

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Bern
Band: - (1895)
Heft: 1373-1398

Artikel: Ein geologisches Querprofil durch die Centralalpen
Autor: Zeller, R.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-319079>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 30.12.2025

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

R. Zeller.

Ein geologisches Querprofil durch die Centralalpen.

Einleitung.

Die historische Entwicklung der Alpengeologie zeigt, dass bei der geologischen Erforschung *kleinerer Gebiete* die Darstellung der thatsächlichen Verhältnisse in gleichem Maasse durch Karten und Profile geschah; wo es sich dagegen darum handelte, zusammenfassend den Bau eines *grossen Alpenstückes* zur Anschauung zu bringen, eilte die Karte dem Profil voraus. Denn eher kann man aus Specialkarten eine Übersichtskarte kombinieren, als aus verschiedenen Lokalprofilen ein grosses Übersichtsprofil zusammenstellen. Jene ist weit mehr nur die Wiedergabe des thatsächlich Beobachteten, während beim Profil die persönliche Auffassung stark mitspielt, und deshalb Profile verschiedener Autoren noch schwieriger in Übereinstimmung zu bringen sind als ihre Karten. Dazu kommt auch der Umstand, dass man beim Profil mehr oder weniger an eine Linie gebunden ist und die Lokalprofile nicht immer jene Gegenden schneiden, die man bei Herstellung eines grössern Profiles berührt. So ist es begreiflich, dass es schon lange geologische Übersichtskarten der Alpen gab, bevor von Giordano ¹⁾ im Jahre 1873 der Versuch gemacht wurde, ein Querprofil vom Nordrand der Alpen bis zur lombardischen Tiefebene durchzulegen. Und doch ist nichts so sehr geeignet wie ein durchgehendes Profil, um die Grundzüge im Bau der Alpen, die Verteilung der Gesteinsarten und ihre Lagerung, die Verbindung der verschiedenen Zonen untereinander und ihre Bedeutung als Teil des Ganzen dem Beschauer vor die Augen zu führen. Eine langatmige Beschreibung hat hier so wenig Wert wie etwa Spekulationen über die Grenzen der Festländer alter Formationen ohne den Versuch kartographischer Darstellung. Ein Gesamtprofil muss stets präcis sein und kann nichts verschleiern oder unter allgemeinen Redensarten verdecken. Endlich ist es, wenn auch empirisch gehalten, sehr geeignet, theoretische Fragen zu beleuchten oder neue aufzuwerfen.

¹⁾ F. Giordano, Esame geol. della catena alpina del San Gottardo.

Der Erfolg, welcher z. B. Heims Querprofil durch den Nordabfall der Centralalpen¹⁾ zu teil geworden ist, gilt nicht so sehr der Darstellung der speciellen Verhältnisse des Reussthalcs, als vielmehr dem Versuch, ein allgemeines, theoretisches Bild des Gebirgsbaues der Schweizer Alpen zu geben. Der schon existierende Gedanke des Zusammenhanges der passiv gefalteten Massive untereinander wurde hier zum deutlichen Ausdruck gebracht, und es ist deshalb dieses Profil, obschon es die Alpen nicht ganz durchschneidet, in alle grösseren Hand- und Lehrbücher der Geologie übergegangen.

Warum nicht schon das Profil von Giordano dieses Erfolges teilhaftig geworden ist, begreift sich, wenn man bedenkt, dass diesem Autor nur sehr lückenhafte und oberflächliche Detailaufnahmen zu Gebote standen, indem sein Profil Gebiete berührt, deren äusserst verwickelter geologischer Bau erst in neuester Zeit klargelegt worden ist.

Unterdessen ist man uns in den Ostalpen zuvorgekommen. A. Rothpletz hat im Jahre 1894 einen Querschnitt durch dieselben veröffentlicht, der uns in äusserst deutlicher Weise jene Vorteile von Übersichtsprofilen zeigt, die wir oben kurz angedeutet. Besonders wohlthuend wirkt in diesem Querschnitt die ausgesprochene Absicht, nur das Thatsächliche zur Darstellung zu bringen und die theoretische Spekulation vollständig dem Beschauer zu überlassen. In dieser Beziehung setzt er sich in direkten Gegensatz zu dem oben erwähnten Heim'schen Profil.

Ein mit dem letzteren in der Richtung zum Teil übereinstimmendes Profil ist in neuester Zeit durch C. Schmidt²⁾ zu einem reellen durchgehenden Querschnitt und zwar im Sinn und Geist der heute herrschenden Ansichten über die tektonischen Probleme ausgearbeitet worden. Es liefert dieses Profil den Beweis, wie instruktiv solche Übersichten über den Bau der Centralalpen sind, und selbst wenn die vorliegende Arbeit nicht schon bereits bei der Publikation des Schmidt'schen Profiles in den Aufnahmen vorgelegen hätte, so würde letzteres Profil erst recht den Anstoss zur Aufnahme eines zweiten gegeben haben.

Denn obwohl im grossen und ganzen, namentlich was die Zusammensetzung der Zonen und ihre Aufeinanderfolge anlangt, zwischen dem Aarethal und dem Reussthal Übereinstimmung herrscht, sind doch im einzelnen die tektonischen Verhältnisse so verschieden, dass es sich

¹⁾ Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Atlas. Taf. 13. Fig. 13.

²⁾ Livret-Guide géologique de la Suisse. Exkursion 8: C. Schmidt, Centralalpen.

durchaus lohnt, eine eigene Profillinie durch die westlichen Centralalpen zu legen. Zugleich will meine Arbeit ein eigentliches Querprofil sein, entlang einer geraden Linie, und nicht eine Art Sammelprofil tektonisch interessanter Stellen, die oft in der Streichrichtung weit auseinanderliegen. Zwar können ja Abweichungen von einer geraden Projektionsebene nie ganz vermieden werden, sofern nicht das Profil darunter leiden soll; immerhin durften sie nicht zu häufig und nicht zu gross sein.

Eine Linie, welche diesen Bedingungen vorzüglich entsprach, war die gerade Verbindung der Orte Solothurn, am Südabhang des Jura, und Arcisate, ein Städtchen in der Nähe von Varese. Die Projektionsebene ist, können wir auch sagen, die gerade Verbindung der Städte Solothurn und Mailand. Ihre Richtung ist N 34° W—S 34° E, also annähernd senkrecht auf das Streichen der Alpen. Die gewählte Linie erwies sich bei der Arbeit wirklich so günstig in Bezug auf die nicht zu umgehenden Abweichungen, dass diese nur ganz selten den Betrag von 4 km. erreichen und ihn, abgesehen von den im Hintergrund projizierten Gebirgen, nie überschritten.

Ganz neu aufgenommen sind der Querschnitt durch die Faulhorngruppe und die Strecke vom Rhonethal bis zum Langensee. In den übrigen Stücken wurden entweder bereits vorhandene Lokalprofile unverändert eingesetzt oder aber, wo solche zu weit von der Projektionsebene abweichen, auf Grund der vorhandenen Aufnahmen, sowie eigener Begehungen ein neues Profil konstruiert.

Als kräftiger orographischer Abschluss des schweizerischen Molasselandes wurde die erste Jurakette, der geologisch wie landschaftlich klassische Weissenstein nach den Aufnahmen von Lang ¹⁾ in das Profil einbezogen. Für das Molasseland bis Marbach ist die eigene Profillinie aufgenommen worden mit thunlichster Berücksichtigung der einschlägigen Arbeiten F. J. Kaufmanns ²⁾. Der letzte Teil der subalpinen Molasse und die erste Kreidekette wurden direkt nach Kaufmann kopiert, am Brienzergrat hingegen diente wieder die Projektionsebene als Grundlage. Der Querschnitt durch die Faulhorngruppe ist, wie bereits bemerkt, ganz neu und er hat auch trotz der seither erschienenen Publikation von C. Mösch ³⁾ nichts an Neuheit

¹⁾ Lang, Geolog. Skizze der Umgebung von Solothurn.

²⁾ F. J. Kaufmann, Gebiete der Kantone Bern, Luzern etc. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. Lief. 11.

F. J. Kaufmann, Emmen- und Schlierengegenden etc. Ebend. Lief. 24. I.

³⁾ C. Mösch, Kalk- und Schiefergebirge zwischen Reuss- und Kienthal. Ebenda Lief. 24. III.

verloren. Für das ganze Aarmassiv konnte das entsprechende Profil von A. Baltzer¹⁾ direkt eingesetzt werden. Für die Strecke Rhone-thal-Langensee, die ganz auf eigenen Aufnahmen beruht, waren ausser der geologischen Karte im Massstabe 1:100000 und den dazu gehörigen Texten von Gerlach²⁾ und Rolle³⁾ fast keine Vorarbeiten da, und es dient dieses Stück zur Ergänzung der seither erschienenen Profile von C. Schmidt⁴⁾. Der letzte Abschnitt endlich durch das Luganer Eruptivgebiet beruht fast ganz auf den Arbeiten von Taramelli⁵⁾, Harada⁶⁾, Steinmann und Schmidt⁷⁾, weniger auf eigenen Begehungen.

Die Aufnahmen wurden im Sommer und Herbst des Jahres 1893 gemacht und sie konnten bei der für geologische Exkursionen ausserordentlich günstigen regenlosen Witterung zum Abschluss gebracht werden. Die petrographische Untersuchung der Gesteine und die Verarbeitung der Aufnahmen, welche im geologischen Institut der Hochschule Bern vorgenommen wurden, sowie anderweitige Beschäftigung verzögerten die Vollendung der Arbeit bis zum Frühjahr 1895.

Noch einige Worte über die Konstruktion. Das Profil wurde zuerst im Massstab 1:25000 entworfen und dann auf 1:100000 reduziert. Die Skala folgt im allgemeinen derjenigen der neuen geologischen Karte der Schweiz von Heim & Schmidt (1:500000). Es wurde davon abgesehen, die Erdkrümmung zum Ausdruck zu bringen, weil sich bei der Berechnung ergab, dass der entstehende Bogen viel zu flach sei, um wirksam hervorzutreten.

Hervorzuheben ist endlich noch der empirische Standpunkt, von dem aus das Profil gezeichnet wurde. Absichtlich sind die Luftsättel auf das Nötigste beschränkt, und die so beliebten Bögen über die Centralmassive sind, als der theoretischen Spekulation angehörend, ganz weggelassen worden. Das Profil sucht nur das Thatsächliche zu geben und es schliesst sich in dieser Bestrebung mehr an den Rothpletz'schen Querschnitt durch die Ostalpen an als an die Profile von A. Heim und C. Schmidt.

¹⁾ A. Baltzer. Das mittlere Aarmassiv etc. Ebenda. Lief. 24. IV.

²⁾ H. Gerlach. Die Penninischen Alpen. Ebenda. Lief. 27.

³⁾ Fr. Rolle. S-W Graubünden und N-O Tessin. Ebenda. Lief. 23.

⁴⁾ C. Schmidt. Geolog. Exkursion durch die Centralalpen. Livret-Guide géol. de la Suisse. Geol. Exkurs. 8.

⁵⁾ T. Taramelli. Il cantone Ticino meridionale etc. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. 17.

⁶⁾ T. Harada. Das Luganer Eruptivgebiet. N. Jahrb. f. Mineralogie. B. B. II.

⁷⁾ Schmidt & Steinmann. Geolog. Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano.

I. Die Molasse.

Abgesehen von den roten Mergeln der untern Süsswassermolasse (Aquitän), welche am Fusse des Weissensteins bei Farnern einen kleinen Höhenzug bilden,¹⁾ treffen wir auf der Profillinie die erste anstehende Molasse des schweizerischen Hügellandes am Dittiberg bei Derendingen, wo die weite Schotterebene der Aare sich mit derjenigen der Emme vereinigt. Am Ostfuss des von Erraticum bedeckten Hügels hat die Emme anscheinend horizontal liegende sandige Mergel und Sandsteine der untern Süsswassermolasse entblösst.

