denen der Glanzschiefer mit Gips- und Rauwacke-Einlagerungen vielleicht zu oberst, Kalk, Dolomit und Quarzit zu unterst liegen;
3. Carbon: schwarze bis graue, glimmerige Schiefer und Quarzite, lokal mit Anthracit und Graphit;
4. die jüngeren metamorphen Schiefer: Chlorit, Talk- und Hornblendeschiefer, sowie Serpentin, wechsellagernd mit Kalkglimmerschiefern und Cipolinen;
5. die älteren metamorphen Schiefer: vorherrschend Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Chlorit- und Hornblendeschiefern, sowie Gneis;
6. die jüngeren Gneise: mit Einlagerungen von Glimmerschiefern, Marmor, Dolomit und Serpentin: Crodo-, Lebendun-, Binnental-, Monte Leone-, Monte Rosa-, Sesia- und Stroma-Gneise;
7. die älteren Gneise: Antigorio-Gneis.

Ungewiß blieb GERLACH darüber, ob die Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Marmore, Dolomite und Hornblendeschiefer des Deverogebietes zu 2 oder 5 zu stellen sind, doch hielt er ersteres für das Wahrscheinlichste.

Von den in Granit und Arkesin übergehenden Gneisen des Dentblanche-Gebietes, die Einlagerungen von Gabbro, Diorit, Hornblendeschiefer, Serpentin, Marmor und Glimmerschiefer enthalten und von Eurit- und Granitgängen durchsetzt sind, sagt er, daß sie über 5 liegen, und daß diese Auflagerung „ein Rätsel ist und bleibt“.

Ganz anders war die Auffassung B. STUDERS, die er schon 1853 in seiner Geologie der Schweiz veröffentlicht hatte

und auch noch aufrecht erhielt, als nach dem 1871 erfolgten Tode GERLACHS das von diesem aufgenommene Blatt XXIII erscheinen sollte. Er veranlaßte eine zweifache Auflage. Die eine, mit A (rechts oben in der Kartenecke) bezeichnete, gibt GERLACHS, die mit B bezeichnete STUDERS Gliederung wieder. Dem Alter nach unterscheidet STUDER hier Kalke unbestimmten Alters, triasischen Gips und Rauhwanke, Dolomit und Quarzit, während er alle Gneise, Glimmerschiefer Grünschiefer, Hornblendeschiefer und Serpentine nur als aus einer Metamorphose jener Sedimente hervorgegangen, also stofflich gleichalterig, betrachtet.

GERLACHS Ansicht trug jedoch den Sieg davon und fand allgemeinsten Anklang. Als 1878 der Plan eines Simplon-durchstiches auftauchte, legten erst RENEVIER, dann auch LÖRY, HEIM und TARAMELLI ihren geologischen Tunnelprofilen GERLACHS Gliederungsschema zugrunde, und später, als sich diese Profile bei der Ausführung des Durchstiches als nicht zutreffend erwiesen, wollte man dennoch dies Schema nicht aufgeben, man nahm nur einige Veränderungen daran vor, und als die Profile auch dann nicht mit den Ergebnissen des immer weiter vordringenden Tunnels übereinstimmten, ging man dazu über, die bisherigen Vorstellungen über den Gebirgsbau vollständig über den Haufen zu werfen. Man versuchte durch Konstruktion verwickelter Überfaltungsdecken Übereinstimmung zwischen dem tatsächlichen Befund und der GERLACHSschen Gliederung herzustellen, die sich allerdings hierbei wiederum einige Veränderungen gefallen lassen mußte. Statt der 7 blieben nur noch 4 chronologische Glieder übrig, nämlich, wenn wir uns an die Karte des Simplongebietes und deren Text halten, die von C. SCHMIDT und H. PREISWERK 1908 herausgegeben worden ist:

1. Juraschiefer mit Prasinit-, Pikrit- und Serpentineinlagerungen;
2. Trias Marmor, Gips, Anhydrit, Quarzit u. s. w;
3. Carbonschiefer;
4. archaische Glimmerschiefer und Gneise.

In der Gruppe 4 werden jedoch zwei Gesteinsgruppen scharf auseinandergehalten: erstens die Orthogneise (Antigorio-, Verampio- und Monte-Leone-Gneise) mit Amphibolit-, Peridotit- und Serpentineinlagerungen und zweitens die Paragneise (Lebendun-, Berisal- und Valgrande-Gneise) mit Glimmerschiefer- und Hornblendeschieferinlagerungen. GERLACHS 4 ist dabei teils nach 1, teils nach 2 gekommen und jüngere (6) und ältere (7) Gneise werden nicht mehr unterschieden.

Diese stratigraphische Einteilung, zu der auch SCHARDT und ARGAND im wesentlichen gekommen sind, hat den großen Vorteil, auf einfachsten petrographischen Merkmalen zu beruhen und darum sich ohne weiteres bei den Aufnahmen im Felde anwenden zu lassen. Alle kalkführenden Gesteine sind mesozoisch, die kalkfreien aber prätriasisch. Allerdings gibt es in den mesozoischen Schichten auch kalkfreie Einlagerungen, bes. Quarzite und hornfelsartige Schiefer, aber sie sind doch zu untergeordnet und treten so deutlich als Einlagerungen hervor, daß daraus eine Schwierigkeit nicht entstehen kann. Das gleiche gilt auch für die mesozoischen Grünschiefer (Prasinite), Pikrite und Serpentine.

Alle kalkfreien Glimmerschiefer und Gneise sind archaisch, ebenso wie die eingelagerten Amphibolite, Peridotite und Serpentine. Die carbonischen Schiefer unterscheiden sich durch ihren Graphitgehalt von den archaischen Glimmerschiefern, kommen übrigens nur an so wenigen Stellen im Gebiete der Simplonkarte vor, daß wir sie hier füglich außer acht lassen können. Von Bedeutung werden sie erst im Westen der Walliser Alpen, wo ihr Alter durch Pflanzenfunde sichergestellt ist.

Im Simplongebiet ist die herrschende stratigraphische Einteilung somit im westlichen eine rein petrographische, und das jüngere Alter der Kalksedimente gegenüber den krystallinischen Schiefen und den Gneisen stützt sich auf das Vorkommen von Granit-Gneisgeröllen in den Kalkgesteinen. Letztere selbst liegen allerdings abwechselnd über, unter und in den Gneisen, so daß aus diesen Lagerungsverhältnissen das durchweg jüngere Alter der Kalksedimente unmöglich abgeleitet werden könnte, doch gibt es Stellen, wo die eingelagerten mit den aufgelagerten Kalkschiefern in unmittelbare Verbindung treten, und es ist dies als ein Beweis ihrer Gleichalterigkeit aufgefaßt worden. Daraus ergab sich dann die Notwendigkeit, jede auch noch so geringfügige Einlagerung von Kalk im Gneis als eine Einfaltung zu deuten, und da es solche Einlagerungen gibt, die nur wenige Meter mächtig sind, so führten die neueren Profile im Gegensatz zu den älteren zu einer enormen Häufung von stehenden, liegenden, verbogenen, verzweigten und häufig ganz schmalen, aber sehr langen Mulden. Die Muldenumbiegungen sind jedoch an Ort und Stelle in den meisten Fällen nicht zu sehen, und dadurch erklärt es sich auch, wie es möglich wurde, daß im Verlauf der letzten 20 Jahre die verschiedenen Autoren und z. T. auch dieselben Autoren rasch hintereinander Profile durch das Tunnelgebiet veröffentlichen konnten, in denen jeweils die Form und Lage der Mulden ganz bedeutende Veränderungen erfahren haben.

Man mache einmal den Versuch, die Stratigraphie auf den Kopf zu stellen, die Gneise für das Jüngste und die Kalkschiefer für das Älteste zu erklären; dann wäre es eine Kleinigkeit, auf Grund des vorhandenen geologischen Kartenbildes, alle Sättel in Mulden und die Mulden in Sättel umzuwandeln und ein Profil längs der Tunnelachse zu zeichnen, das ebenso gut die festgestellten Tatsachen in Zusammenhang brächte wie die von SCHARDT und SCHMIDT zuletzt veröffentlichten Profile, nur mit dem Unterschied, daß ein solches Profil in tektonischer Beziehung sogar einfacher und für unsere Vorstellung faßlicher wäre. Wir hätten dann eine Reihe von etwa 11 Schichtgewölben,

Rhône, Klönenhorn.

Monte Leone,

Diveriatal.

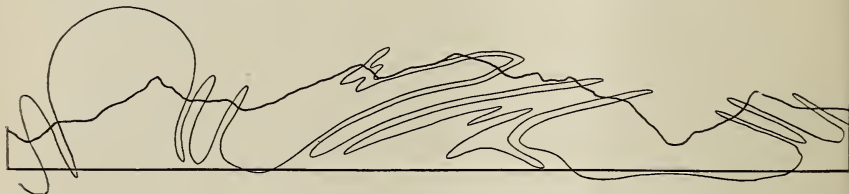


Fig. 1.

Wie sich der Faltenwurf darstellen läßt unter Annahme einer umgekehrten Schichtfolge auf Grundlage des Profils 13 auf Tafel III der Erläuterungen zur geol. Karte der Simplongruppe.

von denen die nördlichen einfache stehende, die südlichen liegende, und zwar vier davon nach Süden und drei nach Norden übergekippte Sättel wären, und von diesen würde nur einer mit seinen obersten Teilen einen Knick mit Zurückbeugung nach Norden zeigen. Selbstverständlich will ich hiermit einer solchen Umkehr der Stratigraphie nicht das Wort reden, denn sie wäre sicherlich ganz unrichtig. Ich wollte nur zeigen, daß man mit Faltenkonstruktionen, die einerseits hoch in die Lüfte hinauf- und andererseits bis zu unergründlichen Tiefen in die Erdkruste hinabgeführt werden, auch auf Grund einer sicher unrichtigen Stratigraphie plausible Profilbilder entwerfen kann, weil man sich dabei in der Wahl der sattel- und muldenförmigen Umbiegungen keinerlei Beschränkungen aufzuerlegen braucht. Plausible Profile waren alle, die seit 1878 für die Simplonlinie entworfen worden sind, aber eines nach dem anderen hat sich als unzutreffend erwiesen, und nur die nach Vollendung des Tunneldurchstichs angefertigten haben sich einer längeren Lebensdauer erfreuen dürfen. Ob sie das auch getan hätten, wenn etwa weiter im Osten oder Westen ein neuer Tunnel angelegt worden wäre? Diese Frage drängt sich

unwillkürlich auf, und, um eine Antwort darauf geben zu können, ist es in erster Linie nötig, die zugrunde gelegte Stratigraphie auf ihre Zuverlässigkeit zu prüfen.

Zu diesem Zweck habe ich das Simplongebiet im Herbst 1908 während 12 Tagen durchwandert mit der schönen neuen geologischen Karte in der Hand, für die den Verfassern C. SCHMIDT und PREISWERK jeder dort wandernde Geologe nicht dankbar genug sein kann. Das Ergebnis dieses Besuches waren erhebliche Zweifel. Ich wiederholte meinen Besuch in den folgenden 4 Jahren, 1909 für 7, 1910 für 5, 1911 für 10 und 1912 für 7 Tage, und bin jetzt sicher, daß die Stratigraphie der Karte in einigen wesentlichen Punkten verändert werden muß, wodurch sich natürlich auch das tektonische Bild erheblich umgestaltet.

I. Die Stratigraphie des Simplongebietes.

Für die Gliederung der Sedimente, wie sie auf der Simplonkarte durchgeführt ist, kann man im Sinne von Carl SCHMIDT und PREISWERK folgende Beweisgründe anführen:

1. In den Kalkschiefern der sog. Bedrettomulde kommen liasische Versteinerungen vor. In konkordanter Lagerung zu petrographisch diesen ähnlichen Schiefern finden sich Dolomite, Rauhdecken und Gipse. Da solche Gesteine auch ringsum im Norden, Süden und Westen der Walliser Alpen vorkommen und dort z. T. durch Versteinerungen als triasisch charakterisiert und von Lias überlagert sind, und da Gesteine solcher Art von anderem Alter in diesem Teil der Alpen nicht bekannt sind, so dürfen auch die, welche in den Walliser Alpen vorkommen, in die Trias gestellt werden.

2. Diese Triasgesteine liegen entweder inmitten der aufgerichteten liasischen Schiefer als schmale Streifen, oder sie sind nur auf einer Seite von diesen begrenzt und auf der entgegengesetzten von Gneis. In ersterem Falle bilden sie enge Gewölbe zwischen zwei Liasmulden, im zweiten Falle bildet der Lias ihr Hangendes und der Gneis ihr Liegendes.

3. Dieser liegende Gneis ist älter als die Trias; denn an vielen Stellen findet man Granitgneisgerölle in den Trias-sedimenten eingeschlossen, und auch da, wo der Gneis ein Orthogneis ist, entsendet er niemals Apophysen in die Trias hinein.

4. Fast überall, wo der Gneis auf zwei Seiten oder auch ringsum von Kalksedimenten umgeben ist, gehören die unmittelbar an- oder auflagernden Sedimente der Trias an, und dann erst folgen solche des Lias. Dies gilt aber nur für die Orthogneise. Auf den Paragneisen fehlt die Trias meistens ganz,

und es legen sich die Liasschiefer direkt auf diese. Das beweist, daß die mesozoischen Sedimente transgressiv über der altkrystallinen Schieferformation abgelagert wurden.

5. Das Grundgebirge besteht teils nur aus Orthogneisen, teils aus Paragneisen mit Intrusionen von Orthogneisen. Erstere bilden die Zonen des Verampiogranites (Crodogneis GERLACHS), des Antigorio- und Tessiner Gneises und des Monte-Leone-Ofenhorngneises. Amphibolite, Peridotite und Serpentine kommen darin als basische Spaltungsprodukte der Gneise vor. Die Paragneise bilden die drei getrennten Zonen des Lebendunggneises, des Valgrandgneises und des Berisalgneises.

6. Der Umstand, daß die Orthogneise in den Paragneisen als Intrusionen auftreten, aber niemals in die Trias- und Liasgesteine heraufsteigen, ist ein Beweis, daß dieselben ein prätriasisches Alter haben.

7. Doch kommen auch in den mesozoischen Sedimenten Eruptivgesteine vor. Es sind Serpentine, Prasinite und Pikrit. Sie werden nicht als Intrusionen, sondern als mesozoische Ergußgesteine und Tuffe aufgefaßt.

Wieweit diese Argumente den Tatsachen gegenüber standhalten können, soll im nachfolgenden erörtert werden.

1. Die stratigraphische Einteilung der Kalksedimente zwischen Brig und Berisal.

Die Kalkschiefer, für welche ein liasisches Alter anzunehmen wir berechtigt sind, bilden einen Zug, der sich im Bedrettal dem Gotthardgneis-Massiv gegen Süden anlegt, über den Nufenen-Paß und die Ritzfurgge ins Rappental und von da über Außerbinn nach Mörch und Z'Matt ins Rhônetal hinzieht. Belemniten kommen darin an manchen Stellen ziemlich häufig vor, und wenn sie auch infolge der Umwandlung der Gesteine der Art nach mit Sicherheit nicht zu bestimmen sind, so gehören sie doch einem Formenkreis an, der im Lias zu Hause ist. Das gilt auch von dem arietenenähnlichen Ammoniten, den SALOMON neuerdings von der Alpe Alle Foppe im Osten des Nufenen-Passes beschrieben hat¹⁾. Weniger charakteristisch sind die Stielglieder von *Pentacrinus* und die cardinienartigen Muschelschalen, die aber wenigstens das mesozoische Alter bestätigen und mit dem liasischen Alter der Schichten in Einklang stehen.

Sobald wir diesen nördlichen Schieferzug verlassen und uns den noch weit nach Süden sich ausbreitenden Schieferrn zuwenden, geht jeder paläontologische Anhaltspunkt für die Altersbe-

¹⁾ Verh. d. Naturhist.-Mediz. Vereins zu Heidelberg, Bd. IX, 1911.

stimmung verloren. Denn die breccienartige Anhäufung von Crinoidenbruchstücken, welche an einer Stelle¹⁾ im Dolomit am Südabhang des Monte Leone gefunden worden ist, beweist doch nur den marinen Charakter dieses Sedimentes.

Wenn man der Meinung ist, daß die Dolomite, Rauh- wacken und Gipslager trotz des Fehlens triasischer Fossilien als Vertreter der Triasformation deshalb mit Sicherheit in Anspruch genommen werden dürfen, weil ringsum außerhalb der durch ihren regionalen Metamorphismus ausgezeichneten Zone der Walliser Alpen solche Gesteine nur in paläontologisch sichergestellter Trias vorkommen und sowohl in jüngeren als auch älteren Formationen fehlen, dann hat man in ihnen einen zweiten Anhaltspunkt für die Gliederung der Kalksedimente gewonnen, der gegenüber dem ersten, rein paläontologischen sogar den Vorteil bietet, daß sich jene triasischen Charakter- gesteine viel leichter nachweisen lassen als Versteinerungen.

Gleichwohl gelingt es auch mit diesem Hilfsmittel nicht, die ganze Menge der Kalksedimente in Altersstufen zu zerlegen, weil jene Triasgesteine nur geringe Mächtigkeit haben und so sporadisch auftreten, daß nicht einmal darüber Klarheit zu erlangen ist, ob die Kalkschiefer stets jünger als die triasischen Gesteine, oder ob es auch solche gibt, die älter sind. Diese Schwierigkeiten haben die Verfasser der Simplonkarte wohl empfunden. Um aber doch die Kalkschiefer restlos in der Jura- und Triasformation unterzubringen, haben sie unbekümmert um die petrographische Gleichartigkeit einen Teil der Schiefer der Trias, einen anderen dem Jura zugeteilt. Maßgebend dabei war für sie die Überzeugung, daß die Gneise älter als die Kalk- sedimente sind, und daß somit Kalkschiefer, die zwischen Trias- gesteinen und Gneisen liegen, untertriasisch sein müssen. Auf diese Weise hat zugleich auch das Kartenbild jene Überzeugungs- kraft erhalten, der sich kein Beschauer entziehen kann, und die auch in mir keinen Zweifel an der Richtigkeit der Strati- graphie aufkommen ließ, solange als ich nicht das Gebiet aus eigener Anschauung kennen zu lernen Gelegenheit fand. Heute aber weis ich, daß es zurzeit nicht möglich ist, alle die ver- schiedenen Kalksedimente dieses Gebietes in eine bestimmte chronologische Reihenfolge einzuordnen, und daß für viele der- selben die von B. STUDER gewählte Bezeichnung „unbestimmten Alters“ vorzuziehen ist.

Um dies zu beweisen, will ich eine Anzahl von Einzel- beobachtungen beschreiben.

1) Erläuterung zu Simplonkarte S. 17 v. Eclogae, Vol. IX, S. 505.

Wir beginnen mit der näheren Umgebung von Brig, wo eine ungefähr 10 km breite Zone von Kalkschiefern im Norden von dem Gneis des Aarmassives, im Süden von dem des Simplongebietes eingerahmt ist. Die Schiefer haben vorherrschend nordöstliches Streichen und südöstliches Einfallen, doch stehen sie auch ganz senkrecht und nehmen sogar stellenweise steile Neigung nach Nordwest an. Im einzelnen sind sie, was besonders gut in der Saltine-Schlucht von der Napoleonsbrücke an auf-



Fig. 2.

Gefalteter Glimmerschiefer mit Quarzknauern neben der Wasserleitung am Saltinebach unterhalb des Rieder Gipsbagers. 1:32.

S Schutt.

wärts längs der Wasserleitung zu sehen ist, oft stark geknickt und gefältelt, wobei die Umbiegungsstellen z. T. transversale Schieferung zeigen. An solchen Stellen sind sie von Knauern und Adern von Quarz und Calcit so stark durchsetzt, daß letztere an Volumen der Schiefermasse oftmals fast gleichkommen. Der Gangquarz herrscht gegenüber dem Calcit meist vor, und man begreift leicht, daß die viele Kieselsäure nicht aus dem Nebengestein stammen kann, sondern einen anderen Ursprung haben muß. Diese Gänge sind so seltsam verbogen und verdrückt, daß die Annahme nicht von der Hand zu weisen ist, sie müßten schon vor der Aufrichtung und Faltung der Schiefer vorhanden gewesen sein.

Der Gneis, der diesen Schieferzug im Norden begrenzt, ist

bei Natters in großen Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Es ist ein gebänderter Granit mit körnigen Feldspatäugen. Er schließt schiefrige Partien ein, in die er auch gangförmig eindringt. Die Bankung verläuft hier, ebenso wie in dem großen Steinbruch südlich von Bitsch, am Ausgang der Massaschlucht, parallel zur lagenförmigen Anordnung der Feldspatäugen und fällt sehr steil nach Süden ein. Zur Zeit meines Besuches des Bitscher Steinbruches war im Gneis ein Quarzgang aufgeschlossen, der große schwarze Nester von Turmalin enthielt. Die auf der topographischen Karte dort eingetragene, vom Massaufer gegen

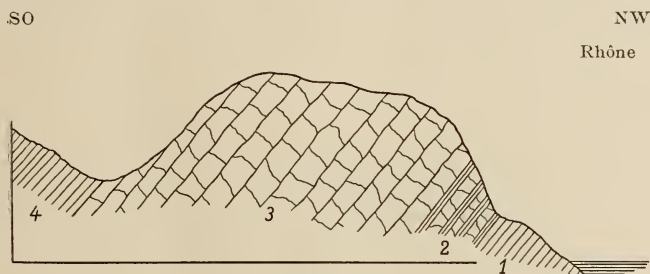


Fig. 3.

Gipslager am linken Rhôneufer gegenüber den Warmen Brunnen oberhalb Natters.

1. Kalkschiefer, 7 m mächtig. 2. Gips mit Schieferzwischenlagen. 3. Reines Gipslager. 4. Kalkschiefer.

Bitsch heraufziehende Felswand bezeichnet zugleich die südöstliche Grenze dieses Gneises gegen die Kalkgesteine. Aber der unmittelbare Kontakt ist hier nirgends zu sehen. Ungefähr in einer Entfernung von 100 Metern von der Wand erhebt sich ein kleiner Rücken, der von einem etwa 60 Meter breiten Gipslager gebildet ist, das in einem Steinbruch abgebaut wird, und über dem anscheinend konkordant schwärzliche Kalkschiefer liegen. Sie ziehen sich gegen Südwest unter der Massa hindurch zu deren rechtseitigem Ufer hinüber, wo sie wieder sichtbar werden. In ihrem Hangenden bei Massa-Eggen folgt ein zweites Gipslager. Es ist wahrscheinlich dasselbe, welches gegenüber von den warmen Brunnen auf dem linken Ufer der Rhône gut aufgeschlossen ist, und in dessen Liegendem mit südöstlichem Einfallen schwärzliche Kalkschiefer von knotenschieferartiger Beschaffenheit in einer Mächtigkeit von etwa 7 Metern zutage treten. Darüber folgt eine Serie von dünnen Gipslagen und Schiefen und dann ein massiges Gipslager von über 50 Meter Stärke, in dessen Hangendem wieder Kalkschiefer liegen. Be-

merkwürdig ist es, daß die liegenden Kalkschiefer von zahlreichen Quarz- und Calcitgängen zumeist parallel zur Schieferung durchsetzt sind. Alle Schichten in diesem Profile liegen anscheinend völlig konkordant, und es waren keinerlei tektonische Störungsflächen zwischen ihnen zu erkennen.

Wie soll man dieses Profil deuten? Wenn man den Gips der Trias und den Kalkschiefer dem Lias zurechnet, dann erscheint es fast selbstverständlich, einen nach NW. überkippten isoklinalen Sattel anzunehmen. Eine gewölbartige Umbiegung ist jedoch in dem Gipslager nicht wahrzunehmen, und das gibt uns ein mindestens ebenso gutes Recht, den liegenden Kalk für älter als den hangenden anzusehen. Und da jener höchst wahr-

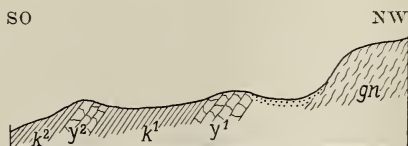


Fig. 4.

Profil bei der Einmündung der Massa in die Rhône oberhalb Naters.
1:10000.

gn Gneis, y Gips, k Kalkschiefer.

scheinlich die nordöstliche Fortsetzung des vorher erwähnten Schieferzuges ist, welcher zwischen den zwei Gipslagern an der Massa liegt, so würde auch ihm triasisches Alter zukommen. Danach läßt sich das nebenstehende Profil entwerfen, dessen Deutung jedoch ebenfalls unsicher ist und davon abhängt, ob man die beiden Gipslager für gleich- oder ungleichalterig ansehen will. In ersterem Falle ergibt sich ein isoklinales Gewölbe, in letzterem Falle eine isoklinale einfache Schichtenfolge, in der y_1 älter als y_2 , k_1 älter als k_2 wäre. Den Gneis kann man in diesem Profile in keinen sicheren Zusammenhang mit den Schichtgesteinen bringen, weil eine ungefähr 100 m breite Zone dazwischen liegt, die keinerlei Aufschlüsse bietet. Wir bleiben also auch darüber im Zweifel, ob eine tektonische Störung die Gneise in einen abnormalen Kontakt mit der Trias gebracht hat, oder ob letztere normal auf dem Gneis liegt.

Aus alledem geht hervor, mit wieviel Unsicherheit hier jede stratigraphische und tektonische Ausdeutung behaftet ist, und in welche Verlegenheit wir den aufnehmenden Geologen bringen, wenn wir ihm zur Kolorierung seiner Karte nur die drei Farben Blau, Gelb und Rot in die Hand geben, von denen die erste Jura, die zweite Trias und die dritte Gneis anzeigen soll.

Wie aber könnte man es denn anders machen, und ist denn die Wahrscheinlichkeit, daß die Kalkschiefer wirklich verschiedenen Alters sind, so groß, daß man dem Blau keine stratigraphische, sondern nur eine petrographische Bedeutung beilegen darf? Diese Frage erwarte ich von den Anhängern der Methode, welche bei Ausführung der neuen Simplonkarte zur Anwendung gekommen ist, um so sicherer, als sie dabei auf das Befriedigende ihrer Auffassung von dem Faltenbaue in der Bedretto-Mulde hinweisen können, die auch mit den Aufschlüssen im Simplontunnel vollkommen im Einklang stehe. Hierauf hätte ich zu erwidern, daß letzteres, wie sich später ergeben wird, keineswegs der Fall ist, und daß es nicht Aufgabe einer geologischen Spezialkarte ist, Wahrscheinlichkeiten, auch wenn sie momentan eine günstige Aufnahme finden, darzustellen. Sie soll sich vielmehr auf den tatsächlichen Befund, der jederzeit kontrollierbar ist, beschränken. Und dieser Befund ergibt in unserem Falle das Vorkommen von zwei Zügen von Kalkschiefern, von denen wir nur wissen, daß beide mesozoisch sind, deren Altersverhältnis zum Gips aber unbekannt ist. Sobald man nach rein petrographischen Merkmalen anfängt, stratigraphische Horizonte festzulegen und zu kartieren, fällt man unfehlbar in Irrtümer. Die Geschichte der Alpengeologie ist überreich an solchen selbst in Gegenden, wo es an Versteinerungen nicht fehlt. Man mache den Versuch, z. B. in unseren Ostalpen, wo Trias und Jura paläontologisch gegliedert sind, eine Karte nach rein petrographischen Merkmalen ohne Berücksichtigung der Versteinerungen zu entwerfen, dann wird sofort klar, daß eine solche Karte tektonisch wertlos oder doch mindestens höchst unzuverlässig wäre. Unbeabsichtigt sind tatsächlich solche Versuche des öfters gemacht worden. Wie oft sind, weil Versteinerungen nicht gefunden oder gesucht wurden, Kreide-, Jura- und Triasmergel, oder Kalke oder verschiedenartige Triasdolomite miteinander verwechselt worden, bis es gelang, den Irrtum durch Fossilfunde aufzuklären und die geologische Karte zu rektifizieren. Ein Beispiel, das gerade für das Simplongebiet von besonderer Bedeutung ist, mag Erwähnung finden. Wir sind geneigt, die Gipse und Dolomite in die Trias zu stellen, weil in den anstoßenden Berner und Freiburger Alpen solche Gesteine sehr häufig vorkommen, und ihr triasisches Alter durch Versteinerungen festgelegt werden konnte. Das hat auch die Verfasser des Blattes XVII veranlaßt, dies zu tun und eine Reihe sie begleitender Kalkgesteine als Jura zu kartieren. Hätte man in den Kalken des Hügels von St. Triphon später nicht die charakteristischen Versteinerungen

des Muschelkalkes aufgefunden, so würden dieselben aus petrographischen Gründen wohl auch heute noch als Lias auf den Karten erscheinen. Man unterscheidet jetzt in dortiger Gegend von unten nach oben¹⁾: weiße Quarzite, untere Rauhwaacke, dunkelgraue bis schwarze Kalksteine, obere Rauhwaacke mit buntfarbigen Mergeleinlagerungen und Gips, dickbankige Dolomite, grünliche und dunkle Mergel mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 800 Metern. Darüber liegen die rätischen Kalke und Mergel, und dann erst kommen die liasischen Gesteine. Wäre diese ganze Serie einer ähnlichen Metamorphose unterworfen worden wie die schistes lustrés bei Brig, dann würden die Kalke und Mergel wohl alle ziemlich gleichartig aussehen, die Versteinerungen wären verschwunden, und man könnte nur die Dolomite, die Rauhwaacke und den Gips als übereinander sich wiederholende Einlagerungen petrographisch darin unterscheiden, gerade so, wie dies auch bei Brig der Fall ist.

Tatsächlich liegen in den Kalkschiefern bei Brig nicht nur die zwei schon erwähnten Gipslager, sondern weiter südlich noch drei andere, die der Tunnel durchfahren hat, und zwischen diesen und den zwei ersten liegt auch noch ein Rauhwaackezug. Die Kalkschiefer dazwischen sind aber keineswegs von so gleichartiger petrographischer Beschaffenheit, daß man nicht auch sie in verschiedene Abteilungen bringen könnte. Die Simplonkarte scheidet z. B. einen schwarzen Dachschiefer mit Sprödglimmer und einen granatführenden Schiefer noch besonders aus. Ersterer liegt zwischen den zwei nördlichen und den zwei südlichen Gipszügen ungefähr in der Mitte und könnte recht gut als der eigentliche Muldenkern gedeutet werden. Ein Teil dieser Schiefer ist frei von Kalkcarbonat, und dahin gehören insbesondere die Dachschiefer, welche bei Bach in mehreren Brüchen gewonnen werden. Sie kommen auch bei der Napoleonsbrücke vor, dort aber in Wechsellagerung mit den schon beschriebenen, an Quarzgängen reichen Kalkschiefern. Bei Bach hingegen sind die Schiefer frei von solchen Gängen und führen Pyrit in Nestern und Linsen. Dünne Kalkbeläge kommen nur auf den ebenflächigen Absonderungsklüften vor.

Die Grenze zwischen den Kalkschiefern und dem Gipslager von Brei ist auf der rechten Seite der unteren Saltinechlucht gut aufgeschlossen, mit seigerer Stellung der Kalkschiefer. Die Karte zeichnet hier zwei Gipslager ein, was richtig sein mag. Anstehend konnte ich nur das nördliche sehen, das ungefähr 50 m breit ist und gegen Süden von stark

¹⁾ A. JEANNET et F. RABOWSKI: *Eclogae* XI, S. 739.

verrutschten Schiefen begrenzt ist. Auf der schwer zugänglichen linken Talseite kann man die zwei Lager mit zwischengelagerten Schiefen wohl sehen, doch ist auch dort starke Verrutschung eingetreten. Dann folgen gegen Süden von neuem Kalkschiefer, soweit als die Schlucht überhaupt gangbar ist. Sie sind meist steil gestellt, mit Neigung gegen Süden. Sie unterscheiden sich im allgemeinen von dem Kalkschiefer im Norden der Gipslager dadurch, daß sie krystallinischer sind. Von Glimmerhäuten überzogene, wellige Schiefer wechsellagern mit festeren, braun anwitternden dünnen Kalklagen, und die sie durchschwärmenden Gänge und Adern enthalten mehr Calcit als die quarzreichen Adern in den nördlichen Schiefen. Weiter herauf in der Schlucht nehmen die Schiefer immer mehr einen phyllitartigen Charakter an und enthalten neben Granaten auch Biotit und Hornblendegarben. Aber auch abgesehen von dieser Metamorphose scheint der Schiefer ursprünglich schon eine etwas andere Beschaffenheit gehabt zu haben als der weiter im Norden, so daß ein zwingender Grund, beide für gleichalterige Ablagerungen zu halten, nicht vorliegt. Ob die zwei Gipslager von Brei ein Gewölbe bilden, an das sich beiderseits liasische Kalkschiefer anlegen, bleibt somit auch hier sehr zweifelhaft. Steigt man von da nach Stuckisegg herauf, so findet man sowohl an der alten wie an der neuen Poststraße gute Aufschlüsse in den Schiefen, die den gleichen Charakter beibehalten wie in der oberen Saltineschlucht. Sie fallen meist steil nach SO, manchmal auch nach NW ein, und erst höher oben am Gehänge des Klenenhornes legen sie sich flacher mit Einfallen nach SO. Von Schallberg bis Eisten läuft die Poststraße mehr im Streichen der Schichten, und es stellen sich darin mehr und mehr dickbankige Kalklagen ein, die, stark verbogen, von kleinen Verwerfungen durchsetzt sind und an solchen Stellen oft auf kurze Erstreckung flach nordwärts einfallen. Auch hier sind sie von vielen Gängen durchschwärmt. Wo die Schichten gefältelt oder gebogen sind, sind es auch die Gänge. Das vorwaltende Gestein ist ein feinkörniger Marmor mit kleinen weißen Glimmerschüppchen. Wo sericitische Schiefereinlagerungen auftreten, stellt sich gewöhnlich auch Granat und Biotit ein. Kurz vor Eisten bei der Telegraphenstange 91 127 erreicht man den Eistengneis. Die Kalkschiefer haben hier ein nordwestliches Einfallen angenommen und liegen auf dem Gneis. Sie sind ganz krystallinisch und sehr glimmerreich, schließen aber eine glimmerarme mächtige Lage hellen Marmors ein. Auf der geologischen Karte ist derselbe als Rauhwacke eingetragen. Diese leicht zugängliche und gut aufgeschlossene

Kontaktstelle ist von Wichtigkeit; denn Stücke von Gneis und Granit, die in den Schiefen und im Marmor liegen, sollen den Beweis liefern, daß der Gneis älter als der Schiefer, und daß dieser auf ihm zur Ablagerung gekommen ist. An zwei Stellen ist die Auflagerungsfläche an der Wegböschung gut zu sehen. Die erste kürzere Strecke zeigt einen grobkörnigen Augengneis, der mit unregelmäßiger Umgrenzung von unten in den Kalkschiefer heraufragt, dessen Schichten an ihm abstoßen. An der zweiten Stelle ist es ein feinkörnigerer Augengneis, dessen Oberfläche etwas konformer zu den Kalkschiefern verläuft.

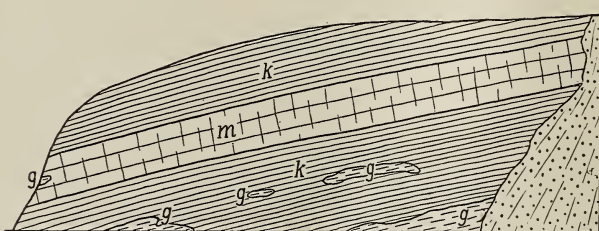


Fig. 5.

Felsen an der Simplonstraße bei Telegraphenstange 91127 unweit Eisten.
g Gneis, m Marmor, k Kalkglimmerschiefer. Rechts Gehängeschutt.

Einige Meter darüber schaut aber aus dem Kalkschiefer eine 4 m lange und 4—5 dm breite Gneisplatte hervor, und in der Nähe ungefähr in gleicher Schichtlage sieht man ein anderes, aber kleineres Gneisstück. Keines von beiden hat Geröllform. Ein drittes, nur über faustgroßes Stück eines grobkörnigen Granites endlich lag in der höheren Marmorbank und ließ sich leicht herauslösen. Es hat eine kurz linsenförmige Gestalt und zeigt ebenfalls keine Spur von Abrollung. Die Kalkgesteine selbst sind ganz frei von granitischem Grus oder Sand, und auch der darunterliegende Gneis läßt keine Spuren von Verwitterung oder Zertrümmerung erkennen, wie dies an einer Transgressionsfläche etwa zu erwarten wäre. Geht man auf der Straße weiter, so gewahrt man, daß der Gneis in die Höhe steigt und eine Strecke weit allein die Böschung bildet, dann aber kommt unter ihm wieder Glimmerschiefer zum Vorschein, der zwar stark zersetzt, aber doch noch kalkhaltig ist und neuerdings von Augengneis unterteuft wird, der dann bis zur Ganterbrücke anhält. Auf der Karte ist dieser Kalkstreifen wohl etwas zu breit eingetragen, und von den zwei Marmor-

streifen, die ihn gegen den hangenden und liegenden Gneis abgrenzen sollen, habe ich nichts sehen können.