Jenseits der weiten Kiesebene der Emme erhebt sich bei Halten das ungeschichtete Erraticum in 20 m. hohem steilem Absturz gleich einer Terrasse über die Emmenebene, welche durchschnittlich ein Niveau von 450 m. innehält. Das wellige Moränenterrain, dem indessen eigentliche Wallmoränen fehlen, reicht bis Höchstetten. Hier tritt hier und da am Fuss der umliegenden Höhen die Molasse als sog. Knauermolasse hervor. Ihr Fallwinkel ist selten mit Sicherheit zu bestimmen.

Im Westen der Profillinie befindet sich beim Dorfe Niederösch ein grosser Aufschluss; mächtige Sandsteinbänke wechseln mit dünnen Mergellagen, die 4° ESE einfallen. Auch am Grossholz bei Alchenstorf sowie am Ischberg bei Winigen ist da und dort unter der Erraticumdecke die untere Süsswassermolasse aufgeschlossen.

Südlich von Winigen beginnt die Meeresmolasse, der untern Süsswassermolasse regelmässig aufgelagert. Sie ist auf beiden Seiten am Thalausgang des Winigenbaches entblösst und zwar in der Muschelsandsteinfacies mit Petrefakten¹⁾. Genaue Fallbestimmungen sind bei dem Mangel an Mergeln nicht zu machen, erst auf dem Plateau von Schwanden zeigen sandige Mergellagen ein südöstliches Einfallen von 7—9° und ob der Käserei Hofholz findet sich in ihnen ein Lager mariner Petrefakten (Panopæa)²⁾. An der Strassenkreuzung südlich Leumberg tritt bereits Nagelfluh ein, die wir auch am Südfuss des Heiliglandhubels mit Sandstein wechsellagernd wiederfinden. Sie ist dort an der Landstrasse Burgdorf-Affoltern aufgeschlossen und fällt mit 8° gegen SSE. ein. Von hier südwärts nimmt die Nagelfluh immer mehr zu, zugleich legen die Schichten sich immer flacher. Hinter Rinderbach beträgt der Fallwinkel der Nagelfluh mit Sandsteinbänken

¹⁾ E. Kissling, geolog. Aufnahmen zu Blatt VII und VIII. Manuskript.

²⁾ ebenda.

bereits nur mehr 3—4° S, ebenso auf Kiltbühlweid südlich Punkt 823 m. und im Ribiloch. Etwas weiter südlich auf der Höhe von Buchacker und Leimbützen stehen wir, den Helicitenfunden nach zu schliessen,¹⁾ bereits in der obern Süsswassermolasse. Gegen Sumiswald, im Thal des Lochbächli, liegt die Nagelfluh bereits horinzontal; wir stehen hier in der Mitte der grossen flachen Synklinale der Molasse zwischen Jura und Alpen.

In der Umgebung von Trachselwald, sowie im unteren Teile des Dürngrabens herrscht stetsfort horizontale Lagerung, ebenso im Gebiete der beiden Frittenbachgräben und im untern Golgraben bis gegen Trubschachen hin, wo sich die Bänke allmählig gegen S. schwach aufrichten (2—3°). Weiter östlich gegen den Centralstock des Napf hin ist die Neigung der Schichten weit unregelmässiger. Bei der Twärenscheuer im Twärengraben 3 km. NNE. von Trubschachen mass ich 5° NW., Kaufmann²⁾ ganz in der Nähe 10°, ebenso viel bei Rehbach im Golgraben; weiter nördlich nehmen die Werte ab und ebenso gegen Osten, wo die Hauptmasse des Napf annähernd horinzontal liegt.

Südlich von Trubschachen findet ganz energische Aufrichtung statt, was sich namentlich schön an den langen Fluhbändern zu beiden Seiten des Ilfisthales erkennen lässt. Zugleich gewinnt die Tektonik einen entschiedenen Einfluss auf die Orographie. Überall, sowohl im Gebiete des Turner- und Schwändelberges, als auch drüben am Rämisgummen und Oberberg begegnen wir schräg gegen S. ansteigenden Terrassen, welche den Schichtflächen entsprechen und das landschaftliche Bild beherrschen. Besonders von einem höher gelegenen Standpunkte aus geben diese wie Schuppen übereinanderliegenden Schichtkomplexe der Gegend ihren besondern Charakter.

Das Profil schneidet zwischen Trubschachen und Marbach die Bergmasse des Rämisgummen und das Thal des Schärliqbaches. Gleich zu Anfang finden sich unter der Stärenegg Fallwinkel von 12°. Der Stärenegg gegenüber, auf der andern Thalseite, neigen sich die Fluhbänder von Dürrenbach ebenfalls mit 11° gegen NW. Die Neigung nimmt nun stets zu; im Rütigraben ist sie bereits 20°; an der Ilfluh der gegenüberliegenden Thalseite 13° und weiter oben 19°. An den kulminierenden Punkten, dem Rämisgummen und hinüber zum Oberberg, schiessen die Bänke etwas flacher ein, und das Fallen geht

¹⁾ E. Kissling, geolog. Aufnahmen zu Blatt VII und VIII. Manuskript.

²⁾ F. J. Kaufmann, Emmen- und Schlieregegenden, p. 439.

von NW. in ein westliches über¹⁾. Im untern Gebiet des Kurzenbaches und des Schärlichs wird die Nordwestrichtung beibehalten, die Neigung aber grösser. Kaufmann erwähnt von der Bisegg und vom Kurzenbach Fallwinkel von 17° beziehungsweise 25°²⁾. Die Terrassen der Meisenegg weisen 27°, bei Hintermeisenbach fallen die Sandsteine 34°.

An der niedern Wasserscheide zwischen Schärlich und Marbach sind die bunten Mergel der roten Molasse am Wege aufgeschlossen. Ihre Neigung beträgt 45° WNW., weiter unten im Thale, am grossen Anriss der Ilfis, im sog. Schächli, 52° NW.

Mit der roten Molasse stehen wir bereits im Gewölbekern der *ersten Antiklinale*, die darauffolgende Mulde fällt zum Teil in den breiten Thalgrund der Ilfis und ist nicht aufgeschlossen; doch soll nach Kaufmann³⁾ die Muldenumbiegung in einem kleinen Seitentobel des Steiglenbaches zu beobachten sein. Die zweite südliche Antiklinale ist durch die Steiglen bis auf den aquitanischen Gewölbekern entblösst. Das genaue Profil des Steiglenbaches bis an den Fuss der ersten Kreidekette (Schrattenfluh) gibt Kaufmann⁴⁾. Die kleine Diskordanz zwischen Molasse und Flysch berührt auch Burkhardt.⁵⁾

Das schweizerische Hügelland verdankt der Zusammensetzung aus den ziemlich gleichartigen Gesteinen der Molasse seine landschaftliche Einförmigkeit. Es stellt den Rest eines alten Molasseplateaus dar, das aber durch die in den weichen Tertiärschichten sehr wirksame Erosion in lauter tiefe Furchen zerschnitten ist. Runde Bergrücken von verschiedenster Richtung sind durch tiefe, schluchtartige Thäler getrennt, und nur das merkwürdig gleichmässige Niveau ihrer Kamm-
linien zeigt uns, dass sie im Zusammenhang eine grosse Hochebene gebildet haben müssen. Die Böschungen sind sehr steil, wenn auch bei dem weichen Gesteinsmaterial nie senkrecht; die Thäler sind daher sehr eng ohne eigentliche Schluchten zu sein; der Emmenthaler bezeichnet sie mit dem charakteristischen Namen Graben (Golgraben, Frittenbachgraben, Dürrgraben etc.). Die Entwässerung des schweizerischen Hügellandes geschieht sonst regelmässig nach Norden. In der Nähe unseres Profiles bringt der aus härterer Nagelfluh bestehende Centralstock des Napf etwelche Modifikationen. Von ihm strahlen die Thäler

¹⁾ J. Kaufmann, Emmen- und Schlierengegenden, p. 431.

²⁾ » ebenda p. 431.

³⁾ » ebenda p. 425.

⁴⁾ » ebenda p. 415.

⁵⁾ C. Burkhardt, Kontaktzone von Kreide und Tertiär p. 92.

und Bergrücken sternförmig aus, und er modifiziert in dieser Hinsicht auch die allgemeine Abdachung der Tertiärplateaus von den Alpen her gegen Norden. Das Plateau bricht dann plötzlich mit scharfer Abgrenzung an den weiten Schotterebenen der Aare und Emme ab, aus denen nur da und dort Molassefelsen aufragen, ein Beweis, dass die Molasse ungestört unter Erratikum und fluvioglacialen Ablagerungen fortsetzt bis zum Jura.

Eigentümlich ist das Zurücktreten der glacialen Bildungen im Hügelland. Und wo sie vorkommen, vermögen sie nicht im geringsten den landschaftlichen Charakter zu modifizieren. Das eigentliche Hügelland zeigt eine echte Erosionslandschaft, die aber infolge der verhältnismässig geringen Kohärenz des Gesteinsmaterials eine andere Form erhalten hat als die typische Erosionsform im harten Gestein, der Cañon. Der Emmenthalergraben und der Cañon sind æquivalente Produkte der Erosion in verschiedenem Gestein. Wie im Süden, nahe am Rande der Alpen, die beginnende Aufrichtung und Faltung der Schichten sich orographisch äussert, haben wir bereits geschildert.

Es ergibt sich also in Bezug auf die Tektonik und Orographie des Hügellandes kurz folgendes: Die Ablagerungen des Tertiärs und zwar des Miocäns und Oligocäns in Form von Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten bilden zwischen Jura und Alpen eine ausserordentlich flache Mulde. An den Fuss des Jura sich anlehnend und hier durch die Gewässer bis auf wenige Reste wegerodiert oder durch diluviale Bildungen überdeckt, legen sie sich im weitem Gebiet des sog. Emmenthals ganz flach. Gegen die Alpen zu findet Aufrichtung und Stauung zu mehreren Falten statt. Die Aufrichtung erfolgt ziemlich plötzlich, doch weisen Unregelmässigkeiten im Einfallen darauf hin, dass vielleicht schon einige schwächere Wellen in der horizontalen Molasse sich bemerkbar machen, und weiter westlich hat A. Baltzer aus eben solchen Unregelmässigkeiten auf mindestens zwei sehr flache Gewölbe geschlossen, die der ersten Antiklinale vorliegen.

Das Relief des Hügellandes ist, abgesehen von der Jurasenke, das einer typischen Erosionslandschaft, deren ursprüngliche Oberfläche ein Plateau gewesen ist. Gegen Süden macht die Tektonik ihren Einfluss auf die orographischen Formen geltend.

II. Die Kreideketten.

Schrattenfluh-Brienzergrat.

F. J. Kaufmann hat in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz, Lief. 24 I. Teil, diese Gegenden eingehend beschrieben und zahlreiche Profile und Skizzen gegeben. Über die Tektonik der ersten Kreidekette ist nur nachzutragen, dass dieselbe nach den neuen Untersuchungen von Karl Burkhardt ¹⁾ als eine liegende Falte aufgefasst wird, deren Mittelschenkel gar nicht oder nur streckenweise erhalten ist. Reste desselben wären die vereinzelt Fetzen der Wangschichten, welche Kaufmann mehrerorts am Nordabhang der Schrattenfluh auf der geologischen Karte der Schweiz, Blatt XIII, notiert.

Die subalpine Flyschzone beginnt bei Alp Stein mit Mergeln und Nummulitenkalken, welche $85-90^{\circ}$ SE. fallen, die Molasse hingegen 70° . Unten im Tobel des Steiglenbaches herrscht Konkordanz bei circa 70° SE. Fall.

Der eigentliche Kamm der Schrattenfluh besteht bald aus Neocom, bald aus Schrattenkalk, je nachdem die Urgondecke denudiert ist oder nicht. Doch ist die Auflagerung nicht immer so regelmässig. Beim sog. Heidenloch ist ein Übergang über den Kamm, da hier die Neocomkalke für eine kurze Strecke denselben zusammensetzen. Von Ost her streichen sie mit 20° SE. Fallen heran, östlich normal überlagert von den weissen Fluhbändern des Schrattenkalkes. Westlich aber, gerade bei der Passhöhe ist der Schrattenkalk auf den Schichtköpfen des Neocom heruntergerutscht. Fig. 1 zeigt die Verwerfung im Profil.

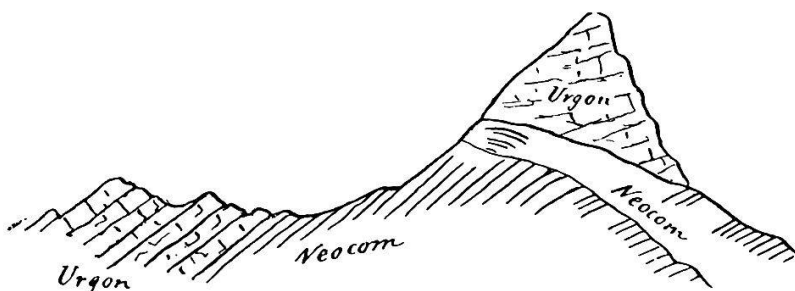


Fig. 1. Verwerfung bei Heidenloch an der Schrattenfluh.

Die Schrattenkalkscholle zeigt ebenfalls SE. Fallen; eine deutliche Verwerfungskluft bezeichnet die Gleitfläche. Ganz zuoberst beim Passübergang fällt eine kleine isolierte Neocompartie nach NW. ein, sie scheint bei der Dislokation geschleppt worden zu sein. Die Verwerfung zieht sich noch ca. 400 m. weiter westlich, dann lässt die zusammen-

¹⁾ C. Burkhardt, Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. 32.

hängende Schrattenkalkdecke keine Unregelmässigkeiten mehr erkennen.

Die Grabenverwerfungen, welche am Südabhang der Schrattenfluh die Eocänstreifen von Silwängen und Schlund begrenzen, sind von Kaufmann ¹⁾ eingehend geschildert worden, ebenso die Störungslinie, die den Schrattenkalk der Schrattenfluh von der eigentlichen Flyschmulde *Habkern-Sörenberg* abschneidet.

Jenseits der sanftgewellten Höhenzüge des Flyschterrains erheben sich im Süden die steilen, felsigen Abhänge des *Brienzergrates*, nur da und dort eine tiefere Einsattelung und einen Übergang nach dem Brienzersee bietend. Kaufmann gibt mehrere Querprofile durch diese Kette, die durch mehrfachen Wechsel von Schrattenkalk und Neocom auf stark gepresste Mulden und Sättel hinweisen. Gegen Osten keilt sich der Schrattenkalk allmählig aus, und in dem Maasse, wie er verschwindet, nehmen die obersten Lagen der Kreideserie, die *Wangschichten* an Mächtigkeit zu. Da, wo unser Profil den Brienzergrat schneidet, ist das Urgon bereits verschwunden, während die Wangschichten stark entwickelt sind. Unser Profil liegt etwas weiter westlich als dasjenige Kaufmanns über den Kruternpass. Es wurde hier eine eigene Profillinie vorgezogen, weil der südlich vorspringende Quersporn der Rotschalpburg für die Tektonik dieser Kreidekette interessante Aufschlüsse bietet. In Fig. 2 ist das thatsächlich Sichtbare dargestellt.

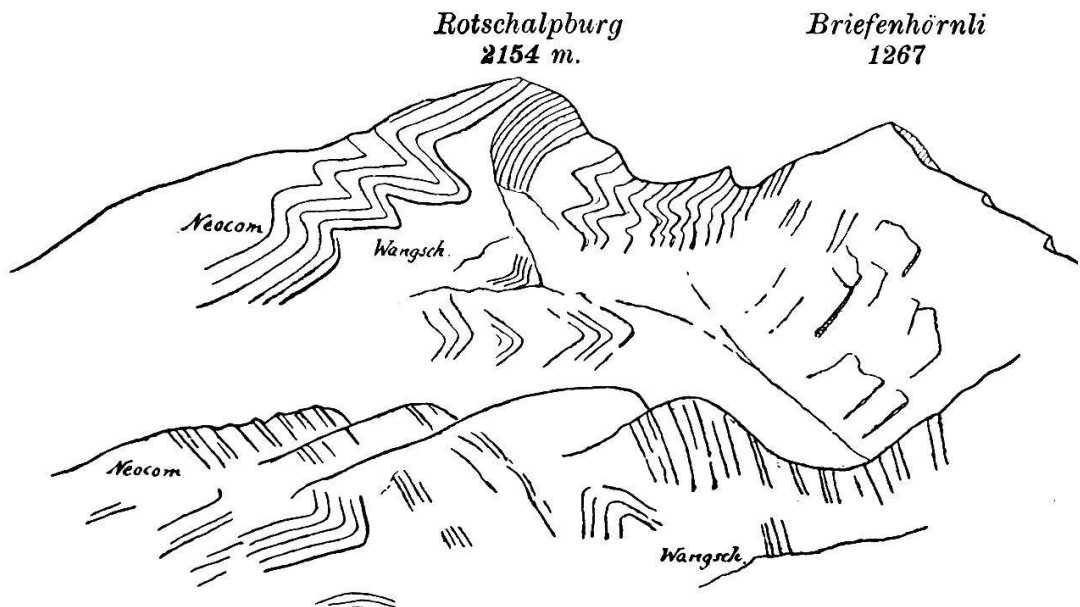


Fig. 2. Faltungen in Neocom und Wangschichten. An der Ostseite der Rotschalpburg.

¹⁾ Kaufmann, Emmen- und Schlieregegenden, pp. 327 und ff.

Am Briefenhörnli, 2167 m., wo der Querkamm der Rotschalpburg sich abzweigt, sehen wir die hellen Wangkalke mit 67° gegen SE. einfallen, weiter gegen Süden beginnt das Wang sich intensiv zu falten, und das alle Windungen mitmachende Neocom schliesst sich an. Sowohl gegen Ost, wie gegen West, scheint die Faltung an Intensität abzunehmen, während in Wahrheit nur der Mangel an grossen Aufschlüssen kein Gesamtbild entstehen lässt. Der Rücken der Tanngrindelegg zeigt in vielen Bachrinsen die ebenfalls stark gefalteten Kieselkalke des untern Neocom. Weiter unten bei ca. 1800 m. tritt eine bereits von Kaufmann ¹⁾ notierte Berriaszone in annähernd senkrechter Stellung auf. Eine zweite Zone weisser Berriaskalke ist an dem Wege entblösst, der von Planalp (Hausstadt) nach der Rotschalp hinüberführt; die weiss anwitternden Bänke fallen hier ca. 45° NW., doch verwischt eine starke, 15° S. fallende Transversalschieferung die Schichtung fast vollständig, so dass Kaufmann irrtümlich den Fallwinkel der Schieferung als den der Schichtung angibt und letztere gar nicht bemerkt hat.

Das steile Tobel des Dornibaches, welches sich von der Tanngrindelegg zum Brienzersee hinab zieht und gute Aufschlüsse bietet, zeigt uns das mannigfach gewundene untere Neocom zuletzt ca. 80° NW. fallend und von gestauchten Berriasmergeln unterlagert.

Die Lagerungsverhältnisse weiter im Osten am Brienzer Rothhorn und über den Dürrgrind und die Schwanderfluh südlich hinab ins Aarethal sind ähnlicher Art wie die bisher erwähnten. Intensive Faltung im kleinen ist das Charakteristische. «Es finden sich viele Biegungen, Schlingen, Knickungen, oft mit starker Drehung der Streichungslinie, so dass ein Gesamtbild von bestimmtem gewölbeartigem Charakter nicht zu erhalten ist», sagt Kaufmann mit Recht ²⁾.

Am Rothhorn selbst, sowie an der Kante gegen den Dürrgrind sind mehrere kleinere Biegungen zu beobachten. Das tief eingerissene Tobel des Glyssenbaches zeigt uns den Bau der Schwanderfluh. Neocom und darunter Berrias sind stark gefaltet und gestaucht, zu unterst bei Schwanden tritt der Malm (Tithon nach Moesch) unter der Kreide hervor und bildet ein prächtiges Gewölbe, dessen Südschenkel unter den enormen Schuttkegel des Schwandenbaches hinabtaucht.

¹⁾ F. J. Kaufmann, Emmen- und Schlierengegenden, p. 19.

²⁾ F. J. Kaufmann, Emmen- und Schlierengegenden, pag. 22.

Das Tracé der Rothhornbahn bewegt sich bis ca. 900 m. ü. M. in grauen Berriaskalken und Schiefern, die unten am Trachtbach horizontal liegen, weiter oben stark gefältelt sind. Es folgen die auflagernden schwarzen, weiss anwitternden und regelmässig geschichteten Kieselkalke des Neocom mit 24° SE Fall. Ein grosser Felskopf, durch den ein Tunnel gesprengt werden musste, zeigt deutlich eine Umbiegung, aber die ganze Masse sieht aus, als wäre sie hier an sekundärer Lagerstätte und von der Planalpfluh heruntergerutscht. Bergschutt mit mächtigen Blöcken ist am obern Ausgang des Tunnels angeschnitten und die Wasserstation Geldried steht mitten im Material eines Bergsturzes.

Die weithin sichtbare Planalpfluh, welche die Bahn in einem längern Tunnel durchschneidet, besteht wieder aus den regelmässigen 15—20 cm. dicken Schichten des untern Neocom. Am Osteingang des Tunnels liegen sie horizontal, biegen sich dann auf und gegen N. zurück, bilden also ein gegen Süd überliegendes Gewölbe. Von Station Hausstatt bis Mittelstaffel sind eine Menge kleiner sekundärer Biegungen entweder direkt zu beobachten oder aus dem raschen Wechsel des Fallens zu erschliessen. Bei der Station Oberstaffel zeigen die senkrecht stehenden Neocomkalke starkes horizontales Clivage. Entlang dem Dürrgrind sowie am Abhang des Rothorns sieht man wieder mehrfache Umbiegungen, bis endlich nahe der Endstation das Neocom unter die 50° N. fallenden Wangschichten des Schöngütsch einfällt.

Es ergibt sich aus diesen Einzelheiten ungefähr folgendes: Der Brienzergrat bildet an seinem Anfang bei Interlaken eine einfache, nach N. übergelegte Falte. Diese löst sich gegen Ost allmählig auf und macht, indem zugleich der Schrattenkalk sich auskeilt und das Wang an seine Stelle tritt, einer Menge kleinerer Falten Platz, die nur sekundärer Natur sind und den vorhandenen Faltenwurf im grossen verdecken. Dass solche grössere Faltungen die Unterlage der kleinen lokalen Falten sind, ist aus dem Auftreten der Berriaslinsen zu schliessen. Jedenfalls ist die Intensität der Faltung eine sehr grosse und steht kaum derjenigen in der südlich folgenden Faulhorngruppe nach, in welcher die teilweise veränderte petrographische Beschaffenheit der Gesteine eine andere Varietät des Zusammenschubes oder tektonische Facies herbeigeführt hat.

III. Die Juraketten.

Die Faulhorngruppe.

Südlich vom Brienzersee erhebt sich die orographisch schön abgegrenzte Gebirgsgruppe des Faulhorns, nach Westen und Osten abgeschnitten durch die Thäler von Grindelwald und das Aarethal, im Süden durch den Sattel der grossen Scheidegg verbunden mit dem steil aufstrebenden Wetterhorn, einem Gliede des mächtigen Berneroberländer Hochgebirgswalles. Im Schwarzhorn mit 2930 m. kulminierend, wird diese Gruppe doch besser nach dem weltberühmten Faulhorn benannt. Von SW. nach NO. streichende Faltenzüge von vorzugsweise jurassischem Alter setzen sie zusammen; sie gehört jener Zone der nördlichen Kalkalpen an, die vom Kanton Waadt her über die Diablerets und die Berge des Kienthales herüberstreicht und weiter über Engelberg und den Urirothstock den Vierwaldstättersee erreicht, von wo aus östlich diese Zone durch Mœsch¹⁾ und Heim²⁾ studiert worden ist.