Schon 1908 schien es mir so, daß dieses Profil am verständlichsten wäre, wenn man annehmen dürfte, daß der Gneis jünger als die Kalksedimente ist, daß er in dieselben aufgedrungen und dabei einerseits einen Teil der Sedimente einschloß, andererseits in die hangenden Teile kleine Apophysen entsandte. Auffällig bleibt dabei allerdings, daß diese Apophysen mit dem Granitstock nicht oder nicht mehr in direkter Verbindung stehen. Doch ist es recht wohl möglich, daß dieser ursprüngliche Zusammenhang nicht aufgeschlossen oder durch spätere Gebirgsbewegungen verloren gegangen ist. Am folgenden Tage schon brachte mir ein Ausflug nach „Im Stafel“ für diese Vermutung weitere Anhaltspunkte, aber ehe ich darauf eingehe, will ich erwähnen, was SCHARDT im Tunnel, der gerade unter Eisten hindurchgeht, beobachtet hat.

Die Aufeinanderfolge der Gesteinsarten war dort von Nord nach Süd folgende:

- gewöhnliche Kalkglimmerschiefer (schistes lustrés),
- 34 m derselbe Schiefer mit dickeren Marmorbänken
wechsellagernd,
- 26 m Dolomit,
- 9 m grauer Kalkstein und Glimmerschiefer,
- 1 m Gneis,
- 2 m Kalkschiefer,
- 8 m Dolomit,
- 81 m Gneis (sog. Eistengneis),
- 59 m Dolomit und Glimmerschiefer,
- 22 m grauer Glimmerkalk,
- 5 m Dolomit,
- 1,5 m Glimmerschiefer,
- 329 m Gneis (Gantergneis).

Die Schichten fallen mit 80—85° nach NW, also erheblich steiler als an der Poststraße, wo im Hangenden des Eistengneises von den zwei Dolomitlagen gar nichts zu beobachten ist. Das macht es wahrscheinlich, was ja auch in Fig. 5 zu erkennen ist, daß die Schichten diskordant zum Gneis streichen. Der Tunnelaufschluß liegt 200 m weiter im Osten und etwa 700 m tiefer als die Poststraße. Am Weg, der nach Eisten hinaufführt, findet man jedoch gerade über der in der Karte eingetragenen Tunnellinie eine kleine Partie von Dolomit aus dem Waldboden aufragen, wodurch diese Diskordanz ebenfalls bestätigt wird. Über die kleine Gneislage im Hangenden des Eistengneises

sagt SCHARDT (Rapport trimestriel No. 9 vom 31. Dez. 1900 S. 3): „La lame de gneis au km 3,900 est une intercalation absolument anormale, accompagnée de phénomènes de glissement et de lamination indubitables. La première zone dolomitique passe au gneis par un plan de glissement marqué par de la dolomite pulvérulente. Le contact avec le calcaire sousjacent est cependant plus normal, en apparence du moins, car le passage se fait par un micaschiste très laminé. Cette deuxième zone de calcaire dolomitique présente dans ses couches de nombreux contournements et des plans de glissement; le contact avec le gneis, qui se fait par l'intermédiaire d'un lit de micaschiste, est franchement discordant. Cette répétition de zones dolomitiques et de gneis est peut-être due à des écailles, peut-être aussi à des replis écrasés.“

Besonderen Wert lege ich auf die von mir gesperrt gedruckte Stelle des Berichtes, weil der Verfasser damit ausdrücklich eine Tatsache festgestellt hat, die ihm unerwartet kam. Das Normale wäre für ihn die Konkordanz zwischen dem nach seiner Meinung älteren aufgefalteten Gneis und dem jüngeren Dolomit gewesen, während das Bild, welches sich bot, das eines schräg durch die Dolomitschichten hindurchsetzenden Gneisganges war. Er meint zwar, es könne dieser Gneis ein Teil des Eistengneises selbst sein, der durch schuppenartige Verschiebungen oder Ausquetschungen von der Hauptmasse abgetrennt worden sei, und beruft sich auf das Vorhandensein von Gleitflächen. Aber solche Flächen hat er so viele auch an anderen Stellen im Tunnel angetroffen und beschrieben, daß gerade auf diese hier kaum ein besonderes Gewicht gelegt werden darf, und zwar um so weniger, als er sie just im Hangenden des Gneises und nicht in seinem Liegenden angibt, wo sie doch eigentlich bei Schuppenstruktur zu erwarten wäre.

Der Tunnel und die Poststraße bei Eisten haben somit gezeigt, daß der Kontakt zwischen Gneis und den Kalksedimenten nicht für ein höheres Alter des Gneises spricht, und daß die Einschlüsse von kleinen Gneispartien in den Kalkgesteinen am besten durch Injektionen erklärt werden können, die von den Gneisen ausgingen. Damit stimmt auch vollkommen die Tatsache überein, daß die Kalksedimente am Kontakt sehr hoch krystallin sind und jedenfalls in höherem Maße umgewandelt sind als die Kalkgesteine weiter im Norden. Desgleichen sind diejenigen zwischen dem Eisten- und dem Gantergneis stark umgewandelt, und ebenso die, welche bei der Ganterbrücke im Liegenden des Gantergneises gut aufgeschlossen sind. Sie bestehen dort aus zuckerkörnigen Marmorbänken, die mit biotit-

und granatreichen Kalkschiefern wechsellagern und als eine über 100 m mächtige Zone zwischen dem Gantergneis und dem sogenannten Berisalgneis liegen. Da aber letzterer an der Poststraße durch Schutt und Moränen verdeckt ist, wird es nötig, eine geeigneter Stelle aufzusuchen, um diesen Kontakt zu studieren. Im Tunnel ist jener Kalkzug im Liegenden des Gantergneises ebenfalls durchfahren worden, er hat dort aber nur eine Mächtigkeit von 16 m, was sehr auffällig ist, und grenzt unmittelbar an granatführende sericitische Glimmerschiefer des „Berisalgneises“. Ich komme darauf im tektonischen Teile

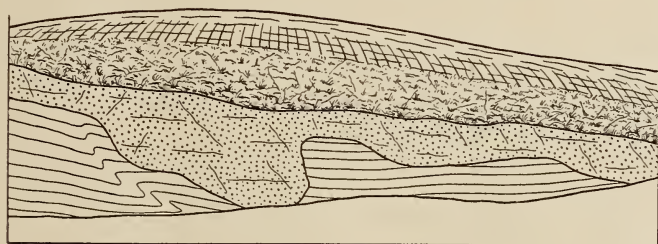


Fig. 6.

Ansicht des Rundhöckers südwestlich neben den Hütten der Steinen-Alp. Verbogener Glimmerschiefer bildet die Oberfläche und die Basis desselben. Ein Gang von Gneisgranit setzt hindurch, dessen oberer Kontakt mit dem Schiefer überwachsen ist.

zurück und begnüge mich zunächst mit der Feststellung, daß die Kalksedimente vom Schallberg bis zur Ganterbrücke für eine stratigraphische Abtrennung von den nördlich angrenzenden Kalkschiefern zwei Merkmale geliefert haben, nämlich das Vorkommen von mächtigen Dolomitlagern und das Vorherrschen dickbankiger Kalklager in den Schiefen, mit denen zusammen im Simplontunnel auch Anhydrit angetroffen worden ist.

Ein lehrreiches Querprofil bietet der Weg von der Steinen-Alp über den Saurerrück nach dem oberen Schießbach. Von Berisal führt der Weg zunächst über einen Steg, der den oberen Ganterbach überbrückt, zur Steinen-Alp. Man trifft da stark gewundene gebänderte Hornblendeschiefer, die mit einem granitartigen Gneis vergesellschaftet sind. Letzterer tritt weiter oben an dem Zickzackweg, der zur Alp heraufführt, mit granatreichem kalkfreien Quarzglimmerschiefer in Verbindung, und bei den Alphütten sieht man sehr deutlich, wie der Gneisgranit gangförmig den Schiefer durchsetzt. Am Südgehänge des Saurerrück wird dieser Glimmerschiefer, der helle Quarzitlager

einschließt, von den kalkigen Schiefen überlagert. Leider ist die unmittelbare Auflagerung durch Gehängschutt verdeckt.

Beide Schiefer fallen in den Berg ein, und eine Diskordanz ist, wenn sie überhaupt existiert, nicht zu beachten. Die Kalkschiefer enthalten einzelne granatreiche Einlagerungen, und weiter oben schaltet sich ein wenig mächtiger Grünschiefer in dieselben ein. Diese Zone von Kalksedimenten hat ungefähr die gleiche Mächtigkeit wie die über 1 km entfernte an der Ganterbrücke sichtbare, und beide stehen auch miteinander in direkter Verbindung. Doch muß man im Auge behalten, daß an der Ganterbrücke zuckerkörnige Marmorlager eine größere Rolle spielen und daß der Grünschiefer fehlt. Am Saurerrück liegt über diesem Kalkschiefer ebenfalls der Gantergneis, aber der Kontakt ist verschüttet. Der Gneis ist zunächst feinkörnig, aber bald nimmt er den Charakter eines schönen Augengneises an, der in dünne Platten abgesondert ist, die steil nach Nordwest einfallen. Wo der Fußweg den Schießbach erreicht, hört der Gneis auf, und man sieht, wie er unmittelbar von Kalkschiefern überlagert wird, die ziemlich steil nach NW einfallen und mit mehreren zuckerkörnigen Marmorbänken wechsellagern. Über ihnen folgt der Eistengneis und auf diesen ein Dolomitlager und dann Kalkschiefer, die einige ganz schwache Prasinitlager einschließen. Ähnlich wie bei Eisten gewahrt man auch hier mehrere Gneislamellen im Kalkschiefer eingeschaltet, nur mit dem Unterschied, daß sie bei Eisten im Hangenden, hier aber im Liegenden des Gneises auftreten. Sie sind nur bis etwa drei Zoll mächtig, und jeder Versuch, sie für ausgequetschte Gneisfalten zu erklären, muß hier versagen. Da die eingehende Beschreibung dieses Platzes Herr ARNDT übernommen hat, so will ich auf eine genauere Schilderung desselben nicht eingehen und nur bemerken, daß mir diese Stelle schon 1908 als entscheidend für das jüngere Alter des Gneises und für die Beurteilung der Stratigraphie erschienen ist.

Denn sobald man erkannt hat, daß der Ganter- und Eistengneis Intrusionsmassen sind, dann steht nichts mehr im Wege, die Kalkschiefer der sogenannten Ganter- und der Eistenmulde mit den den Eistengneis unmittelbar überlagernden Schiefen als eine einbeitliche Schichtenserie aufzufassen, die durch die wiederholten Einlagerungen von Dolomit, Anhydrit und Gips sowie durch die Häufigkeit dickbankiger Kalksteine charakterisiert ist, und die sich dadurch in einen auffälligen Gegensatz zu den Kalkschiefern setzt, die wir bei Brig haben kennen gelernt. Man könnte deshalb versucht sein, in jenen, als den älteren, Vertreter der Trias und in diesen des Lias zu sehen,

und in der Tat sprechen für eine solche Annahme sehr viele Wahrscheinlichkeitsgründe. Aber weiter geht die Gewißheit nicht, und insbesondere macht sich der Mangel zuverlässiger Merkmale fühlbar, wenn man versucht, die Grenzen zwischen den so umschriebenen Trias- und Liassedimenten kartographisch genau festzulegen. Solange die entscheidenden Leitfossilien fehlen, wird es uns nicht gelingen, den triasischen von dem jurassischen Anteil dieser Kalksedimente abzugrenzen, und der auf der Simplonkarte dahin zielende Versuch ist als mißglückt zu bezeichnen.

Wenn wir die Mächtigkeit der Schichten von triasischem Charakter zusammenrechnen, welche im Tunnel zwischen Km 3 und 5, abgesehen von den Gneisintrusionen und den später zu besprechenden liegenden Schiefnern, durchfahren worden sind, so erhalten wir rund 200 Meter. Im Querprofil der Steinalp, wo so genaue Messungen allerdings nicht möglich sind, überschreitet die Mächtigkeit diese Zahl wohl sicher.

Erstaunlich ist diese Mächtigkeit jedoch durchaus nicht; denn wenn wir den Zug mesozoischer Gesteine von Brig aus nach Westen verfolgen, stellen sich unterhalb Visp alsbald die Pontiskalke darin ein, die mitsamt den sie begleitenden Quarziten allgemein in die Trias gestellt werden. Diese Kalke allein haben an vielen Stellen sicher eine Mächtigkeit von 500—600 m, und wenn man auch annehmen will, daß sie muldenartig gelagert sind, so bleiben dann doch noch 250 bis 300 m für sie übrig. Dieser Kalk ist lange nicht so stark metamorphosiert wie die Kalke bei Brig, und in ihm wird man vielleicht einmal Versteinerungen finden.

Wenden wir uns nun nochmals der auf S. 88 erwähnten Trias im unteren Rhônetal zu, so haben sich dort Mächtigkeiten von bis zu 800 m ergeben, und die obersten Lagen haben eine petrographische Entwicklung, die aus ihnen bei Eintritt einer ähnlichen Metamorphose wie der im Simplongebiet ganz leicht typische schistes lustrés hätte erzeugen können.

Wir kommen also zu dem Schlusse, daß in dem Gebiete zwischen Brig und Berisal nicht nur die als triasisch eingetragenen Schichten, sondern auch noch ein guter Teil der „jurassischen Bündnerschiefer“ mit größerer Wahrscheinlichkeit zur Trias als zum Lias zu stellen sind.

Die Simplonkarte belehrt uns, daß die Kalkschichten und die eingelagerten Gneise von Berisal gegen SW ohne Unterbrechung bis zur Nanzlücke herauf streichen, daß sie dabei aber nicht nur ihre Streich-, sondern auch ihre Fallrichtung

ändern und schließlich an der Nanzlücke flach nach Süden einfallen, so daß sie dort nicht mehr die Berisalgneise überlagern, sondern unter dieselben einschießen. Zugleich schiebt sich dazwischen ein schmaler Zug von carbonischen Schiefen sowie auch von Prasinit und Serpentin ein. Die Trias hingegen fehlt dort ganz und erscheint erst weiter im Norden zwischen den jurassischen Kalken und dem Gantergneis. Hierin sehen die Verfasser der Karte, wie ich auf Seite 81 bereits erwähnt habe, einen Hinweis darauf daß das Jurameer über die Ufer des Triasmeeres transgredierte. Ich habe diese Stelle vom Simplonpaß aus im September 1908 besucht, die Verhältnisse aber anders gefunden. Der Berisalgneis ist hier hauptsächlich Glimmerschiefer, der von Gneisgängen durchschwärmt ist und vorherrschend eine Neigung nach NW zeigt, doch will ich auf ihn jetzt nicht näher eingehen. Am Fuß des Schießhorns in in der Nähe von Wänge streichen steil nach SO geneigte kalkfreie Schiefer aus, die mir von den gewöhnlichen Glimmerschiefern im Berisalgneisgebiet etwas verschieden erschienen. Sie sind mehr verucanoartig und werden von den Kalkschiefern und Bänken des südlichen Schießhorngrates, die ebenfalls steil nach SO einfallen, unterlagert. Doch hat es den Anschein, als ob zwischen diesen beiden Schichtgesteinen eine Diskordanz im Streichen bestehe. Der Carbonzipfel, welchen die Karte bis zum Fußweg bei Wänge heraufzieht, existiert nicht, und die einzige Stelle, an der ich die rußigen, stark abfärbenden Schiefer fand, die man eben deshalb als Carbon ansprechen kann, lag an dem Nanzlückenbach zwischen Côte 2220 und 2280, nämlich von dem Knie weg, das der Bach bei der Umbiegung in die ostnordöstliche Richtung bildet, bis zur Einmündung eines aus der Richtung des Rossensees kommenden Wasserleins. Es ist ein glimmeriger, grauer mürber Schiefer mit viel Gleitflächen. Von Pflanzenresten war keine Spur zu entdecken. Die Verlängerung dieses Carbons auf der Karte westwärts bis zur Höhe des Gebirgsgrates kann nicht auf Beobachtungen beruhen, weil eine mächtige Seitenmoräne alles Anstehende vollständig verdeckt und auf dem Gebirgsgrat selbst ganz andere Gesteine anstehen. Dahingegen hat die Karte recht, wenn sie im Norden an den nur etwas zu hoch heraufgelegten Carbonaufschluß direkt Kalkschiefer angrenzen läßt. Was ich auf dem Gebirgsgrat der Nanzlücke gesehen habe, ist auf Figur 7 dargestellt; was nach der Karte dort zu sehen sein müßte, ist auf dem darunterstehenden Profil eingezeichnet. Alle Schichten fallen ganz flach nach Süden. Von Punkt 2636 bis zur inneren Nanzlücke sind es recht monotone dünnschiefrige, sericitische, kalk- und

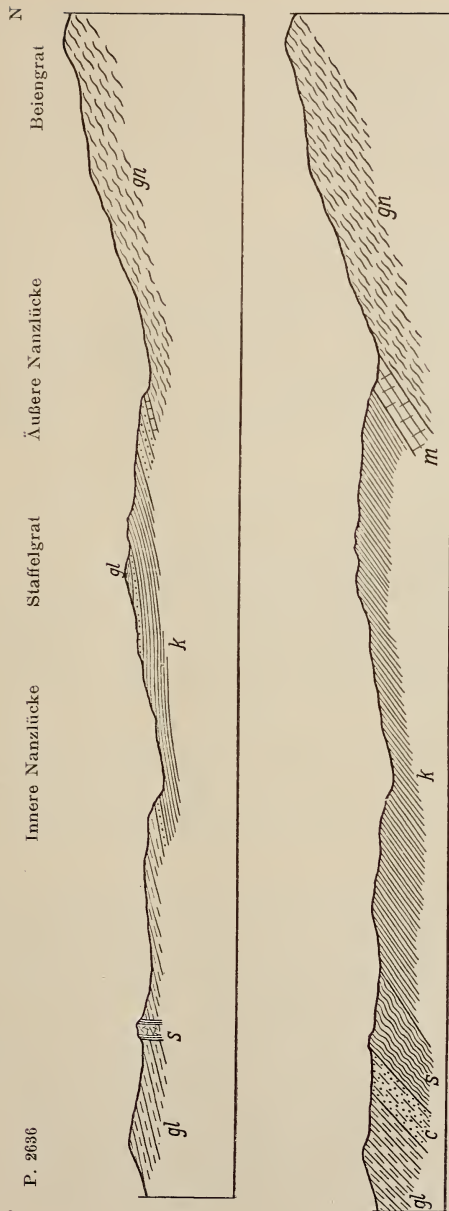


Fig. 7.

Zwei Profile durch den Staffelgrat im Westen des Simplonpasses. 1 : 10000.

Das obere Profil nach meinen Aufnahmen, das untere nach der Karte von C. SCHMIDT & PREISWERK.
 gl Glimmerschiefer, gn Gneis, c Carbon-Schiefer, m triasische Rauhwacke, k Kalkschiefer, s Serpentin.

granatenfreie Glimmerschiefer, durch die ein vertikal gestellter Serpentinengang mit prasinitartigen Salbändern hindurchsetzt. Bei der inneren Nanzlücke sieht man diesen Schiefer sehr deutlich von einem phyllitartigen Schiefer mit quarzitischen Einlagerungen unterlagert, der seinerseits auf Kalkschiefern ruht, die mit marmorisierten dickeren Kalkbänken wechseln und an der höchsten Spitze des Straffelgrates noch eine Kappe von Glimmerschiefer tragen. An der äußeren Nanzlücke stellen sich unter dem Kalkschiefer dickere Bänke eines etwas sandigen Marmors und zuletzt ein paar Meter eines rauhwackenartig anwitternden Marmors ein, der unmittelbar auf einer feinkörnigen Varietät des Granitgneises ruht. Im Gegensatz zur Berisaler Gegend liegen also hier die Sedimente vollständig verkehrt, die paläozoischen Glimmerschiefer zu oberst, die Kalksteine, die vielleicht mit denen bei Eisten gleichaltrig sind, darunter. Ihr jurassisches Alter ist nicht zu beweisen, und unter keinen Umständen läßt sich aus diesen Aufschlüssen der Beweis einer transgressiven Lagerung der Jurasedimente extrahieren.

Den Westabhang der Nanzlücke habe ich nicht begangen, und deshalb kann ich auch keine Angaben über den weiteren Verlauf des Serpentin-Diabasganges machen, der nach der Karte von GERLACH alsbald endet, nach der Simplonkarte hingegen gerade dort zu ganz enormer Breite anschwillt, sich dann mit mehrfachen Unterbrechungen hinüberzieht ins Vispertal, wo er an den Westgehängen dieses Tales bis herauf nach Stadlen bei Zeneggen wieder eine große Mächtigkeit erlangt. Auch da sollen nach der Karte diese Gesteine nirgends gangförmig, sondern stets lagerförmig, nach Art von mesozoischen Ergußgesteinen, auftreten. Wir müssen deshalb ihnen und den sie begleitenden mesozoischen Sedimenten zunächst unsere Aufmerksamkeit zuwenden.

2. Das Mesozoicum und die Grünschiefer bei Visp.

Nach der Simplonkarte besteht das Westgehänge des Vispertales von Visp aufwärts bis Stalden aus drei nach Norden überkippten Mulden, deren Kern aus jurassischen Kalkschiefern sowie diesen eingelagertem Grünschiefer und Serpentin besteht. Zwei schmale, nur 30 bis höchstens 50 m mächtige dolomitische Marmorbänder der Trias stellen die diese Mulden trennenden, langgezogenen Gewölbekerne dar. Im Südflügel der südlichsten Mulde fehlt jedoch dieses triasische Glied, und an seine Stelle tritt ein schmaler Zug carbonischer Schiefer, und dann eine mächtige Masse von Glimmerschiefern der Berisalgneisgruppe, die sich weithin ausdehnt, die Mischabelhörner aufbaut und ostwärts bis Berisal reicht.

Den zwei nördlichen dieser Mulden habe ich 1908 einen Tag gewidmet, um ein Urteil darüber zu gewinnen, ob die Grünschiefer hier wirkliche Ergußgesteine sind, wie es Preiswerk 1907 dargestellt hat, oder ob seine frühere Auffassung von 1904, die mit meinen Beobachtungen an der Nanzlücke in besserem Einklang steht, nicht doch vielleicht die richtigere war.

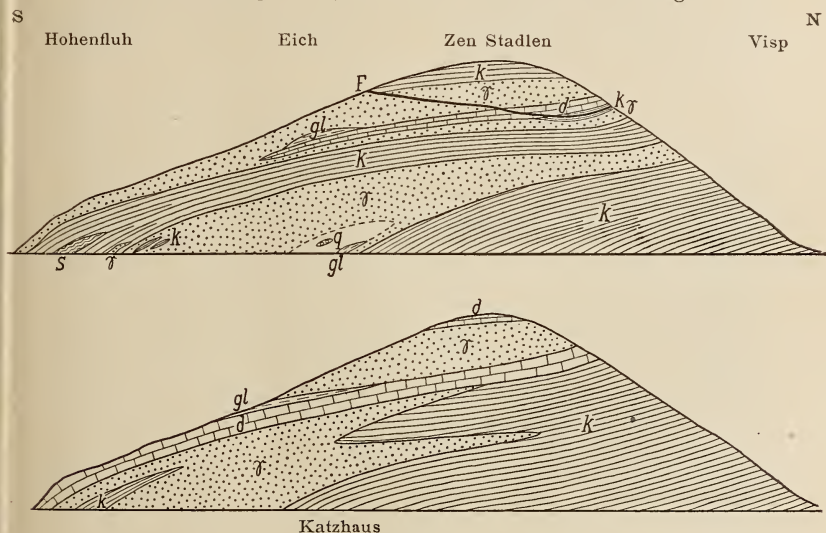


Fig. 8.

Zwei Profile durch das linke Talgehänge oberhalb Visp. 1:25000. Das obere Profil nach meinen Aufnahmen, das untere nach PREISWERK. gl Quarzglimmerschiefer, q Quarzit, d Dolomit, γ Grünschiefer und Serpentin, k Kalkschiefer, s kalkfreier Schiefer, F Fahrweg.

Vom Visptal aufwärts bis Katzhaus haben die glanzschieferartigen Kalkgesteine jene Beschaffenheit, welche wie bei Brig es unbestimmt läßt, ob man sie zum Lias oder zur oberen Trias stellen soll. Sie sind alle gegen Süden geneigt und werden oben am Gehänge von Grünschiefern überlagert, die sich aber, ehe man Kalkhaus erreicht, bis zum Talboden herabsenken und einen ins Tal vorspringenden Sporn bilden. An diesem kleinen Hügel sieht man den Kalkschiefer unter den Grünschiefer einschließen, über dem ein schmaler Zug von Quarzglimmerschiefer mit sericitischen Glimmerhäuten liegt. Unweit davon und oberhalb des Hauses ragt aus dem großen Schuttkegel auch noch ein Fels von südwärts einfallendem Quarzitschiefer heraus, der wohl ebenfalls anstehen dürfte. Weiter

talauf stellt sich dann wieder Grünschiefer im mächtiger Entwicklung ein, der in der Höhe mit dem schon vorher beobachteten zusammenhängt und bis zu den an die Visp vorspringenden Felswänden der Hohenfluh heranreicht, wo er aber nicht, wie die Karte angibt, von dolomitischem Marmor, sondern von Kalkschiefer überlagert ist. Kurz vor der Überlagerung gewahrt man in dem Grünschiefer einzelne adinolartig umgewandelte Kalkbänder eingebettet, von der Art, wie sie auch ander-

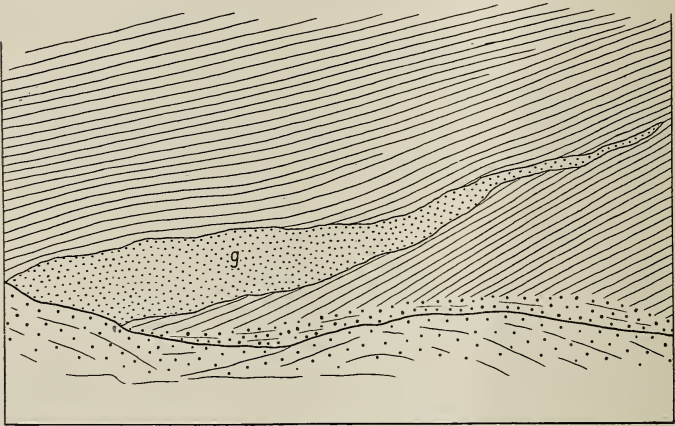


Fig. 9.

Diabasgang im Kalkschiefer am linken Ufer der Visp zwischen Katzhäus und der Hohenfluh. 3:1000.

wärts beobachtet, aber trotzdem nicht als ein Gegenbeweis dafür angesehen worden sind, daß der Grünschiefer ursprünglich eine Tuffablagerung gewesen sei, die abwechselnd mit Kalksedimenten abgelagert wurde. Geht man aber weiter vor bis zum hangenden Kalkschiefer, dann sieht man darin einige Grünschiefer-Gänge, die nicht parallel zur Schieferung verlaufen und deshalb wohl als diabasartige Intrusionen gedeutet werden müssen. An der Fluh selbst liegt im Kalkschiefer ein Lager von kalkfreiem Schiefer, der teils schwarz, teils hellfarbig ist und sich talgig anfühlt. Er ist von auffallend vielen und starken weißen Quarzknauern und -linsen durchsetzt, die sich am Kontakt mit dem hangenden Kalkschiefer auch in diesem einstellen. Steigt man auf der Südseite des Fluhfelsens bergan, so erreicht man bald wieder Grünschiefer, der auf dem Kalkschiefer liegt und weiter oben in der Höhe von Eich endlich von Dolomit überlagert wird. Dieser Dolomit, der sich von da als

geschlossener Zug nordwärts bis in die Nähe von Zen Stadlen verfolgen läßt, ist es, den die Simplonkarte als Gewölbesattel eingetragen und südwärts herab bis zur Hohenfluh verlängert hat. Letzteres ist sicher nicht richtig, und man kann ganz leicht feststellen, daß erstens der Kalkschiefer der Hohenfluh weder Dolomit noch Marmor ist, zweitens, daß zwischen ihm und dem Dolomit von Eich ein mächtiger Grünschieferzug verläuft, und drittens, daß der von Norden her gegen Eich herabziehende Dolomitzug schon vor Eich endet und gegen Süden ganz von Grünschiefer abgeschnitten und eingeschlossen wird. Außerdem liegt auf diesem Dolomit, kurz ehe er endet, auf eine kurze Erstreckung von vielleicht über hundert Meter, eine Lage von Quarzglimmerschiefer, der demjenigen von Katzhaus sehr ähnlich ist. Weiterhin gegen Norden verschwindet letzterer wieder, und es liegt der Grünschiefer direkt auf dem Dolomit. Bemerkenswert ist auch noch, daß der Dolomit da, wo dieser Quarzglimmerschiefer über ihm liegt, in seinen obersten Bänken kalkhaltig wird. Das ganze Dolomitlager ist, soweit ich es beobachten konnte, höchstens 50 Meter, vielerorts aber auch minder mächtig. Nördlich von dem Punkt 1178, wo sich der Weg von Zeneggen mit dem von Eich vereint, streicht der Dolomit, der bis dahin auf der Ostseite des Weges zutage tritt und unter ihm steil abfallende Wände bildet, deren helle Farben bis nach Visp herunter leuchten, auf die Westseite herüber, und man sieht am Wege selbst aufgeschlossene Kalkschiefer unter ihm zum Vorschein kommen, die sich als Zwischenschicht zwischen ihn und den liegenden Grünschiefer einschieben. In letzterem habe ich keine Serpentineinlagerungen entdecken können, dahingegen stellen sich in den Grünschiefern über dem Dolomit alsbald größere Serpentinmassen ein und darüber wieder Kalkschiefer bis Zen Stadlen. Von dem oberen Dolomit oder Marmorzug, den die Simplonkarte da ganz breit durchzieht, war nichts zu sehen.

Der intrusive Charakter der Grünschiefer geht aus diesen Beobachtungen klar hervor. Die basische Eruptivmasse hat sich zwischen die mesozoischen Sedimente eingepreßt, oft parallel zu den Schichtfugen, oft aber auch ist sie aus diesen Fugen heraus in andere übergesprungen und hat dabei die ursprünglich direkt übereinander liegenden Bänke weit auseinandergeschoben. Sehr auffallend ist es, daß die Dolomitwände, welche von Aesch sich am Gehänge heraufziehen bis Schulmatten (siehe Simplonkarte), dort plötzlich enden und weiter nordwärts nicht mehr hervortreten, daß aber etwa 200 m weiter unten am Gehänge bei Eich die Dolomitwand unseres Profiles (Fig. 8) gerade da

auftritt, wo oben drüber die andere aufhört, und daß sie es ist, welche nordwärts fortsetzt. Es scheint wenigstens so, als ob beide demselben Dolomitlager angehörten, das durch die sich einzwängenden Eruptivmassen auseinandergeschoben wurde. Durch eine genaue Kartierung der Umgebung von Zeneggen könnte der wirkliche Tatbestand leicht festgestellt werden. Der untere Grünschiefer hat uns ebenfalls deutliche Beweise für seine intrusive Natur gebracht, und so steht denn unser Ergebnis in vollem Einklang mit der Beobachtung an der Nanzlücke, und wir können es als ziemlich sicher aussprechen, daß im Simplongebiet basische Intrusionen in die vorhandenen mesozoischen sowie auch in die älteren Sedimente stattgefunden haben.

Für die Altersbestimmung der Sedimente dieses eben beschriebenen Gebietes haben mir meine Begehungen viel mehr negative als positive Ergebnisse gebracht. Negativ sind sie vor allem mit Bezug auf die Simplonkarte, auf der die Kalkschiefer und Grünschiefer in den Jura, der Marmor und Dolomit in die Trias eingereiht wurden, wonach sich dann drei tektonische Mulden ergeben würden. Damit stimmt jedoch der Quarzglimmerschiefer und Quarzit beim Katzhaus nicht überein, der sogar schon zu den Berisalschiefern gehören könnte, aber keinesfalls als ein jurassisches Glied in die Kalkschiefer eingereiht werden darf. Auch der Quarzglimmerschiefer bei Eich, den die Simplonkarte, wenn auch in viel zu großer Ausdehnung, angegeben hat, ähnelt sehr gewissen Berisalschiefern, und es könnte andernfalls höchstens noch die Trias für ihn in Betracht kommen. Ferner sind Grünschiefer und Serpentin sicher jünger als die ganze Sedimentserie und in ihrer Verbreitung an kein bestimmtes Glied dieser Serie gebunden.

Auch das Alter des schwarzen, eisenkiesreichen Schiefers, der an der Hochfluh unter, beziehungsweise zwischen dem gewöhnlichen Kalkschiefer liegt, bleibt ganz ungewiß. Wir wissen zwar, daß auch bei Brig und besonders bei Bach schwarze kalkfreie Schiefer im Kalkschiefer vorkommen, aber sie können doch mit jenem petrographisch so genau nicht identifiziert werden, daß ein gleiches Alter zwingend daraus hervorginge. Auch dafür, daß alle Kalkschiefer bei Visp jünger als der Dolomit sind, ist ein zuverlässiger Beweis nicht zu erbringen. Ihre Beziehungen zu dem Quarzglimmerschiefer bei Katzhaus sprechen weit eher dafür, das mindestens ein Teil derselben älter als Jura, also etwa triasisch ist.

Ich will ferner noch darauf aufmerksam machen, daß am Weg, der von Visp in rein westlicher Richtung den Berg herauf

nach Birchen führt, zunächst zwar Kalkschiefer anstehen, wie es die Simplonkarte angibt, bis zur Höhenkurve 780; dann aber streicht ein Quarzglimmerschiefer über den Weg, und weiter herauf bis Punkt 992 fehlen anstehende Gesteine mit Ausnahme eines schmalen Grünschieferzuges, der etwa in 840 Meter Höhe sichtbar ist. Jener Quarzglimmerschiefer kann seiner Lage nach mit demjenigen von Katzhaus zusammenhängen.

Bemerkenswert ist auch, daß die Sedimente bei Visp keinen so hohen Grad von Metamorphose zeigen wie diejenigen im Gantertal bei Berisal. Es fehlen ihnen die vielen Granaten und Biotite, und der Marmor ist nicht so zuckerkörnig und großkrystallinisch. Diese Verschiedenartigkeit fällt zusammen mit dem vollständigen Fehlen granitischer Intrusionen bei Visp.

3. Die Stratigraphie der Berisalschiefer.

Als solche bezeichne ich die verschiedenartigen Glimmerschiefer und Quarzitschiefer, welche einen wesentlichen und oft sogar den Hauptbestandteil der sogenannten Berisalgneise bilden. Sie sind allerdings von zahlreichen Orthogneisen und Amphibolitgesteinen lager- und gangförmig durchsetzt, aber für die Altersbestimmung sind diese als ein jedenfalls jüngeres Element nicht ausschlaggebend. Die Glimmerschiefer haben eine sehr wechselnde Zusammensetzung — Quarz und Glimmer sind die Hauptbestandteile. Der Muscovit bildet gewöhnlich sericitisch verfilzte silberglänzende Häute. Daneben sind Granat und Biotit sehr häufig, Hornblende und Chlorit seltener. Durch Zunahme des Quarzgehaltes und Zurücktreten der Glimmerhäute gehen die Schiefer in Quarzite über, die als dünne Lagen oder auch dickere feste Bänke zwischen den Schiefnern liegen und wohl oft auch kleine Feldspatkörner enthalten, was aber bei der Feinkörnigkeit des Gesteines im Felde nicht sicher festzustellen ist. Andererseits gehen die Glimmerschiefer auch durch Aufnahme von Feldspat in gneisähnliche Gesteine über, welche dann von echtem Orthogneis im Handstück nicht immer mit Sicherheit zu unterscheiden sind, und die vielleicht auch wirklich in diese übergehen, insofern als sie im Kontakt mit solchen vorkommen und von ihnen „feldspatisiert“ wurden.