Trotz der centralen Lage mitten im Herz des Berneroberlandes und des grossen Besuches von seiten der Touristen haben sich für die stratigraphisch, wie tektonisch sehr interessanten geologischen Verhältnisse der Faulhorngruppe nur wenige Beobachter gefunden. B. Studer³⁾ glaubte nach einigen Petrefaktenfunden am Faulhorn die Gruppe der Kreide zuteilen zu müssen, bis durch die Untersuchungen von C. Mœsch, deren vorläufige Ergebnisse⁴⁾ bei der Aufnahme meines Profils erst vorlagen, das jurassische Alter des Grossteils der Faulhorngruppe mit Gewissheit nachgewiesen wurde. Speciell die Verhältnisse in der Umgebung des Schwarzhorns und des Giessbachs berührt eine Studie von Th. Studer⁵⁾. Ueber die Tektonik der Kalkketten in der Umgebung von Meiringen hat A. Baltzer⁶⁾ neue Aufschlüsse gebracht und die Existenz einer kleinen Doppelfalte festgestellt. Endlich ist in neuester Zeit, als 24. Lieferung III. Teil der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, der Text zur geologischen Karte von C. Mœsch erschienen unter dem Titel: Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen Reuss- und Kien-

¹⁾ C. Mœsch, Der Jura in den Alpen der Ostschweiz.

²⁾ A. Heim, Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, Lief. 25.

³⁾ B. Studer, Geologie der Schweiz. II. pag. 168.

⁴⁾ C. Mœsch, Reisebericht über meine diesjährigen geolog. Beobachtungen.

⁵⁾ Th. Studer, Geologische Beobachtungen im Gebiete des Schwarzhornmassivs.

⁶⁾ A. Baltzer, Das mittlere Aarmassiv etc., p. 121 und Profile.

Bern. Mitteil. 1895.

Nr. 1380.

thal. Dieser Textband mit seinem schönen Atlas erschien gerade noch vor Abschluss unserer Arbeit. Es erwies sich nicht als überflüssig, eine eigene Aufnahme der Profillinie gemacht zu haben, denn trotz der zahlreichen Profile und Skizzen von Moesch wäre es nicht möglich gewesen, das für unser Profil Brauchbare daraus zusammenzustellen, abgesehen von unseren in wesentlichen, auf die Tektonik bezüglichen Punkten abweichenden Resultaten.

Unsere Profillinie trifft, vom Brienzergrat herkommend, die Faulhorngruppe an der Mündung des berühmten Giessbaches in den Brienzersee. Sie geht weiter über Axalp und den Tschingel 2245 m, berührt im Schwarzhorn 2930 m den Kulminationspunkt der ganzen Gebirgsgruppe, worauf sie bei der Passhöhe der grossen Scheidegg an die von Baltzer ¹⁾ bearbeitete Profillinie Wetterhorn - Ulrichen anschliesst.

Es ist deshalb nur der mittlere Teil der Faulhorngruppe genauer untersucht worden, und Abschweifungen von der Profillinie wurden nur gemacht, sofern sie zum Verständnis des im Profil Beobachteten beitrugen. Dabei beschränkte sich die Arbeit bloss auf die Tektonik, indem die Stratigraphie und Paläontologie der jurassischen Kalkalpen in C. Moesch einen berufenen Bearbeiter gefunden haben. Ohne deshalb mit Petrefaktensuchen viel Zeit zu verlieren, verliess ich mich, was die Stratigraphie anlangt, auf die Angaben, welche nach den Aufnahmen von C. Moesch auf Blatt XIII der geologischen Karte der Schweiz (1 : 100 000) niedergelegt sind, und es gereicht mir zum Vergnügen, die Richtigkeit derselben, soweit ich nach petrographischen Charakteren urteilen konnte, im allgemeinen bestätigen zu können.

Ein Blick auf ebengenanntes Blatt XIII der geologischen Karte zeigt uns, dass die Faulhorngruppe in Bezug auf die Verteilung der Jurastufen in zwei Hälften zerfällt. Die nördliche Hälfte, begrenzt vom Brienzersee, Aarethal und der Linie Meiringen-Oltschialp-Tschingelfeld-Schwabhorn-Lütschenthal, zeigt eine überaus starke Entwicklung des Malm, untergeordnet des Dogger und der untersten Kreide. Im Gegensatz dazu besteht die südliche Hälfte, welche den ganzen Rest der Gruppe umfasst, nur aus Dogger und Oxford, der Malm erscheint erst wieder am Wetterhorn, Kreide findet sich gar nicht mehr.

¹⁾ A. Baltzer, Das mittlere Aarmassiv etc., Taf. 4, Prof. VI.

Die Lagerungs-Verhältnisse auf und in der Nähe der Profillinie sind auf eine grosse Strecke hin vortrefflich aufgeschlossen durch den tiefen Einschnitt des Giessbaches. Gleich unten am See durchschneidet er ein schon von Moesch ¹⁾ erwähntes Gewölbe im Dogger. Die Falte ist nördlich übergelegt. Der Nordflügel des Malm fällt unten am Seeufer mit 40° gegen SSE ein und gehört nach Moesch ²⁾ den Tenuilobatusschichten an. Der aufliegende Dogger biegt beim Hotel gegen Süden und die berühmten Fälle ergiessen sich über den sekundär gewellten Gewölbescheitel. Oben bildet der Südschenkel von Malm in nahezu horizontaler Lagerung ein langes Fluhband. Der Dogger entspricht nach Moesch ³⁾ den Humphriesischichten. Die Welle senkt sich gegen Osten allmählig, die beiden Malmflügel vereinigen sich, das Gewölbe verschwindet am Ostende des Brienersees. Gegen Westen aber lässt es sich weit verfolgen; der Weg von Giessbach nach Iseltwald verläuft bis kurz vor letzterem Orte stets im Dogger des Gewölbekerns.

Östlich des Giessbaches führt ein Weg hinauf nach Axalp. Man übersteigt dabei jene Malmwand, die den Südschenkel des Giessbachgewölbes darstellt. Der Malm hat hier unter beständigem schwachem SEFallen eine Mächtigkeit von ca. 200 m. Oberhalb dieser Stirnkante liegt ein kleines Isoklinalthälchen, welches seine Existenz den Oxfordmergeln verdankt, die hier konkordant über dem Malm liegen und ebenso von solchem überlagert werden. Sie sind aufgeschlossen an einem Pfade, der von den Gütern «Braun ⁴⁾» über den Giessbach nach den Hütten der «Schweiben» hinüberführt, und sie fallen mit 25° nach SE ein. Eine Gewölbeumbiegung ist nirgends zu sehen, ebensowenig eine Synklinale im liegenden Malm. Weiter westlich ist vielleicht etwas erhalten, wenigstens berichtet Moesch ⁵⁾ von drei Oxfordfallen, die ob Iseltwald zwischen Malm und Dogger zu Tage treten. Hier im Profil entsprechen die faktischen Verhältnisse einer *Schuppe*.

Der den Oxfordschiefern aufgelagerte Malm fällt noch eine kurze Strecke weit wie die Schiefer 25° SE, dann biegt er sich plötzlich auf und bildet eine scharfe S Falte, welche vom Axalpweg aus sehr schön an den jenseitigen Gehängen des Bowaldes zu übersehen ist und deren

¹⁾ C. Moesch, Reisebericht etc., p. 260.

²⁾ C. Moesch, Kalk- und Schiefergebirge zwischen Reuss- und Kienthal, p. 162.

³⁾ C. Moesch, Reisebericht etc., p. 260.

⁴⁾ Lokalnamen sind hier stets den betreffenden Blättern des eidgenössischen topographischen Atlases (1 : 50 000) entnommen.

⁵⁾ C. Moesch, Reisebericht, p. 262.

einzelne Teile sich auch am rechten Thalgehänge nachweisen lassen. Die Gewölbeumbiegung, welche z. T. nur als Luftsattel existiert, bildet das Fluhband, das sich von den Giessbachgütern nordöstlich nach Meierhofstatt hinüberzieht.

Der Gewölbeschenkel der S Falte ist schwach nach SE geneigt und stösst nun plötzlich diskordant auf 60° ESE fallende Oxfordschiefer, wobei er stellenweise an diesen aufwärts geschleppt ist. Der Kontakt ist aufgeschlossen an einem Fusssteig, der von «Schwarzenberg» zu den Giessbachgütern hinabführt. Die Oxfordschiefer offenbaren sich orographisch wieder durch eine Depression, die Terrasse Schwarzenberg-Unterstalden, welche infolge des Wasserreichtums der Mergel etwas sumpfig ist.

Wieder liegt Malm im Hangenden des Oxford; er bildet zunächst eine spitze Mulde, in deren Kern auf der Westseite des Giessbaches Berriasschichten eingeklemmt sind, dann kommt das grossartige Malmgewölbe der Axalp, welches man am besten unten in den Giessbachgütern oder gerade gegenüber auf «Schwend» oder «Bottenhals» übersieht. In einem flachen Bogen spannen sich die Malmschichten vom Schwarzenberg bis unter das Tschingelhorn; oben auf dem Scheitel liegt die aussichtsreiche Axalp mit ihrem Kurhaus, gegen den Giessbach zu herrschen senkrechte Abstürze. Staunenerregend ist die Mächtigkeit des Malm, welche, nur das Sichtbare gerechnet, über 400 m. beträgt. Allerdings gehören die obersten Lagen nach Moesch dem Tithon an. Auf der linken Seite des tiefen Giessbacheinschnittes ist das Gewölbe nicht mehr so einheitlich; es hat sich hier in zwei Aufwölbungen ge-

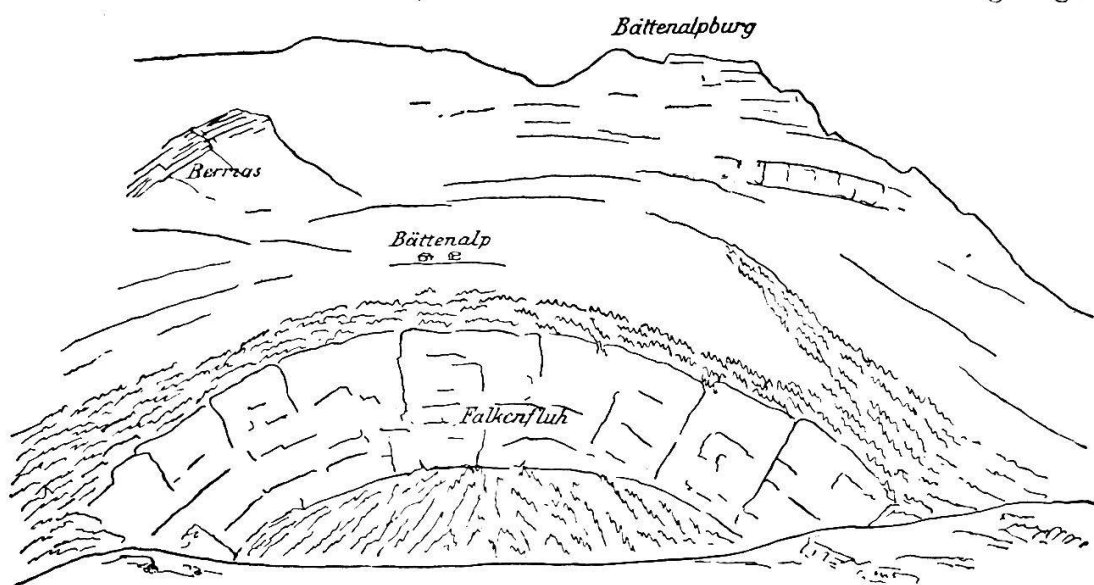


Fig. 3. Malmgewölbe der Falkenfluh, von Alp Kühmatt aus gesehen.

teilt, von denen aber die südliche, die Falkenfluh, ein Gewölbe darstellt, wie wir solche aus den Klusen des Berner Jura nicht schöner kennen. (Fig. 3).

Als Decke des mächtigen Axalpgewölbes treffen wir oberhalb «Ob Stalden» die grauen Mergel der Berriasschichten. Sie bilden zunächst die nördliche spitze Mulde des Profils und durch ein Gewölbe von Malm getrennt, das auf der Axalpseite nur am Gehänge bei Kühmatt nachweisbar ist, eine zweite ebenso spitze Mulde. Das mittlere Malmgewölbe durchschreitet man auf dem Wege von Kühmatt nach Lüttschenthal, ohne sich dessen bei der unregelmässigen Klüftung des Malm bewusst zu werden. Erst der Blick von jenseits, von der Fangisalp aus, wo man das ganze rechtsseitige Thalgehänge bis zum Giessbach hinunter übersieht, zeigt uns seinen Bau. Fig. 4.

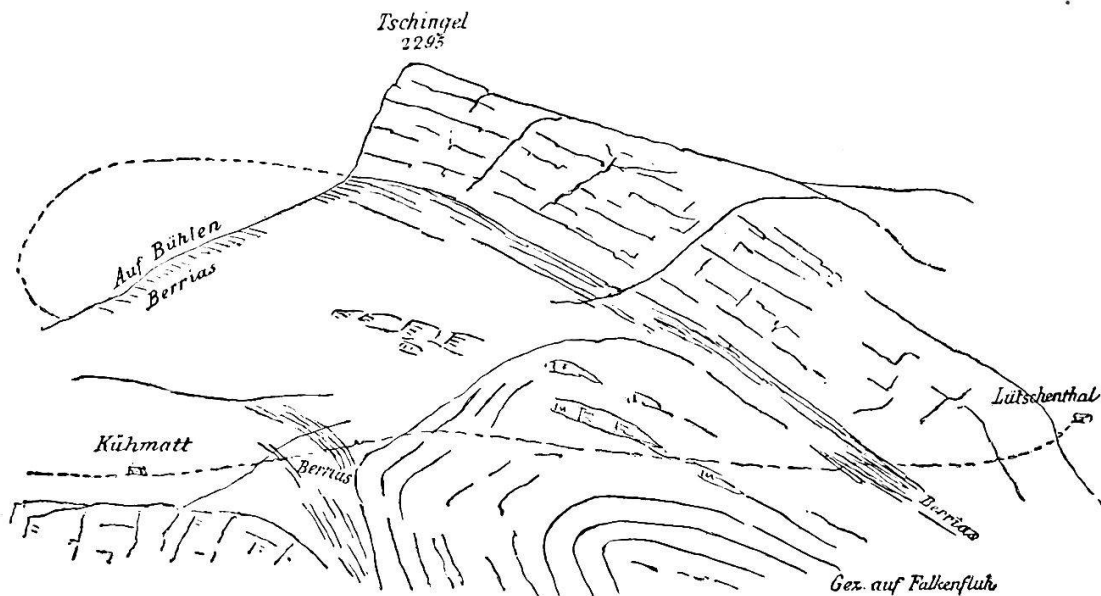


Fig. 4. Die Doppelmulde der Berriasschiefer auf Axalp.

Auf die Kreide folgt der Malm in umgekehrter Lagerung. Vom Schwabhorn herkommend bildet er zunächst das «Schweifisband», begrenzt unten am Giessbach den hübschen ebenen Kessel der Alp Tschingelfeld, dann erhebt er sich schnell im Tschingel und Axalphorn zu bedeutender Höhe (2327 m). Dieser Malm streicht nach N aus, vergebens suchen wir aber seine Fortsetzung; von hier weg südlich bis zum Wetterhorn herrscht nur mehr Dogger.

Hier verlässt das Profil den Giessbacheinschnitt; auf die komplizierten Verhältnisse in dessen oberem Teil werden wir noch zurückkommen.

Der Malmzug des Axalphorns wird überlagert von Oxford in Form der Birmensdorferschichten, die stellenweise sehr reich an Cephalo-

poden sind; oft wimmelt das Gestein von Bruchstücken kleiner Ammoniten. Die Oxfordmergel besitzen am «Grätli» eine Mächtigkeit von mehr als 300 m und fallen mit 40° gegen SE. Die dem Malm zunächst liegenden, jüngsten Lagen sind hellgraue, glänzende Mergel und Mergelschiefer. Sie enthalten die zahlreichen von Moesch ¹⁾ angegebenen Petrefakten. Gegen Süd folgen, die eigentliche Wasserscheide und die Hauptmasse der Ablagerung bildend, dunkelgraue, bröcklige Thonschiefer.

Der Verlauf dieser Oxfordzone im Streichen nach Osten und Westen ergibt sich aus der Karte. Vom Sägisthal bis Meiringen bezeichnet diese Zone die Grenze zwischen dem Malm- und dem Doggergebiete der Faulhorngruppe. Wir wenden uns jetzt letzterem zu.

Der petrographische Charakter des Doggers ist ein derartig ausgeprägter, dass er mit keiner andern Ablagerung verwechselt werden kann. Ruppige Thonkalke und Thonschiefer sind die Hauptgesteinsarten. Um so schwieriger ist die Unterscheidung der einzelnen Doggerstufen, wenn man sich nicht Zeit nehmen kann, nach Petrefakten zu suchen. Petrographisch und paläontologisch gut charakterisiert sind nur die Humphriesischichten. Diese enthalten in Masse die grossen Wedel von *Zoophycos scoparius* und zeigen ausserdem einen merkwürdig regelmässigen Wechsel von kalkigen und thonigen bzw. schiefrigen Lagen, jede ungefähr 10—30 cm dick, so dass die Kalke von weitem als weiss und schwarz gebändert erscheinen. Ich werde in der Folge die Ablagerungen dieses Horizontes nur «Bandkalke» nennen, und es wird sich erweisen, dass dieselben zur Festlegung der tektonischen Verhältnisse fast überall ausreichen.

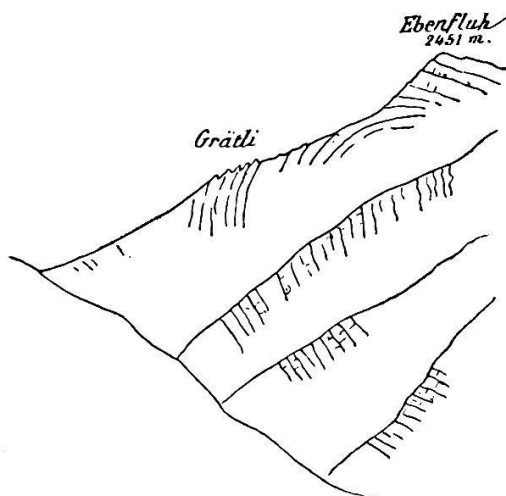


Fig. 5. Gewölbe der Ebenfluh.

Auf unserem Querprofil überlagert der Dogger die Oxfordschiefer des Grätli zunächst ebenfalls mit 40° SE Fall, dann aber richten sich die Schichten immer mehr auf. An den vorspringenden Coulissen der Ebenfluh ragen die harten Bänke senkrecht in die Luft wie die Zähne einer Säge oder eines Kammes. Die Anwohner haben das richtig herausgefunden und bezeichnen den Grat mit dem Namen «Strähl» (Dialektaus-

¹⁾ Moesch, Kalk- und Schiefergebirge. Pag. 180, 181.

druck für Kamm). Der ganze Schichtkomplex biegt um gegen Süd (Fig. 5) und im Thälchen «hinterem Horn» stehen wir bereits in einer Synklinale, deren Kern von zoophycosreichen Bandkalken gebildet wird. An den vorspringenden Gräten, welche sich zum Wildgerst hinaufziehen, wiederholt sich derselbe Schichtkomplex in mehreren Windungen, von denen die obersten scharf geknickt sind. Fig. 6.

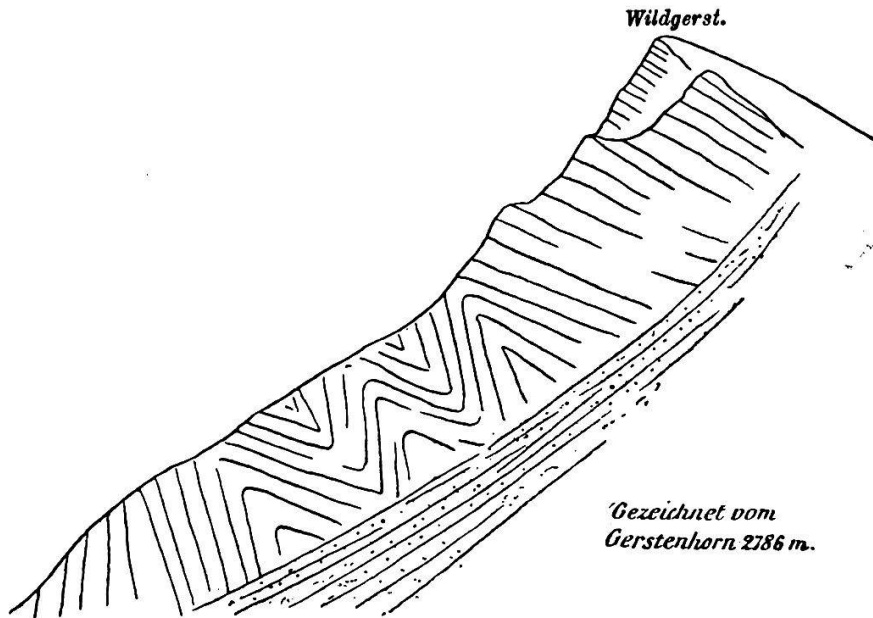


Fig. 6. Faltungen im Dogger am Nordabhang des Wildgerst.

Am Wildgerst fallen die Bandkalke 28° SSE; diese Neigung behalten sie bis hinüber zum Schwarzhorn 2930 m, wo sie sich wieder aufbiegen, so dass das Schwarzhorn aus einer nördlich übergelegten Mulde besteht. Die Umbiegung ist sowohl an den gegen den Blaugletscher abfallenden Wänden des Hornes zu beobachten, als auch weiter westlich bei der «Grossen Krinne.» Schwarzhorn und Wildgerst bestehen aus denselben ruppigen Thonkalken mit Zoophycoswedeln und Belemniten, so dass es mir unverständlich bleibt, wieso auf Blatt XIII der geologischen Karte der Wildgerst als unterer Dogger, das Schwarzhorn aber als oberer Dogger bezeichnet werden konnte.

Aus den obern Teilen der ausgedehnten Grindelalpen ragen eine Reihe schmaler Gräte strebepfeilerartig gegen das Schwarzhorn und das Krinnengrätli herauf, so der Gemsberg, der Schilt, die Schinnenplatten u. a. Diese nach Ost und West fast immer in Flühen abfallenden Kämme enthüllen uns die Struktur der südlich des Schwarzhorns gelegenen Teile der Faulhorngruppe. Es sind die Südgehänge des Schwarzhorns ein Gebiet intensiver Faltung, weit intensiver als wir sie bisher kennen gelernt. Die thonigen Kalke und Mergel des Doggers sind in

scharf geknickte nördlich überliegende Zickzackfalten gelegt. Fig. 7 zeigt dieselben an dem in der Profillinie liegenden Gernsberg, 2713 m.



Fig. 7. Faltungen im Dogger am Gernsberg 2713 m.

Weiter unten scheint die Faltung auf einmal aufzuhören, die Thonkalke fallen 50° SE, gehen allmählig in schwarze Schiefer über, die petrographisch mit den Oxfordschiefern des «Grätli» übereinstimmen. Die Schiefer bilden die breite, schwach gewellte Gratlinie der Wasserscheide zwischen Grindelwald und Meiringen. Der öftere, allerdings unbedeutende Wechsel des Fallwinkels lässt vermuten, dass auch die Schiefer gefaltet sind und parallel gepresst wurden. Umbiegungen sind keine zu beobachten. Für mehrfache Lagerung durch Faltung spricht auch die bedeutende Mächtigkeit dieser Mergel (ca. 1600 m). Bei der Passhöhe der grossen Scheidegg 1961 m fallen die Schiefer 30° SE, weiter südlich gegen das Wetterhorn zu bilden sie nach dem von Baltzer gegebenen Profil¹⁾ einen kleinen Fächer, an welchen sich am Fuss des Wetterhorns die Eocänzone anschliesst.