Diese Berisalschiefer sind im Simptongebiet in außerordentlicher Weise von Granit, Gneis und Amphibolit gang- und lagerförmig durchsetzt. Oftmals hat es den Anschein, als ob diese Eruptiva in den Schiefnern regelmäßige konkordante Einlagerungen bildeten, wenn es aber gelingt, sie im Streichen zu verfolgen, dann kann man häufig das Durchgreifende ihrer Lagerung erkennen. Sehr schön ist dies z. B. bei der Steinen-Alp (siehe

Fig. 6) zu sehen, und ebenso, wenn man vom Simplon-Hotel aus in den Hügelnzügen der Hopschen-Alp herumwandert. Am Ausfluß des Hopschen-Sees liegt ein kleiner Hügel von Glimmerschiefer.



Fig. 10.

Südwestseite des Hügels am Abfluß des Hopschensees, westlich vom Simplonhotel. Einlagerung von (I) granatführendem Gneis im Glimmerschiefer. 1 : 170.

schiefer, der in nordöstlicher Richtung streicht und nach NW einfällt. An dem südwestlichen Ende dieses Hügels sieht man ein vier Meter breites Gneislager in dem Schiefer. Folgt man diesem auf dem Südabhang des Hügels, so gewahrt man bald,

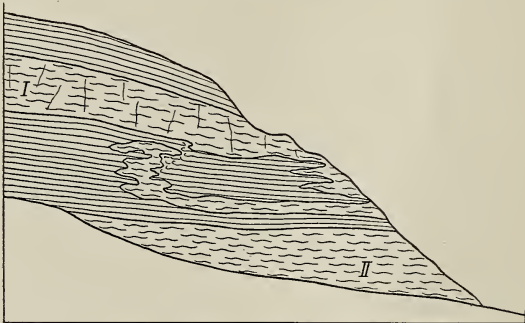


Fig. 11.

Südabhang des Hügels der Fig. 10 mit zwei Gneiseinlagerungen, von denen der obere (I) die Fortsetzung der Einlagerung auf der Südwestseite ist. 1 : 170.

daß unter dem liegenden Glimmerschiefer ein zweiter Gneiszug erscheint, der sich alsbald mit dem oberen in der Weise vereinigt, wie es die Figur 11 darstellt.

Recht bequem hat die Poststraße von Berisal bis zu den „Kalten Wassern“ Beobachtungen dieser Art durch ihre künstlichen Felsanschnitte gemacht. Fortwährender Wechsel zwischen Glimmerschiefern verschiedener Art und Gneisen mit oft schöner Bänderung, besonders wo es hornblendereiche Gesteine sind. Daß es keine Schicht-, sondern Erstarrungsbänderung ist, kann man sehr gut bei Stange 97 277 sehen, von wo nebenstehende Zeichnung

(Fig. 12) genommen ist. Die Eintragungen auf der Simplonkarte sind hier sehr summarisch und lassen den Reichtum an Orthogneisen, welche dem Schiefer eingelagert sind, nicht erraten. So wird von Berisal an längs der Poststraße bis Ref. IV nur Granatglimmerschiefer angegeben. Man trifft aber sowohl am Fronbach als insbesondere auch am Durstbach Gneise und feinkörnige Granitgneise im Glimmerschiefer an und ebenso roten Gneis



Fig. 12.

Bändergneis bei Stange 97277 bei Refugium IV an der Simplonpoststraße. Die dunkleren Bänder führen Chlorit und Hornblende.

(Granit mit vertikaler Bänderung) in der Nähe von Punkt 1718, wo der austehende Glimmerschiefer mit $40-60^{\circ}$ nach SO geneigt ist. Das wiederholt sich bis zum Ref. IV, wo Hornblendegesteine beginnen, die auf der Karte richtig angegeben sind, ebenso wie einige später folgende Gneiseinlagerungen. Es ist allerdings nicht möglich, im Maßstab 1:50 000 alle Gneise einzutragen, weil deren zuviel da sind, und man darf deshalb der Karte daraus keinen Vorwurf machen. Nur hätte dies im erläuternden Text deutlicher hervorgehoben werden können.

Fast überall, wo Gneisintrusionen vorhanden sind, ist der Glimmerschiefer mit Granaten gespickt, wo aber jene fehlen, wie z. B. an der Nanzlücke, da fehlen auch die Granaten im Schiefer.

Es ist mir nicht gelungen, innerhalb der Berisalschiefer stratigraphische Horizonte zu unterscheiden. Im Streichen bewahren sie zwar auf große Erstreckungen eine ziemliche Beständigkeit, aber ihre Neigung ist großem Wechsel unterworfen. Zwischen Berisal und Rotwald herrscht südöstliches, von da ab gegen die Kalten Wasser nordwestliches Fallen vor, und das hält an über den Simplonpaß bis Hopschen. Bei Wänge und an der Nanzlücke ist die Neigung wieder eine südöstliche. Es entspricht das einer muldenförmigen Lagerung, deren Achse von SW nach NO streicht. Aber am Nördrand, wo die mesozoischen Kalksedimente im Gantertal und bei der Steinen-Alp angrenzen, ist ihr Einfallen wieder ein nördliches, als ob an die Mulde sich im Norden ein Gewölbe anlegte, auf dessen Nordflügel auch tatsächlich die mesozoischen Kalke aufliegen.

Dies ist der Grund, weshalb man ganz allgemein bisher angenommen hat, daß die Berisalschiefer älter als die Trias sind. GERLACH hat sie bei seinem präcarbonischen „jüngeren metamorphischen Schiefer“ untergebracht. C. SCHMIDT und SCHARDT sind geneigt, sie für archaisch zu halten. Wenn man aber nach paläontologischen Beweisen gefragt wird, dann muß man zugeben, daß diese vollständig fehlen, und zwar nicht nur hier im Simplongebiet, sondern auf der ganzen weiten Erstreckung bis zum Großen St. Bernhard. Das Carbon, welches im Westen paläontologisch sichergestellt ist, steht in keinem ursprünglichen Zusammenhang mit den Berisalschiefern, und die im Osten eingetragenen schmalen Carbonstreifen, die allerdings so liegen, daß sie entweder als die obersten Berisalschiefer selbst oder als ein darüber abgelagertes Sediment angesehen werden müssen, sind ihrem Alter nach unbekannt. Daß sie rußig abfärben und etwas Graphit enthalten, kann nicht als ein Altersbeweis gelten. Sicher steht nur fest, daß an genügend vielen Stellen die mesozoischen schistes lustrés über den Berisalschiefern liegen, so daß diese jedenfalls älter als jene sein müssen, und daß da, wo jene wirklich unter diesen liegen, dies Folge tektonischer Bewegungen sein muß. Ob die Berisalschiefer paläozoisch oder noch älter sind, kann nicht entschieden werden, und ebensowenig ist es möglich, verschiedenalterige Horizonte darin auszuscheiden. Für die Behauptung, daß zu oberst die hellen granatführenden Glimmerschiefer, darunter die Amphibolitschiefer und zu unterst Muscovitgneise und Augengneise lägen, habe ich nirgends Belege finden können.

Soweit meine Erfahrungen reichen, ist die Verbreitung der

Berisalschiefer auf der Simplonkarte sehr zutreffend angegeben. Recht auffallend ist, daß dieser Schiefer fast überall von mesozoischen Kalksedimenten umgeben ist, die ihn von den anderen Gneisen trennen, und daß nur im Süden bei Gabi und Zwischenbergen dieses trennende Band zwischen ihm und dem Monte-Leonegneis fehlt.

4. Der Kontakt zwischen den Berisalschiefern und den mesozoischen Schichten.

Die Verfasser der Karte nehmen eine diskordante Auflagerung an, weil die mesozoischen Schichten nicht überall mit ihren ältesten, den triasischen Sedimenten über den Berisalschiefern liegen, und weil diese gerade da, wo noch die Carbon-schiefer vorhanden sind, fehlen und die jurassischen Schiefer das unmittelbare Hangende bilden. Es soll dies eine Transgressionserscheinung sein. Daß dies schwer zu beweisen ist, haben wir schon gesehen, denn an der Nanzlücke und an anderen Orten, wo die Karte Jura eingezeichnet hat, ist diese Altersbestimmung sehr zweifelhaft. Im übrigen überzeugt ein Blick auf die Profile, welche den Erläuterungen der Karte beigegeben sind, daß trotzdem durchweg der Schichtverlauf der prätriaschen und der mesozoischen Gesteine als konform eingezeichnet ist. Dies entspricht auch wirklich den tatsächlichen Verhältnissen. Ich habe besonders darauf geachtet, ob eine Diskordanz existiert, und gefunden, daß an vielen Stellen, wo die Aufschlüsse sehr gut waren, die Kalksedimente so konform den Berisalschiefern liegen, daß es genauer Untersuchung bedurfte, um überhaupt die wirkliche Grenze sicher festzulegen. Besonders gut läßt sich das hinter dem Simplon-Hospiz bei Rotelsch feststellen. Nur bei Wänge am Schießhorn, wo Kalk und Schiefer gleicherweise nach SO einfallen, glaubte ich im Streichen eine kleine Diskordanz daran erkennen zu können, daß die infolge von Überkipfung im Hangenden befindlichen Schiefer auf die Kontaktfläche mit den Kalkschiefern zustreichen und z. T. an ihr abstoßen, was aber freilich auch Folge der späteren starken tektonischen Bewegungen sein könnte.

Daraus ergibt sich, daß die Berisalschiefer ihre ursprünglich horizontale Lagerung noch gar nicht oder doch nur ganz wenig verloren hatten, als die jüngeren Kalksedimente darauf zum Absatz kamen, und ich schließe daraus weiter, daß jene nicht viel älter als diese sind. Wären sie wirklich archaisch, dann sollte man doch erwarten, daß sie in der langen paläozoischen Zwischenzeit Lagerungsstörungen erlitten oder mindestens durch Erosion und Verwitterung eine mit dem Verlauf

der Schichtgrenzen nicht mehr übereinstimmende Oberfläche bekommen hätten. Die Wahrscheinlichkeit spricht deshalb dafür, daß die obersten Berisalschiefer ein jungpaläozoisches Alter haben.

5. Stratigraphie der Kalksedimente auf der Südseite des Simplon.

Die mesozoischen Schichten, die wir bisher besprochen haben, liegen alle auf der Nordseite des Simplon. Sie streichen, wie dies auf der Karte sehr deutlich hervortritt, in nordöstlicher Richtung über Binn und das Blindhorn als ein breites Band bis zum Nufenenstock und in dieser Richtung noch weiter durchs Bedrettal. Am Bahhorn jedoch zweigt sich davon ein Ast ab, der um den Gneisstock des Ofenhorns herum biegt, erst mit südlicher und dann mit südwestlicher Richtung. Gneise schalten sich weiterhin dazwischen ein, so daß dieser Ast alsbald in mehrere auseinandergeht, die unter vielfältigen Krümmungen das Gebiet im Süden des Simplon durchziehen. Die Karte scheidet auch hier wie im Norden den triasischen und jurassischen Anteil sowie den Grünschiefer aus, der bald in der Trias, bald im Jura liegt. Außerdem treten aber noch andere Gesteine hinzu, die auf der Nordseite ganz oder fast ganz fehlen. Es sind dies die „granathaltigen Glimmerphyllite“, die besonders bei Baceno und Varzo große Verbreitung haben, und die „sericitischen Quarzglimmerschiefer“, die in größeren Mengen in der Nordostecke der Karte vorkommen. Sie werden beide in die Trias gestellt. Des weiteren findet man im Nordostgebiet der Karte die jurassischen „braunen, quarzigen Schiefer mit Biotit“. Da in diesen häufig allerdings kalkfreien Gesteinen doch mächtige Marmorlager eingelagert sind, so können wir auch sie zu den Kalksedimenten zählen.

Wir haben aber zu untersuchen, inwieweit diesen petrographischen Gliedern eine stratigraphische Bedeutung zukommt, und wollen zunächst mit den „Bacenoschiefern“ beginnen, welche, wie eine Insel ringsum von Gneis eingerahmt, mit den übrigen mesozoischen Schichten in keine unmittelbare Berührung kommen.

a) Die Bacenoschiefer.

Die Gesteine sind durchweg hochkrystallinisch und abgesehen von den eingelagerten Marmoren petrographisch deutlich von den bisher besprochenen mesozoischen Schiefen unterschieden. Sie sind vollständig frei von Calcit. Die zwei Marmorlager heben sich mit ihrem Kalkgehalt scharf von ihnen ab

und sind petrographisch durch keine Übergänge mit ihnen verknüpft. GERLACH hat sie deshalb für bedeutend älter gehalten und zur präcarbonischen, oberen Abteilung der metamorphen Schiefer (Casannaschiefer e. p.) gestellt. Auch SCHMIDT (Eclogae IX, S. 505) war anfangs geneigt, sie für paläozoisch anzusehen, hält sie aber jetzt für triasische „Einklemmungen“ zwischen den archaischen Gneisen. In erster Linie war für ihn bestimmend, daß sie von archaischen Gneisen unter- und überlagert sind, geradeso wie die mesozoischen Sedimente in seiner Ganter- und Eistenmulde. Sodann fand er den Bacenoschiefern ähnliche Gesteine bei Varzo, die dort aber in engem Verband mit Gips und Rauhwanke stehen, und denen er deshalb ein triasisches Alter gab. Die Altersbestimmung beruht also lediglich auf petrographischen Ähnlichkeiten, denn die betreffenden Schiefer von Varzo stehen in keiner sichtbaren Verbindung mit denen von Baceno.

In welchem Verband stehen die Bacenoschiefer mit dem Gneis?

Im Antigorioal oberhalb Crodo liegt der Bacenoschiefer auf dem Verampiogranit, der allseits die Steilwände des hier kesselartig enweiterten, aber tief eingeschnittenen Tales der Toce aufbaut. Es kann ein Zweifel darüber nicht aufkommen, daß dieser Granit, den GERLACH als Crodogneis bezeichnet hat, weil es Stellen gibt, wo er eine deutliche Parallelstruktur zeigt, die Unterlage des Bacenoschiefers bildet, welche talaufwärts und -abwärts in den Boden sich herabsenkt und verschwindet. Der Granit erscheint somit wie in einem von Bacenoschiefern umrahmten Fenster. Leider ist die unmittelbare Auflagerung des Schiefers auf dem Granit an den von Moränen, Gehängeschutt und Wald bedeckten Gehängen meist verhüllt, und ich kenne nur den einen Aufschluß an der Poststraße über Monpiano, der durch die Anlage der Straße geschaffen worden, und der allen Geologen, welche diese Gegend besucht haben, wohlbekannt ist. Ich habe ihn im Herbst 1909 kennen gelernt. Die glaciale Erosion hat den Glimmerschiefer stärker angegriffen als den Granit und so in die etwa 80 m hohe Felswand gerade da eine Stufe herausmodelliert, wo der Schiefer dem Granit aufliegt. Bei Anlage der Poststraße hat man diese Stufe erweitert und im Granit durch Sprengung frische Aufschlüsse erzeugt, während der Glimmerschiefer unberührt blieb, so daß auch jetzt noch der schmale Falz stellenweise von eingepreßter Moräne erfüllt ist, welchen der diluviale Gletscher gerade an der Auflagerungsstelle in die

Wand hineingearbeitet hat. Aber man braucht nur dem Kontakt etwas zu folgen, indem man auf die Granitfelsen heraufsteigt, was keine besonderen Kletterkünste erfordert, dann sieht man ihn vollkommen freigelegt. Der Granit ist frisch bis herauf zum Kontakt wie aus einem Guß. Er ist feinkörnig und hat schwach gneisartige Struktur. Quarz- und Aplitgänge durchsetzen ihn schnurgerade. Auch im Glimmerschiefer gibt es viel Gängquarz, er ist aber in Form von Linsen und unregelmäßigen Knauern der Schieferung ziemlich genau parallel angeordnet, und es steht das zu der Anordnung der Gangquarze im Granit in

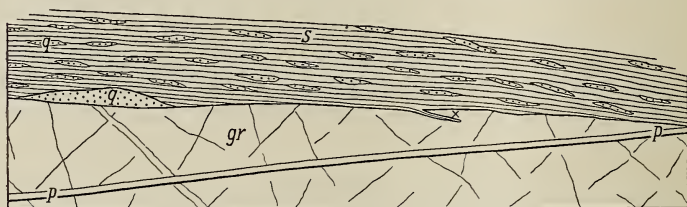


Fig. 13.

Überlagerung des Verampiosgneises (gr) durch die Bacenoschiefer (s).
Ungefähr 1:300.

q Quarzknauer, von denen der größte am Granit bis 1 Meter breit ist. Bei \times zungenförmiges Eingreifen des Granites in den Schiefer. p—p Poststraße.

einem auffälligen Gegensatz. Der Glimmerschiefer selbst ist völlig krystallin und besteht hauptsächlich aus wohlausgebildeten Glimmerblättern und Quarzkörnern, Es fehlen ihm jene eng verfilzten Glimmerhäute des gewöhnlichen Quarzglimmerschiefers, und wäre nicht die Schichtungsbänderung vorhanden, so könnte man sagen, daß er ein granitisches Gefüge habe. Auf den ersten Blick gewinnt man den Eindruck, daß die Schichtung der Glimmerschiefer mit der Auflagerungsfläche auf dem Granit parallel läuft, aber bei genauerem Zusehen gewahrt man, wie die Figur 13 zeigt, daß eine schwache Diskordanz deutlich ausgeprägt ist. An einer Stelle, wo die Kontaktfläche sich von dem Straßenniveau schon etwas entfernt hat, greift der Granit zungenförmig in den Schiefer ein, als ob er apophysenartig in ihn eingedrungen wäre. Beweise dafür, daß die Glimmerschiefer ursprünglich auf einem viel älteren Granit abgelagert worden seien, liefert somit dieser Aufschluß in keiner Weise. Die Oberfläche des Granites zeigt keine Spuren von Verwitterung, Erosion oder ähnlichen Erscheinungen unter dem Glimmerschiefer, und dieser enthält keine klastischen Granittrümmer. Die eigentümliche Verzahnung der beiderlei Gesteine hingegen

spricht für die intrusive Natur des Granites und damit für dessen jüngeres Alter. Der Vorkämpfer für das jüngere Alter des Tessiner Gneises, G. KLEMM hat 1910 denselben Eindruck genommen und in den Monatsber. der D. Geol. Ges. 1911 S. 468 darüber eine Mitteilung gemacht.

Die Beziehungen des hangenden Antigoriogneises zu den Bacenoschiefern an guten Aufschlüssen zu studieren, ist mir nicht gelungen. Im Deverotal heraufgehend sieht man jedoch, wie in den Glimmerschiefern, die teils granatreich und voll von weißen und grünen Sericithäuten, teils stark quarzhaltig, glimmerarm und nur kleine Granatkörner führend sind, ein ziemlich mächtiges weißes Marmorlager eingeschaltet ist, und daß allesamt, schwach am Gehänge ansteigend, oben an der Gneisdecke unter spitzem Winkel diskordant abstoßen. (Siehe Taf. VIII Fig. 4.) Ähnlich ist es auch auf der Karte eingetragen. Der Diskordanzwinkel ist allerdings nicht groß, aber so gestellt, als ob nicht die Schiefer ursprünglich diskordant auf dem Gneis abgelagert worden und jetzt erst durch nachträgliche Inversion aller Schichten unter den Gneis zu liegen gekommen, sondern als ob umgekehrt die Schiefer von dem später sich darauflegenden Gneis abgeschnitten worden wären.

Wir kommen also zu dem Schluß, daß das jüngere Alter der Bacenoschiefer nicht bewiesen, hingegen das jüngere Alter der Gneise im Hangenden und Liegenden sehr wahrscheinlich ist.

Sind die Bacenoschiefer mit den Granatglimmerschiefern bei Varzo gleichalterig?

Die Erläuterungen sagen (S. 20): „In dem Schiefergebiet von Varzo wurden „granathaltige Glimmerphyllite“ eng verbunden mit Triasgesteinen gefunden, namentlich im Kehrtunnel und an der Grenze gegen den aufliegenden Antigoriogneis im Cairascatal.“

Um mich davon zu überzeugen, daß diese Granatglimmerschiefer einen von den jurassischen Kalkschiefern trennbaren Horizont bilden, habe ich beide Gehänge des Cairascatalen begangen. Auf der rechten Seite dieses Tales führt ein Weg von der Poststraße weg über Cionina nach Nembro, und die Karte zeichnet ein Band von Granatglimmerschiefer auf diesem Weg bis Cioina ein, das von Antigoriogneis unmittelbar über- und von jurassischem Kalkschiefer unterlagert ist. Doch schiebt sich im Süden ein 900 m langer Rauhackenzug und bei Cioina ein 450 m langer Marmorzug zwischen den Granatglimmerschiefer und den Jura ein. Hier schienen also die Verhältnisse

sehr klar zu liegen. In Wirklichkeit fand ich es anders. Am Ausgang des Cairascatales, aber noch im Diverital, sieht man allerdings unter den hohen Gneiswänden mit 15° nach Süden geneigt ein gips- und glimmerreiches Rauhwackenlager von geringer Mächtigkeit ausstreichen, aber der Granatglimmerschiefer zwischen beiden fehlt. Am Anstieg des Trasqueraweges hingegen, wo der Granatglimmerschiefer zu sehen ist, fehlt die Rauhwacke, und auch der Glimmerschiefer verschwindet auf dem Wege nach Cioina kurz nach der Abzweigung von dem Trasquerawege unter der Moränendecke. Der hangende Gneis bildet hoch über dem Wege Steilfelsen, darunter ist Schutt und Moränenbedeckung; erst wo in einer Meereshöhe von 900 m ein von Fracchia herunterkommender Wasserriß den Weg kreuzt, steht wieder Glimmerschiefer an, schwach in den Berg fallend und noch erheblich hoch am Gehänge herauf Felsen bildend. Die untere Grenze des Antigorigneises ist auf der Karte hier also viel zu tief herab gelegt. Als anstehende Gesteine trifft man dann erst wieder zwischen Cioinafuori und -dentro an einem kleinen Wasserriß in fast horizontaler Lagerung eine nicht sehr mächtige helle Marmorbank, darüber zunächst glimmerreichen Marmor und dann Granatglimmerschiefer. Das ist das auf der Karte eingetragene Marmorband. Die in der Cairaschlucht darunter liegenden Kalkschiefer sind unzugänglich, und auch der darüber liegende Gneis ist nicht zu beobachten, da alles von Moräne bedeckt ist. Die Karte hat hier also den Charakter einer abgedeckten Karte, und es läßt sich nicht feststellen, ob sie den Tatsachen völlig gerecht wird.

Günstiger für die Untersuchung erwies sich das jenseitige Gehänge, wo die Kalkschiefer viel höher am Gehänge heraufsteigen. Die Karte gibt in ihnen eine Granatglimmerschiefereinlagerung bei Maulone und eine zweite zwischen dem Kalkschiefer und dem Gneis in der Fresaiaschlucht an. Der hangende Gneis trägt ferner erheblich darüber noch einen Kalkschieferzug, der bei Proso im SO beginnt und über die Alp Convalo bis St. Domenica zieht, somit eine Längserstreckung von 6 km und eine maximale Mächtigkeit von 200 m hat. Da er wiederum von mächtigem Antigorigneis überdeckt ist, erscheint er wie eine große Linse in diesem Gneis eingeschlossen.

Schon am Saumweg, der von Varzo nach der Alpe Veglia führt, hat man gute Aufschlüsse der sehr marmorartigen „jurassischen“ Kalkschiefer, und man kann oft Wechsellagerung mit kalkfreien granatführenden Glimmerschiefern beobachten. Im allgemeinen haben die Schiefer eine Neigung nach SW, z. T. steigt dieselbe bis 30° , höher am Gehänge aber wird sie

flacher bis söhlig. Das Granatglimmerschiefer-Lager bei Maulone tritt nicht, wie es die Karte angibt, als etwas besonderes hervor, weil solche Schiefer sowohl weiter unten als weiter oben vorkommen. In einer Mereshöhe von ungefähr 1300 m legt sich dann der Gneis über den Schiefer. Die Karte ist hier ungenau und zieht ihn im Maulone-Bach viel zu tief herab, und anderseits die Moräne über die auf der topographischen Karte bei Calendra richtig eingetragene Felswand zuweit herauf. Von Calendra bis zur Alp Convalo bleibt man im Gneis. Die Hütten dieser Alp liegen auf der rechten Seite der Fresaia-Schlucht und nicht auf der linken, wie die topographische Karte irrtümlich angibt. Sie stehen noch auf Gneis, der bis zur Waldgrenze heraufgeht; dann erst folgt darüber grobkörniger Marmor, dessen Bänke aber nicht mehr nach SW, sondern mit 10—15° bergwärts einfallen. Die unmittelbare Überlagerungsfläche ist nicht entblößt, doch besteht kein Zweifel über die Tatsache der Überlagerung. Darüber folgen dunkle Granatglimmerschiefer von höchstens 50 m Mächtigkeit und dann wieder Gneis, zu unterst biotitreich und feinkörnig, nach oben in Augengneis übergehend. Diese Gneiskuppe bildet den mit 1835 bezeichneten Hügel der Karte, wo statt dessen Moräne und Kalkschiefer eingetragen sind. Der Gneis bildet nur einen Vorsprung der dahinter etwa 400 m hoch aufragenden Gneismasse des Pizo del Balzo.

Wir sind somit hier zu dem Ergebnis gelangt, daß es unmöglich ist, den kalkfreien Granatglimmerschiefer als einen besonderen stratigraphischen Horizont von den Kalkglimmerschiefern abzutrennen. Beide Gesteinsarten stehen in inniger Wechsellagerung, und grobkörnige Marmor-Bänke sind ihnen ebenfalls eingeschaltet, in ihrer hellsten Varietät allerdings stets in der Nähe des Gneises.

Will man also den Quarzglimmerschiefer als ein für die Trias charakteristisches Gestein auffassen, so muß man alle Varzoschiefer in die Trias stellen. Aber dann wird man erst recht gewahr, daß die Bacenoschiefer als Ganzes genommen petrographisch sich von den Varzoschiefern erheblich unterscheiden, weil ihnen die vielen Kalkglimmerschiefer fehlen, und man kommt so immer wieder zu dem Ergebnis, daß keine Tatsachen vorliegen, welche bestimmte Hinweise auf das Altersverhältnis der beiderlei Schieferkomplexe zueinander geben.

b) Die *Giacomoschiefer*.

Welche Stellung nehmen die „braunen, quarzigen Schiefer mit Biotit“ ein?

Hauptsächlich im nördlichen Teile der Karte spielen diese auf der Karte mit einer grauen Farbe besonders ausgezeichneten Schiefer eine wichtige Rolle. Die Erläuterungen stellen sie in den Jura und bemerken dazu: „In einer Zone, die vom Bedrettal über St. Giacomo nach der Lebendunalp und der Alpe Busin zieht, ferner in einzelnen kleinen Teilmulden am Ostabhang des Monte Giove, sowie am Nordrand der Teggiolomulde im Talboden unterhalb der Tosafälle zeigen die Bündnerschiefer allgemein eine quarz- und biotitreiche Ausbildung. Sie erlangen so das Aussehen von plattigen, meist rot anwitternden feinkörnigen Gneisen. In der Hauptsache bestehen diese Gesteine aus Quarz, Kalkspat, wenig Plagioklas und reichlichem braunen Glimmer. Hornfelsartige Typen fehlen auch hier nicht. Als Porphyroblasten treten z. B. bei Morasco dezimeterlange Hornblendebündel auf. Helle ziemlich massige Abarten, in denen der Glimmer etwas zurücktritt, findet man oberhalb der Tosafälle. Im Val Toggia und auf der Gigelalp treten in dieser Zone, typischen Triasgesteinen benachbart, helle Muscovitschiefer auf, die Porphyroblasten von Biotit führen.“ (Erl. S. 26. 27.) Wie auch aus seinen Profilen 1—5 hervorgeht, faßt SCHMIDT diese Schiefer als eine besondere Facies der jurassischen Sedimente auf, die im Streichen in die Kalkfacies übergehe, und stützt auf ihr Angrenzen an triasische Marmore, Dolomite und Gipslager ihr jurassisches Alter. Versteinerungen sind darin noch nicht gefunden worden. Um diese „Giacomo-Schiefer“, wie ich sie der Kürze halber bezeichnen will, kennen zu lernen, bin ich von Crodo das Antigorio- und Formazzatal heraufgegangen und habe vom Tosa-Hotel aus Touren ins Griestal sowie zum Schwarz- und Kastelsee unternommen.

Auf diesem Wege sieht man zunächst, wie die Bacenoschiefer im oberen Antigoriotale unter den mächtigen Antigorio-gneismassen verschwinden und das Tal dann nur noch in diesen Gneis eingeschnitten ist bis Tuffald im Formazzatal¹⁾. Dort

¹⁾ Das Antigoriotal endet bei Foppiano (870 m über Meer), und seine obere Fortsetzung bildet das Formazzatal, dessen Talboden bei Staffelwald 1200 m hoch liegt. Die Toce fließt von dort durch eine enge 1½ km lange Schlucht, mit der sie die über 300 m hohe Talstufe überwindet, ins Antigoriotal herab. Die untere Hälfte der Schlucht ist in den Gneis eingeschnitten, in der oberen Hälfte hat sich der Fluß seinen Weg durch eine gewaltige Bergsturzmasse gebahnt, die aus dem

kommen unter dem Gneis, weil er an beiden Talgehängen gegen Norden rasch in die Höhe steigt, wieder Sedimentgesteine zum Vorschein. Es sind aber keine Bacenoschiefer, die hier wieder zu erwarten wären. Auf der linken Talseite stehen kieselige Kalkschiefer an, über denen ein mächtiges Quarzitlager liegt. Auf der rechten Talseite hingegen steht ein heller Dolomitmarmor voll von Phlogopit, Skapolith und Tremolit an. Solche Gesteine sind den Bacenoschiefern fremd. Weiter talaufwärts bei Gurf oder Crovella wird das Tal von einem Felsriegel gesperrt, der aus NW einfallenden Quarzit- und Glimmerschiefern gebildet ist, und ein zweiter Riegel von mit 50° nach NW geneigtem, hellem Quarzitschiefer sperrt das Tal bei Unterfrutt. Dann folgt der Lebendungneis der 143 m hohen Tosawasserfallwand, dessen Bänderung unter Winkeln von 40° und mehr nach NNW geneigt ist. Der Schiefer verschwindet somit hier unter dem Lebendungneis und nicht, wie man erwarten sollte, wieder unter dem Antigorio. Da Herr ARNDT die interessanten Kontaktverhältnisse bei Tuffald zu beschreiben übernommen hat, will ich darauf hier nicht näher eingehen.

Etwa 400 m talaufwärts vom Hotel erreicht der Lebendungneis auf der linken Talseite bereits sein Ende, und es folgen jene Giacomoschiefer, die aber von dem Gneis durch eine Lage von stellenweise granatführendem Glimmerschiefer und einem mehrere Meter mächtigen Marmorlager getrennt sind. Sie fallen mit 40° gegen SO unter den Gneis ein und liegen selbst auf dem Giacomoschiefer. Beachtenswert ist es, daß die Bänderung des Gneises entgegengesetzt gegen NW einfällt, und nur am Kontakt mit den Schiefen längs des Weges, der herauf zur Gigenalp führt, gewahrt man Einfallen nach S.

Der Giacomoschiefer baut nicht nur den Riegel auf, der den Talboden von Oberfrutt von dem Kehrbächli trennt, sondern auch den ganzen Höhenzug, der vom Rotebalmhorn sich gegen Kehrbächli herabzieht. An der Brücke unterhalb Kehrbächli liegen mitten im Tal drei kleine Hügel, der links von der Toce ist auf der topographischen Karte nicht eingetragen. Auch er besteht aus SO fallendem Schiefer, dem aber im Hangenden noch eine Lage von Kalkschiefer aufgesetzt ist. Ähnlich wie bei Oberfrutt legen sich also die Kalksedimente auch hier auf den Giacomoschieferzug, der bis zum Neufelgiugraben eine

Tal des Riebbo vom Wandfluhmassiv sich herabgewälzt hat bis zur Geschenbrücke. Es ist ein gewaltiger Trümmerhaufen, der auf der Simplonkarte irrtümlich als anstehender Gneis eingezeichnet wurde und ehemals das Formazzatal herauf bis Andermatten in ein Seebecken umgewandelt haben muß.

Breite von beinahe $1\frac{1}{2}$ km hat. Bei Moraschg auf der linken Tal-seite liegen diese Schiefer hingegen auf Kalkschiefer unmittelbar auf, und von der Rauhwacke, die in der Karte hier eingetragen ist, fehlt jede Spur. Sie steht aber im Neufelgiugraben an dessen rechtem Gehänge an und schiebt sich hier zwischen den Giacomoschiefer und den Kalkschiefer des Banhornes ein. Das Gelände ist freilich stark verschüttet, und es ist deshalb der Kontakt der Rauhwacke sowohl mit den hangenden wie auch den liegenden Schiefen unsichtbar. Wo der Griesbachweg in Serpentin die hintere, fast 200 m hohe Welschenbieler Tal-stufe heraufführt, stehen mit steiler Neigung nach SO und zu-

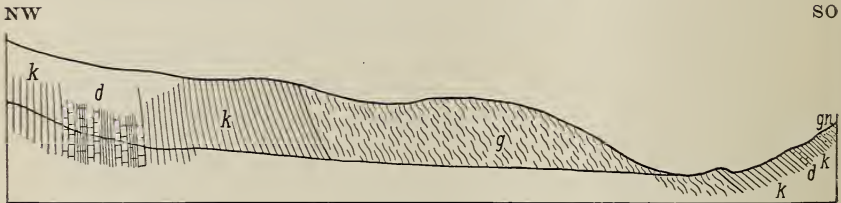


Fig. 14.

Profil durch das linke Gehänge des Griestales. 1:36000.

gr Lebendun-Gneis, d Dolomit in Wechsellagerung mit Marmor und Schiefer, k glimmerreiche, z. T. granitführende Kalkschiefer, g Giacomoschiefer.

letztganz seiger erst eine Marmorbank, dann mehrere Dolomitbänke an, die durch Gips und Schiefer voneinander getrennt sind. Danach folgen granatreiche Kalkschiefer und nach der Simplonkarte würden im Bettelmatter Talboden noch mehrere Rauhwackenzüge sich einschalten, bis zu denen ich aber wegen einbrechender Dunkelheit nicht mehr vordringen konnte. Die Kartierung an den Welschenbieler Weg-Serpentin stimmt nur im allgemeinen mit meinen Beobachtungen.

Die Giacomoschiefer sind somit von Kalkschiefern im Norden unter- und im Süden überlagert. Die nördlichen Kalkschiefer enthalten im Liegenden eine ungefähr 400 m breite Dolomit- und Gipszone, und wenn man diese als Vertreter der Trias ansieht, dann gehören die hangenden Kalkschiefer entweder auch noch als obertriasische Schichten hierzu oder schon zum Jura. Die Giacomoschiefer könnten somit als noch jüngere Vertreter des Jura aufgefaßt werden. Gegen Süden sind sie von Kalkschiefern überlagert, die aber nicht nur die schon erwähnte Marmorbank, sondern, wenn man ihnen im Streichen gegen den Giacomopaß folgt, auch mehrere Dolomitbänke und ein Gipslager einschließen, so daß sie ebenfalls als triasisch gelten können.

Wenn also das Griestalprofil als eine nach Norden übergekippte Mulde gedeutet wird, dann liegen die Giacomoschiefer als Jüngstes im Muldenkern und könnten entweder noch jünger als Lias sein oder diesen als eine besondere Facies vertreten. Spuren einer Diskordanz zwischen ihnen und den Kalkschiefern habe ich nicht wahrnehmen können, und so ist es zunächst recht wahrscheinlich, daß sie noch der Juraformation angehören. Aber Sicherheit besteht darüber nicht.

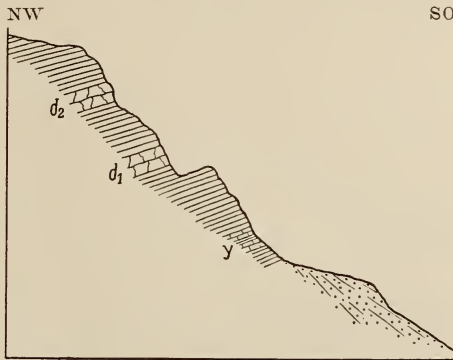


Fig. 15.

Felsriff oberhalb des Giacomoweges in 2010 m Meereshöhe, 500 m westlich von K des Wortes Kastelsee.

Im Kalkglimmerschiefer liegt 1 m Gips (y) mit glimmerigen Zwischenlagen. Die Dolomitbänke (d 1 und d 2) sind je 1,5 m mächtig.