Von der grossen Scheidegg über das Wetterhorn und das Unteraargebiet bis ins Oberwallis wurde das entsprechende Profil von Baltzer²⁾ aus dem «Aarmassiv» eingesetzt.

Die Lagerungsverhältnisse am Westabhang des Gerstenhorns 2786 m, sowie im oberen Teile des Giessbacheinschnittes, welcher sich gegen Süden zu dem grossen Cirkus von Tschingelfeld-Oberberg erweitert, lassen sich am besten von den gegenüberliegenden Höhen der Windegg aus übersehen. Fig. 8 gibt das thatsächlich Sichtbare.

¹⁾ A. Baltzer, Der mechanische Kontakt etc. Atlas Taf. V. Fig. 8.

²⁾ A. Baltzer, Das mittlere Aarmassiv etc. Taf. 4. Prof. VI.

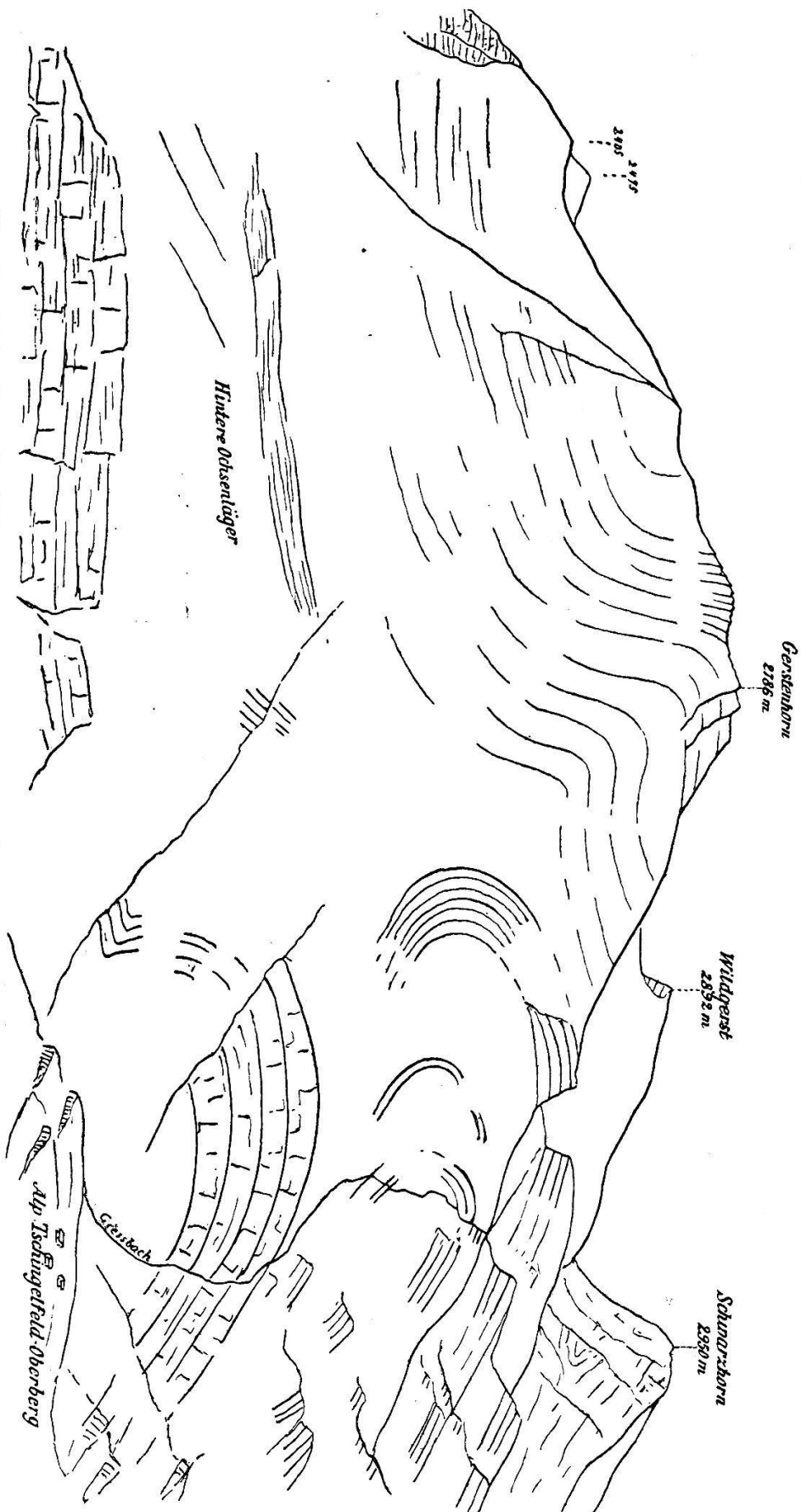


Fig. 8. Diskordanz der Faltung am Westabhang des Gerstenhorns 2786 m. Gez. von Windegg.

Links ausserhalb der Zeichnung streicht der Malmzug des Axalphorns ins Giessbachthal hinab und ihm folgend die Oxfordschiefer des «Grätli», das erste Sichtbare ist das bereits beschriebene Ebenfluhgewölbe und die darauffolgende Mulde. Anstatt der zahlreichen kleinen Biegungen, wie sie weiter östlich am Nordabsturz des Wildgerst vorherrschen, sehen wir hier zwei grössere Aufwölbungen mit zwischenliegender Mulde. Diese Thatsache lässt sich auch vom Wildgerst aus am Ostabhange des Gerstenhorns konstatieren. Insoweit wäre die Sache in Ordnung.

Unten im Thale des Giessbaches treffen wir einen Komplex dunkler Thonkalke und Schiefer, die landschaftlich stark hervortreten, weil sie dicke Bänke bilden. Diese Kalke stellen, um wieder im Norden anzufangen, den Kern des Ebenfluhgewölbes dar. Die an der Ebenfluh prachtvoll geschwungene Biegung ist hier eine Knickung, welche merkwürdigerweise die obgenannten Kalkbänke gar nicht mitzumachen scheinen, sondern einfach abbrechen, wie es Fig. 9 für die rechte und Fig. 10 für die linke Giessbachseite zeigt. Der Standpunkt ist für beide Zeichnungen der gleiche am Alpweg nach Tschingelfeld-Oberberg.

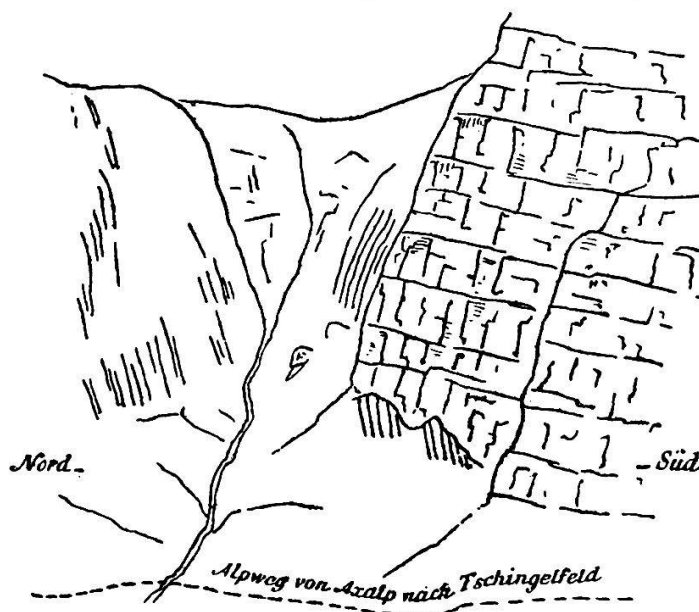


Fig. 9. Flexur im Dogger zwischen Axalp und Tschingelfeld. Rechte Thalseite.

Diese Bankkalke ziehen sich nun auf beiden Thalseiten unter schwachen wellenförmigen Aufwölbungen und Mulden hinein gegen den Kessel von Oberberg, biegen sich hier plötzlich auf und bilden ein flaches Gewölbe, über das der von Schwarzhorn und Wildgerst herabkommende Giessbach in zahlreichen Fällen hinunterstürzt.

Südlich schiessen die Bänke unter die Zoophy-

coskalke der Hundsfluh ein. Man wäre nun geneigt, diese Aufwölbung mit derjenigen in Verbindung zu bringen, welche 700 m. höher am Gipfel des Gerstenhorns zu beobachten ist. Es tritt aber zwischen diesen obern und jenen untersten Schichten eine Komplikation ein, indem der untere Teil der Bankkalke nicht analog dem obern nach

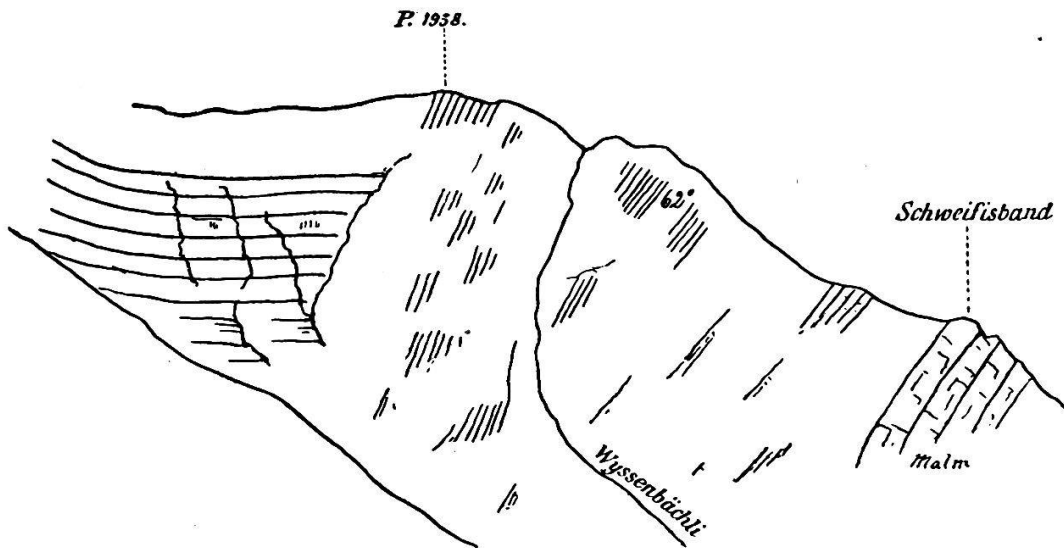


Fig. 10. Flexur im Dogger zwischen Tschingelfeld und Fangisalp.
(Linke Thalseite.)

Nord hingeht, um die S-Falte mitzumachen, sondern sich gegen Süd zurückbiegt. Diese Umbiegung ist schön aufgeschlossen und Schritt für Schritt zu verfolgen in der Nähe der hintern Ochsenläger. Bemerkenswert ist eine sehr intensive Transversalschieferung von ca. 45° Südfall, die sich noch weit ins Gerstenhorn verfolgen lässt. Gerade die Stelle, wo die obere Hälfte der Bandkalke gegen Nord abbiegt und die untere nach Süd hin zurückkehrt, ist leider nicht entblösst. Ich glaubte zuerst, diese Unregelmässigkeit durch eine Aufbiegung im Streichen erklären zu können, aber eine nochmalige Untersuchung des Gerstenhorns und seiner Abhänge gegen Alp Oberberg, führte zur Überzeugung, dass die oberen Schichten den untern in ihrer Lagerung nicht entsprechen, sondern über diese hinweg für sich gestaut worden sind. (Fig. 8.)

Es bleibt uns noch übrig, die vereinzeltten Beobachtungen zu notieren, welche das Gebiet östlich der Profillinie in der Umgebung des Axalphorns und weiter am Abhang der Faulhorngruppe gegen das Aarethal betreffen.