Im Formazzatal bei Unterfrut und am Westufer des Kastelsees gibt die Karte isolierte, aber größere Partien ähnlicher Schiefer an. Was sie von den echten Giacomoschiefern zu unterscheiden scheint, ist ihre enge Verknüpfung und Wechselagerung mit Kalkschiefern sowie ihre meist helle Farbe, wodurch sie petrographisch sich anderen Quarziten sehr nähern, die im Gebiet der Bedrettomulde nicht allzuseiten den liasischen Kalkschiefern eingelagert sind. Es liegen somit keine zwingenden Gründe vor, sie stratigraphisch mit den Giacomoschiefern zu vereinigen.

c) *Die hellen quarzitären Schiefer mit Sericit.*

Diese oftmals auch granatführenden Gesteine rechnet die Karte zur Trias. Ihre Hauptverbreitung liegt im Nordosten des Kartenblattes. Kleinere Vorkommen sind, mit Ausnahme einiger Partien im Binnental, am Gipfel des Teggiolo und bei

Visp, nicht eingetragen worden. Tatsächlich sind sie an vielen Stellen anzutreffen, aber gewöhnlich in so enger Verknüpfung mit Marmor und Dolomitlagern, daß selbstverständlich eine Eintragung auf der Karte ausgeschlossen ist. Die Erläuterungen machen mit Recht darauf aufmerksam, daß ähnliche Gesteine auch in den „jurassischen“ Kalkschiefern zu finden sind und es für einzelne Vorkommnisse schwer ist, eine Altersentscheidung zu treffen.

In der Nordostecke der Karte habe ich diese Gesteine am Schwarzsee und Kastelsee kennen gelernt, wo sie eine große Verbreitung haben. Bei der Gigelalp und am Schwarzsee liegen sie auf dem Gneis. Es ist, da beide ähnliche Farben haben, nicht leicht, die Grenzlinie zwischen ihnen aufzufinden, und sie verläuft tatsächlich anders, als die Karte sie angibt. Die Häuser der Alp stehen noch ganz auf Lebendungneis, und erst etwa 80—100 m weiter oben am Gehänge des Gigelalpbirges, der dem Gigelhorn gegenüberliegt, wird dieser von Quarzit überlagert, der jedoch mitsamt den ihn begleitenden anderen Schiefergesteinen nur eine Mächtigkeit von etwa 40 m hat. Aber auf dem nach Osten gemächlich ansteigenden Berg Rücken liegt nicht Juraschiefer, wie die Karte es angibt, sondern von neuem Lebendungneis darüber. Das Nordgehänge dieses Bergrückens, wo es sich gegen den Gigelbach¹⁾ herabsenkt, läßt ein gutes Profil beobachten, von oben nach unten (Fig. 16):

flach nach Süd geneigter Gneis,
 heller quarzitischer Schiefer (4 m),
 gelber Kalkschiefer (1 m),
 granatführender dunkler Glimmerschiefer zu unterst, mit
 Hornblende-Garben,
 Marmorlager,
 Dolomitlager,
 Marmorlager,
 Kalkglimmerschiefer.

Das Südgehänge des Gigelalprückens besteht fast ganz aus Gneis, denn der Schieferzug ob der Gigelalp keilt sich ungefähr an dem kleinen in 2350 m Höhe liegenden See aus. Aber hart über dem Seealpbach bei 2600 m Höhe ist als Erosionsrest eine Kappe von Schiefer auf dem Gneis erhalten geblieben, die ursprünglich jedenfalls mit der größeren Schiefer-

¹⁾ Der Gigelbach ist auf der Karte nur im Oberlauf richtig eingetragen. Bei ch des Wortes Gigelbach biegt er nach SW um und läuft durch eine enge Felsschlucht in den Bach, der auf der Karte keinen Namen führt, aber von den Häusern der Gigelalp herabkommt.

decke am Schwarzsee und Tälhorn zusammengehangen hat. Das Felsbecken des Schwarzsees ist nicht in Gneis, sondern in Quarzit eingesenkt, der über dem Gneis liegt. Die flach muldenförmig verbogene Schieferkappe des 2515-m-Höhenrückens besteht zu unterst aus mächtigen hellen Quarziten, darüber liegt Granatglimmerschiefer, dann quarzitischer Glimmerschiefer, darüber 1 m gelber Marmor, und zuletzt das Ganze krönend wieder Granatglimmerschiefer. Die Quarzitschiefer über der Gigelalp ziehen ohne Unterbrechung nordwärts über den Gigelbach auf den Felskamm, welcher den Kastelsee auf der

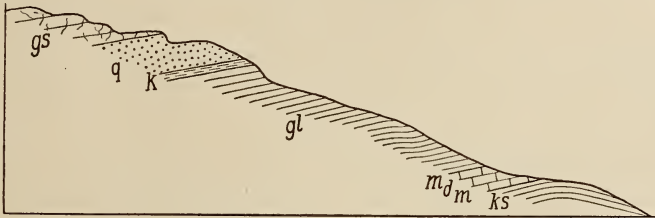


Fig. 16.

Profil in Abstieg vom Gigelalpberg zum Kastelsee.

gs Gneis, q heller Quarzit (4 m), k gelber Kalkschiefer (1 m), gl granatführender dunkler Glimmerschiefer, m Marmor, d Dolomit, ks Kalkglimmerschiefer.

Westseite begrenzt. Die Schiefer fallen wenig steil nach OSO ein. Der helle biotitführende Quarzit liegt auf dem Gneis, der die Steilwände gegen das Toggialtal aufbaut und seine Abgrenzung von diesem erfordert Sorgfalt. Er wechsellagert aber mit Kalkschiefer, der zu oberst auf dem Grat erheblich zunimmt. Am Fuße der Gneiswände ragen aus dem stark überschütteten Gehänge, von dem sich der Weg von Oberfrutt zum S.-Giacomo-Paß heraufzieht, einzelne größere Felspartien hervor, die aus Granatglimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Dolomit und Gips bestehen und schwach in den Berg, also unter dem Gneis einschließen. Diese am Gigelbach etwa 400 m hohen Gneiswände nehmen gegen Norden rasch an Mächtigkeit ab, und kurz vor den Hütten „Im Moos“ keilt der Gneiszug zwischen den liegenden und hangenden Schiefen ganz aus, in die er also wie eine Zunge hineingreift. Man kann an einen liegenden Sattel denken, dessen Gneiskern in den Berg hineinstreicht. Aber weder im Gneis noch im Schiefer ist von einer sattelförmigen Umbiegung etwas zu sehen. Auf der Karte ist diese Gneißzunge um etwa 700 m zu kurz eingezeichnet. Vielleicht setzt sie noch weiter fort, doch die gewaltigen Schuttmassen, welche die Talstufe Kastel-Fischsee bedecken, verhindern

jede weitere Beobachtung¹⁾). Ein kleiner Gneisgang erscheint am S.-Giacomo-Weg etwa 200 m von den Häusern „Im Moos“ entfernt inmitten der liegenden Schiefer. Er gehört wohl einer kleinen Gneisapophyse an. Herr ARNDT wird sie eingehender schildern.

Die stratigraphisch enge Verknüpfung dieser hellen Quarzite mit den Dolomiten ist klar, und wenn diese triasisch sind, dann gehören auch die Quarzitschiefer zur Trias.

d) *Die sonstigen Kalksedimente auf der Südseite des Simplon.*

Wenn wir von den schon besprochenen Teilen der Karte absehen und nur die Gebiete ins Auge fassen, die unmittelbar südlich der Simplonpaßhöhe und des Bergzuges liegen, der sich von dort über das Bortelhorn zum Ofenhorn zieht, dann ergibt sich eine große Ähnlichkeit der Sedimente mit denen im Norden, und wie dort lassen sich die Kalkglimmerschiefer, die mit Dolomit, Gips und dickbankigen Marmorlagern in enger Verbindung stehen, von solchen, die davon frei sind, im allgemeinen wohl unterscheiden, aber ob damit auch eine stratigraphische Gliederung gewonnen ist, bleibt hier noch zweifelhafter als im Norden. Eine Tatsache, die sich jedem Besucher dieser Gegend bisher aufgedrängt hat, ist die, daß über und unter den Gneisen die hochkrystallinen Marmore und Granatglimmerschiefer vorwalten und in größerer Entfernung von den Gneisen die Kalkphyllite liegen. Die meisten haben dies so gedeutet, daß jene Gesteine älter als diese sind, weil sie den Gneis für das älteste halten, und in allen den Fällen, wo Marmore inmitten der vom Gneis entfernteren Kalkphyllite auftreten, haben sie konsequenter Weise Einfaltung der älteren Marmore in die jüngeren Phyllite angenommen. So sind jene schlangenförmigen schmalen Deckfalten entstanden, welche die modernen Profile im Simplongebiet auszeichnen. Die erforderlichen Umbiegungen innerhalb dieser liegenden Falten sind zwar nicht nachzuweisen, aber man nahm an, daß diese großartige Faltung mit einer so gewaltigen Dynamometamorphose verbunden gewesen sein müsse, daß dabei die Faltungsstrukturen ganz verloren gingen.

¹⁾ Auf der Karte ist dieses weit ausgedehnte Blockmeer, das vom Abfluß des Kastelsees durchbrochen ist, als ältere Moräne bezeichnet. In Wirklichkeit ist es der Schuttstrom eines gewaltigen Bergsturzes, der von den Gneiswänden der Fiorina, wahrscheinlich bei der Boccheta Val Maggia, einstmals niedergegangen ist, und dem der Kastelsee seine Entstehung verdankt.

Bedenken sind dagegen laut geworden. Die krystallinischen Sedimentgesteine zeigen z. T. so deutliche Wirkungen von Kontaktmetamorphose, und dies umso mehr, je näher sie an den Gneisen liegen, daß es naheliegt, in diesen Gneisen die Ursache der Umwandlung zu suchen. Sie müßten dann freilich magmatische Intrusionen und somit jünger als die Sedimente sein. Für das Simplongebiet haben sich in diesem Sinne WEINSCHENK, LINDEMANN und neuerdings auch KLEMM ausgesprochen. Auch die Frage, ob Dynamometamorphose und Kontaktmetamorphose imstande sind, gewöhnliche Sedimente ganz in der gleichen Weise umzuwandeln, so daß die Neubildungen an sich die Verschiedenartigkeit der bewirkenden Kräfte nicht erkennen lassen, ist auf theoretischem Wege erörtert worden, ohne daß es bis jetzt gelungen ist, eine befriedigende und übereinstimmende Antwort zu finden.

Leichter und schneller ist ein Ergebnis zu erwarten, wenn man auf die Frage in dieser Allgemeinheit gar nicht eingeht, sondern sich darauf beschränkt, zu entscheiden, ob die Gneise im Simplongebiet älter oder jünger als die Sedimente sind. Im ersteren Falle können jene ja eine Kontaktmetamorphose auf diese gar nicht ausgeübt haben, im letzteren Falle hingegen wäre dies nicht nur möglich, sondern selbstverständlich. Wir müssen uns deshalb mit dem Alter der Gneise beschäftigen.

6. Das Alter der verschiedenen Gneise.

Daß die sogenannten Berisalgneise diesen Namen nicht verdienen, sondern Schiefer sind, die nur stellenweise von granitischen Intrusionen durchsetzt werden, ist allseits anerkannt. Auch darauf habe ich bereits hingewiesen, daß der Eisten- und der Gantergneis und wahrscheinlich auch der Crodogranit in die Kalksedimente eingedrungen, also jünger wie diese sind, und daß die sogenannten Konglomerate von Eisten und Im Stafel als solche nicht gelten können. Es bleibt also das Alter des Antigorio-, Lebendun- und M.-Leone-Gneises zu untersuchen übrig.

a) *Der Monte-Leone-Gneis.*

Da der Gantergneis nur eine Abzweigung des Leonegneises ist, so spricht dieser Umstand allein schon auch für dessen intrusive Natur. Es gibt dafür aber noch weitere Beweise.

Im Süden des Helsenhornes liegt der Monte Moro (2945 m), dessen Gipfelkegel ganz aus Leonegneis besteht. An seinem

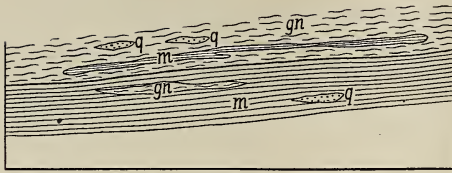


Fig. 17.

Am Nordgehänge des Paso di Valtendra (M. Moro) 1:100.
 Kontakt des Antigoriogneises (gn) mit dem Marmorschiefer (m). Die Quarzknauer (q) führen Turmalin.

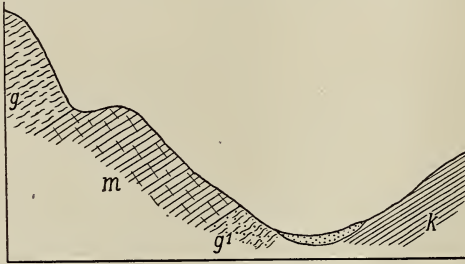


Fig. 18.

Profil durch den Paso di Valtendra. 1:1000.
 g Antigoriogneis, g1 granatführender Gneis, m marmorartiger Kalkglimmerschiefer, k Kalkglimmerschiefer.

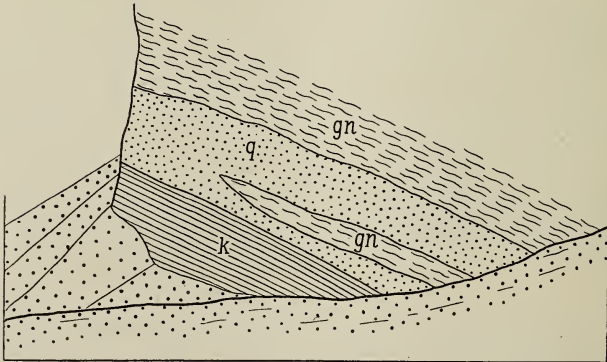


Fig. 19.

Zu unterst am Nordfuß der Punta Amoincei, oberhalb Laghi delle Streghe.
 gn Gneis, k Kalkschiefer, q quarzreiches Kalkgestein.

Nordfuß auf der Höhe des Paso di Valtendra (2347 m) sieht man ein mächtiges Marmorlager mit nördlicher Neigung unter den Gneis verschwinden. Der körnige helle Marmor wechselagert mit glimmerigem Marmorschiefer. Der Kontakt mit dem Gneis ist leicht zugänglich und gut aufgeschlossen. Turmalinführende Quarzknauer stecken längs der Grenzfläche sowohl im Gneis als auch im Marmorschiefer, der in geringer Entfernung vom Kontakt auch einen schmalen längeren Streifen von Gneis einschließt, annähernd parallel zur Schichtung, und ein doppelt so langer Streifen von Schiefer liegt im Gneis. Mit der Annahme eines archaischen Alters des Gneises stimmt das nicht überein. Höher oben an der Gneiswand sieht man noch einen Streifen dunklen Glimmerschiefers im Gneis eingelagert. Am Fuß des Marmorlagers kommt darunter ein ungefähr 7 m starkes Lager von granatführendem Gneis zum Vorschein, während das ansteigende Berggehänge im Süden des Passes aus Kalkschiefer aufgebaut ist. Auf der Simplonkarte ist dieser Gneis als Lebendungneis eingetragen. Er soll danach noch ein gutes Stück am Gehänge heraufgehen, was ich aber nicht bestätigen kann. Mit dem eigentlichen Lebendungneis hat der am Joch keinen sichtbaren Zusammenhang, es ist wahrscheinlich ein besonderer Lagergang.

Am Fuß des Nordausläufers des Monte Leone, westlich von Laghi delle Streghe auf der Vegliaalp liegt der Leonegneis auf einem quarzreichen Kalk, der von Kalkschiefern unterlagert ist. In ihn ist eine Gneisapophyse lagerförmig von unten herauf eingedrungen.

In diesen beiden Fällen gewinnt man den Eindruck, daß der Gneis jünger ist und sich in die Kalksedimente parallel zu ihrer Schichtung eingedrängt hat, einzelne ihrer Lagen aufblätterte und sich dazwischenschob.

b) *Der Lebendun- und Valgrande-Gneis.*

Von den Verfassern der Karte wird die Hauptmasse dieser Gneise zu den Paragneisen gestellt, es „sind dünnsschichtige, biotitreiche, oft calcitführende Gneise. . . Charakteristisch für den Lebendungneis in seiner Gesamtheit sind Einlagerungen, die an Konglomerate erinnern. Diese im Durchschnitt meist elliptischen Einschlüsse werden oft mehrere Dezimeter lang. Sie häufen sich lagenweise. . . Ihr Gestein ist aplitartig. Manchmal sind diese geröllähnlichen Bildungen von Glimmer flaserig umsäumt, manchmal verschmelzen sie mit dem Nebengestein. . . Doch trifft man auch massige Gesteinstypen z. T. eruptiver Natur . . . grobbankige Zweiglimmergneise und Augen-

gneise, die gewissen Varietäten von Antigoriogneis und Ofenhorngneis vergleichbar sind. Verbreiteter sind feinkörnige, aplitartige Typen.“ Man ersieht aus diesem Wortlaut, daß die „Konglomerate“, wie sie kurzer Hand auf der Karte bezeichnet werden, als solche doch recht unsicher sind. Größeren aplitartigen Massen im Lebendungneis wird eruptive Natur zugesprochen, die kleineren elliptischen, aplitartigen Massen hingegen werden als geröllähnlich bezeichnet. Die ersteren müßten dann jedenfalls jünger als die letzteren sein, wenn deren Geröllnatur wirklich behauptet werden will. Wo aber kamen diese Gerölle her, warum bestehen sie alle ohne Ausnahme aus Aplit, und weshalb kommen mit ihnen keine Gerölle von anderen Gesteinsarten vor? Wenn sie hingegen nur „geröllähnlich“, aber keine wirklichen Gerölle sind, welche Beweise hat man dann für die Paragneisnatur des Lebendungneises? Um auf diese Fragen eine Antwort zu finden, habe ich mehrere der Stellen aufgesucht, wo Konglomerate in den Gneisen auf der Karte eingetragen sind. Eine solche, leicht zugängliche Stelle liegt bei Cologno im oberen Deverotal, und ich beschloß, im September 1909 dieselbe zu besuchen. Als ich aber von Crodo aus Goglio¹⁾ erreicht hatte, war der Weg nach Cologno wegen Sprengarbeiten gesperrt, und ich mußte mich begnügen, die zahlreichen Gneisblöcke zu untersuchen, die am Gehänge bei Cugnesco herumliegen und von oben über die steilen Kalkwände herabgestürzt sind. Für das Studium der „Konglomerate“ erwiesen sie sich als ganz vorzüglich. Aplit-schmitzen, die auf einer Seite des Gneisblockes oft wirklich etwas an Gerölle erinnerten, stellten sich stets als dünne, lagenförmige Partien heraus, wenn man sie bis auf die andere Seite verfolgte oder durch Anschlagen mit dem Hammer bloßlegte. Ihre Grenzen gegen den Gneis waren allerdings scharf, aber um diese Schmitzen als Gerölle zu erklären, müßte man eine großartige mechanische Deformierung derselben zu Hilfe zu nehmen, von der jedoch weder die Struktur der Aplitmasse noch des

¹⁾ Bei den gegenüber von Goglio auf dem linken Ufer des Devero liegenden Häusern gibt die Karte eine kleine Partie von Kalkphyllit unter einem Marmorlager an, auf dem bei 1230 m Meereshöhe der Antigoriogneis liegen soll. In Wirklichkeit ist davon nichts zu sehen, da das ganze Gehänge herauf bis zur Höhe von 1350 m von Schutt und Felsblöcken bedeckt ist. Von 1350—1500 m Meereshöhe steht der Gneis an, und darüber bauen sich die Steilwände von Kalkphyllit auf, an deren Südfuß die Häuser von Ausone liegen. An der Auflagerungsfläche entspringen starke Quellen. Auch der Marmorstreifen, der gerade unter dem Wort Cugnesco zwischen dem Gneis und dem hangenden Kalkphyllit eingezeichnet ist, fehlt. Ich halte es für ausgeschlossen, daß die Eintragung auf Beobachtung beruht.

umgebenden Gneises etwas zeigt. Ich habe später noch öfters solche „Konglomerate“ im Lebendungneis angetroffen, aber niemals irgendwelche Anhaltspunkte für die Geröllnatur der apolitischen Linsen gefunden.

Der feingebänderte und biotitreiche Lebendungneis unterscheidet sich von dem Antigorio- und M.-Leone-Gneis ziemlich gut; aber ohne scharfe Grenzen geht er sehr häufig in glimmerärmere, etwas grobkörnigere und augengneisartige Varietäten über, die im Handstück mit jenen zwei anderen Gneisarten leicht verwechselt werden könnten. Ich stelle ihn deshalb ebenfalls zu den Orthogneisen und habe dafür auch eine Reihe anderer Beweise, die ich im einzelnen besprechen will.

Es ist eine besondere Eigentümlichkeit des Lebendungneises, daß er häufig nur geringe Mächtigkeit besitzt. Auf der Karte zieht er sich als ein schmales hellrötliches Band in zahlreichen Biegungen zwischen den großen Massen des Antigorio-, Monte-Leone- und Ofenhorn-Gneises hindurch, welche letztere mit einer gemeinsamen dunkelroten Farbe bezeichnet sind. Zwischen diesen beiden Farben erscheinen aber stets noch gelbe und blaue, sie trennende Streifen, die im Süden sehr schmal sind, gegen NO aber immer breiter werden. Zugleich fällt es auf, daß mit diesem Breiterwerden auch der Lebendunstreifen breiter und unregelmäßiger wird. Am Fuß des Monte Carnera zweigt sich ein Seitenast von ihm ab und zieht über Val Grande nach dem Pizzo di Valtendra, wo er zweispitzig endet. Der Hauptast läuft hingegen quer durch die Karte bis an ihren Rand und sendet an einigen Stellen noch kurze Ausläufer ab. Nach der Auffassung der Karte entspricht dieses Band einem großen, aber ganz dünnen liegenden Gewölbe archaischer Gneise, daß sich in kleinere Seitengewölbe spaltet, von denen das Val-Grande-Gewölbe das bedeutendste ist.

Die Höhe dieses liegenden Gewölbekernes beträgt demnach mehr als 20000 m, seine Dicke 30—400 m, und es müßte angenommen werden, daß der in diesen Kern eingefaltete Gneis nur 15—200 m mächtig ist, da er ja doppelt liegt und unten und oben von Trias- und Juraschichten umhüllt sein soll, deren Mächtigkeit nach der Karte im Süden oft 50 m nicht erreicht, im Norden aber erheblich bedeutender wird.

Es gilt also zu untersuchen, in welchem Kontaktverhältnis dieser Gneis zu den ihn einschließenden Sedimentgesteinen steht.

Ein leicht zugänglicher Aufschluß liegt am Wege von Varzo nach der Alpe Veglia, da wo die Cairasca über die Felsstufe von Cropalla oberhalb Nembro herabschießt. Der Lebendungneis

ist am Saumweg, der in Serpentina ansteigt, gut aufgeschlossen und stellenweise erfüllt mit jenen Aplittlinsen, die in den gebänderten Gneis eingeschaltet sind. Sie liegen auch hier wie überall, wo ich sie gesehen habe, nicht nach Art von Konglomerat-bildenden Geröllen dicht aufeinander, sondern jedes für sich im Gneis, und sie sind auch nicht besonders „geröllähnlich“. Am Wege sieht man, wie sich (s 1) ein 0,5 m breiter Schiefer mit quergestellten Glimmerblättchen im Gneis plötzlich einstellt, aber rasch wieder auskeilt, es folgt ein zweiter (s 2), etwas kalkhaltig, und ein dritter (s 3) in kurzen Abständen. Sie keilen alle links am Gehänge herauf aus, ebenso wie ein vierter

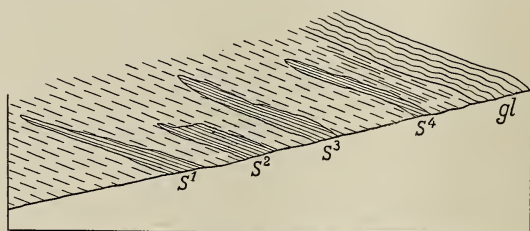


Fig. 20.

Am Weg von Nembro zur Cap. del Cropalla im Cairascatale. 1:140. Lebendungneis mit vier Schiefereinschlüssen (s1-4). Darüber folgt kalkarmer granatführender Glimmerschiefer (gl).

(s 4), über dem dann aber die Decke des kalkarmen und granatführenden Glimmerschiefers folgt; jedoch ist die etwa 1 m breite Zone zwischen ihm und dem vorausgegangenen Schieferlager eine Mischung von Gneis und Schiefermaterial und macht durchaus den Eindruck einer Schieferzone, die von dem Gneis ganz durchtränkt worden ist.

Der Lebendungneis erscheint somit hier als ein jüngeres Intrusivgestein in den Schiefeln, und nicht als ein älteres archaisches Gestein, auf dem der Schiefer abgesetzt wurde.

Über diesem nicht sehr mächtigen Lebendungneis lagern etwa 400 m Glimmerschiefer, die nach oben kalkreicher werden und mit quarzitischen Schiefeln wechsellagern. Erst erheblich weiter oben am Wege folgen die gewöhnlichen Kalkschiefer jedoch auffallenderweise mit verändertem Streichen, die hoch oben von einem zweiten Gneislager gekrönt werden, welches die steile Felswand bildet, mit der das eigenartige Hochtal Valgrande gegen Osten abfällt. Auf dieser zwei Kilometer breiten und schwach gegen Westen sich senkenden Gneisplatte liegt der See von Avino, und

über demselben steigen die 1000 Meter hohen Gneiswände des Monte Leone auf. Dazwischen kommen am Fuß der Wände an wenigen Stellen unter dem mächtigen Gehängeschutt einige feste Felsriffe von Dolomit und Schiefer zum Vorschein, die den Valgrande-Gneis von dem Leonegneis trennen sollen. In Wirklichkeit ist die Sachlage nicht so einfach. Der Valgrande-Gneis, der das östliche Ufer des Lago d'Avino umsäumt, bildet auch den Felsrücken, der den See im Norden aufstaut. Nach der Karte endet er gleich 100 m westlich des Punktes 2291, und nur durch eine schmale Schuttzone von ihm getrennt, in der die Kalkschiefer zu erwarten wären, steht etwa 100 m höher am Gehänge der Leone-Gneis an. Es ist aber leicht festzustellen und durch die Felsarbeiten, welche die beabsichtigte Stauung des Sees 1911 nötig machte, vollständig klargelegt worden, daß der Valgrande-Gneis sich vom Punkt 2291 ohne Unterbrechung auch um die Westseite des Sees herumzieht und die auf der topographischen Karte eingezeichnete untere Felsstufe aufbaut. Nach Süden zu verschwindet diese Stufe stellenweise unter dem Gehängeschutt, sie zieht sich aber gleichzeitig höher am Berggehänge herauf und erreicht zwischen dem hinteren Ende des Sees und dem Stichelgrat eine Höhe von ungefähr 2500 m, während sie am unteren Seende 2400 m nicht ganz erreicht.

Die Karte gibt westlich vom hinteren Seende eine kleine Partie triasischer Rauhwacke an, die direkt vom Leonegneis überlagert sein soll. Es ist das aber jener Valgrande-Gneis und die „Trias“ geht nordwärts nicht über den kleinen Wasserlauf herüber, sondern kommt nur auf der Südseite zum Vorschein als ein schmaler Felsrücken, der sich westwärts vom Gehänge heraufzieht. Die Schichten haben eine Mächtigkeit von über 46 Meter, fallen gegen NW ein und sind nach oben und unten von Gneis begrenzt. Auf der Nordseite dieses Felsriffes hat es den Anschein, als ob der Gneis und die Kalkschichten konkordant lägen, auf der Südseite sieht man aber die Grenzlinie in deutlichster Diskordanz zum Schichtverlauf. Auch der untere Gneis liegt nicht konform und sendet sehr deutlich eine apophysenartige kurze Zunge in die Schiefer. Letztere bestehen aus einer unter sich konkordanten Reihenfolge von Marmor, Dolomit und Quarzitbänken sowie Quarzglimmerschiefern (Fig. 21—23).

Das Ganze erscheint wie eine große Sedimentscholle, die im Valgrande-Gneis eingeschlossen worden ist. Für die Annahme einer muldenförmigen Einfaltung dieser Kalkgesteine zwischen zwei archaische Gneisfalten lassen sich

hier keinerlei Anhaltspunkte finden, vielmehr spricht alles dagegen.

Der Boden des Piano d'Avino besteht ebenfalls aus Valgrande-Gneis, aber oft trifft man auf demselben auch größere Partien von flachgelagerten Glimmerschiefern. Ihre Anwesenheit erklärt sich gerade so wie die an dem Felsriff.

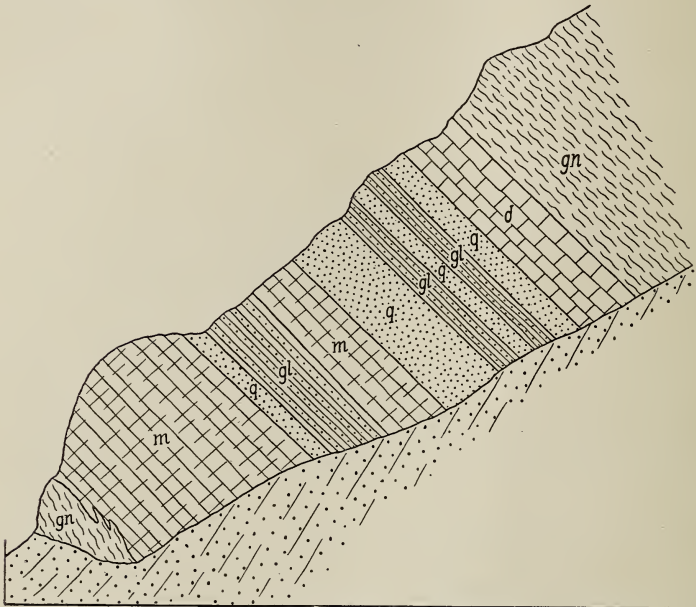


Fig. 21.

Nordseite des Felsriffes am SWende des Lago d'Avino. 1:600.

gn Gneis, d Dolomit, m Marmor, q 1-4 Quarzitlager, gl Glimmerschiefer.

Der Valgrandegneis zieht sich südwärts gegen den Monte Carnera und auf der Ostseite um denselben herum nach dem Pizzo Cornacchia. In den nach Ost gekehrten Steilwänden war es mir unmöglich, die Kalk- und Gneisgesteine genau zu verfolgen und voneinander abzutrennen. Merkwürdig ist aber, daß nicht nur zwischen dem Leonegneis, der die Gipfelpyramide des Pizzo Carnera aufbaut, und dem Valgrandegneis ein Band von Kalkgesteinen hindurchzieht, sondern daß ein Band auch mitten in den Steilwänden des Valgrandegneises eingeschlossen erscheint.

Der Lebendungneis, den wir vorher am Wege nach Alpe

Veglia kennen gelernt haben, soll ebenfalls nach dem Pizzo Cornacchia heraufstreichen, um sich da mit dem Valgrandgneis zu vereinigen. Dabei wird die 400 m dicke Schieferlage, die an jenem Wege beide Gneise trennt, nach Angabe der Karte immer schwächer und ist an der Cornacchia nur noch einige Meter breit. Diese Schieferlage wird als eine ausgequetschte Separat-

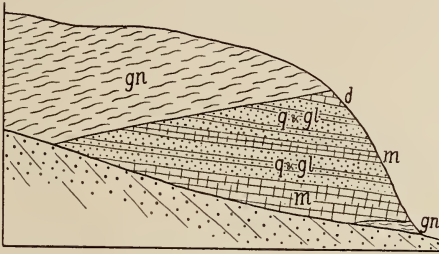


Fig. 22.

Südseite des Felsriffes der Fig. 21. 1 : 2400.

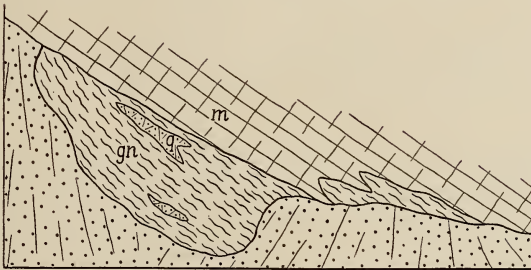


Fig. 23.

Südostfuß desselben Felsriffes. 1 : 190.

gn Gneis mit Quarzknuern (q), m glimmerreicher Marmor.

mulde gedeutet. Man kann ihr dünnes Ende sehr gut sehen, messen und untersuchen, wenn man von Paso Possette am Nordhang des P. Cornacchia heraufsteigt.

Die Bänderung im Gneis verläuft dort horizontal mit schwacher Neigung gegen Norden. In einer Höhe von annähernd 2400 m liegt ein im Maximum 4 m starkes Kalkglimmerschieferlager in diesem Gneis; es ist im Hangenden und Liegenden scharf von diesem abgegrenzt und kann in dieser fast schwebenden Lage einige hundert Meter weit verfolgt werden, bis es unter Gehängschutt verschwindet. Gegen SO scheint es im Gneis am Grat oben aufzuhören. Der Gneis ist zweiglimmerig wie der

Leonegreis, nur viel feinkörniger und glimmerreicher, in seiner Zusammensetzung sehr monoton, aber deutlich zur Augengneis-Struktur neigend.

Diese Glimmerschiefer-Einlagerung ist auf der Karte nicht exakt eingezeichnet. Ob ihr Verlauf auf der Südseite des Grates richtiger ist, kann ich nicht sagen, weil ich keine Zeit hatte hinüberzugehen. Aber auf der Nordseite hätte er als ein von NW nach SO gerichteter kleiner Streifen zu erscheinen. Von dem steil nach Norden am Gehänge heruntersteigenden und an der Basis des gegenüberliegenden Felsvorsprunges wiederauftauchenden Ast ist nichts zu sehen. Er scheint nur eingezeichnet, um zu zeigen, wie sich die Verfasser der Karte die Abzweigung des Valgrande-Gewölbes von dem Lebendungswölbe gedacht haben.

Es entspricht die Vorstellung den Tatsachen besser, daß der Kalkschieferstreifen am Cornacchia ein Einschluß im Gneis ist, ebenso wie die Kalkscholle am Lago d'Avino. Der Gneis von Cornacchia hängt unmittelbar durch die Ostwände des Carnera mit dem Valgrandegneis zusammen, ob aber der Lebendungneis von Nembro mit dem von Cornacchia zusammenhängt, ist ungewiß und sehr zweifelhaft. Jedenfalls fehlen die charakteristischen Aplitlinsen hier vollständig.

Auffällig ist die große Mächtigkeit, welche der Lebendungneis im Formazzatal hat. Gegenüber den Mächtigkeiten von 100—400 Meter im SW des Kartenblattes sieht man hier plötzlich diesen Gneis in den Bergmassiven des Monte Giove und Fregelihornes, des Tälihornes und Basodinos bis zu 900 Meter anschwellen, aber südwestlich des M. Giove sinkt das Gneisband bei der Alpe Cicon bereits auf weniger als 200 m herab, und wenn es beim nahen Pizzo Pojala auch wieder auf 400 m anschwillt, so verschmälert es sich doch nachher wieder, bald auf sogar 150 m. Die mächtige Lebendungneismasse des Basodino und Tälihornes entsendet gegen Norden zwei Ausläufer. Der westliche springt vom M. Castello der Simplonkarte (Gigeluhorn der top. Karte) gegen „Im Moos“ vor, verliert dabei rasch an Mächtigkeit und keilt sich schließlich ganz aus. Ein zweiter Ausläufer zieht sich vom Cavognoli-Gletscher in die NO-Ecke der Karte und ist dort nur noch ganz schmal. Den ganz kleinen isolierten Ausläufer unterhalb desjenigen von M. Castello am Giacomoweg habe ich schon früher erwähnt. Da außerdem im Gebiete des M. Giove an mehreren Stellen größere Fetzen von Schiefer in dem Gneis

eingeschlossen sind, so entspricht das Ganze am besten einer großartigen lakkolithartigen Intrusion in den Kalksedimenten, die seitlich in verschiedenen Höhen Apophysen aussandte und zugleich beim Aufdringen große Sedimentbrocken in sich einschloß. Diese verhältnismäßig einfachen Lagerungsverhältnisse wurden dann später durch die alpine Faltung wesentlich verwickelter gestaltet, und so ist es gekommen, daß sie bisher überhaupt als solche noch nicht erkannt worden sind.

c) *Der Antigoriogneis.*

Die Erläuterungen sagen: „Der Antigoriogneis ist ein grob-bankiger, homogen ausgebildeter Zweiglimmergneis von granitischem Habitus Er ist in seinen verschiedenen Varietäten identisch mit dem Tessiner Gneis, mit dem er die Zusammensetzung eines normal granitischen Magmas gemeinsam hat. . . . Der petrographische Charakter der Monte-Leone-Ofenhorn-Gneise ist dem der Antigoriogneise durchaus analog. . . Im Südosten des Kartenblattes hängen sie gleichwie der Antigoriogneis mit dem Tessiner Gneis zusammen.“ Schon aus diesen Angaben ergibt es sich, daß eine Trennung der beiden Gneise selbst dem Namen nach eigentlich nicht erforderlich ist, und das ist wohl auch der Grund, weshalb sie auf der Karte mit einer gemeinsamen Farbe bezeichnet wurden. Für uns ergibt sich ferner daraus, daß auch der Antigoriogneis ein jüngeres Eruptivgestein sein muß. Besondere Beweise dafür fand ich im September 1909 bei Zwischenbergen und am Pizzo Teggiolo, den ich nochmals 1910 und 1911 besuchte. An dem bekannten Aufschluß an der Straße zwischen Stalden und Zwischenbergen liegt der Kalk direkt auf dem Antigoriogneis. An der Kontaktlinie dringen Apophysen in den Kalk, sie sind aber sehr klein. Was man als Gerölle von Gneis im Marmor bezeichnet hat, sind rundliche bis linsenförmige und sogar bandartige granitische Injektionen.

Das gleiche gilt von dem berühmten Fundorte am Nordhang des Pizzo Teggiolo. An dem ganz verwachsenen Fußweg, der von der Alpe Vallè auf der rechten Bachseite nach Lavin herabführt, fand ich 1909 bei ungefähr 1600 m Meereshöhe im Kalkstein einen eckigen, länglichen Gneiskeil eingeschlossen, der nur als Apophyse sich erklären läßt. Die unten auf dem Talboden bei Nembro am Fuße des Teggiolo herumliegenden und angewitterten Felsblöcke, die infolge dieser Anwitterung konglomeratähnlich aussehen, aber in Wirklichkeit stark granitisch injizierte Marmore sind, sind von ziemlicher Höhe herabge-

fallen. Die Stelle, wo sie anstehen, habe ich 1910 aufgesucht und auch dort die Überzeugung gewonnen, daß es sich um Kontakterscheinungen an der Berührungsstelle eines eruptiven Granites mit Kalksteinen handelt, und daß die sog. Gerölle gar kein Antigoriogneis sind. Für genauere Einzelheiten verweise ich auf die Arbeit von ARNDT. 1911 besuchte ich die Apophyse an dem verfallenen Wege von Lavin nochmals. Sie lag noch gerade so unberührt wie zwei Jahre vorher. Von den vielen Besuchern des Pizzo Teggiolo scheint niemand dagewesen zu sein. G. KLEMM, der die „Konglomeratblöcke“ zusammen mit HUGI 1910 besucht hat, kam ebenfalls zu dem Ergebnis, daß Aplit-Injektionen in Marmor vorliegen (Monatsber. D. geol. Ges. 1911, S. 468).

Auch der Kontakt des Antigoriogneises mit dem Dolomit bei Tuffald zeigt Erscheinungen, die auf ein jüngeres Alter hinweisen, er besitzt eine deutliche Randfacies, die ich 1909 beobachtete. Auch dies habe ich Herrn ARNDT zur Bearbeitung überlassen.

Daß aber der Antigoriogneis nicht nur solche kleine Apophysen und Injektionen, sondern auch größere Abzweigungen in die Kalkgesteine entsendet, davon kann man sich leicht am linken Gehänge des Cairascatales überzeugen, das ich bereits geschildert habe. Der Gneis des Teggiolo setzt zweifellos über die Cairasca herüber auf das linke Ufer und wird bei Crosso von Kalkphyllit überlagert und bei Gebbo von solchem unterlagert. Dieser so eingeschlossene Gneis läuft als ein etwa 300 m mächtiges Lager über Chioso, Calendra bis Cimalavalle. Die Hauptmasse des Teggiologneises hingegen steigt bei S. Domenico noch höher am linksseitigen Talgehänge empor und bildet die von Kalkphyllit unter- und überlagerten Steilwände des M. Cistella, senkt sich von da gegen Süden bis ins Diveriatal bei Varzo herab und vereinigt sich dabei mit dem tieferen kleineren Gneisast von Crosso-Cimalavalle.

Nicht nur die Verbandverhältnisse mit den Sedimenten, sondern auch die Form der Gneismassen selber sprechen dafür, daß der Antigoriogneis nachträglich erst sich in die Sedimente hereingezwängt und dabei größere Schollen der Schiefer in sich eingeschlossen hat.

d) Die vertikale und horizontale Verbreitung der einzelnen Gneismassen und ihr Alter.

Ihre vertikale Aufeinanderfolge steht wohl fest: zu oberst liegt der Leone-Ofenhorngneis und darunter folgen der Reihe

nach der Valgrande-, Lebendun-, Antigorio- und Verampio-Gneis. In horizontaler Richtung greifen die oberen jeweils über die tieferen Gneise gegen NW hinüber. Infolgedessen hat der Leone-Ofenhorngneis die größte Ausdehnung und der Außenrand des Valgrande- und Lebendungneises liegt viel weiter nach SO zurück. Dieselbe Erscheinung zeigt der Antigorio-gneis gegenüber dem Lebendungneis. Von der Ausdehnung des Verampio-gneises, der nur im Bacenofenster zum Vorschein kommt, wissen wir zu wenig, um ihn hier mit in Vergleich zu stellen. Die Trennung des Valgrande- und Lebendungneises bereitet im Süden und Südosten der Karte Schwierigkeiten. Von der Nordostecke her bis Devero gibt es zwischen Antigorio- und Ofenhorngneis nur Lebendungneis. Von Devero bis Vallè unweit Nembro liegt der Valgrandegneis über dem Lebendungneis und keilt sich bei Pizzo di Valtendra gegen NO aus, während umgekehrt der Lebendungzug bei Vallè verschwindet. SCHMIDT nimmt an, daß er am Pizzo Cornacchia sich mit dem Valgrandegneis vereinigt, aber diese Vereinigung ist nicht zu sehen; sie könnte jedoch, wenn sie überhaupt vorhanden ist, unter dem Schutt bei Alp Le Balmelle begraben liegen. Ob der lange Gneiszug, der vom Pizzo Cornacchia über Alpen und Zwischenbergen nach Campeggia im unteren Diveriatal zieht, eine Vereinigung dieser beiden Gneise oder nur den Valgrandegneis darstellt, ist noch nicht aufgeklärt, aber Gneis von der Beschaffenheit des echten Lebendungneises habe ich da keinen zu sehen bekommen.

Der Antigoriogneis erreicht sein nordwestliches Ende am Teggiolo, bei Goglio im Deverotal, bei Tuffald im Formazzatal und im Val Antobbio.

Obwohl alle diese Gneise in ihrer petrographischen Ausbildung vielerlei Wechsel zeigen, so gehören doch einerseits der Antigorio- und der Leone-Ofenhorn-Gneis so sehr zueinander, daß Unterscheidungen nach Handstücken unmöglich sein dürften. Andererseits stehen sich der Valgrande- und Lebendungneis nicht so nahe, als Schmidt annimmt, der ersteren nur für eine Abzweigung des letzteren hält.

Der Verampio-Granit oder Crodogneis hingegen scheint sich von diesen zwei Gruppen schärfer zu unterscheiden, doch kommt das vielleicht nur daher, daß wir so wenig von ihm zu sehen Gelegenheit haben.

Daß alle diese Gneise jedenfalls jünger sein müssen als der Lias, geht aus den vorausgegangenen Untersuchungen klar hervor. Für eine genauere Altersbestimmung fehlen Anhaltspunkte, weil postliasische marine Sedimente diesem Teil der Alpen

vollständig abgehen. Dahingegen könnte die alpine Faltung insofern die Möglichkeit geben, den weiten Zeitraum vom Lias bis zur Gegenwart, in welchen die Gneisintrusion fallen muß, um ein erhebliches einzuengen, wenn es gelänge festzustellen, ob die Intrusion vor, nach oder während der Faltung eingetreten ist. Bei einer dahinzielenden Untersuchung wäre es zunächst weniger wichtig zu wissen, in welchem geologischen Zeitabschnitte die alpine Faltung eintrat, als in welche Formen sie die ursprünglich horizontalen Sedimentgesteine gebracht hat. Das ist es aber gerade, was wir nicht wissen; denn alle die Profile, durch welche LUGEON, SCHARLET, SCHMIDT und STELLA uns darüber eine Vorstellung zu geben versucht haben, basieren auf der irrthümlichen Annahme des hohen Alters der Gneise und können darum den tatsächlichen Verhältnissen nicht entsprechen. Gleichwohl darf es als eine durch die neueren Untersuchungen und insbesondere auch durch die neue Simplonkarte vollständig gesicherte Tatsache gelten, daß die mesozoischen Sedimente im Simplongebiet in eine Reihe von Falten gelegt sind, die in östlicher bis nordöstlicher Richtung streichen, und daß außerdem die älteren Berisalschiefer über die jüngeren Schichten hinübergefaltet sind und infolge dessen im ganzen Gebiet der Simplonkarte sich in überstürzter Lagerung befinden. Der äußere Rand dieser überfalteten Berisalschiefer verläuft von Visp bis zum Cherbadung in südwest-nordöstlicher Richtung. Am Cherbadung biegt er aber um und läuft in gleicher Richtung bis zum Simplonpaß zurück, so daß die überfalteten Berisalschiefer bis dahin in Form eines 20 km langen und im Maximum 5 km breiten zungenförmigen Lappens über die jüngeren Schichten herübergreifen. Vom Simplonpaß an hingegen verläuft der Außenrand der Verbreitung der Berisalschiefer in ungefähr ost-südöstlicher Richtung über Gabi und Zwischenbergen bis Domo d'Ossola, wo er, nach der SCHMIDTSchen Übersichtskarte, auf der östlichen Ossolatalseite einen zweiten zungenförmigen Vorsprung nach NO von etwa 8 km Länge entsendet.

Wenn wir nun, alles weitere auf den tektonischen Teil versparend, nur von dieser Faltungstatsache ausgehen, dann ergibt sich, daß die Gneise innerhalb der gefalteten Kalksedimente in auffälligster Weise lagerförmig sich ausbreiten, daß sie hingegen in den überfalteten Berisalschiefern ausgesprochen gangförmig transgressiv sind. Das gilt auch für die Serpentine und Prasinite. Der Serpentin auf der Nanzlücke ist ein kleiner vertikal gestellter Gang im flach fallenden Berisalschiefer, und er nimmt erst die Gestalt eines Lagers an,

wo er im Westen in den Kalkschiefer herunterreicht, wie dies aus der Darstellung auf der geologischen Simplonkarte, welche ich allerdings zu kontrollieren keine Zeit gefunden habe, hervorgeht und auch mit den von mir bereits geschilderten Verhältnissen bei Visp in Einklang steht.

Es ergibt sich daraus ganz allgemein der Schluß, daß alle sauren und basischen Eruptivgesteine durch die älteren Sedimente gangförmig aufgestiegen sind und sich in den jüngeren Kalksedimenten lagergang- und lakkolithenartig ausgebreitet haben. Das ist ja auch der Grund, weshalb man bisher zwar ein jüngeres Alter für die Gneise in den Berisalschiefern stets anerkannt hat, dasselbe für die Gneise in den mesozoischen Schichten aber nicht zugeben wollte, weil dort die transgressive Natur der Gneise nicht ebenso deutlich in die Erscheinung tritt und deshalb sogar ganz geleugnet werden konnte. Daß dem jedoch nicht so ist, daß Apophysen von den Gneisen ausgehen, daß diese außerdem sich nicht an bestimmte Horizonte innerhalb der Sedimente halten und ferner durch die Kontaktmetamorphose auch ihr jüngeres Alter dokumentieren, ist im vorausgehenden nachzuweisen versucht worden.

Hiernach ergibt sich nun zugleich die Entscheidung über das Alter der Gneis-Injektionen. Sie können nicht erst nach der Faltung in die Sedimente eingedrungen sein, da sonst die Eigenart ihrer Lagerung in den mesozoischen Schichten im Gegensatz zu der in den älteren Sedimenten vollständig unerklärt bliebe. Wir sind gezwungen anzunehmen, daß zur Zeit ihres Empordringens die Berisalschiefer noch überall normal unter den mesozoischen Schichten lagen, und daß die große alpine Faltung erst nachher eingetreten ist.

In neuerer Zeit hat man eine alte, früher besonders von B. STUDER vertretene Anschauung wieder in Erinnerung gebracht, wonach die Gneisbildung zeitlich und auch ursächlich mit der Alpenentstehung zusammengefallen sei. Es ist mir nicht recht klar geworden, ob die Beweggründe dazu mehr in allgemeinen theoretischen Erwägungen oder in der Erkenntnis der Unzulänglichkeit der derzeit herrschenden Vorstellungen zu suchen sind, aber wirkliche Anhaltspunkte für die Richtigkeit dieser Anschauung habe ich bis jetzt keine finden können. Denn es haben sich Faltungen überall in den Alpen gebildet, sowohl da, wo Granite und Gneise vorhanden sind, als auch da, wo sie fehlen. Speziell im Simplongebiet gibt es zwischen dem Faltenwurf der Sedimente und der Form der Gneismassen keinerlei Beziehungen, die darauf hinweisen, daß entweder die

Faltung dem Magma das Eindringen erleichtert und ihm gewissermaßen den Weg dazu gewiesen habe, oder daß das empordringende Magma es war, welches den Vorgang der Faltung beeinflusste oder förderte.

So kommen wir also zu dem Ergebnis, daß die Gneisintrusionen dem Zeitraum, der zwischen die Ablagerung der liasischen Sedimente und die alpine Faltung fällt, angehören müssen.

Eine ihrer Folgen muß die Hebung der liasischen Meeresedimente um mehr als tausend Meter und damit die Entstehung von Festland gewesen sein, auf dem sich weitere Meeressedimente nicht mehr absetzen konnten. Damit in Einklang steht das tatsächliche Fehlen jeglicher jüngeren marinen Formationen im Simplongebiet und noch darüber hinaus gegen Westen und Osten, soweit als solche Gneise in Kalkphyllite eingelagert vorkommen. Im Norden und Süden hingegen, wo diese Gneise fehlen, liegt eine normale Sedimentfolge vom Lias durch Jura und Kreide bis ins ältere Tertiär vor. Zwischen den Meeren, in denen jene Absätze erfolgten, lag wahrscheinlich ein altes Walliser Festland als eine Schranke, welche die beiderseitigen Meeresbewohner voneinander schied und mit dazu beitrug, daß die Jura- und Kreideformation sich hüben und drüben in so verschiedenartiger Facies entwickelt haben.

e) *Die Ursache der Metamorphose.*

Das Simplongebiet ist ein Teil der Zone der schistes lustrés oder Kalkphyllite. Diese ganze Zone ist berühmt dadurch, daß alle Sedimentgesteine einen außergewöhnlich hohen Grad von Umwandlung erfahren haben, so daß man sie alle in die Gruppe der krystallinischen Schiefer stellen kann. Es ist nichts beweisender für diese Annahme und Stellung als der Vergleich zweier jurassischer Handstücke, von denen das eine etwa vom Nufenenpaß, das andere aus den nördlichen Schweizer Hochalpen genommen ist. Bei beiden hat der gebirgsbildende Druck zu Dynamometamorphose geführt und Veränderungen erzeugt, aber Granaten, Biotit, Tremolit, Staurolith usw. haben sich nur in der Zone der schistes lustrés gebildet. SCHMIDT meint (Eclogae IX, S. 520), daß sich hier die dynamometamorphose Umwandlung in größerer Rindentiefe vollzogen habe als anderswo. „Die theoretischen Profile, die wir heute durch unser Gebiet legen, zeigen, daß die mesozoischen Schichten des Simplon zur Zeit ihrer Faltung 15 000—20 000 Meter unter der Oberfläche gelegen sein sollen.“

Von diesen theoretischen Profilen kommt für unser Gebiet

das Profil Fig. 6, Taf. 12 (l. c.) in Betracht. Danach waren die Schiefer am Simplon einstmals von 12 000 m Gestein bedeckt gewesen, die inzwischen von der Erosion weggeschafft worden sind. Von diesen 12 000 m kommen 8 500 m auf die oberste, ostalpine Decke, die aber *gänzlich* in der Luft liegt, für deren Existenz auch nicht ein einziger „Erosionsrest“ ins Feld geführt werden kann. Außerdem ist bei diesen Profilen angenommen worden, daß vor der Faltung die mesozoischen und alttertiären Sedimente ohne Ausnahme überall abgelagert worden waren, und speziell in der ostalpinen Decke in einer Mächtigkeit von beinahe 5 000 m. Nur wenn man Decken zu Hilfe nimmt, für die gar keine Anhaltspunkte gegeben sind, und nur wenn man Formationsmächtigkeiten einträgt, wie sie so groß in den Alpen gar nicht vorkommen, ist es möglich, eine frühere Belastung von 12 000 m auszurechnen und damit zugleich die Hypothese der Umwandlung durch Dynamometamorphose „in größerer Rindentiefe“ zu retten.

In Wirklichkeit ist es so, daß nur die eine große Überfaltung der Berisalschiefer im Simplongebiet nachgewiesen ist; alle anderen Decken sind „Luftdecken“, und damit fällt natürlich die Dynamo-Umwandlungshypothese. Das Vorkommen zahlreicher typischer Kontaktminerale und hornfelsartiger Gesteine in den schistes lustrés hat schon seit langem die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gelenkt. Aber nur wenige haben es gewagt, sie als Produkte echter Kontaktmetamorphose zu deuten, weil die dazu nötigen Eruptivgesteine zu fehlen schienen. Die Gneise waren zwar da, aber sie sollten archaisch sein, und die metamorphen Gesteine lagen zwar z. T. am Kontakt mit diesen Gneisen, aber z. T. auch entfernt von denselben. Hätte man Eruptivgänge von den Gneisen ausgehend und in die Sedimente eindringend gesehen, dann würde auch SCHMIDT (Eclogae IX, S. 515) sofort sich zur Kontaktmetamorphose bekannt haben. Aber er fand solche Begleiterscheinungen intrusiver Granite nicht. Und doch sind sie da, nur hat eine spätere Gebirgsfaltung die ursprüngliche Form der Intrusivmassen bedeutend verwischt. Die Apophysen sind bei den großen Massenbewegungen häufig von dem Granitstock abgerissen worden und stecken jetzt oftmals wie Einschlüsse in den krystallinen Sedimentgesteinen. Größere Verzweigungen der Granitmassen sind auch heute noch unverkennbar, aber unter dem Banne einer allvermögenden Faltungstheorie hat man gerade diese trefflichen Zeugen der Intrusion eliminiert und so aus jeder großen Apophyse (z. B. der bis 80 m breiten Eistenapophyse)

einen Spezialsattel gemacht. Man wurde dabei noch unterstützt durch die Meinung, daß die Parallelstruktur im Gneis keine ursprüngliche Intrusivstruktur sei, sondern erst bei der Gebirgsbildung durch Dynamometamorphose erzeugt wurde. Auch auf die zahllosen Quarzgänge und Knauer, die in den Kalkphylliten oftmals in geradezu erstaunlichen Mengen liegen und die wegen ihrer Massenhaftigkeit unmöglich durch Lateralsecretion erklärt werden können, hat man hier kein Gewicht gelegt, während sie doch recht deutlich auf „postvulkanische“ Prozesse hindeuten. Auch sie tragen jedoch die deutlichen Spuren späterer Störungen durch die Gebirgsfaltung an sich und sind ein weiterer Beweis dafür, daß die granitischen Intrusionen nicht erst in oligocäner Zeit, sondern vor der alpinen Faltung entstanden sind.

Einige Geologen, die weder in der Dynamo- noch in der Kontaktmetamorphose eine genügende Erklärung fanden, versuchten es mit dem Regionalmetamorphismus, den sie in einem Sinne auslegten, der sich den alten Anschauungen B. STUDERS erheblich näherte. Aber über allgemeine Erörterungen ist diese Hypothese mit Bezug auf das Simplongebiet nicht hinausgekommen. Mit dem Worte „Regionalmetamorphismus“ ist bisher fast von jedem Autor, der dieses Wort gebrauchte, ein besonderer Sinn verknüpft worden, so daß es unmöglich ist, dasselbe fernerhin noch zu gebrauchen, es sei denn, daß man jeweils eine besondere Interpretation dazu gibt oder, etwa wie in der zoologischen Systematik, den Autornamen hinzufügt, z. B. Regionalmetamorphose LOSSEN, — TERMIER usw.

Andernfalls wäre diese Bezeichnung für das Simplongebiet recht passend gewesen, weil es sich hier um eine große Region handelt, die von einem Metamorphismus erfaßt worden ist, der nicht an eine einzige Intrusion geknüpft war, sondern an viele, deren Kontaktwirkungen sich z. T. gekreuzt und verstärkt haben, und die auch nicht gleichzeitig, sondern im Laufe einer längeren Periode hintereinander aufgetreten sind, und die nicht nur mit Kontaktwirkungen gearbeitet haben, sondern denen auch pneumatolytische (postvulkanische) Beeinflussungen in den umgebenden Gesteinsmassen eigen waren.

Da nun der Ausdruck „Regionalmetamorphose“ für die sowohl dem Simplongebiet als auch der ganzen Zone der schistes lustrés eigenartige Gesteinsumwandlung nicht anwendbar erscheint, so dürfte sich vielleicht als Ersatz das Wort „Injektionsmetamorphose“ empfehlen.

f) *Die eruptiven Gneisgänge von Candoglia.*

Bei der Wichtigkeit, welche, wie aus dem vorausgehenden Kapitel hervorgeht, dem Nachweis unzweifelhafter eruptiver Gneisgänge zukommt, will ich hier einige beschreiben, die zwar nicht mehr im Simplongebiet selbst liegen, sondern ungefähr 40 km weiter im Süden, deren Situation aber eine solche ist, daß ihnen Beweiskraft auch für das Simplongebiet unmittelbar zukommt.

Zur Orientierung über den Fundplatz sei darauf hingewiesen, daß die Berisalschiefer, welche im Simplongebiet überfaltet sind, bei Domo d'Ossola ihre „Wurzel“ haben. Sie stehen dort an und schießen in den Talboden ein, unter dem sie verschwinden. Auf SCHMIDT's Übersichtskarte 1:350 000 sind sie zwar als solche dort eingetragen, aber jedenfalls haben sie gegen Süden eine weitere Ausdehnung. Am Wege, der von Domo über den Calvarienberg nach Calice führt, sah ich sie deutlich anstehen, mit Neigung nach NW und nord-östlichem Streichen. Am Calvarienberg selbst freilich steht echter Gneis an, der aber in den Berisalschiefern eine Einlagerung bildet. Ich habe die Grenze gegen den im Süden angegebenen Tessiner- bzw. Antigorio-Gneis nicht erreicht. Auch die sog. Ivreazone, welche zwischen Piè di Mulera und Ornavasso von dem Ossolatal gequert wird, habe ich an diesen Stellen nicht untersucht, aber bei einer Querung derselben weiter im Südwesten von Varallo über Colle di Baranca nach Piè di Mulera habe ich mich davon überzeugt, daß von den geheimnisvollen Wurzeln, die die Nappisten darin zu suchen geneigt sind, nichts zu sehen ist. Gneis, Granit, Diorit und verwandte Tiefengesteine, z. T. mit ausgezeichneter Randfacies und Kontakthöfen, sind gegenüber den stark umgewandelten Sedimentgesteinen weitaus vorherrschend.

Im Süden dieser Zone, d. h. da wo die basischen Tiefengesteine, welche der Ivreazone ihren Charakter verleihen, enden, stellen sich bei Ornavasso Schiefer mit Marmorlagern ein, denen man, da sie mit Gneisen wechsellagern, früher ein sehr hohes Alter zugeschrieben hat. CARL SCHMIDT hat aber 1907 dieselben mit seinen triasischen Schiefen des Simplongebietes identifiziert und ihr Vorkommen im Gneis als Folge einer muldenförmigen Einfaltung gedeutet. In diesem Schiefer liegen oberhalb Candoglia die von altersher berühmten Marmorbrüche. Eine Fähre bringt uns von Ornavasso aus über die Toce, und ein Fahrsträßchen zieht sich von da in etwa 8 Kehren zum untersten der Marmorbrüche hinauf.

Kombiniert man die Aufschlüsse an dem Wege mit denen des Marmorbruches so hat man eine geschlossene Reihe von Schichten, die bei nordöstlichem Streichen steil aufgerichtet sind und meist senkrecht stehen. Im Südosten herrschen dunkel-farbige Quarz-Glimmerschiefer, gegen Nordwesten folgen die Marmoreinlagerungen, mit denen sich auch helle Quarzite einstellen. Der Marmor ist meist unrein und sehr glimmerreich, so daß er nicht verwendbar ist, aber bereits in der Höhe des untersten Bruches liegt in solchen Marmoren eine etwa 20 Meter mächtige reinere Marmor-masse, die weiter unten am Gehänge ganz zu fehlen scheint. Beim Bau des Fahrsträßchens sind an mehreren Stellen gute Aufschlüsse geschaffen worden. Zu unterst, wo es durch eine parkähnliche Anlage hindurch führt, sieht man dunkle, glimmerige Schiefer, z. T. von hornfelsartigem Habitus, in seigerer Stellung anstehen. Sie schließen drei Marmor-bänke und zwei Gneislager in konkordanter Aufeinanderfolge ein. Der Marmor ist sehr glimmerreich. Der Gneis ist dünnplattig und wenig mächtig. Im Schiefer fallen kleine Linsen von Quarz und Feldspat auf. Längs des Zickzack-Fußweges, welcher die langen mittleren Kehren abkürzt, sieht man ähnliche Profile, nur werden die Gneiseinlagen mächtiger, und die stark gefalteten Schiefer sind nicht nur von Quarzknuern, sondern auch von Linsen und Streifen von Feldspat und Quarz erfüllt. Auch im Marmor, gleich unterhalb des Marmorbruches, sitzt ein 4 Meter breiter pegmatitischer Gang mit großen Feldspaten, Quarz, Glimmer- und Hornblende auf.

Schon hieraus geht hervor, daß die Gneise und Granit-gänge jünger sein müssen als der Marmor und die Schiefer, in die sie erst nachträglich injiziert worden sind. Am überzeugendsten aber wirkt der Aufschluß an der größten der Straßenkehren, die am weitesten nach Süden vorspringt und etwa auf halber Höhe zwischen dem Talboden und dem Marmorbruch liegt. Hier fehlen die Marmorlager und herrschen quarzige und glimmerige Schiefer. In diesen liegen mit deutlicher Diskordanz und in durchgreifender Lagerung zwei Gneis-gänge, wie dies in beistehender Figur wiedergegeben ist. Da ist ein Zweifel nicht mehr möglich. Es sind wirkliche Eruptiv-gänge, und jeder Versuch, sie als mechanisch eingepreßte ältere Gneis-Schuppen oder -Schollen zu erklären, erscheint hier völlig aussichtslos. In ähnlicher Weise sollten wir auch im Simplon-gebiet Gneisgänge in den mesozoischen Schichten zu finden erwarten, und bei Eisten sowie am Wege zum Giacomopaß haben wir ja auch etwas derartiges kennen gelernt. Nur reicht der Aufschluß dort nicht tief genug in den Boden

hinein. Ehe die Fahrstraße bei Candoglia gebaut worden war, konnte man von dem jetzt so deutlichen Gneisgang wahrscheinlich auch nur sehr wenig sehen.

B. LINDEMANN hat schon 1904 auf Grund mikroskopischer Untersuchung diesen Marmor für einen durch Kontaktmetamorphose umgewandelten Kalkstein erklärt, wenschon er das bewirkende Tiefengestein nicht nachweisen konnte. Eine weit eingehendere Beschreibung hat TACCONI neuerdings gegeben (Bd. 50 der *Atti della soc. ital. di scienze nat.* Milano S. 55—88), die mir leider zur Zeit meines Besuches von Candoglia nicht bekannt war, die aber mit meinen Beobachtungen in gutem Einklang steht. Er hat festgestellt, daß ein aus Feldspat, Quarz,

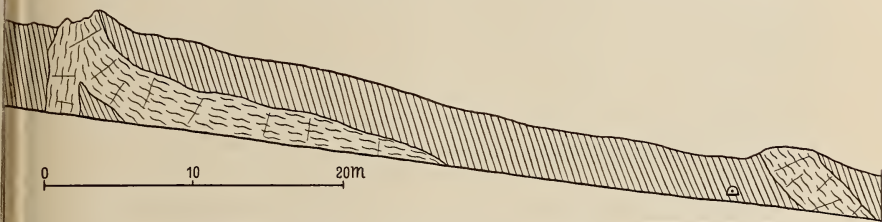


Fig. 24.

Gneisgänge im Schiefer oberhalb Candoglia im Ossola Tale.
Rechts über den Weg kleine Quelle.

Muscovit, Turmalin, Apatit und Granat zusammengesetzter pegmatitischer Gang stets im Kontakt mit dem Hauptmarmorlager auftritt und auch kleine Apophysen in denselben entsendet. Außerdem sah er noch andere, quarzärmere pegmatitische Gänge, zu denen der von mir beobachtete und oben erwähnte gehören dürfte, darin auftreten, die vorwiegend aus Feldspat (Mikroklin), wenig Quarz, aber viel Pyroxen, Hornblende und außerdem aus Turmalin, Klinozoisit, Apatit und Titanit zusammengesetzt sind. Am Kontakt mit dem Marmor mischen sich häufig diese Bestandteile mit denen des Marmors, so daß eine scharfe Grenze zwischen beiden Gesteinen nicht besteht.

Im Marmor fand er als Einsprenglinge zwischen den Calcitkristallen Quarzkörner mit Flüssigkeitseinschlüssen, Phlogopit, Pyroxen, Amphibol, Epidot, Skapolith, Titanit, Apatit, Kupferkies, Pyrit, Magnetkies und Magneteisen. In der Nähe der Pegmatitgänge stellen sich Feldspat, Granat und Olivin ein. Dort häufen sich auch auf Kosten des Calcites die anderen erwähnten Mineralien, besonders die Amphibole, Pyroxene und aus umgewandeltem Olivin hervorgegangener Serpentin, und die Sulfide konzentrieren sich zu Schnüren und Knollen. Unter dem

Mikroskop erkannte TACCONI, daß gerade in diesen Kontaktzonen zwischen Marmor und Pegmatit oder Gneis die Mineralien starke mechanische Deformationen erhalten haben. Er zieht daraus den Schluß, daß die regionale oder Dynamometamorphose, selbst wenn man sie mit der thermodynamischen Metamorphose zusammennimmt, nicht ausreicht, um die von ihm beobachteten Tatsachen zu erklären, und daß jedenfalls auch Kontaktmetamorphose wirksam gewesen sein muß. Was aber auf Rechnung der einen oder der anderen Art von Metamorphose zu stellen sei, gibt er nicht an und auch die von mir beschriebenen Gneisgänge in der Nähe des Marmorlagers erwähnt er nicht. Wenn man aber das Vorhandensein einer Kontaktmetamorphose zugibt, und es scheint mir dies unbedingt notwendig zu sein, dann wird man ihr ohne Zweifel die Marmorisierung des Kalksteines und die Ausscheidung der meisten Silikatmineralien, der Quarze und Erze zuschreiben müssen, und für die Dynamometamorphose bleiben dann hauptsächlich nur noch die mechanischen Störungen übrig, die sich damit zugleich als ein späterer Vorgang dokumentieren. Das stimmt aber vollkommen überein mit dem Ergebnis, zu dem ich im Simplongebiet gekommen bin, daß die Injektion der Gneise vor der alpinen Faltung eingetreten ist und daß letztere den Marmor als solchen schon vorgefunden hat.

II. Die Tektonik des Simplongebietes.

Die Ergebnisse des vorausgehenden Teiles lassen ohne weiteres vermuten, daß mit der stratigraphischen Grundlage, auf der sich während der Durchführung des Simplontunnels die neue tektonische Auffassung herausgebildet hat, auch letztere selbst hinfällig geworden ist.

Die postliasischen Gneise können nicht mehr als die archaischen Kerne großer liegender Faltendecken in Anspruch genommen werden, und noch viel weniger können sie als Beweise für die Existenz dieser Falten dienen. Es ist notwendig, die ganze Tektonik umzuarbeiten und alle geologischen Profile umzuzeichnen. Das könnte nun als eine leichte Arbeit erscheinen, bei der nichts weiter zu tun wäre, als in die alten Profile die neuen stratigraphischen Werte einzusetzen. Aber leider sind die neuen Werte nicht von gleicher Bestimmtheit wie die alten. Das geht aus einer kurzen Rekapitulation derselben hervor. Wir haben erkannt, daß unter den Sedimentgesteinen die Berisalschiefer die tiefste Stellung einnehmen. Sie sind mindestens paläozoisch, doch ist ein archaisches Alter nicht vollständig ausgeschlossen. Die Bacenoschiefer hingegen sind ganz

unsicher, und es ist ebensowohl möglich, daß sie dem Mesozoicum wie dem Paläozoicum angehören. Alle sonstigen Sedimente dürfen zwar mit größter Wahrscheinlichkeit ins Mesozoicum gestellt werden, und ein Teil derselben gehört sicher zum Lias, ein anderer Teil höchstwahrscheinlich zur Trias, aber von großen Teilen ist es ganz ungewiß, ob sie der einen oder anderen dieser zwei Perioden oder vielleicht auch keiner von beiden angehören. Sie müssen, solange diese Ungewißheit besteht, in den Profilen stets mit Fragezeichen erscheinen und lassen in vielen Fällen eine sichere Beantwortung der tektonischen Fragen nicht zu. Sie machen eindeutige Profile zur Unmöglichkeit. Aus deren Vieldeutigkeit kann man jedoch dem Geologen keinen Vorwurf machen, denn *ultra posse nemo obligatur*. Die Erkenntnis, daß die meisten Gneise und die Grünschiefer Intrusivgesteine sind, raubt diesen ebenfalls einen guten Teil ihres stratigraphischen Wertes, den sie bisher gehabt haben.

Gleichwohl bleibt von dieser weitgehenden Umprägung der Werte eine tektonische Tatsache von seltener Großartigkeit unberührt, deren Feststellung wir den unermüdlichen Arbeiten, insbesondere von PREISWERK, SCHARDT, SCHMIDT und STELLA verdanken. Es ist dies die Überlagerung des gesamten Komplexes mesozoischer Gesteine durch die älteren Berisalschiefer; auf sie müssen wir deshalb zunächst unser Augenmerk richten. Doch sei es gestattet einiges über die von mir angewendete tektonische Terminologie voraus zu schicken.

1. Zur tektonischen Terminologie.

Faltungen von großer Ausdehnung und sehr verwickelter Gestalt spielen im Simplongebiet eine bedeutende Rolle. Es erscheint deshalb notwendig, bei ihrer Beschreibung für die einzelnen Faltenteile eine Nomenklatur zur Anwendung zu bringen, über deren Bedeutung ein Zweifel nicht bestehen kann. Unzweideutig in dieser Beziehung sind die Worte Falte, Mulde, Sattel oder Gewölbe, Flügel oder Flanke (das Wort „Schenkel“ gebrauche ich nicht gern, weil ihm der Begriff der flächenhaften Ausdehnung abgeht), Mulden- und Gewölbekern, Gewölbescheitel oder -first, Muldenboden (erscheint mir besser als „Muldenbiegung“ oder gar „Muldenscheitel“), Mulden- und Sattelachse (ziehe ich dem Wort „Linie“ vor, weil es zugleich dem Begriffe der Schichtendrehung Ausdruck verleiht), Achsenfläche (in der die Achsen sämtlicher verbogenen Schichten eines Mulden- oder Gewölbekernes liegen und die nur in seltensten Fällen eine Ebene sein, und weshalb Achsenebene nicht als ein Synonym angesehen

werden kann), stehende, schiefe oder geneigte, übergekippte, liegende und überstürzte oder tauchende Falten, Mulden und Sättel, Mittelflügel, der zwischen einer Mulde und einem Sattel liegt, isoklinale und antiklinale Mulden, Sättel oder Falten.