Die Berriaszone der obern Axalp teilt sich gegen Osten in zwei Züge, indem das Gewölbe, welches in unserem Profil die beiden Berriasmulden scheidet, wieder hervortritt und ob Alp Krautmättli ein scharfes Knie bildet. Man ersieht diese Verhältnisse aus Fig. 11. Gegen Alp Urserli keilt sich auch der obere Berriaszug aus und nur der untere streicht von Krautmättli zum Hinterburgsee, dessen Unterlage er bildet. Jenseits des Sees ist die Fortsetzung der Berriasschiefer mangels an Aufschlüssen nicht weiter zu verfolgen.

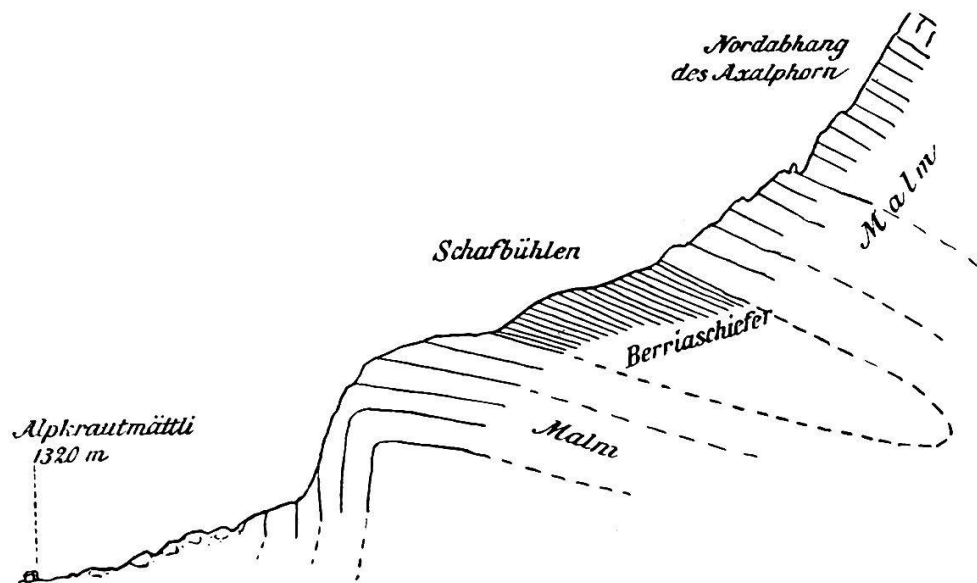


Fig. 11. Querprofil vom Axalhorn nach Alp Krautmättli.

Auch das grosse Malmgewölbe der Axalp findet sich hier wieder, und der Hinterburgsee selbst wird durch diese Welle resp. den Süd-schenkel des Gewölbes gestaut. In der Fluh zwischen «Dozwegegg» und «Gauwald» zeigt sich die Gewölbebiegung Fig. 12.

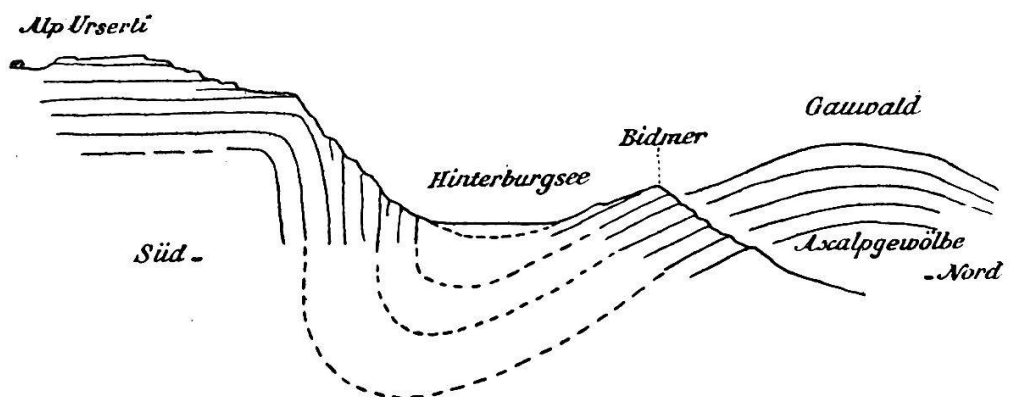


Fig. 12. Querprofil von Alp Urserli zum Hinterburgsee.

Nach Möesch wäre das Gewölbe an der Riesetenfluh wieder zu sehen; für mich langte die Zeit nicht zu Begehungen im Gebiet des Brienerberges und Birchthalwaldes, wodurch auch das weitere Verhalten der Oxfordüberschiebungen hätte verfolgt werden können.

Im Oltschikopf 2238 m. stossen das die Berriaszone teilende Gewölbe und der Malmzug des Axalphorns zusammen. Th. Studer hat bereits ein schematisiertes Profil dieses Berges gegeben.¹⁾ Fig. 13 gibt eine Ansicht des thatsächlich zu Beobachtenden.

¹⁾ Th. Studer, Geologische Beobachtungen im Gebiete des Schwarzhorn-massivs.

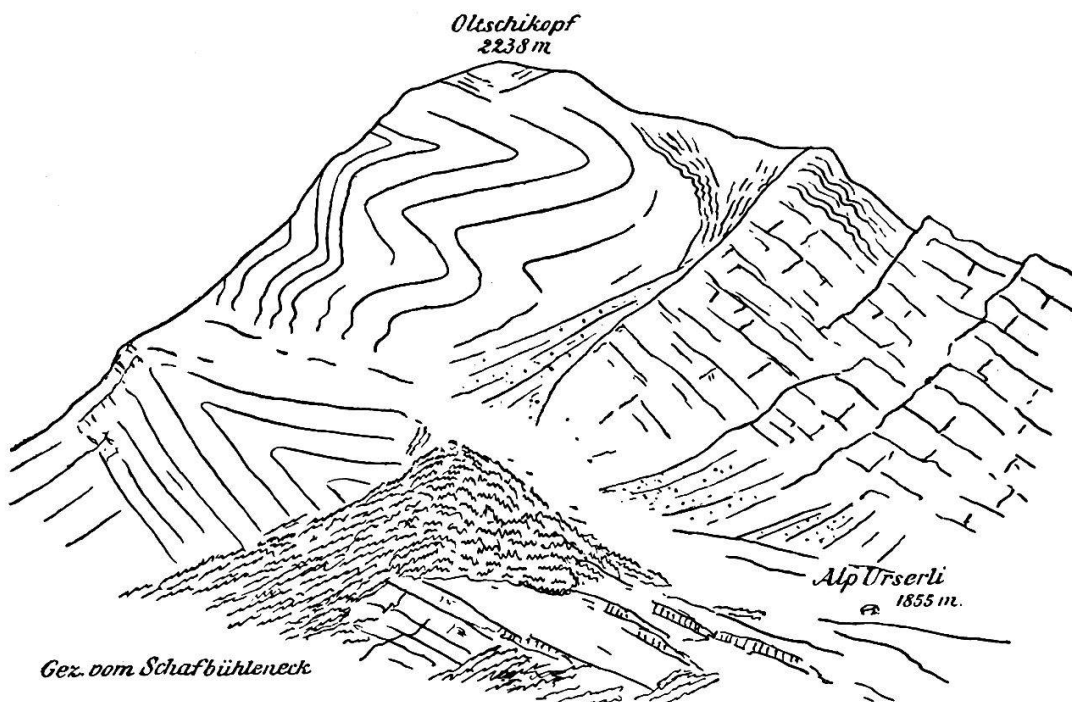


Fig. 13. Die Faltungen am Westabsturz des Oltschikopfes 2238 m.

Die Falten des Oltschikopfes fallen auch dem Laien sofort auf, und bei guter Abendbeleuchtung ist das Bild der an der Westwand entblösten übereinandergestauten Windungen wirklich grossartig. Auf dem schon mehrfach erwähnten kleinen Malmgewölbe Kühmatt-Krautmättli, welches hier als scharfes gegen Nord gerichtetes Knie stark hervortritt, erhebt sich der eigentliche Oltschikopf als ein System mannigfach gewundener, an- und übereinanderliegender Malmfalten, die hie und da Berriasmergel eingeklemmt haben. Aus letztern besteht auch der Gipfel. Es entspricht also dieser Faltenkomplex der letzten südlichen Berriasmulde und dem umgekehrten Malm des Axalphorns. Nur ist die Berriasmulde nicht mehr einfach. Allerdings keilt sich gegen Ost die südliche Berriasmulde aus, oder vielmehr ihre Fortsetzung in den Oltschikopf ist durch die Erosion des tiefen Kessels der Urserlialp verschwunden, so dass wir nur die untere Berriaszone durch den Hinterburgsee bis in den Oltschikopf verfolgen können. Jedenfalls hat sich vom Giessbach her die südliche Berriasmulde bedeutend gehoben, sodass im Kessel der Urserlialp bereits Malm den Muldenkern bildet und die Berriasmergel erst hoch oben am Oltschikopf sich eingeklemmt finden.

Auch von Osten, vom Aarethal herkommend, erweist sich der Oltschikopf sozusagen als ein Knotenpunkt. Um das zu verstehen, müssen wir die Lagerungsverhältnisse am Nord-Ost-Abhang der Faul-

horngruppe ins Auge fassen. Von einem günstigen Standpunkt, wie etwa von der Burgfluh beim Dörfchen Hochfluh auf dem Hasliberg bei Meiringen, lässt sich der gesamte Ostabfall der Faulhorngruppe sehr schön übersehen. Eine Schwierigkeit bei der Abstraktion der Tektonik liegt nur darin, dass das Aarethal nicht quer zum Streichen, sondern schief dazu eingeschnitten ist. Was wir sehen, sind weder die Schichtköpfe, noch ein Querprofil, sondern ein schiefer Anschnitt. Gerade deshalb ist es für eine richtige Erfassung durchaus notwendig, die an Ort und Stelle beobachteten Details mit dem aus der Ferne gewonnenen Gesamtbild zu kombinieren.

Das landschaftliche Bild der Faulhorngruppe vom Hasliberg aus wird beherrscht durch eine Anzahl langsam aus dem Aarethal aufsteigender und allmählig gegen Nord-West sich erhebender Terrassen, auf welchen erst die eigentlichen Gipfel, wie Wandelhorn, Tschingelhorn und Garzen, Gerstenhorn und Burghörner (Oltschikopf) sich erheben. Wir erkennen sogar ganz deutlich das mehrfach erwähnte Doggergewölbe der Ebenfluh, welches die Oltscherenalp bis auf den Staffel «Bühnen» hinunter in zwei parallele Terrassen scheidet. Bei «Bühnen» ist die Umbiegung weg erodiert, sie findet sich aber wieder auf «Unter Wandelalp» und ist hier in den Felsbändern des Unter-Fluhwaldes schräg angeschnitten. Am Wege vom Mittelstaffel der Wandelalp zum Unterstaffel zeigt sich folgendes Profil (Fig. 14).

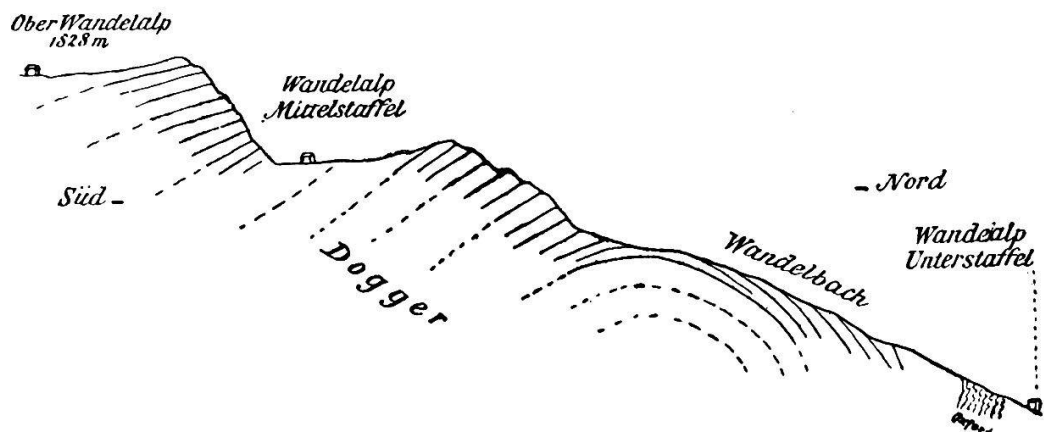


Fig. 14. Profil entlang dem Wandelbach von Wandelalp Oberstaffel bis Unterstaffel.