Außerdem hat man zwischen offenen und geschlossenen Falten zu unterscheiden. Isoklinale kommen nur bei geschlossenen Falten vor, doch können letztere auch antiklinal sein. Das Wesentliche der geschlossenen Falten besteht darin, daß die ursprüngliche Oberfläche der Schichtmasse durch die spätere Faltung in den Mulden aufeinanderzuliegen kam. In solchen Muldenkernen bildet diese Oberfläche die Trennungsfläche zwischen den beiden Muldenflügeln, und ich will sie deshalb die Medianfläche oder kurzweg die Mediane nennen. Sie liegt stets in der Fortsetzung der Muldenachsenfläche, und ihre Gestalt ist abhängig sowohl von der ursprünglichen Oberfläche als auch von den tektonischen Bewegungen bei der Faltung. Man kann deswegen auch nicht erwarten, daß die Muldenmedianflächen stets genau in der Mitte der Muldenkerne liegen, da ja die beiderseitigen Muldenflügel primär verschieden mächtig gewesen sein können. Außerdem werden sie nur selten Ebenen sein, sondern meistens einen mehr oder minder unregelmäßigen Verlauf haben.

Eine besondere Beachtung verdienen die Faltungen der Falten, worunter ich jedoch nicht jene feine Fältelung und Knitterung der Schichten verstehe, die besonders in schieferigen Gesteinen im Simplongebiet die Regel ist, sondern die größeren Faltungen sowohl der Faltenflügel in ihrer Fallrichtung als auch der Faltenachsen in ihrem Streichen. Sie können schon ursprünglich bei der Hauptfaltung oder erst nachträglich entstanden sein infolge eines zweiten Faltungsprozesses, einer Nachfaltung, durch die die älteren Falten nochmals zu Mulden und Sätteln zusammengeschoben worden sind. Im ersteren Falle sind es sogen. Neben- oder Spezialfalten, und man spricht von Muldensätteln, wenn sich kleine Sättel innerhalb einer größeren Mulde, von Sattelmulden, wenn sich kleinere Mulden auf einem größeren Sattel herausgebildet haben. Für den zweiten Fall fehlt uns eine gute Bezeichnung. Man spricht wohl von gefalteten oder wiedergefalteten Falten, aber für die einzelnen Erscheinungsformen sollte es Bezeichnungen geben, die sofort den eigenartigen Sachverhalt erkennen lassen. Dies gilt besonders für Faltungen schon vorhandener liegender Falten. Es können da Gewölbe oder Mulden entstehen, die nach dem gekrümmten Verlauf der

Gesteinsbänke als solche sofort zu erkennen sind und dennoch von den gewöhnlichen normalen Schichtgewölben und -mulden sich sehr wesentlich unterscheiden. Bei diesen liegen jeweils die ältesten Schichten (1 der Figur) im Gewölbekern, die jüngeren (2) im Muldenkern. Jeder Flügel besteht aus einer einmaligen Aufeinanderfolge der altersverschiedenen Schichten, und wo bei liegenden Falten drei Flügel übereinanderliegen, ist die Reihenfolge der Schichten nur im Mittelflügel eine zur Altersfolge verkehrte. Anders ist das bei den Mulden und Sätteln einer nochmals gefalteten liegenden Falte. Hier

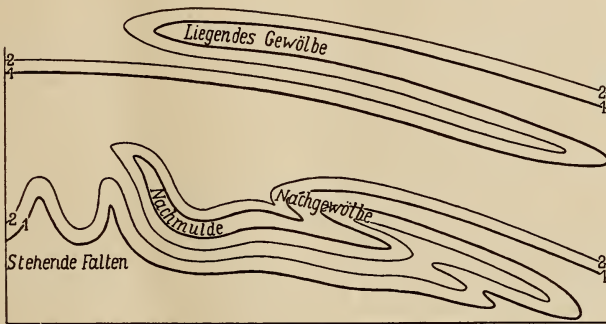


Fig. 25.

Einfache Überfaltung mit liegendem Gewölbe.
Überfaltung mit Nachfaltung.

besteht jeder Mulden- und jeder Gewölbeflügel aus einer dreimaligen Wiederholung der ganzen Schichtserie. Die oberste und unterste haben normale, die mittlere verkehrte Altersfolge. Ist von solchen Mulden und Sätteln zufällig nur die obere oder untere Schichtserie der Beobachtung zugänglich, dann erscheinen sie wie einfache und normale Mulden und Sättel. Ist aber nur die mittlere Serie zu sehen, dann kann man unter vollständiger Verkenntnis des wirklichen Sachverhaltes verführt werden, entweder an der Richtigkeit der Altersbestimmung zu zweifeln und die jüngsten für die ältesten Schichten zu halten, oder anzunehmen, daß infolge einer Drehung um 180° die Mulden aus Sätteln und die Sättel aus Mulden hervorgegangen seien.

Für solche in Wirklichkeit jedoch aus Einmuldungen und Aufwölbungen entstandenen Mulden und Sättel ist eine besondere Bezeichnung erforderlich. Da es sich hierbei um die tektonischen Formen einer zweiten oder Nachfaltung handelt,

so werde ich sie als Nachmulden und Nachsättel oder Nachgewölbe bezeichnen. In dem gesetzlich sanktionierten „Nacherben“ haben wir im Deutschen ein Analogon für diese Wortbildung. Würde das Wort *after* im englischen Sinne noch bei uns gebräuchlich sein, dann könnte man auch die Bezeichnung *Aftermulde* und *Aftersattel* wählen, was noch den besonderen Vorteil der Anwendbarkeit im Englischen hätte (*afterfold*, *aftertrough* etc.).

2. Die Berisalüberfaltung.

Soweit als die Berisalschiefer auf der Simplonkarte in die Erscheinung treten, liegen sie auf den jüngeren mesozoischen Sedimenten und deren Gneis-Intrusionen. Ihre Verbreitung ist auf zwei voneinander getrennte Bezirke beschränkt. Von diesen habe ich den östlichen nicht untersucht und ich weiß nicht, inwieweit eine Identität der im Osten des Antigoriotales eingezeichneten Berisalschiefer mit denjenigen von Berisal besteht. Nach dem Kartenbild erscheinen sie als Ausstrich eines nach NW übergekippten Doppelgewölbes, das von mesozoischen Schiefen auf der NW-Seite unter- und auf der SO-Seite überlagert ist. Der Berisalkern tritt unter diesem Mantel im SW beim Mte. Larone im Isornotal hervor und erstreckt sich in nordöstlicher Richtung bis zur Marchenspitze und dem Dorfe Bosco im gleichnamigen Tale, wo er unter die jüngeren Schichten wieder untertaucht.

Tektonisch ganz unabhängig davon ist der Berisalschiefer im Süden und Westen der Simplonkarte. Er taucht im Osten von Domo d'Ossola (außerhalb der Karte) auf und zieht sich von da in nordwestlicher Richtung über Zwischenbergen bis zum Simplonpaß mit vorherrschend südwestlichem Einfallen seiner Schichten und stets auf den jüngeren mesozoischen Gesteinen und Schichten ruhend. Vom Paß aus greift er über diese in Form einer schmalen, im Maximum bis 4 km breiten und über 15 km langen Zunge in nordöstlicher Richtung hinüber und erreicht damit den nördlichsten Punkt seiner Verbreitung am Cherbadung. Seine Nordgrenze läuft von diesem Berge in westsüdwestlicher Richtung über Berisal, Schießhorn, Nanzlücke und Visperterbinnen an die Westgrenze der Karte, wo sie sich dann auf den Südgehängen des Rhônetales weiter bis Sion fortsetzt. Diese Überfaltung — denn als eine solche muß sie nach den Feststellungen im stratigraphischen Teile gelten — hat sicher eine Weite von 20 km. Die mesozoischen Schichten, die dementsprechend auch über diesem liegenden Berisalgewölbe zu erwarten sind, erscheinen mit Ausnahme

einiger kleiner, abgelegener Punkte auf der Simplonkarte nicht, sondern stellen sich erst erheblich weiter im Süden und Südwesten ein. Mit dem Gewölbe von Bosco hingegen hat diese Berisalfalte keinen Zusammenhang und kann ihn auch nicht haben. Wenn sich also durch spätere Untersuchungen herausstellen sollte, daß bei Bosco die echten Berisalschiefer gar nicht vorkommen und daß dort gar kein liegendes Gewölbe, sondern eine Mulde existiert, was aus den nachfolgenden Erörterungen als nicht unwahrscheinlich hervorgehen wird, so wird damit die Existenz der Berisalüberfaltung in keiner Weise betroffen.

Die Lagerung und Verbreitung der Berisalschiefer, welche uns zur Annahme einer so gewaltigen Überfaltung zwingt, steht, abgesehen von gewissen Einzelheiten, außer allem Zweifel. Sie ist so augenfällig, daß schon 1865 GERLACH auf seiner Karte sie mit einer verblüffenden Genauigkeit eingetragen hat. Er bezeichnete die Berisalschiefer als Helvetanphyllite und Gneise (Casannaschiefer z. T.), hielt sie aber für jünger als die darunterliegenden Gneise, so daß ihm diese Überlagerung als etwas sehr Natürliches erschien. Heute, wo es infolge der genauen geologischen Kartierung und der Aufschlüsse, die der Simplontunnel gebracht hat, nachgewiesen ist, daß die Berisalschiefer zwar wohl über jenen Gneisen, unmittelbar jedoch zunächst über mesozoischen Kalkgesteinen liegen, daß somit diese Überlagerung eine abnormale ist, muß sie durch große tektonische Bewegungen erklärt werden, und es können dabei nur Überschiebung oder Überfaltung in Betracht kommen. Nirgends aber, wo ich die Berisalschiefer unmittelbar auf den Kalkschiefern liegend beobachten konnte — und es bietet sich zu solchen Beobachtungen, besonders in der Umgebung des Simplonpasses, gute Gelegenheit — waren Anzeichen einer Überschiebungsfläche oder Mylonitbildungen zu bemerken. Überfaltung ist somit beim gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse allein imstande, die Überlagerung zu erklären. Die Kalksedimente und Gneise entsprechen danach dem liegenden Flügel dieses gewaltigen Gewölbes und zugleich dem hangenden Flügel einer Mulde, die unter dem Gewölbe liegt.

Zu dieser liegenden Mulde sind alle die Gesteine zu rechnen, die unter den Berisalschiefern im Norden und Osten hervorkommen, und es steht zu erwarten, daß in ihr die verschiedenen stratigraphischen Glieder zweimal übereinander auftreten, zu oberst in verkehrter, zu unterst in normaler Lagerung, und daß zu allerunterst auch die Berisalschiefer wiedererscheinen werden, falls die Erosion tief genug heruntergearbeitet hat.

Wenn wir nun von Westen nach Osten etwa in der Richtung

Simplon-Hospiz—Cairascatal das Gebiet durchwandern, dann ergibt sich folgende Reihenfolge von oben nach unten:

1. Berisalschiefer,
2. Kalkgestein,
3. Leonegneis,
4. Kalkgestein,
5. Valgrandegneis,
6. Kalkgestein,
5. Lebendungneis,
4. Kalkgestein,
3. Antigoriogneis,
2. Kalkgestein.

Die liegenden Berisalschiefer sind also wirklich nicht aufgeschlossen, sonst aber entspricht die Schichtfolge genau der einer liegenden Mulde, denn wir sind ja berechtigt, den Leone mit dem Antigoriogneis zu identifizieren. Die Muldenmediane liegt im Kalkgestein 6.

3. Die Formazza-Überfaltung.

Der liegende Flügel der Berisalfalte zeigt besonders da, wo der hangende Flügel fehlt, bedeutende Verbiegungen, die ich als die Formazza-Überfaltung bezeichne, weil sie zu beiden Seiten dieses Tales am deutlichsten entwickelt ist. Es liegen dort sicher zwei Falten übereinander. Die untere beginnt im SW am Teggiolo und zieht mit ihrem Stirnrand in nordöstlicher Richtung über Goglio im Deverotal und den Busin-See nach Oberfrutt im Formazzatal. Die zweite beginnt erst im Osten von Formazza und zieht ins Basodino-Massiv hinüber. Soweit die Aufschlüsse reichen, zeigen sich die Berisalschiefer nirgends in diesen Falten.

Während es bei der Berisalüberfaltung ungewiß ist, ob sie mehr nach Norden oder mehr nach NO gerichtet war, lassen die Formazzafalten eine nordwestliche Faltungsbewegung sehr deutlich erkennen, und es ist diese Diskordanz der Bewegungsrichtungen eine Erscheinung von großer tektonischer Bedeutung.

4. Die Bedrettofaltung.

Die engen stehenden Falten bei Brig, die zwischen dem Gneis des Aarmassives und der Berisalfalte eingezwängt sind, streichen in ostnordöstlicher Richtung über Binn und den Nufenenpaß ins Bedrettotal. Nicht nur durch ihre Streichrichtung, sondern auch durch ihre Form unterscheiden sie sich sehr auffällig von den liegenden Formazzafalten und der Berisalfalte.

Mit ersteren treffen sie am Giacomopaß zusammen, während sie bei Brig, in nordsüdlicher Richtung gemessen, schon einen Abstand von 11 km von ihnen haben.

Diese drei Faltungseinheiten lassen sich trotz der bestehenden stratigraphischen Schwierigkeiten ziemlich genau feststellen, und sobald man auf der geol. Simplonkarte die Veränderungen vornimmt, zu welchen uns die Stratigraphie zwingt, dann wird man auch aus ihr ohne weiteres die drei Faltungszüge herauslesen. Viel schwieriger jedoch ist es, die zeitlichen und ursächlichen Beziehungen zu erkennen, die zwischen ihnen bestehen. Da ist es notwendig, durch ein minutiöses Studium der Einzelheiten die Anhaltspunkte zur Entzifferung der tektonischen Vorgeschichte zu gewinnen. Ein unübertreffliches Hilfsmittel dazu hat der Simplon-Durchstich geliefert, dem wir uns deshalb zunächst zuwenden wollen.

5. Der Simplontunnel.

Die geologischen Aufschlüsse in diesem Tunnel haben für die Auffassung des Gebirgsbaues in diesem Gebiete eine wahre Revolution gebracht. Sie sind von solch grundlegender Bedeutung geworden, daß sie auch hier eine besondere Besprechung erfordern. Was wir darüber wissen, verdanken wir in erster Linie den 31 Rapports trimestriels au Conseil fédéral suisse sur l'état des travaux du percement du Simplon, vom 31. Dezember 1898 bis zum 30. Juni 1906, in denen SCHARDT die jeweils durchfahrenen Gesteine und ihre Schichtlage in besonderen Kapiteln beschrieben hat. Der besondere Wert, den diese Berichte haben, liegt darin, daß sie den Tatbestand genau verzeichnen, soweit er damals bemerkenswert erschien, und daß bei der Auswahl der Mitteilungen nicht theoretische Gesichtspunkte maßgebend waren, sondern in erster Linie die praktisch wichtigen. Diese Unbefangenheit der Darstellung ist für uns von größtem Wert und läßt gern über das Fehlen genauerer petrographischer Untersuchungen hinwegsehen, die erst nach längerer Studienzeit zu geben möglich war, und die ja auch in Aussicht gestellt sind¹⁾. Weitere Beiträge hat SCHARDT 1903, in Note sur le profil géologique et la

¹⁾ Die interessante Arbeit von H. PREISWERK: „Die metamorphen Triasgesteine im Simplon Tunnel“, erschienen in den Verh. der naturf. Ges. Basel 1913, ist mir vom Verfasser leider erst zu einer Zeit zugesandt worden, als das Manuskript schon abgeschlossen war. Die darin festgestellte Mineralführung der „triassischen“ Gesteine steht mit meiner Auffassung in bestem Einklang.

tectonique du Massif du Simplon, und C. SCHMIDT geliefert, der auch für einzelne Tunnelstrecken Profilzeichnungen gegeben hat (Führer zu den Exkursionen der D. G. G. 1907, S. 56 bis 63). Seine Aufsätze in den *Eclogae* (1907) und in den Erläuterungen zur Simplonkarte (1908) enthalten allerdings nur recht summarische Angaben über die Tunnelaufschlüsse, und das im März 1905 von C. SCHMIDT u. H. PREISWERK entworfene (*Eclogae a. a. O.*, Taf. 8) Profil 1:50 000 gibt dieselben ziemlich schematisch und mit starker theoretischer Färbung wieder. Ich kann es deshalb unserer Besprechung hier ebensowenig zugrunde legen wie die vielen anderen seither veröffentlichten Profile von SCHARDT, SCHMIDT, STELLA u. a., deren Maßstab 1:150 000 oder noch kleiner ist.

Ich habe nach den SCHARDTschen Angaben ein Tunnelprofil 1:10 000 gezeichnet und mich dabei nur an die *Rapports trimestriels* gehalten. Dann erst habe ich dasselbe in das Simplonoberflächenprofil eingesetzt, das ich vorher genau in der Richtung der Tunnelachse durch das Gebirge gelegt hatte. Auf diese Weise erhielt ich zwei räumlich voneinander getrennte auf tatsächliche Beobachtungen gestützte Profile, die ich dann in Fig. 1, Taf. I mit punktierten Konstruktionslinien verbunden habe. Dadurch soll schärfer als dies bisher geschah, zwischen Tatsachen und Vermutungen unterschieden werden, was nach den Ergebnissen des stratigraphischen Teiles unbedingt erforderlich erscheint.

Wenn wir uns nun dem Tunnelprofile zuwenden, so fällt es auf, daß vom Nordportal weg die Schichten alle ganz steil, meist sogar vertikal stehen, gegen SO hin sich langsam umlegen, so daß sie ein nordwestliches Einfallen erhalten, dann immer flacher werdend, bei Km. 6 (vom Südportal) sogar vollständig horizontale Lagerung annehmen und weiterhin bis zum Südportal in eine Neigung nach SO übergehen. Im ganzen also, wenn wir von räumlich begrenzten Störungen, die hernach zu besprechen sind, absehen, bietet sich uns das Bild eines flach gespannten weiten Gewölbes dar, dessen nördlicher Flügel jedoch steiler als der südliche aufgerichtet ist und zuletzt sogar in vertikale Stellung übergeht. Sobald wir aber die petrographische Beschaffenheit und den stratigraphischen Wert der einzelnen Schichten ins Auge fassen, verschwindet dieses einfache Bild sofort, und es hält schwer, in dem Wirrsal der Erscheinungen Gesetzmäßigkeiten ausfindig zu machen.

6. Das Tunnelprofil.

Vom Nordportal weg durchfuhr man:

- I 677 m Glanzschiefer, nur teilweise kalkhaltig, meist von Quarz- und Calcitadern durchsetzt, erst 40° nach SO fallend, langsam sich steiler stellend bis 85° und zuletzt sogar steil nach NW geneigt.
- II 38 m grauer und weißer Anhydrit und Gips mit Dolomiteinlagen, zu beiden Seiten von weißem sericitischen Schiefer eingeschlossen (km 0,677—0,715).
- III 521 m Glanzschiefer wie oben 95 m, $60-65^{\circ}$ nach SO fallend, 10 m Zerknitterungszone, 21 m vertikale Stellung, 59 m steiles Einfallen, nach NW bis zu 25° sich verflachend und dann wieder bis 75° NW-Neigung steigend, 74 m Zerknitterungszone mit Verwerfungen, 39 m Neigung von $75-85^{\circ}$ nach SO, 17 m Zerknitterungszone, 83 m Neigung nach SO mit $75-90^{\circ}$, 11 m Zerknitterungszone mit viel Gleitflächen, 86 m Schiefer, horizontal, allmählich Neigung mit $25-35^{\circ}$ nach SO annehmend, 26 m mit Neigung von 70° SO
- IV 294 m Anhydrit, Gips und Dolomiteinlagen. 156 m Anhydrit, Gips und Dolomit mit wiederholten sattelförmigen Aufbiegungen, 2 m grünlichgrauer Schiefer, 2 m Anhydrit, 4 m Schiefer, 23 m Anhydrit, 1 m weißer pyritreicher Schiefer, 23 m Anhydrit, 58 m grauer Kalkschiefer mit wenig Quarzadern, aber starken bizarren Fältelungen, durchaus vom Ansehen der normalen Glanzschiefer, 28 m Anhydrit. (km 1,236—1,530.)
- V 1467 m Glanzschiefer, dem vorausgegangenen ganz ähnlich und zunächst stark gefältelt, dann vertikal gestellt mit $75-85^{\circ}$ Neigung nach SO, seltener NW, doch kommen auch Verbiegungen mit bis zu 1 m Krümmungsradius vor, mit kleinen Diskordanzen der Schichten verknüpft. Eine Zunahme der kieseligen Kalkeinlagerungen tritt ein und zugleich größere Krystallinität.

- VI 153 m gleiche Gesteinsarten, aber plötzlich mit 20—25° SO Neigung und mehrfach mit vertikalen Schichten abwechselnd. (km 2,997 bis 3,150.)
- VII 420 m gleiche Gesteinsarten, Neigung nach SO mit 75—85°, dann bei km 3,432 Neigung 70—80° NNW und Streichen (statt N 40° O) N 55—75 O. Von km 3,500—3,565 vertikale Stellung und dann wieder Neigung nach SO bis km 3,570.
- VIII 261 m Glanzschiefer, kalkhaltig und weich, wellig gebogen, bei km 3,595 fast horizontal, dann steiler bis vertikal, aber mit zickzackförmigen Verbiegungen zwischen km 3,695 und 3,735, ganz mürb mit viel Gleitflächen, von km 3,710 nach SO fallend.
- IX 34 m Glanzschiefer mit Einlagerungen von 2—3 m dicken krystallinen Kalkbänken. Neigung nach NW mit 80—85° bis km 3,865.
- X 46 m Dolomit und glimmerreicher Schiefer, Neigung NW 80—85°. Bei km 3,900 ein Gneisband, 1 m stark, von Gleitflächen begrenzt, diskordant im Schiefer. Die Gesteinsfolge ist 26 m Dolomit, 12 m Schiefer mit Gneisgang, 2 m Dolomit, zu unterst Gleitfläche gegen den
- XI 80 m Gneis (Eistengneis) zwischen km 3,911 und 3,991.
- XII 91 m Dolomit 59 m, körniger grauer Kalk 3 m, glimmerreicher Schiefer 22 m, weißer Dolomit 5 m, schwarzer Glimmerschiefer 1,5 m. Viel Verbiegungen der Schichten. Deutliche Diskordanzen.
- XIII 329 m Gantergneis mit vielen bis 1/2 m breiten Aplitgängen zwischen km 4,081 und 4,410.
- XIV 400 m kieseliger Kalk, Cipollin und sericitischer Glimmerschiefer in Wechsellagerung mit quarzitischen Lagen und Kalkschiefer mit Granaten und Hornblende. Neigung NW mit 70—75°.
- XV 100 m Grünschieferzone mit grauem kalkhaltigen Granatglimmerschiefer zwischen km 4,810 und 4,910.

- XVI 90 m Granatglimmerschiefer mit einigen weißen Marmorbänken, Neigung NW mit 50° — 70° bis km 5,000.
- XVII 2247 m Gneis, Glimmerschiefer, Chlorit-Hornblendeschiefer und Quarzit in vielfacher Wechsellagerung und meist ganz kalkfrei, Neigung nach NW mit 50° nimmt allmählich ab bis 20° , bei km 6,885 beinahe horizontal. Zwischen 5,000 und 5,355 sind die granatführenden Schiefer stark von Gneislagen durchsetzt. Zwischen km 5,990 und 6,075 ausschließlich Augengneis, bis km 7,247.
- XVIII 5 m Kalkschiefer, zuerst chloritisch und granatführend, dann kalkreich und mit Einlagerung von 5—10 cm starken glimmerführenden Kalkbänken.
- XIX 893 m Leone-Gneis, zuerst aplitisch (6 bis 7 m), dann glimmerig und schichtig wie der Gantergneis, ist durchweg etwas kalkhaltig, mit Gängen von Quarz, Calcit und violetter Anhydrit. Von km 7,800 an im glimmerreichen Gneis viel rötlichgelbe Granaten. Neigung NW mit 20° — 30° . Zwischen km 7,965 und 8,005 mit schwacher horizontaler Wellung, dann bis zu 50° nach NW, bei km 8,085 20 m weit nach SO geneigt, dann wieder nach NW. Endet bei km 8,145.
- XX 442 m Schiefer verschiedener Art, mit Neigung von 35° nach NW beginnend, bis 20° abnehmend, bei km 8,550 fast horizontal. Bei km 8,567 eine Verwerfung und danach Neigung 45° — 50° nach NW. Es folgen nacheinander: 10 m weiße quarzitisches Kalkbänke, in glimmerreichen Marmor übergehend, 30 m Kalkglimmerschiefer, 1 m Quarzitbank, 104 m quarzführender mehr oder weniger kalkreicher Glimmerschiefer, stellenweise mit Granaten, 276 m silbergraue bis grünlichgraue weiche Schiefer mit eingesprengten Biotitblättern, hinter der Verwerfung 7 m weißer kalkhaltiger Quarzit, 6 m Glimmerschiefer, 7 m Quarzit bis km 8,587.

- XXI 181 m Gneis, teils hell, teils dunkel und glimmerreich, lokal mit großen Granaten. Er ist stark mit Gleitflächen und Verbiegungen durchsetzt, besonders bei km 8,600, 8,745 und 8,768. Die Spalte bei km 8,745 ist mit kaolinisiertem Gneisgrus gefüllt.
- XXII 163 m Glimmerschiefer wie vorher, aber stark zerknittert und zu einer Spiegel-Breccie zerdrückt, die Spiegel durch Bewegungen von SO nach NW hervorgerufen. Die Richtung der Hauptgleitflächen ist wenig schief zur Schieferung. Zwischen km 8,855 und 8,8870 sind die Schiefer nach SO geneigt, andere stehen vertikal. Von km 8,768 bis 8,931.
- XXIII 291 m Valgrande-Gneis. Zuerst 58 m Gneis und Glimmerschiefer vermischt, mit Nestern von Granat und stets etwas kalkhaltig. Dann granatführender, glimmerreicher Gneis von km 9,100 an mit Hornblendenadeln und glimmerschieferartigen Varietäten. Bei km 9,000 Neigung mit 30° nach SO, dann nach NW bis zur Gleitfläche bei km 9,080, die 30° nach SO geneigt ist, darauf Neigung im Gneis nach SO und von km 9,200 an mit 35° nach NW. Bei km 9,260 Kontakt mit
- XXIV 420 m Glimmerschiefer, 42° nach NW geneigt. Der blaugraue sericitische Schiefer schließt einzelne gneisartige Lagen ein. Bei 9,375 km Quarzitschiefer und Glimmerschiefer, bei 9,399 km dolomitischer Cipollin mit einigen Anhydriteinlagerungen, die an Menge zunehmen bis km 9,627, dann Kieselkalk, Dolomit und grauer Kalkglimmerschiefer bei km 9,680. Neigung nach NW mit $30-50^\circ$.
- XXV 939 m grauer Kieselkalk und heller körniger Marmor, fällt zuerst 25° NW und verflacht bei km 9,110 (vom Südportal) auf 10° . Einige große Spalten mit Gleitflächen stehen in Beziehung zu den Tunnelquellen.

Die Grenzfläche bei km 9,110 ist nach SCHARDT eine Verwerfung; in Galerie I ist sie mit 83° nach NW, in Galerie II aber mit 35° nach SW geneigt. Er nennt sie deshalb une surface gauche. Jenseits dieser Fläche folgt

XXVI 2005 m Kalkglimmerschiefer mit einzelnen Granaten, der aber 90 m weit von Gleitflächen ganz durchsetzt und besonders nahe der „Verwerfung“ förmlich zerhackt (hachuré) ist.

Dann geht er in normalen, grauen, granatführenden Kalkglimmerschiefer über, der zuerst mit $10-20^{\circ}$ nach SO einfällt, an einer Stelle sogar zwischen km 8,820—8,830 horizontal liegt. Er ist von sich kreuzenden Gleitflächen durchsetzt bis zu der SW streichenden vertikalen Verwerfungsspalte bei km 8,691, jenseits welcher die Schiefer zuerst horizontal liegen und dann $10-25^{\circ}$ nach NW einfallen. Es stellen sich im Schiefer teils helle Kalkbänkchen, teils quarzitisches Einlagerungen ein. Oft ist der Schiefer durch Biotitknötchen gesprenkelt. Bei km 7,115 folgt

XXVII 280 m weißer Marmor, oft mit viel Biotit, Phlogopit (?) und grünlich gelbem Sericit, zwischen km 7,110—7,115 ist er grau und quarzführend, zwischen km 6,831 und km 6,862 wird er ein kalkreicher, körniger, Biotit und Muscovit führender Glimmerschiefer. Neigung nach NW mit $15 + 20^{\circ}$.

XXVIII 1504 m Glimmerreicher, schichtiger Gneis mit sehr viel Linsen von körnigem (Antigoriogneis ähnlichem) Gneis, die nach SCHARDT keine Gerölle sein können. Auch in den aplitischen Gneisbändern kommen solche Linsen oft mit zonarer Struktur vor. Oft sind die Linsen auch basischer Natur. Die ersten 660 m fällt der Gneis mit $25-10^{\circ}$ nach NW ein, auf 205 m liegt er horizontal, auf 375 m ist er mit $5-6^{\circ}$ nach NW geneigt, auf 330 m wieder horizontal, und auf weitere 34 m fällt er mit 10° nach SO. Darüber folgt bei km 5,326

XXIX 385 m Kalkschiefer mit viel Quarz- und Calcitadern und hier und da mit Einlagerungen von körnigen Kalkbänken. Er ist stark zerknittert, aber wellig horizontal gelagert, mit schwacher Neigung nach SO, die kurz vor km 4,940 steil wird.

- XXX 330 m Es folgt darüber zuerst eine Marmorbank und dann wellig verbogene Kalkglimmerschiefer und Anhydrit, später auch mit Dolomiteinlagen, die mit $15-35^{\circ}$ nach SO einfallen, dann sich aber wieder ganz verflachen, bis km 4,610. Unvermittelt folgt in steiler Stellung mit Neigung von $70-75^{\circ}$ nach SO
- XXXI 150 m glimmeriger Kalkschiefer mit Anhydriteinlagerungen (Carl SCHMIDT gibt bei km 4,560 einen größeren Graniteinschluß an, der vielleicht dem an der Poststraße bei Eisten analog sein dürfte, SCHARDT hat ihn nicht erwähnt), der starke Faltungen zeigt, so daß bei km 4,460 nordwestliches und südöstliches Einfallen wiederholt mit horizontaler Lagerung abwechseln. Jenseits einer Gleitfläche
- XXXII 41 m feinschiefriger Kalkglimmerschiefer ohne Anhydrit und Dolomit, aber mit zerbrochenen Bänken von Kalk und Cipollin. Er ist stark zerdrückt und verbogen, bildet vielleicht zwei Gewölbe. Eine Verwerfung bei km 4,420 streicht $N 50^{\circ} O$ und fällt $80^{\circ} SO$ (siehe SCHARDT: „Note sur le profil“ 1903, Taf. II). Jenseits folgt
- XXXIII 95 m weißer und grauer glimmerreicher Marmor, diskordant zu den nördlich anstoßenden Schiefen. Er fällt $35-40^{\circ} SO$, ist aber an der Verwerfung gestört und fällt sogar gegen sie ein. Darüber liegt bei km 4,325
- XXXIV 4325 m Antigoriogneis, bis zum Südportal zuerst 40° nach SO geneigt, dann in horizontal wellige Lagerung übergehend und zuletzt $8-10^{\circ} SO$ fallend. Er schließt viele Glimmerschieferpartien von bis zu 20 m Breite ein, wird von zahlreichen Aplitgängen durchsetzt und zeigt auf den Bankungsflächen sehr oft Gleitspuren. Bei km 3,855 ist er von einer vertikalen Verwerfungsspalte durchsetzt, die $N 36^{\circ} W$ streicht und auf der heiße Quellen aufsteigen und kalte in die Tiefe sinken. Nach SCHARDT beträgt ihre horizontale Verschiebung bis 10 m, ihre vertikale 5 m, d. h. der östliche Gebirgstheil ist von Süd nach Nord auf 10 m unter einem Winkel von 30° in die Höhe geschoben worden.

Die Deutung, welche SCHARDT der Anhydritzone IV gegeben hat, erscheint wohl begründet. Die starken Verbiegungen in der 156 m breiten Hauptmasse stehen mit der Vorstellung eines Gewölbes in Einklang, und die 58 m breite Zone verknitterter Glanzschiefer läßt sich als eine kleine Sattelmulde verstehen. Die nur 38 m breite Anhydritzone II zeigt hingegen keinerlei Spuren gewölbartiger Umbiegungen und könnte deshalb auch als eine einfache Einlagerung in den Kalkschiefern aufgefaßt werden. Dahingegen ist es sehr wahrscheinlich, daß die zwei Gipslager bei der Massa (Fig. 4) außerhalb des Tunnels im Norden des Nordportales jenseits der Rhône der Zone IV entsprechen und den Nordflügel einer Mulde bilden, in deren Kern die Glanzschiefer I und III mitsamt dem Anhydrit II liegen. In diesem Muldenkern hat man nirgends auch nur die geringsten Spuren einer muldenförmigen Schichtumbiegung beobachtet, aber man wird annehmen dürfen, daß dieselbe in größerer Tiefe unterhalb der Tunnelsohle vor sich geht, und die 4 m breite Zerknitterungszone in Glanzschieferzone III deutet vielleicht eine Muldenmediane an. Ob der Muldenkern ganz aus Triasschichten besteht, oder ob ein innerster Teil schon zum Lias gehört, läßt sich nicht entscheiden. Wenn der Anhydrit II kein Gewölbe, sondern eine Einlagerung sein sollte, wird auch der größte Teil der Schiefer noch in die Trias zu stellen sein, etwa als Rät. Die Glanzschiefer der Zone V bilden den südöstlichen Flügel des Anhydritgewölbes IV und haben zunächst auch die gleiche petrographische Beschaffenheit wie die Schiefer I und III. Weiterhin aber verändern sie sich etwas durch Aufnahme kieseliger Kalkbänke. Sie entsprechen wahrscheinlich einem höheren stratigraphischen Horizont, der in den Bedrettomulden nicht mit eingefaltet ist, und man könnte allenfalls mit ihnen den Lias anfangen lassen. Diese ganze Serie hat die beträchtliche Mächtigkeit von im Maximum vielleicht 1000 m; denn wegen der Fältelungen und der schiefen Neigung der Schichten und der zahllosen Quarzgänge bedarf die entsprechende Tunnellänge einer starken Reduktion, um als Maß der Mächtigkeit zu dienen. Die Zone VI besteht aus den gleichen Gesteinsarten, aber statt der regelmäßigen Steilstellung mit 75—85° Neigung gegen SO, tritt hier plötzlich flache Neigung von 20—25° abwechselnd mit steiler Stellung ein, und erst in Zone VII stellt sich wieder die alte Ordnung ein. Diese 153 m breite Störungszone VI macht es wahrscheinlich, daß wir uns in der Mediane der großen liegenden Berisalmulde befinden, wo die ursprüngliche Oberfläche der Gesteine der Zone V mit derjenigen der Zone VII infolge der Überfaltung in Berührung kam, wobei die obersten Lagen beider durch die ge-

waltige Massenbewegung starke Zerrüttung erlitten. Ähnlich wie in Zone V folgt auf Zone VII die Zone VIII mit feinen Glanzschiefern, wie solche das Gewölbe IV umhüllen. In dieser Zone VIII herrschen starke Verbiegungen vor und Störungen auf Gleitflächen. Sie erklären sich wohl damit, daß bei der großartigen Überfaltung diese weicheren Gesteine von der Last der darüber liegenden Massen schwer zu leiden hatten, während da, wo in Zone IX sich wieder feste bis zu 3 m dicke Kalkbänke einstellen, die Schichten ihre regelmäßige Anordnung mit steiler Neigung nach NW behalten haben, ebenso wie dies in der Dolomitzone X, die der Trias zugezählt werden darf, der Fall ist.

Die Tatsache, daß die in Zone VI liegende Medianfläche der Mulde jedenfalls eine sehr steile Stellung hat, erschwert die Erkenntnis, daß es sich dabei um eine ursprünglich liegende, durch Überfaltung gegen Norden entstandene Mulde handelt, die erst durch die Nachfaltung gerade an dieser Stelle steil aufgerichtet worden ist. Die Beweise hierfür finden wir aber auf der Südseite des Tunnels.

Die dünne Gneislage in Zone X liegt diskordant in den Triasschichten und muß deshalb als Gang gedeutet werden. Auch der Eistengneis zeigt sowohl zu seinen hangenden als auch zu den liegenden Triasschichten unverkennbare Diskordanzen, und das gilt auch für den Gantergneis der Zone XIII. In der folgenden Zone XIV fehlen Dolomit- und Anhydriteinlagerungen, wie es scheint, vollständig, aber zugleich ist der Gesteinscharakter von dem der Zonen VII—IX sehr verschieden. Es liegt deshalb kein Grund vor, diese Gesteine für etwas anderes zu halten, als was sie erscheinen, nämlich als das Liegende der dolomitführenden Trias. Das gilt auch für die Zone XV mit den vielen Grünschieferinlagerungen und für Zone XVI, in der die Kalkgesteine zwar bereits stark zurücktreten, aber in Form weißer Marmorbänke doch noch vorkommen. Die Gesamtmächtigkeit dieser untertriasischen Schichten der Zonen XIV—XVI kann auf 400 m geschätzt werden, die der dolomitischen Trias auf über 100 m.

Der Übergang zur Zone der Berisalschiefer macht sich durch keinerlei Diskordanz bemerkbar. Es stellen sich erst feinkörnige, granathaltige, helle Gneise ein in granatführenden und granatfreien Glimmerschiefern, dann graue Gneise mit Aplitzügen, mehrere Amphibolitlagen, die stets noch etwas Kalk enthalten. Nach 733 m erst kommt eine kalkfreier Glimmerschiefer, der von Gneisen ganz durchschwärmt ist, so daß es schwer hält, beide auseinander zu halten, aber ein besonders

mächtiger Gneiszug ist zwischen Km 5,999 und 6,075 durchfahren worden. Außerdem stellen sich auch viele Amphibolitgesteine ein. Der Umstand, daß zwischen den Berisalschiefern und den Kalkschichten der Trias keine Diskordanz und keinerlei Grundkonglomerat in der Trias zu bemerken ist, läßt darauf schließen, daß zwischen die Ablagerung beider Formationen kein großer Zeitabschnitt fiel, daß somit diese Berisalschiefer vielleicht als jungpalaeozoisch angesehen werden dürfen.

Diese Schichten fallen alle nach NW, aber anfangs erheblich steiler als später, woraus geschlossen werden darf, das sie die Form einer nach SO geöffneten übergekippten Mulde haben, die aber abnormal ist, weil die jüngeren Kalkschichten am Hangendflügel über und am Liegendflügel unter den älteren Berisalschiefern liegen. Wir haben hier somit eine offenbare Nachmulde.

Die nun folgende Zone XVIII hat den Nappisten große Schwierigkeiten bereitet. Sie liegt nach ihnen zwischen Berisal- und Leonegneis und müßte somit als Mulde zweimal die ganze Kalkschieferformation in sich einschließen, obwohl ihre Mächtigkeit nur wenige Meter beträgt. Trotzdem also eine ungeheure Ausquetschung stattgefunden haben soll, kann man doch den Gesteinen davon gar nichts ansehen. Der Bericht SCHARDT'S geht darüber hinweg mit den Worten: „La zone de schiste calcaire, traversée entre 7,247—7,252, se compose d'abord de schiste chloriteux granatifère avec quelques feuilletés calcaires; puis de schiste gris très calcarifère; enfin de deux lits de calcaire grenu micacé de 0,05 à 0,1 m d'épaisseur, séparés par du schiste calcaire broyé.“ Da aber der folgende Leonegneis für uns nur eine Intrusion in den Kalkschichten bedeutet, so sind diese 5 m nichts anderes als die untersten Lagen der „Unteren Trias“. Die höheren Schichten folgen nach dem ungefähr 500 m mächtigen Leonegneis und bestehen (Zone XX) aus kalkreichen, oft quarzhaltigen Glimmerschiefern, glimmerreichen Marmor- und Quarzitbänken von etwas über 200 m Mächtigkeit. Dann folgt nochmals ein ungefähr 100 m mächtiges Gneislager und danach wieder granatführende Kalkglimmerschiefer wie in Zone XX.

Nach ihrer petrographischen Beschaffenheit sind alle Kalkgesteine der Zonen XVIII, XX und XXII mit den untertriasischen Gesteinen der Zonen XIV—XVI in Parallele zu stellen.

In Zone XXII sind die Schiefer stark verdrückt und von Gleitflächen durchsetzt, die mit den nach NW geneigten Schichtlagen einen Winkel bilden. Plötzlich nehmen die Schichten eine Neigung nach SO an, stellen sich stellenweise auch senk-

recht. Der nun folgende Valgrandegneis, der mit Glimmerschiefer wechsellagert, hat anfangs ebenfalls SO-Neigung, und erst bei Km 9,200 stellt sich definitiv Einfallen mit 35° nach NW ein. Wir haben somit eine ungefähr 400 m breite Zerrüttungszone durchschritten, in der der Wechsel der Schichtneigung von Gleitflächen begleitet ist. Die Hauptverwerfungsflächen liegen in der Schieferzone und an der Grenze zwischen dieser und dem Valgrandegneis und scheinen nach den leider unbestimmten Angaben in den Rapports nach NW geneigt zu sein. Ich nehme an, daß sie steiler stehen als die nach NW geneigten Schiefer.

Unter den Gneis einfallend hat man weiterhin (Zone XXIV) Glimmer- und Quarzitschiefer mit dolomitischem Cippolin, Ankydritlager und Kieselkalke mit Dolomit, die der Trias zuzurechnen und im ganzen etwa 200 m mächtig sind. Dann erst kommen wieder (Zone XXV) die dolomit- und gipsfreien grauen Kieselkalke und Marmorbänke mit einer Mächtigkeit von mindestens 400 m.

Im Süden der Berisalschiefer und unter ihnen liegend haben wir somit eine Kalkformation mit drei Gneiseinlagerungen. In den „untertriasischen“ Schichten liegen die zwei Leonegneismassen, die petrographisch mit dem Ganter- und Eistengneis im Norden der Berisalschiefer große Ähnlichkeit haben.

Die mitteltriasische Dolomit- und Anhydritzone liegt unmittelbar unter dem Valgrandegneis. Aber das Profil ist hier durch die Verwerfung in der Zone XXII gestört und der Valgrandegneis dadurch in das Niveau der untertriasischen Schichten gebracht worden. Vielleicht ist es diesem Umstande zuzuschreiben, daß die untertriasischen Schichten, welche im Norden 400 m mächtig sind, hier im Süden nur in einer Mächtigkeit von etwa 250 m (wenn wir dabei von den Gneiseinlagerungen absehen) aufgeschlossen sind. Die mitteltriasischen Schichten hingegen haben beiderseits dieselbe Mächtigkeit von rund 100 m. Daraus ergibt sich dann für die Verwerfung in XXII, daß die Gebirgsmasse im NW derselben tiefer liegt als im SO, und zwar um etwa 200 m.

Die Grenzfläche bei Km 9,110 (S. P.) hat nicht die Gestalt einer normalen Verwerfung, sie ist windschief, und zwar so stark, daß sie in der einen Tunnelgalerie mit 83° nach NW, in der anderen mit 35° nach SW einfällt. Ich betrachte sie als die Muldenmediane, welche in dieser liegenden Mulde den hangenden von dem liegenden Flügel trennt. Es ist dieselbe Mediane, die wir im Norden bei Km 3 bereits kennen gelernt haben. Hier tritt sie aber umso deutlicher hervor, weil im SO die

Kalkschiefer des liegenden Flügels (Zone XXVI) petrographisch sich von denen des Hangendflügels unterscheiden. Stratigraphisch nehmen sie auch eine höhere Stelle ein. Die starke Zerrüttung der Gesteine auf eine Erstreckung von 10 m steht mit dieser Auffassung in bester Übereinstimmung. Die meist granatführenden Kalkglimmerschiefer des liegenden Flügels zeichnen sich durch ihre schwache Neigung nach NW aus. Weiter im Liegenden (Zone XXVII) stellen sich darin weiße glimmerreiche Marmore ein, und dann folgt (Zone XXVIII) nach SCHMIDT und PREISWERK Lebendungneis. SCHARDT hat ihn, als er von Süden her erst ein Stück weit erschlossen worden war, in den Rapports als ein umgewandeltes ursprünglich sedimentäres Konglomerat gedeutet, später aber kam er zu der Überzeugung, daß er ein echtes Erstarrungsgestein mit linsenförmigen Segregationen sei. Auf alle Fälle hat er nach dieser Beschreibung petrographisch mit dem Lebendungneis die größte Ähnlichkeit. Er liegt sehr flach, später sogar ganz horizontal und schießt zuletzt rasch umbiegend mit bis 10^0 nach SO ein. Infolgedessen gelangt der Tunnel von neuem in Kalkschiefer (Zone XXIX), den man geneigt sein könnte mit dem im Norden des Lebendungneises zu identifizieren. Er hat aber eine andere petrographische Beschaffenheit und wird außerdem weiterhin von einer mächtigen „mitteltriasischen“ Zone von Anhydrit und Dolomiten überlagert, was beweist, daß die Schichten hier verkehrt, am Nordrand des Lebendungneises aber normal liegen. Das ist aber nur möglich, wenn der Gneis eine Mulde bildet, deren unterer Flügel sehr flach liegt, während der obere steil in die Höhe steigt, wie ich das im Tunnelprofil angedeutet habe. Der Tunnel hat zufällig nur den unteren Flügel der ganzen Länge nach durchfahren. Diese Vermutung wird auch durch die weiteren Tunnelaufschlüsse durchaus nur bestätigt. Die Anhydrit-Zone XXX mit ihren unter $15-35^0$ nach SO einfallenden Schichten endet plötzlich bei Km 4,610 an einer Verwerfung, hinter der glimmerige Kalkschiefer mit nur wenig Anhydriteinlagerungen in steiler Stellung und stark zusammengefastet angetroffen wurden (Zone XXXI), und dann kommt wieder eine Verwerfung, die $N 50^0 O$ streicht und mit 80^0 nach SO einfällt. Sie trennt die Schiefer von dem weißen Marmor, (Zone XXXIII), der nach SO geneigt ist und unter den Antigoriogneis einschließt. Auf diesen zwei Hauptverwerfungen sind die Massen im Süden jeweils ein Stück in die Tiefe gesunken. Da aber Lebendungneis überall, wo normale Schichtenfolge im Simplongebiet herrscht, über dem Antigoriogneis liegt, so ist damit bewiesen, daß hier zwischen Km 5,300 und 4,0 die Gesteine alle überstürzt sind. Umgekehrt jedoch liegen sie über

der Tunnellinie an der Tagesoberfläche am Teggiolo in normaler Folge, und daraus ergibt sich, daß der Antigoriagneis hier einen liegenden Sattel bilden muß, dessen First zwischen Vallè und dem Tunnel etwa in 1200 m Meereshöhe zu suchen wäre.

Rückwärts schreitend haben wir also von Süd nach Nord zuerst die liegende Teggiolofalte, dann die große ebenfalls liegende Berisalmulde, deren hangender Flügel jedoch durch Nachfaltung die Form einer nach Süden geöffneten isoklinalen Mulde angenommen hat. Und zuletzt kommt die stehende Bedrettofalte. Dieser großartige Faltenwurf ist nachträglich durch zwei Verwerfungen betroffen und das Ganze durch dieselben in drei Schollen zerlegt worden. Wenn wir die Lage der mittleren Scholle als Fixpunkt nehmen, dann sind die beiden anderen in die Tiefe gesunken, jede ungefähr um 200 m.

7. Verbindung des Tunnel- mit dem Oberflächenprofil.

Taf. VI, Fig. 1.

Die geologischen Beobachtungen, die man an der Oberfläche des Simplongebietes jederzeit zu machen Gelegenheit hat, lassen sich mit denjenigen, welche während des Tunneldurchstiches gemacht worden sind, verhältnismäßig leicht in Einklang bringen.

Schon seit langer Zeit hat man erkannt, daß im Rhônetal stehende Falten existieren, und nur über die Anzahl derselben bestehen Meinungsverschiedenheiten. B. STUDER machte den Anfang mit einer einzigen Mulde, und zuletzt haben STELLA 3, SCHMIDT und PREISWERK 4, SCHARDT sogar 6 stehende Gewölbe in diese Mulde hineingelegt. Mit Sicherheit läßt sich jedoch nur eines — das Rieder-Gewölbe (Zone IV) — nachweisen. Ein zweites — das Thermen-Gewölbe — ist etwas zweifelhaft, doch entbehrt es nicht einer gewissen Wahrscheinlichkeit. Die auf der Karte eingetragenen Gipszüge beweisen, daß diese Falten N 60° O streichen und mit denen des Nufenenpasses und Bedrettotales zusammen hängen, so daß ich sie auf Taf. VI, Fig. 1 geradezu als Bedrettofalten bezeichnet habe. Der Südflügel des Riedergewölbes bildet den Übergang zur großen liegenden Berisalfalte und setzt sich als liegender Flügel der Berisalmulde weiter nach Süden fort. Er taucht, zunächst nach Süd fallend, tief unter, biegt sich dann aber wahrscheinlich um und steigt wieder in die Höhe, so daß er es sein kann, der auf der Tunnel-Südseite zwischen Km 9 und 5 angetroffen wurde. In dem unzugänglichen Teil der Saltineschlucht ist sein Kontakt mit dem hangenden Muldenflügel zu vermuten, der im Tunnel bei Km 3 wirklich durchfahren wurde. Auf

der Höhe des Glieshornes und des Klenenhornes fallen die Kalkschiefer des hangenden Flügels nach SO ein, im Tunnel stehen sie fast seiger mit Neigung nach NW, sie beschreiben also in der Fallrichtung eine nach N geöffnete Kurve, deren nach Süd gekehrter Scheitel sich bei Eisten in der ausgesprochenen Neigung der Schichten nach NW verrät. Noch viel deutlicher tritt diese Erscheinung im Westen der Saltine zwischen Glieshorn und Schießhorn hervor. Aus der Tiefe bei Grund steigen die Schichten mit NW Einfallen zum Schießhorn empor, richten sich dort bis zu vertikaler Stellung auf, biegen dann nach NW um und legen sich mit flachem Südeinfallen über das Faulhorn nordwärts bis zum Glishorn hin. Auf dem Profil (Fig. 1, Taf. VI) habe ich dieses Lagerungsverhältnis, durch Luftlinien angedeutet.

Der Hangendflügel der Berisalmulde unterscheidet sich in seiner Zusammensetzung sehr wesentlich von dem Liegendflügel. An sich ist dies nicht merkwürdig, denn sie sind ja nicht wie die Flügel der Briger Bedretto-Falten ortsnahe Gebilde. Die Teile, welche sich gegenwärtig in der Muldenmediane bei Km 3 berühren, lagen vor der Faltung mindestens 50 km weit auseinander, und es wäre geradezu wunderbar, wenn sich die gleichalterigen Ablagerungen in solcher Entfernung genau in derselben Facies entwickelt hätten. Der Hauptunterschied liegt in der „Trias“, wo der Anhydrit gegenüber dem Dolomit und Marmor sehr stark zurücktritt. Wo der Hangendflügel zwischen Km 9 und 10 durchfahren wurde, enthält er zwar reichlich Anhydrit, doch wiegt der Dolomit stark vor, und wo dieser Flügel rings um den Monte-Leone-Stock zutage tritt, ist er durch seine Armut an Anhydrit ausgezeichnet gegenüber dem liegenden Flügel, der zwischen Km 4 und 5 auf der Südhalbe des Tunnels angetroffen wurde. Und wo er im Cairascatal zutage kommt, schließt er ebenfalls sehr reiche Anhydritlager ein. Auffällig sind auch die Graniteinlagerungen, die im Hangendflügel bei Eisten in der „Mittel-Trias“ liegen ebenso wie bei Alpe Veglia und am Lago d'Avino. Sie sind aber nicht horizontbeständig, denn im Tunnel bei Km 9 liegen sie unter der „Mittel-Trias“. Daß sie im Rieder-Sattel nicht vorkommen, könnte vielleicht so gedeutet werden, daß sie dort zu tief liegen und deshalb von der Tunnelsohle nicht erreicht werden konnten, aber es ist doch bemerkenswert, daß sie auch nördlich der Rhône in der Gipszone gänzlich fehlen und der Gneis des Aarmassives erst in ihrem Liegenden zum Vorschein kommt, ganz in ähnlicher Weise, wie dies bei Km 4 der Tunnelsüdhalbe der Fall ist, wo der Antigoriogneis ebenfalls unter,

beziehungsweise infolge der Überkipfung über der Mitteltrias liegt und der Lebedungneis, erst erheblich im Hangenden sich einstellt. Letzterer scheint gegen Norden überhaupt ein Ende zu nehmen, denn er ist im Liegendflügel bei Brig nirgends mehr angetroffen worden.

Die untertriasischen Schichten des Hangendflügels zwischen Gantertal und Berisal zeichnen sich durch ihre bedeutende Mächtigkeit aus und durch die im Tunnel festgestellte Einschaltung von Grünschiefern, die auch bei der Steinen-Alp zutage austreichen. Sie scheinen jedoch nur eine lokal beschränkte Verbreitung zu haben, denn zwischen Km 7 und 9, wo die untertriasischen Schichten dieses Flügels wieder angetroffen wurden, fehlen sie ganz und statt dessen liegen hier zwei Gneislager darin, zu unterst der mächtige Leone-Gneis und zu oberst ein ähnlicher, aber minder mächtiger Gneis. Wahrscheinlich sind diese die Fortsetzung des Ganter- und Eisten-Gneises gegen Süden, die aber hier nicht mehr in der Mittel-Trias eingeschaltet, also auch nicht horizontbeständig sind. Die Diskordanz, welche zwischen den Schiefern und dem Ganter- und Eistengneis existiert, und auf die schon SCHARDT in den Rapports hingewiesen hat, steht damit in vollem Einklang und gibt uns auch die Erklärung, weshalb die Kalkschiefer zwischen dem Monte-Leone-Gneis und den Berisalschiefern bei km 7,250 nur eine Mächtigkeit von 5 m haben. Man braucht da nicht Ausquetschung zu Hilfe zu nehmen, gegen die die Beschaffenheit der Schiefer durchaus spricht.

Die Mächtigkeit der Gneiseinlagerungen nimmt gegen Süden erheblich zu, und außerdem stellt sich in höheren Horizonten auch noch der Valgrandegneis ein. Er hat an vielen Stellen zwar ganz das Aussehen echten Monte-Leone-Gneises, zeichnet sich aber dadurch von ihm aus, daß er in viel höherem Maße stark umgewandelte Schieferpartien in sich einschließt, die aber ihren ursprünglichen Kalkgehalt z. T. noch erhalten haben, während diejenigen im Leonegneis nichts mehr davon zeigen. Sie liegen meist annähernd parallel zur Bänderung des Gneises und haben zu der irrigen Auffassung des Valgrandegneises als Paragneis Veranlassung gegeben.

Diese Gneise streichen an den östlichen und südlichen Steilgehängen des Leonemassives aus, senken sich von da gegen SW herab bis ins Doveriatal und steigen jenseits desselben wieder in die Höhe um das Seehorn herum nach Zwischenbergen und weiter in östlicher Richtung über die Rovalekette bis Crevola im Ossolatal. Man hat deshalb angenommen, daß sie auch von den Südostgehängen des Monte-

Leone in flach gewölbtem einfachen Bogen dahin hinübergespannt wären, und daß nur die spätere Erosion die unmittelbare Verbindung unterbrochen habe. In auffallendem Widerspruch dazu steht jedoch das merkwürdige liegende Gewölbe des Monte-Leone-Gipfels, das den Tektonikern eine harte Nuß zu knacken aufgegeben hat, weil es im Gegensatz zu allen anderen Falten seinen Scheitel nach Süden kehrt. C. SCHMIDT erklärt dies als eine Rückfaltung und stellt in den Erläuterungen zur Simplonkarte (S. 32—36) den Vorgang so dar: Das Leonegneisgewölbe „brandet“ mit seiner Stirn an der Bedrettomulde empor und bohrt sich ebenso wie das darüberliegende Berisalgewölbe „nordwärts in die Tiefe“, wobei sich sein „aus der Tiefe aufgestülpter“ Scheitel „bifurkiert“ zur Ganter- und Eisten-Antiklinale. Zugleich erfahren dabei beide Gewölbe im Süden am Monte Leone eine Rückfaltung. Wie aus dem schematischen Profil S. 32 hervorgeht, nimmt er an, daß die von Süden her aufsteigenden liegenden Falten in der Breite des Monte Leone eine tiefe tektonische Mulde erreichten, in die sie mit beschleunigter Bewegung bis zum Muldentiefsten herabglitten und am jenseitigen Gehänge eine Strecke weit emporbrandeten. Dabei erlitten sie einen Rückstoß, der die Rückfaltung am Monte Leone erzeugte. Dieser Vorstellung kann man sicherlich eine gewisse dramatische Anschaulichkeit nicht absprechen, aber ich bezweifle, daß die tektonischen Bewegungen durch den Vergleich mit der Brandung des Meeres gegen sein Ufer an Klarheit gewinnen. Erklärt werden sie dadurch sicherlich nicht.

Das Verdienst, das Berisalgewölbe im Monte-Leone-Gipfel nachgewiesen zu haben, kommt aber jedenfalls SCHMIDT und PREISWERK zu. Der hangende Leonegneis hängt ohne Zweifel mit dem unteren Leonegneis zusammen und kann nur durch eine sattelförmige Umbiegung des letzteren in seine jetzige Lage gekommen sein. Über seine Fortsetzung, die der Erosion gänzlich zum Opfer gefallen ist, können wir nur Vermutungen aussprechen. Die wahrscheinlichste ist die, welche SCHMIDT bereits ausgesprochen hat, daß dieser Gneiß auf dem Kaltwasserpaß sich auf sich selbst zurückgelegt hat, so daß die am Südgehänge des Wasenhornes in die Berisalschichten eingefalteten Kalkschiefer das Scharnier dieser Umbiegung anzeigen.

Das große liegende Berisalgewölbe hat also eine sehr verwickelte Gestalt. Seine Medianfläche ist keine Ebene, sondern ganz gewaltig verbogen. Von der Stirn weg ist sie zunächst zu einer tiefen nach Süden geöffneten schrägen Mulde verbogen, der südliche Muldenast verflacht sich bis zum Monte Leone

und biegt sich von da sattelförmig nach Norden zurück, um dann von neuem muldenförmig nach Süden umzuwenden. Diese Verbiegungen müssen jünger als das ganze Gewölbe und Folge einer Nachfaltung sein, und wir bezeichnen deshalb deren Mulden und Gewölbe als Nachmulden und Nachgewölbe.

Wir kehren nun zu dem liegenden Flügel der Berisalmulde zurück, den wir bei Km 3 (N) bereits kennen gelernt haben. Er wurde auf der Südhälfte des Tunnels von Km 9 ab durchfahren, und sein Beginn machte sich durch eine eigenartige windschiefe Trennungsfläche und eine starke Zerrüttung einer obersten Schichten bemerkbar. Die Gesteine haben eine andere Ausbildung als diejenigen des hangenden Flügels, der unmittelbar darüber liegt. Seine Schichten fallen flach nach NW ein und liegen bei Km 6,830 (S) direkt auf dem Lebendungneis. Eine ungefähr 100 m mächtige breite Kontaktzone zeichnet sich jedoch durch hohe Krystallinität aus, und die Kalksteine sind in Marmor mit Biotit und Phlogopit umgewandelt. Die Lagerungsverhältnisse des Lebendungneises habe ich bereits erörtert und die Wahrscheinlichkeit, daß er dem liegenden Flügel einer Separat-Mulde angehört, im Süden aber als deren hangender Flügel aufsteigt und sich mit dem gleichen Gneis verbindet, der bei Alpe Nembro zutage ausstreicht. Hinter diesem Gneiß folgt in verkehrter Lagerung erst Schiefer, dann die anhydritreiche Mittel-Trias, deren Schichten alle nach SO einfallen unter den Antigoriogneis, der darüber am Südgehänge des Teggiolo mit entgegengesetztem Einfallen nach NW ansteht, aber ebenfalls wie im Tunnel unmittelbar von Marmorbänken begrenzt wird. Er bildet somit anscheinend ein liegendes Gewölbe, dessen Scheitel ungefähr in der Mitte zwischen der Tunnelsohle und der Alpe Vallè liegen wird.

Merkwürdig ist die Lagerungsverschiedenheit, die sich hier zwischen den beiden Flügeln der Berisalmulde bemerkbar macht. Der hangende Flügel steigt von der Tunnelsohle langsam und jedenfalls nur schwach gekrümmt zur Höhe des Valgrande auf, während der liegende stark verbogen ist zu einer Mulde und einem Sattel. An der Medianfläche der Berisalmulde müssen demnach die Schichten in diskordanter Lagerung aneinanderstoßen. Leider habe ich keine Gelegenheit gefunden, die Medianfläche an den Steilwänden des Pizzo Forato zu studieren. Sie sind dort auch nur schwer zugänglich, aber unterhalb Cropalla bemerkte ich eine deutliche Diskordanz zwischen verschiedenartig ausgebildeten Schiefen, von denen die einen zum hangenden, die anderen zum liegenden Flügel gehören dürften (siehe S. 126).

8. Die Verwerfungen im Tunnel.

Wenn man die Rappports daraufhin ansieht, so fällt es auf, wie darin immer und immer wieder Gleitflächen und Verwerfungen notiert sind. Diese rein mechanischen Störungen steigerten sich an manchen Stellen in solcher Weise, daß das Gebirge ganz zerrüttet war und nur noch eine sehr geringe Standfestigkeit hatte. Viele der Gleitflächen verlaufen auf den Bankungsklüften und zeigen uns an, daß bei der Faltung Verschiebungen zwischen den einzelnen Schieferlagen und Gesteinsbänken eingetreten sind. Wie groß ihr Ausmaß war, ließ sich nicht feststellen, aber es darf angenommen werden, daß, wenn sie auch nur geringfügig waren, ihre Summierung doch bedeutende Verschiebungen hervorbringen konnte. Der Umstand, daß nicht nur im Tunnel, sondern auch an der Tagesoberfläche so oft Quarz und Kalkspatgänge angetroffen werden, die wie abgebrochen und zerhackt in den Gesteinen liegen, findet in solchen Verschiebungen, die nicht nur auf den Schichtflächen, sondern auch auf quer durchsetzenden Klüften vor sich gingen, seine Erklärung. Sicher waren die meisten dieser Gänge schon vorhanden, ehe jene Verschiebungen eingetreten sind, und da letztere zum Teil wenigstens mit dem Faltungsprozeß in Verbindung standen, so müssen jene Gänge älter als die alpine Faltung sein.

Kleine Gneis- oder Granitplatten und -brocken stecken oft wie Einschlüsse in den Sedimentgesteinen. Sie sind aber nicht abgerollt und können deshalb kein Geschiebe sein. Meist sind sie eckig und kantig. Es mögen Apophysen der großen Gneis-Intrusionsmassen sein, die durch jene Verschiebungen während der Faltung von dem Wurzelstock abgetrennt und abgeschoben worden sind.

Neben diesen für die Tektonik immerhin geringfügigen Verschiebungen sind auch solche von bedeutenderem Ausmaß zu verzeichnen. Es sind Verwerfungen, die sich besonders an zwei Stellen im Tunnel scharen, wo zugleich die Nebengesteine die Spuren starker mechanischer Zertrümmerung zeigen. Die eine Stelle liegt vor Km 9 (N), die andere zwischen Km 4 und 5 (S). Bei letzterer ist eine der Verwerfungsspalten von SCHARDT gemessen worden, sie streicht N 50° O und fällt 80° SO. Durch sie ist Marmor in das Niveau weicher Schiefer verworfen worden. Verlängert man sie nach oben, so kommt sie bei Vallè am Fuß der Steilwände des Pizzo Forato zutage. Die Schuttbedeckung erschwert es, sie dort zu erkennen, doch halte ich es wohl für möglich, daß eine eingehende Untersuchung ihre Spuren nachweisen kann.

Von der anderen Verwerfungszone liegen genauere Messungen im Tunnel leider nicht vor. Aber ganz unabhängig davon — denn ich kannte damals die Rapports noch nicht — habe ich am Nordfuß des Hübschornes und beim Rossetto unweit Veglia eine Verwerfung festgestellt, die darauf schließen läßt, daß das Gebirge im Norden derselben um ein beträchtliches abgesunken ist.

9. Die Verwerfung bei Rossetto.

Tafel VII, Figur 2.

Wenn man von der Punta Amoinciei nach Norden absteigt, so durchschreitet man zunächst die Berisalschiefer jenes merkwürdigen Nachgewölbes und gelangt durch eine darunterliegende nur sehr schmale Kalkzone in den darunterliegenden Leonegneis, der sich bis an den Auronabach herabzieht, an dessen rechtem Ufer er einen großen Felsbuckel aufbaut. Auf dem linken Ufer gerade gegenüber erhebt sich ebenfalls ein Felsbuckel, und man erwartet, daß er ebenso aus diesem Gneis bestehe. Statt dessen sind es Berisalschiefer, die bei ungestörter Lagerung erheblich höher oben und über dem Gneis zu erwarten wären. Die Sprunghöhe der Verwerfung muß wenigstens 100 m, vielleicht auch noch mehr betragen.

10. Die Verwerfung am Nordfuß des Hübschornes.

Tafel V, Figur 1 und Tafel VII Figur 5.

Daß die mesozoischen Kalkgesteine am Südgehänge des Wasenhornes in die Berisalschiefer eingefaltet sind in Form einer nach S beziehungsweise SSO geöffneten Doppelmulde, ist ebenso unverkennbar wie die Tatsache, daß dieser Kalkzug sich von da ohne Unterbrechung unterhalb des Kaltwassergletschers nach dem Simplonpaß herüberzieht, erst gegen WSW, dann, von Hospiz an umbiegend, gegen Süden. Ebenso sicher ist, daß in dem Kern dieser Doppelmulde nur Kalkgesteine eingeschlossen sind, daß aber da, wo letztere vom Hospiz aus nach Süden umbiegen, die Kalkgesteine nur noch die Rolle eines Hangend- und Liegendflügels spielen, zwischen denen als Muldenkern der Leonegneis liegt. Die Folge davon ist, daß ein Profil, von W nach O über das Hübschorn gelegt, eine nach Osten geöffnete und übergekippte Mulde mit mächtigem Gneiskern anzuzeigen scheint (Taf. VII Figur 1), während ein Profil annähernd rechtwinklig dazu ein ganz anderes Bild gibt (Figur 5). Man erkennt daraus sofort, daß der Leonegneiskern des Hübschornes für die Wasenhorn-Simplonpaß-Kalkmulde zu hoch liegt. Wenn man vom Norden her die Steilwand des Hübschornes betrachtet (siehe SCHMIDT und PREISWERK, Geol. Führer, Taf. VI), so begreift man,

daß die Kalkschiefer im Vordergrund sehr steil nach Norden einfallen müßten, um sich in der Luft auf den Leonegneis legen und über die Spitze des Hübschhornes heraufschwingen zu können. Eine solche Annahme wird aber durch leicht beobachtbare Tatsachen widerlegt. Auf dem flach ansteigenden Gelände zwischen der Poststraße und den Nordwänden des Hübschhornes sieht man die Kalkschiefer allerorten weit schwächer, im Maximum nur bis zu 30° ansteigender Neigung gegen NW einfallen. Ihr Kontakt mit dem Gneis ist zwar durch Gehängeschutt verdeckt, aber wenn man die Schiefer in ihrer Fallrichtung nach oben sich fortsetzen läßt, müßten sie an den Gneis anstoßen und es ergibt sich aus Figur 5 eine Verwerfung von mindestens 150 m seigerer Sprunghöhe, durch die der Kalkschiefer in das Niveau des Gneises herabgesunken ist. An den Steilgehängen gegen den Kaltwassergletscher hingegen erscheint es so, als ob die Kalkschiefer, die dort deutlich sichtbar unter dem Leonegneis auftauchen, sich gegen NW ohne Unterbrechung bis zur alten Galerie an der Poststraße herabzögen. Da sie dort aber unter den Berisalschiefer einschließen, also nicht mehr, wie weiter oben, normal unter dem Leonegneis, sondern in verkehrter Lagerung unter dem älteren Berisalschiefer liegen, so sind wir vor eine tektonische Unmöglichkeit gestellt, solange wir an der Einheit dieses Kalkzuges festhalten wollen. Viele steile Klufflächen setzen durch die Kalkwände und scheinen die Verwerfung anzudeuten, deren genaue Festlegung dort wohl nicht schwer fallen könnte. Diese beiden Verwerfungen, am Hübschhorn und bei Rossetto, liegen auf derselben Verwerfungsspalte und sind sicher jünger als die Gebirgsfaltung. Sie haben auf die Gestaltung des Gebirgsbaues nur geringen Einfluß ausgeübt, aber für die Arbeiten im Tunnel waren sie und die Verwerfung auf der Südhälfte des Tunnels mit sehr unangenehmen Begleiterscheinungen verknüpft.

11. Die Formazzafalten.

Die Teggiolofalte, die wir im Simplontunnel bereits kennen gelernt haben, steht zur Berisalfalte in einem eigentümlichen Gegensatz. An ihr nimmt nur der liegende Flügel der Berisalmulde teil, während deren hangender Flügel, soweit er im Tunnel erhalten ist, davon ziemlich unberührt geblieben zu sein scheint.

a) Die Formazzafaltz am Teggiolo.

Tafel V, Figur 1. Tafel VI, Figur 3 u. 4. Tafel VII, Figur 4.

Das liegende Gewölbe der Teggiolofalte läßt sich nach NO ohne Unterbrechung durch das ganze Gebiet der Simplonkarte

verfolgen bis über das Formazzatal hinaus. Der Kern desselben besteht aus dem Antigoriogneis.

Zwischen Km 1,875 und 2,030 (S) hat der Tunnel wahrscheinlich die Gewölbe-Mediane durchfahren. In teils söhlig, teils schwachwelliger Lagerung traf man auf ein glimmerreiches Gestein, das im Dach und in der Sohle von echtem Antigoriogneis eingeschlossen war. SCHARDT bezeichnet es als einen schieferigen, glimmerigen Gneis mit unzähligen Gleitflächen, als „une zone d'écrasement et de lamination“. Wenn man annimmt, daß diese Medianfläche gegen NO bis zum Cairascatal, also auf eine Strecke von über $2\frac{1}{2}$ km, um nur 200 m ansteigt, dann kommt man gerade an die Stelle, wo südlich von Croso die Straccioni-Quelle entspringt und unter dem mächtigen Gneisstock des Teggiolo die Kalkschiefer und Rauhwacke zum Vorschein kommen. Es erscheint mir deshalb wahrscheinlich, daß die Varzoschiefer dem Kern des Teggiologewölbes angehören, daß aber dieser Schieferkern gegen SW an Mächtigkeit abnimmt und im Tunnel nur noch angedeutet ist. SCHARDT und SCHMIDT haben, von der Voraussetzung ausgehend, daß die Varzoschiefer jünger als der Gneis seien, angenommen, daß sie dem liegenden Flügel des Gewölbes angehören, und zeichnen die Profile so, als ob dieser Schiefer unter dem Gneis im oberen Teil des Cairascatales bei Nembro wieder zum Vorschein käme, sich dort aufbiege und den Teggiologipfel kröne, und als ob auch die Marmore, die bei Km 4 (S) im Tunnel unter den Gneis einschließen, mit der Rauhwacke bei der Straccioni-Quelle in direktem Zusammenhang stünden. Das wäre aber nur möglich, wenn die letzteren mit mindestens 15° nach NW und gleichzeitig mit 15° nach SW einfielen (siehe SCHARDT, Profil Tafel III und IV in „Note sur le Massif du Simplon 1903“.) Dies steht aber mit den im Tunnel beobachteten Fallrichtungen durchaus im Widerspruch; denn das Streichen wurde dort von SCHARDT selbst fast durchweg als ein nordöstliches und die Neigung, wo nicht Horizontalität herrschte, als nach SO gerichtet bestimmt.

Sicher ist, das die Kalkgesteine, die am Gipfel des Cistella und Teggiolo im Hangenden des Antigoriogneises anstehen, sich nur ganz wenig gegen SW senken, und es wäre doch sehr merkwürdig, wenn die Varzoschiefer unter dem Gneis nicht auch eine ähnliche Neigung hätten.

b) *Die Formazzafalte bei Crodo und im Deverotale.*

Tafel VIII, Figur 4 und 5.

Gerade so wie am Teggiolo sieht man auch im Deverotal den Antigoriogneis, der mit sehr flacher Lagerung die Gehänge

des Cistella- und des Fornostockes aufbaut, bei Goglio sich umbiegen und gegen NW rasch unter die Talsohle untertauchen; darüber legt sich Kalkschiefer und dann Lebendungneis. Es ist dasselbe tektonische Bild wie am Teggiolo, und oben auf der Höhe des Forno und der Cistella liegen dieselben Gesteine in fast söhliger Lagerung auf dem Gneis. Unter letzterem kommen im Deverotal und bei Crodo die Bacenoschiefer hervor, ebenfalls in horizontaler oder doch nur sehr schwach geneigter Lagerung. Man hat sie als den Liegendflügel des Antigoriogewölbes gedeutet, und das erscheint auch sehr wahrscheinlich, wenn man die Eintragungen auf der Simplonkarte bei Goglio ansieht. Bei Cugnescio biegt auf der Karte der Marmorzug, der bei Ausone über dem Gneis liegt, um und legt sich unter denselben. Von da bis zum Bacenoschiefer sind nur 800 m verschüttet, aber beide passen so gut zueinander, daß ein Zusammenhang sehr wahrscheinlich erscheint. In Wirklichkeit sieht man aber von diesem Marmor nichts. Das ganze Gehänge ist von Schutt überdeckt, und die Schiefer, die hundert und mehr Meter oberhalb Cugnescio anstehen, fallen alle nach NO ein. Der aufschlußlose Zwischenraum beträgt also nicht 800, sondern 1400 m, und das ist für den Gneis mehr als genug Raum, um zwischen beiden Schieferarten in die Tiefe einzuschießen, umzubiegen und unter den Bacenoschiefern gegen SO sich fortzusetzen, bis er bei Verampio in dem tiefen Antigoriotal wieder als Verampiogneis zum Vorschein kommt (Fig. 5). Legt man ein Profil von Mte. Foro zur Cistella in Richtung ONO—WSW (Fig. 4), so erkennt man leicht, daß, wenn meine Auffassung der Varzoschiefer richtig ist, es auch die der Bazenoschiefer sein muß.

Zugleich ergibt sich daraus, daß die Kalkschiefer und oberen Gneise am Gipfel des Pizzo quattro Pilastrì und überhaupt der ganzen Isornokette, wie schon im stratigraphischen Teil als möglich hingestellt wurde, den Gipfel-Schichten des Mte. Forno und Cistella entsprechen, also nicht den Berisalschiefern angehören.

c) *Die Formazzafalte im Formazzatal.*

Tafel VIII, Figur 3.

Die Bacenoschiefer im Kern des liegenden Gewölbes verschwinden schon unweit Premio im oberen Antigoriotal unter dem Talboden, und herauf bis Tuffald ist das Tal ausschließlich im Antigoriogneis des hangenden Gewölbeinflügels eingeschnitten, aber hoch oben an beiden Talgehängen liegen die Kalkschiefer und darüber der Lebendungneis darauf. Dann aber zwischen

Tuffald und Zumsteg steigt der Antigoriogneis an beiden Gehängen ziemlich rasch in die Höhe, und mächtiger Kalkschiefer, Quarzit und Dolomit kommen unter ihm zum Vorschein und umhüllen den Gneis am Lebendunbach bei Unter-Bäch und jenseits oberhalb der Tamieralp auf seiner Nordseite nach Art eines liegenden Gewölbefirstes. Damit endigt zugleich die Verbreitung des Antigoriogneises im Formazzatal gegen Norden, und diese Enden entsprechen genau dem Teggiolo- und Forno-Stirrand. Der Lebendungneis, der im Westen nur eine geringe Mächtigkeit hat, gegen Nordosten hin aber nördlich des Mte. Forno schon erheblich anschwillt, erreicht im Formazzatal Mächtigkeiten bis zu 800 und 1000 m, besonders am Mte. Giove und dem Gloggstafelberg. Hier schließt er auch größere Schiefermassen in Form langgezogener Linsen ein. Zugleich jedoch schwellen die Schiefer, welche zwischen ihm und dem Antigoriogneis liegen, außergewöhnlich stark an, und das mag die Ursache sein, weshalb der Lebendungneis sich nicht ebenso wie der Antigoriogneis stirnförmig umbiegt zu einem nach Süden einfallenden liegenden Flügel. Er zieht sich vielmehr, nur langsam nach Norden sinkend, am Gehänge herunter und fällt erst bei den Tosafällen steil in die Tiefe. Es hat den Anschein, als ob er ein dem Teggiologewölbe im Norden vorliegendes zweites Gewölbe bilde, das ich vorläufig das Tosa-gewölbe nennen will. Über dem Lebendungneis liegen die Giacomoschiefer, und dieses Lagerungsverhältnis spricht dafür, daß letztere im System der Glanzschiefer eine verhältnismäßig hohe Stellung einnehmen und möglicherweise deren jüngstes Glied sind (siehe S. 117).

d) Die Formazzafalten im Basodino-Massiv.

Tafel VIII, Figur 1 und 2.

Die Faltungen, welche bis zum Formazzatal verhältnismäßig einfach und ziemlich klar sind, nehmen nun höchst verwickelte Formen an. Da ich nur zwei Tage auf ihr Studium verwenden konnte und dabei im einzelnen manches anders gefunden habe, als es die Karte angibt, so bin ich über einiges im unklaren geblieben. Doch glaube ich mit der Annahme nicht fehl zu gehen, daß hier das Teggiologewölbe sich stärker entwickelt hat und viel weiter nach Norden übergreift, bis zum Marchhorn. Unter den Steilwänden, die das Basodino-Massiv gegen Westen begrenzen und aus Gneis bestehen, liegen Kalkschiefer, in denen der Kastelsee eingebettet ist, und die südwärts in einzelnen Partien noch erhalten sind bis zum Tälihorn. Diese Schiefer liegen auf demselben Gneis, der sie auch überlagert, und dieser

liegende Gneisflügel entspricht genau demjenigen, der im Tunnel (S) zwischen Km 5 und 7 durchfahren worden ist. Während aber dort der hangende Lebendungneisflügel sich rasch in die Höhe biegt und wahrscheinlich bei Vallè zur Tagesoberfläche heraufkommt, ist dieser Flügel am Basodino flach gelagert und biegt sich erst am Marchhorn in die Höhe. Dort liegt also die Stirn des Teggiolo-Gewölbes. Der liegende Flügel hingegen, dessen Fortsetzung gegen Norden im Tunnel unbekannt ist, biegt sich einerseits beim Tosa-Wasserfall rasch herab und bildet das tiefere Tosagewölbe, andererseits aber springt er mit seiner oberen Seite noch bis „Im Moos“ nach Norden vor und spitzt sich dort aus.

12. Die Beziehung der Formazzafaltung zur Berisalfaltung.

Die Formazzafaltung ist am bedeutendsten im NO, die Berisalfalte im SW des Gebietes entwickelt. Erstere streicht deutlich von SW nach NO, letztere von W nach O, vielleicht sogar von NW nach SO. Sie bilden somit jedenfalls einen recht großen Winkel miteinander. Im SW liegt die Teggiolofalte teilweise unter dem Berisalgewölbe und war früher wahrscheinlich ganz von ihm bedeckt. Wie weit letzteres vor seiner Zerstörung durch Erosion sich im Gebiete des Simplon nach NO ausgedehnt hat, läßt sich nicht mehr mit Sicherheit nachweisen, aber es ist nicht unwahrscheinlich, daß das Gebiet des Cairasca-, Devero- und Antigoriatales einstmals von ihm ganz bedeckt war. Dahingegen scheint es sich bis zum Basodino-Massiv nicht erstreckt zu haben, und darin liegt wohl der Grund, weshalb gerade dort die Formazzafalten sich ungehemmter zu weitausgreifenden Deckfalten entwickeln konnten.

Es hat den Anschein, als ob die Berisalfaltung früher einsetzte als die Formazzafaltung und das große Berisalgewölbe sich schon auf seinem Vorlande ausgebreitet hatte, als die Formazzafaltung den liegenden Flügel der Berisalmulde in Bewegung setzte und damit zugleich das Berisalgewölbe zu seiner so merkwürdigen Nachfaltung am Monte Leone zwang. Unter der Last dieser zu bewältigenden Masse wurde die Formazzafaltung wahrscheinlich in ihrer freien Entwicklung gehemmt, die sie erst weiter im Osten, bis wohin die Berisaldecke nicht reichte, erlangt hat.

13. Die Bedrettofalten.

Im Gegensatz zu den liegenden Falten des Berisal- und Formazzasystems stehen die Bedrettofalten nicht nur deshalb, weil es stehende Falten sind, sondern auch weil sie ein anderes

Streichen haben. Ich habe sie nur bei Brig eingehender studiert, aber aus der geologischen Karte entnimmt man leicht, daß sie sich bis ins Bedrettal fortsetzen mit ostnordöstlichem Streichen. Die Schubbewegung, welche sie erzeugt hat, muß also eine andere Richtung gehabt haben als bei den anderen Falten. Ob ihre Entstehung zeitlich mit der der südlichen Deckfalten zusammenfiel oder ihr erst nachfolgte, läßt sich zurzeit kaum feststellen. Dahingegen ist es sehr wahrscheinlich, daß, als die Deckfalten ihre nördlichste Ausdehnung erreichten, die Bedrettofaltung schon eingesetzt hatte, der weiteren Ausdehnung der Deckfalten hemmend entgegentrat und bestrebt war, letztere selbst in ihrem Sinne mitzufalten. Auf diese Weise entstand die Nachfaltung des Berisalgewölbes, welche der Stirn dieses Gewölbes die merkwürdige Muldenform verlieh, die durch den Tunneldurchstich klargelegt worden ist. Die steile Aufrichtung des Stirnrandes der Berisalfalte von Visp bis zum Ofenhorn ist das Produkt der Bedrettofaltung. Sie teilt deshalb auch mit dieser das ostnordöstliche Streichen. Die muldenförmige Einsenkung, die die Berisalfalte dadurch erfuhr, ist die Ursache, weshalb gerade dieser Teil derselben noch so vollständig erhalten und vor der Zerstörung durch Erosion besser bewahrt worden ist als die südlicheren Teile.

Inwieweit dieser Kampf zwischen den verschiedenen Faltungsrichtungen auch später im Osten am Stirnrand der Formazzafalten seine Spuren zurückgelassen hat, kann ich nicht beurteilen, da ich diese Strecke nicht besucht habe.

14. Das Verhältnis der alpinen Falten zu den Gneisen.

Die Ansicht STUDERS, daß die Gneise sehr jung und erst während der alpinen Faltung, teils durch sie veranlaßt, teils dieselbe beeinflussend, in die Sedimentgesteine eingedrungen seien, ist in neuerer Zeit wieder lebhaft von verschiedenen Seiten aufgegriffen und weiter ausgebaut worden.

Schon im ersten Teile dieser Arbeit (S. 121—136) habe ich dem Alter der Simplon-Gneise ein besonderes Kapitel gewidmet. Ich kam dabei zu dem Ergebnis, daß sie jünger als der Lias und älter als die alpine Faltung sind.

Jetzt, nachdem ich gezeigt habe, weshalb die bisher herrschenden Vorstellungen über den alpinen Faltenbau im Simplongebiet aufgegeben und durch andere ersetzt werden müssen, denen aber wegen der stratigraphischen Unsicherheiten noch keine festgeprägten Formen gegeben werden können, erscheint es notwendig, nochmals an die Altersfrage der Gneise

heranzutreten, um zu erwägen, ob die Formen der Gneismassen nicht doch vielleicht für eine Intrusion während oder nach der Faltung sprechen.

So wie KLEMM (Sitzber. Preuß. Akad. d. Wiss. XII, S. 5, 1907) meint, daß die tadellose Erhaltung der so spröden Tremolite auch in den am stärksten gefalteten Dolomitschichten bei Campolungo spätere Gebirgsbewegung absolut ausschließe, könnte man auch im Simplongebiet in diesem Sinne die Tatsache anführen, daß mancherorts Aplitgänge auf Erstreckungen von mehreren Metern schnurgerade durch den Gneis setzen (z. B. im Verampiogneis an der Poststraße Crodo-Baceno, im Diveriatal oberhalb Iselle und im Antigoriotal bei Foppiano) und somit keine Anzeichen einer späteren Verbiegung zeigen, von der die Sedimentgesteine hier doch allgemein betroffen sind. Diesem Argumente kann ich jedoch kein allzugroßes Gewicht beimessen, weil gerade an diesen Orten, wie das auch die Profile lehren, die Sedimentgesteine nur von einer ganz großzügigen Faltung erfaßt worden sind und kleiner Faltungen oder Fältelungen entbehren. Dähingegen ist es eine unbestreitbare Tatsache, daß an sehr vielen Orten die Gneise die deutlichsten Anzeichen einer nachträglichen sehr starken mechanischen Beanspruchung zur Schau tragen; im Simplontunnel wurden sie in Menge beobachtet und von SCHARDT in den Rapports beschrieben. Es sind Gleitflächen, Ruschelzonen und Zertrümmerungen, die sich erst nach der Verfestigung des Gneises gebildet haben und jedenfalls beweisen, daß nach der Intrusion noch erhebliche tektonische Bewegungen stattgefunden haben.

Wo größere Gneismassen in den Schiefen und Kalksteinen eingelagert sind, sind die mulden- und sattelförmigen Verbiegungen gewöhnlich weitgespannt und der Krümmungsradius ist ein sehr großer. Enge Faltungen kommen fast nur da vor, wo die Gneise fehlen. Das hängt wohl damit zusammen, daß die Gneise den Verbiegungen einen größeren Widerstand entgegengesetzt haben. Nur an einigen Stellen erfolgte, wie die Profile zeigen, die Umbiegung unter spitzeren Winkeln. Es wäre wichtig, durch mikroskopische Untersuchungen festzustellen, ob dort in den Gneisen vielleicht stärkere mechanische Zertrümmerung herrscht als anderwärts oder nicht.* Man könnte daraus Anhaltspunkte gewinnen, ob die Gneise erst nach oder schon während ihrer Intrusion diese Lagerungsform angenommen haben. Es ist aber auch so schon recht unwahrscheinlich, daß z. B. die Lebendungneisintrusion bereits primär eine so gewundene Form angenommen habe, wie sie im Profil durch das Basodino-massiv erscheint.

Das liegende untere Antigoriogewölbe des Teggiolo, des oberen Devero- und des Formazzatales ließe sich bei Annahme des alpinen Alters der Gneise als das nördliche Ende eines großen Lakkolithen deuten, der von Süden her in die Kalksedimente eindrang. Ich habe diese Möglichkeit längere Zeit in Erwägung gezogen und in diesem Sinne Profile zu zeichnen versucht. Ich bin dabei aber stets mit beobachteten Tatsachen in Widerspruch geraten und habe deshalb diese Profile verworfen. Aber es muß zugegeben werden, daß auch für die Deutung dieser Stellen als liegendes Gewölbe das Beobachtungsmaterial nicht vollständig ausreicht. Am Teggiolo liegt zwischen den Aufschlüssen über Tag und denen im Tunnel eine 1000 m dicke Zone, von der wir nichts wissen, und die uns mancherlei Überraschungen bringen könnte (siehe Taf. VI, Fig. 1). Das gilt in noch höherem Maße für das liegende Antigoriogewölbe im Deverotal (Taf. VIII, Fig. 5), woselbst die unterirdische Verbindung des Antigorio- mit dem Verampioigneis ganz hypothetisch ist.

Eine der größten Schwierigkeiten für die Annahme eines alpinen Alters der Gneise liegt in der Berisalüberfaltung. Die Hauptgneismassen liegen unter dem Berisalgewölbe im Muldenkern und dazu noch größtenteils im inversen Muldenflügel. Man könnte sich mit der Annahme zu helfen suchen, daß gerade durch das Eindringen des plastischen, noch nicht erstarrten Gneismagmas die gleitende Bewegung der Berisalschiefer begünstigt wurde. Denn sie schwammen gewissermaßen auf einer beweglichen Unterlage, die ihnen den Marsch nach Norden erleichterte. Aber im Widerspruch dazu steht, daß die Gneise alle Faltungen der Schiefer mitmachten, sogar die seltsame Nachfaltung am Monte Leone. Wäre der Gneis wirklich während der Faltung der festen Sedimentgesteine noch nicht verfestigt gewesen, dann müßte doch diese Verschiedenartigkeit des physikalischen Zustandes in der heutigen Gestalt der Gneismassen und in ihrem Verhältnis zu den sie umgebenden Sedimentgesteinen einen deutlichen Ausdruck gefunden haben. Die auffällige Regelmäßigkeit, mit der die Kalksedimente unter dem Berisalschiefer wiederholt mit Gneisen wechsellagern und gemeinsam mit ihnen in Falten gelegt sind, scheint mir einem erst während des Faltungsvorganges erfolgten Eindringen der granitischen Massen nicht zu entsprechen.

Für den Vorgang gleichzeitiger Gebirgsfaltung und magmatischer Intrusion fehlt uns allerdings jede Erfahrung, so daß es gewagt erscheint, darüber ein Urteil abzugeben, welche Ge-

stalt in solchem Falle die Gesteinsmassen annehmen müssen oder können, und dies umsomehr, als es noch ganz zweifelhaft ist, ob ein solcher Fall überhaupt im Bereich physikalischer Möglichkeit liegt.

15. Die Beziehung der drei Faltungs-Systeme zueinander.

Für die schier unentwirrbaren tektonischen Verwickelungen des Simplongebietes scheint mir die Annahme der oben beschriebenen drei verschiedenartigen tektonischen Bewegungen eine einigermaßen befriedigende Erklärung zu geben. Als ich vor 6 Jahren mit dem Studium dieser Gegend begann, versuchte ich es natürlich zunächst mit der Annahme einer einheitlichen tektonischen Bewegung, wie sie damals allgemein üblich war. Vier Jahre mühte ich mich umsonst ab. Es gelang nicht, eine mit allen mir bekannten Tatsachen in Einklang stehende Vorstellung vom Gebirgsbau zu gewinnen, und auf rein induktivem Wege bin ich allmählich zur Erkenntnis jener drei Faltungsvorgänge gelangt.

Ich habe versucht, in einer Reihe von Profilen dieser meiner Auffassung bildlichen Ausdruck zu geben. Die Unsicherheit der Stratigraphie jedoch und mehrere andere Umstände, unter denen ich besonders die Unmöglichkeit hervorheben möchte, meinem Untersuchungsgebiet eine weitere Ausdehnung zu geben, bringen es mit sich, daß in allen diesen Profilen Stellen vorkommen, die mehrdeutig sind. Die Deutung, die mir am wahrscheinlichsten schien, habe ich gewählt, ohne jedoch mir zu verhehlen, daß weitere Untersuchungen vielleicht einer anderen Deutung eine größere Wahrscheinlichkeit geben können.

Die drei Faltungssysteme haben, wenn sie als solche wirklich bestehen, jedenfalls eine weit über das Simplongebiet hinausreichende Verbreitung und für den Bau der Alpen eine große Bedeutung. Es wird notwendig sein, zu prüfen, ob sie auch in den benachbarten Gebieten konstant bleiben, ob sich ihre Zahl gleich bleibt, und in welchem kausalen Zusammenhang sie zueinander stehen.

Die Verschiedenheit der Massenbewegungen, durch die sich die drei Systeme im Simplongebiet zu unterscheiden scheinen, kann entweder ihre Ursache in verschiedenartig gerichteten Schubkräften haben oder darin, daß dieselbe Schubkraft durch Verschiedenartigkeiten in dem Aufbau des sich faltenden Krustenteiles zum Wechsel im Faltenwurf gezwungen war. Es wäre ganz begreiflich, wenn die Einschaltung der Gneismassen in den Sedimenten durch ihre Mächtigkeit an den einen und

ihr zum Teil vollständiges Fehlen an den anderen Stellen Ablenkungen der Faltungsrichtungen hervorgerufen hätten. Ebenso gut wäre es aber auch möglich, daß die Schubkraft selbst, während der vielleicht sehr langen Faltungszeit, ihre Richtung aus Ursachen verändert hätte, die außerhalb des Simplongebietes liegen.

Wenn man die Punkte, welche einigermaßen aufgeklärt sind, mit denjenigen, welche noch ganz dunkel sind, in der nachfolgenden Weise zusammenstellt, dann ergibt sich, wieviel hier noch zu tun ist.

1. Die Gneise sind jünger als die sie umgebenden Sedimente und erst nachträglich in dieselben eingedrungen, sie waren es aber schon, als die große Gebirgsfaltung eintrat.

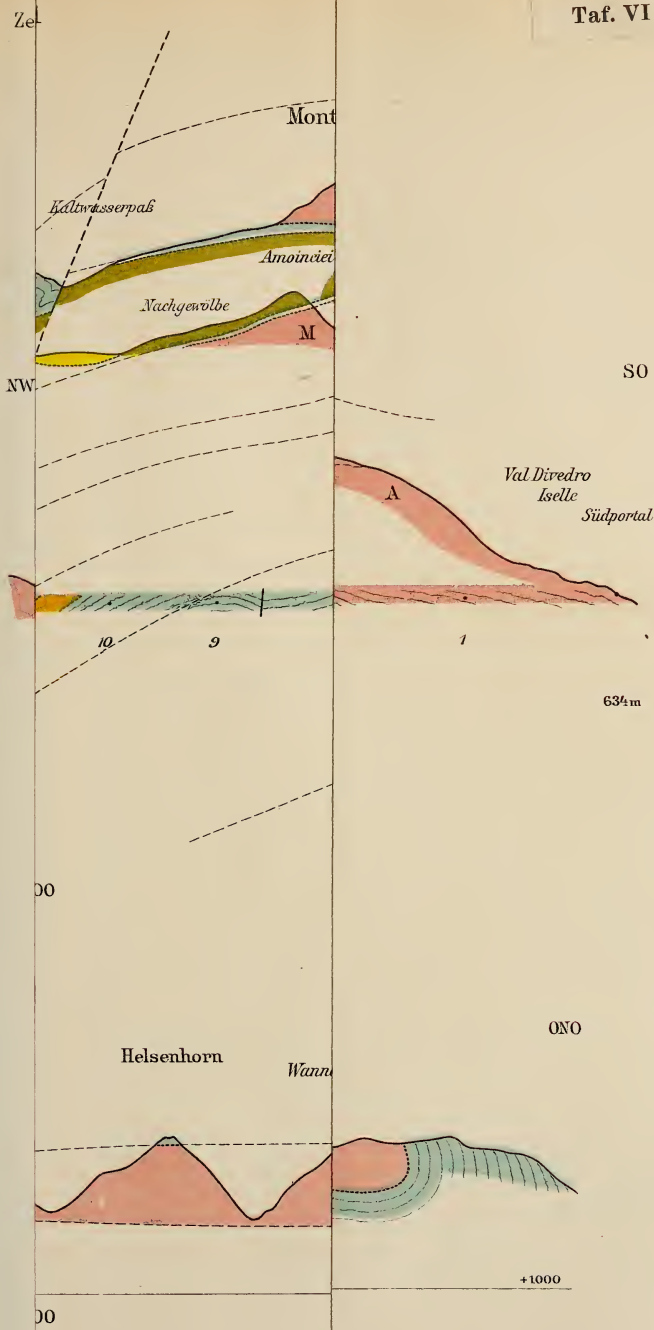
2. Ungewiß hingegen bleibt, wann diese Faltung eingetreten, wann die Sedimentbildung aufgehört hat, und wann in dem dazwischen liegenden Zeitraum die Gneisintrusion sich ereignet hat.

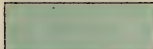
3. Die Alpenfaltung hat zur Herausbildung dreier Falten-systeme geführt, von denen das Berisalsystem den Anfang machte, das Formazza- und das Bedrettosystem wahrscheinlich erst später nachfolgten, aber so, daß alle drei noch eine Zeitlang zusammen in Tätigkeit waren.

4. Ungewiß hingegen bleibt, wie lange diese Faltungen gedauert haben, zu welchem Zeitpunkt sie einsetzten, und ob Ruhepausen dazwischenlagen, die vielleicht von Erosionsvorgängen begleitet waren.

5. Erst nach der Faltung haben auf Verwerfungsspalten Schollenbewegungen stattgefunden, deren relative Verschiebungen im Verhältnis zur Gebirgshöhe nur gering waren.

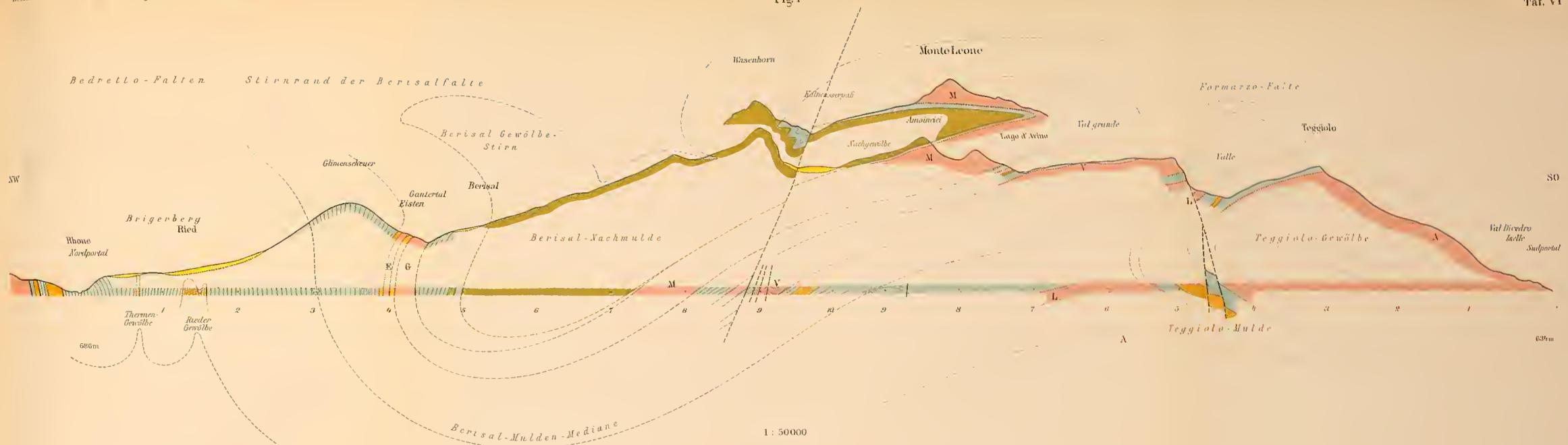
6. Ungewiß aber ist, ob dieselben nur eine lokale Bedeutung haben, oder ob sie mit der vertikalen Heraushebung des ganzen Gebirges und der Hebung der pliocänen marinen Schichten am Südrand der Alpen in Verbindung standen.




 Mesozoische Schiefer
 (schistes lustrés)

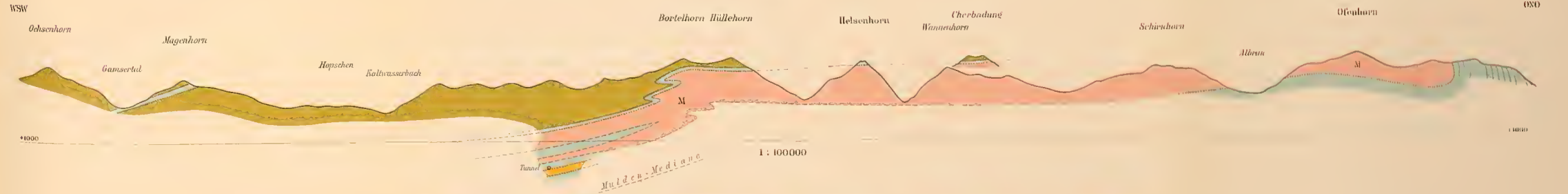
Antiqu
 Val

Fig 1



1 : 50000

Fig 2



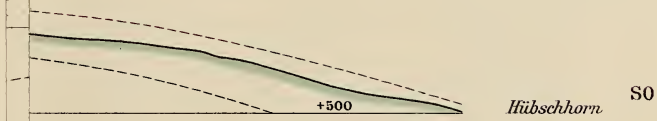
1 : 100000



Cistella

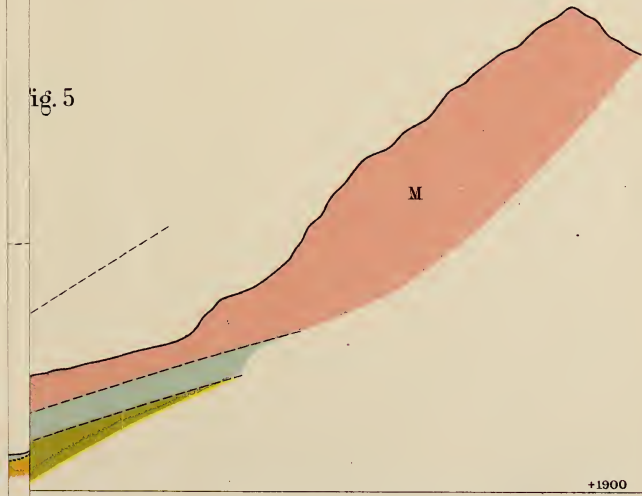


SO



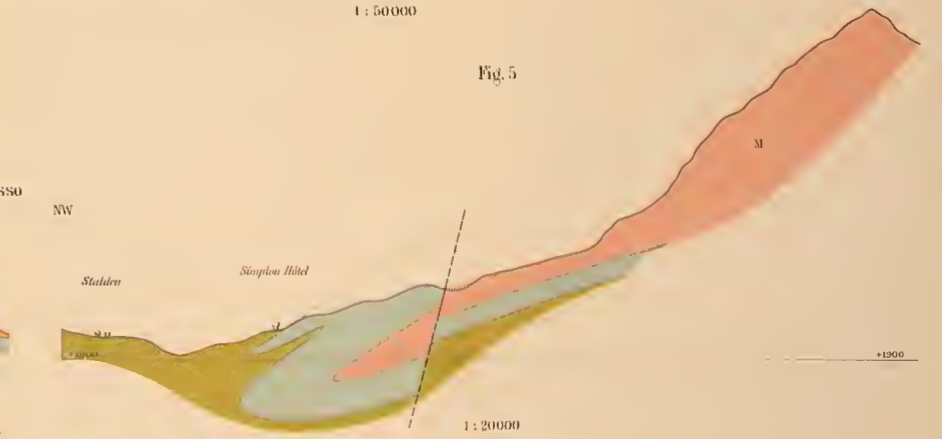
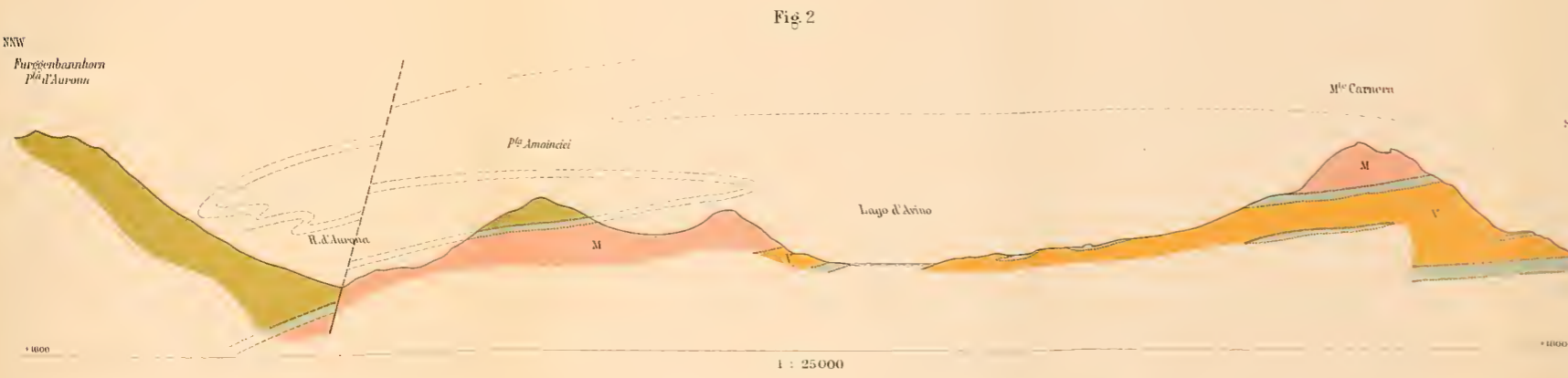
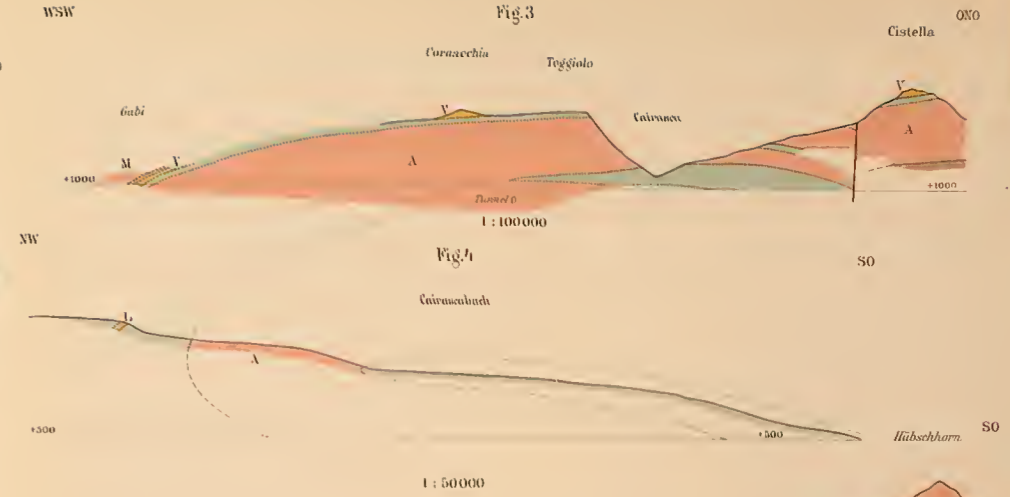
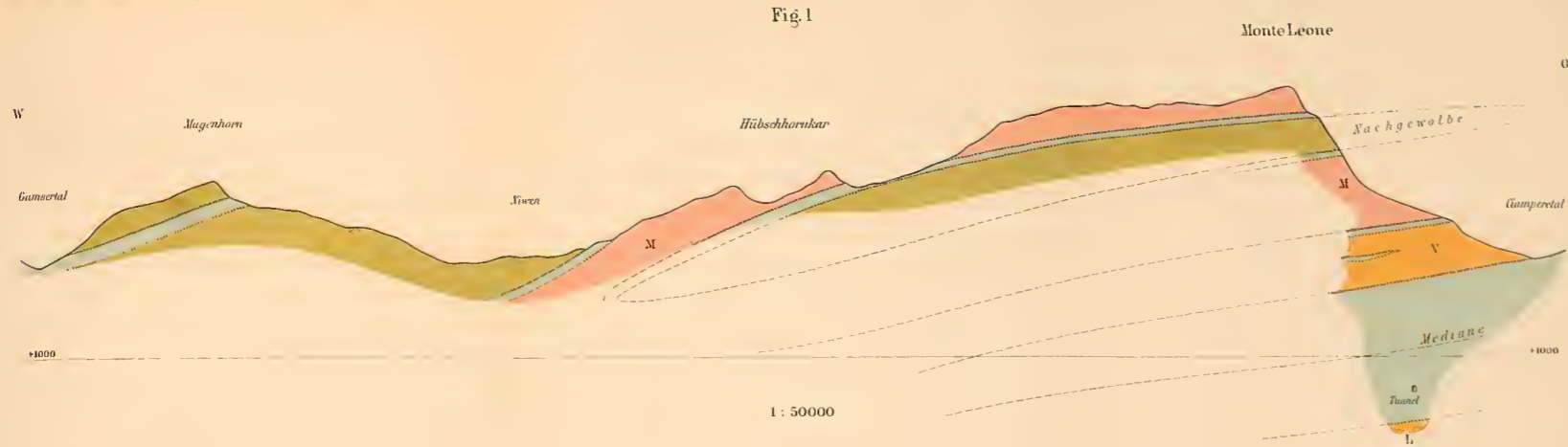
SO

fig. 5

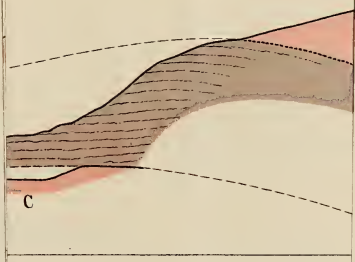
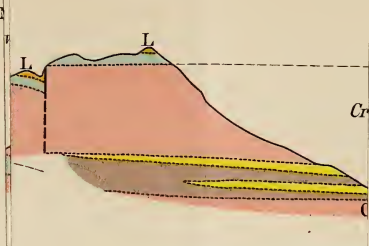


20000

180
185
184

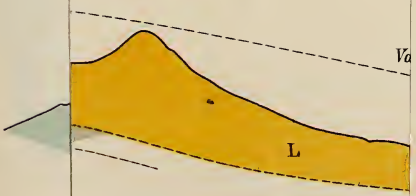


Corno Cistella



N

Kastelhorn



+1200