Dementsprechend lässt sich auch die Oxfordschieferzone des Grätli weiter nach Osten verfolgen. Zuerst in saigerer Stellung den eigentlichen Thalboden der Oltscherenalp bildend, schwenkt sie bei «Bühnen» ebenfalls nach Osten um und ist im Bachbett zwischen Wandelalp-Unterstaffel und der Terrasse von Isetwald aufgeschlossen (vergl. Fig. 14).

Die Schiefer fallen hier 45° SSE und sind sekundär gefaltet. Sie ziehen sich unter dem Dogger des Unterfluhwaldes gegen die Reichenbachfälle. Die Terrasse Iseltwald-Falcheren wird gebildet von Schichtflächen des Malm. In steilen Wänden stürzt derselbe ab gegen die Terrasse Schüttelboden-Prasti, die ebenfalls aus Malm besteht, wie zu einem grossen Teil noch die Terrasse Zaun-Hinterburg. Den untern Teil des letztern Fluhbandes bilden die durch Baltzer und Möesch beschriebenen Oxfordschiefer von Unterheid. Wir haben also vom Wandelhorn bis hinunter ins Aarethal folgende Schichtserie:

Dogger,
Oxford,
Malm,
Oxford.

Die Verhältnisse bei Meiringen und ihre Deutung durch Baltzer¹⁾ zeigen uns, wie diese Aufeinanderfolge zu verstehen ist. Wir haben hier nichts anderes vor uns, als die nördliche Mulde der von Baltzer entdeckten Reichenbachdoppelfalte, nur ist das Eocän hier bereits nicht mehr vorhanden, sondern der Muldenkern besteht aus Malm. Ferner richtet sich diese Mulde derart auf, dass sie fast zum Gewölbe wird, ein Beispiel, dessen Analogon Heim²⁾ an der Axenstrasse gefunden hat. Der ganze doppelt gelagerte Malmzug, der volle drei Terrassen und ihre Abstürze umfasst, streicht nun, begleitet von den zwei Oxfordzonen, in die Burghörner und den Oltschikopf, wo er die bereits beschriebenen Windungen bildet.

Wenn wir durch die Verhältnisse bei Meiringen gezwungen sind, den östlichen Teil der Faulhorngruppe als eine grosse liegende Mulde aufzufassen, so stimmt diese Auffassung nicht mehr vom Oltschikopf gegen Westen. Unser Profil lässt eine solche Deutung nicht zu. Eine Thatsache gilt für beide Gebiete, die umgekehrte Lagerung von Dogger, Oxford und Malm auf der Linie Sägisthal-Axalphorn-Oltscheren-Meiringen. Der Malm des Fluhbandes Falchern-Iseltwald entspricht in seiner tektonischen Stellung genau dem Malm Axalphorn-Schwabhorn, aber im Osten ist dieser Malmzug der obere Schenkel einer nach Nord gerichteten liegenden Eocänmulde, wobei er also gegen Nord von ältern Gebirgsgliedern umhüllt würde; am Axalphorn und weiter westlich aber erscheint er uns als oberer Schenkel einer südlich unter

¹⁾ A. Baltzer, Aarmassiv. Tafel III, Profil 1.

²⁾ A. Heim, Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, pag. 61 ff.

den Dogger hinabtauchenden Kreidemulde, hat also seine Rolle gerade vertauscht. Dies bleibt uns vorläufig unverständlich, und es lässt sich deshalb über die Auffassung der Faulhorngruppe als Ganzes auch auf unserer Profillinie noch nichts sagen. Vielleicht liegt der Schlüssel dazu in den Verhältnissen der tiefeingeschnittenen Thäler von Grindelwald und Lauterbrunnen.

Fassen wir die Ergebnisse unserer Untersuchungen kurz zusammen, so finden wir, dass die gesammelten Thatsachen zu einer tektonischen Erklärung der ganzen Gruppe und zum Anschluss an die folgende Zone des Aarmassivs nicht reichen. Dennoch lassen sich eine Reihe allgemeiner, tektonischer Züge aus unserem Querschnitt herleiten.

Viel deutlicher als im Brienzergrat tritt uns hier überall die Nordrichtung des Seitenschubes entgegen. Die Falten sind, mit wenigen Ausnahmen, gegen Nord übergelegt und das stärkste Produkt des horizontal wirkenden Seitenschubes sind die Schuppen am Giessbach. Trotz dieser gemeinschaftlichen Nordrichtung der Falten sind die beiden Gebiete, das nördliche Malm-Kreide- und das südliche Doggergebiet in ihrem Faltenwurf sehr verschieden. Der Unterschied rührt aber nur her von der verhältnismässigen Steifheit des Malms, der stets grosse Wellen bildet und sich nicht gern im kleinen fältelt. Umgekehrt nähern sich die kleinern Falten des Doggergebietes mehr dem im Brienzergrat beobachteten Typus der Faltung entsprechend der grösseren petrographischen Verwandtschaft der gefalteten Gesteine. Immerhin bewirkt auch hier die grössere Intensität der Faltung gegenüber dem Brienzergrat eine stärkere Knickung der Falten und namentlich eine seltene Regelmässigkeit der Richtung. Der Schub war offenbar in der Faulhorngruppe stärker als im Brienzergrat. Dies ist zum Teil eine Nachwirkung des Aarmassivs, welche sich auch in der allgemeinen Abnahme der Faltungsintensität von Süden nach Norden widerspiegelt.

Auch der vom Brienzergrat vielfach abweichende orographische Charakter hat zum Teil in der Petrographie, zum Teil in der Tektonik seine Begründung. Wir haben bereits die Neigung des Malms zu Fluhwänden und Terrassen erwähnt; wir haben gesehen, wie die weichen Oxfordschiefer zu isoklinalen Depressionen Veranlassung geben und wie im Gebiete des Doggers, trotz intensiver Faltung, eine gewisse Einförmigkeit in den Vordergrund tritt.

Der Einfluss der Tektonik markiert sich im allgemeinen in dem steilen Absturz der Faulhorngruppe gegen den Brienzersee und den flachern Gehängen der südlichen Abdachung, wo die Neigung fast mit der Schub-

richtung zusammenfällt. Allerdings spielt hier auch wieder der petrographische Charakter mit, denn ein so ausgedehnter Kessel, wie der von Grindelwald, konnte nur in weichem Dogger und Oxford erodiert werden.

IV. Das Gotthardmassiv.

Das Profil schneidet die westliche Fortsetzung des Gotthardmassives auf der Südseite des Gomserthales in einer Breite von 5 Km. Die mesozoische Urserenmulde, welche bei Ulrichen auf dem rechten Ufer der Rhone noch aufgeschlossen ist, ist bei Münster, wo unser Profil durchgeht, nicht sichtbar. Sericitschiefer und Gneisse bilden die Abhänge von Münster.

Am südlichen Gehänge des Oberwallis lassen uns eine Reihe tief eingeschnittener Querthäler den Bau und die Zusammensetzung des Gebirges erkennen. In der Nähe unserer Profillinie wurde das Blindenthal zur Untersuchung gewählt, weil es gangbar und tief eingeschnitten ist und sehr weit ins Gebirge hineinreicht. Als Profilkamm diente der fast mit der Projektionsebene zusammenfallende Bergrücken, welcher sich von Münster über Reiftal, Stockhorn und Sädelhorn zum Merzenbachschien hinaufzieht. Die Beobachtungen auf diesem Kamm wurden sowohl in Bezug auf die Lagerung, als auf die Gesteinsarten mit denjenigen der rechten Seite des Blindenthals kombiniert, sofern sich nicht auf der nur kurzen Strecke in der Streichrichtung gewichtige Veränderungen ergaben.

Auf Blatt XVIII der geologischen Karte der Schweiz ist der ganze breite Streifen des westlich auskeilenden Gotthardmassives mit GnS bezeichnet. Leider gibt Gerlach im Text zu Blatt XVIII¹⁾ keine nähern Angaben über diesen Gneis supérieur, er beschreibt nur die ebenfalls mit GnS bezeichneten Gneissmassen von Lebendun, Ofenhorn-Monte-Leone und Monte Rosa. Aber näher als der Vergleich mit diesen liegt uns derjenige mit den Beobachtungen von Stapf,²⁾ Fritsch³⁾ und Baltzer⁴⁾ im mittleren, von Heim und Schmidt im östlichen Gotthardmassiv.

¹⁾ H. Gerlach, Die Penninischen Alpen.

²⁾ Stapf, Geolog. Profil durch den St. Gotthard etc.

³⁾ v. Fritsch, Das Gotthardgebiet.

⁴⁾ A. Baltzer, Das mittlere Aarmassiv samt einem Teil des Gotthardmassivs etc.

Die Kammlinie Münster-Sädelhorn bietet im allgemeinen günstige Aufschlüsse. Am dürftigsten sind sie am nördlichen Abfall gegen das Rhonethal. Die schwer zugänglichen Wände am Ausgang des Merzenbach-
tobels zeigen steil S E fallende Glimmerschiefer. Dann ist erst wieder beim Signal 2282 m. Anstehendes zu finden. Es sind 45° S 25° E einfallende sericitische und stark verwiterte Augengneisse zum Verwechseln ähnlich den Sericitaugengneissen des Trützithales nördlich von Münster (Aarmassiv). Die Augengneisse halten an bis zu einem Punkte (ca. 2400 m.), von welchem man plötzlich das Stockhorn, den ganzen Grat bis zum Sädelhorn und den Nordabhang der Blindenhorngruppe übersieht. Es folgen nun Zweiglimmergneisse mit zahlreichen, oft bis 1 dm. dicken Quarzlagen; das Einfallen wechselt von 26° — 50° . Gegen den Gipfel des Stockhorns zu stellen sich wieder Augengneisse ein und am Stockhorn selbst 2635 m. fallen die Straten 37° gegen S S E.

Im Absteigen zu den Hochbachseen wird das Einfallen immer steiler; 75° S S E fallende granatführende Glimmerschiefer bilden den Riegel, welcher die Seen von dem Kessel der Hochbachalp trennt.

Von den Hochbachseen bis hinauf zum Sädelhorn herrscht ein gleichmässiges Einfallen von 70° S, 25° E. Das Gestein ist meist ein prachtvoller Augengneiss mit hühnereigrossen Feldspatkrystallen, die auf verwiterten Schichtflächen als Knoten hervorragen. Es lässt sich nun Schritt für Schritt verfolgen, wie diese Augen ausgezogen, resp. breitgedrückt werden, auf dem Querbruch linsenförmig langgestreckt erscheinen, auf der Schichtfläche hingegen grosse weisse Flatschen bilden. Ein weiteres Stadium ist die Ausquetschung zu eigentlichen parallelen Lagen, und das Extrem ist ein ganz dünnschieferiger Schlieren- oder Lagengneiss, den man kaum mit den normalen Augengneissen in Zusammenhang bringen würde, wenn sich nicht an Ort und Stelle der allmähliche Übergang so schön beobachten liesse. Die ganze Schichtserie war wohl ursprünglich ein homogener, porphyrisch struierter Granit, der nun infolge der wechselnden Intensität des Druckes bald zu einem normalen Augengneiss, bald zu einem Lagengneiss geworden ist. Merkwürdig ist der Umstand, dass oft unveränderte Augengneisse direkt an dünnschieferige Lagengneisse grenzen und alle Übergänge fehlen. Ob hier wirklich die Intensität des Druckes so wechselnd war, oder ob bereits die primären Gesteine strukturelle Verschiedenheiten besaßen, ist heute schwer zu unterscheiden. Die Darstellung dieser Augengneisszone gibt Fig. 15.

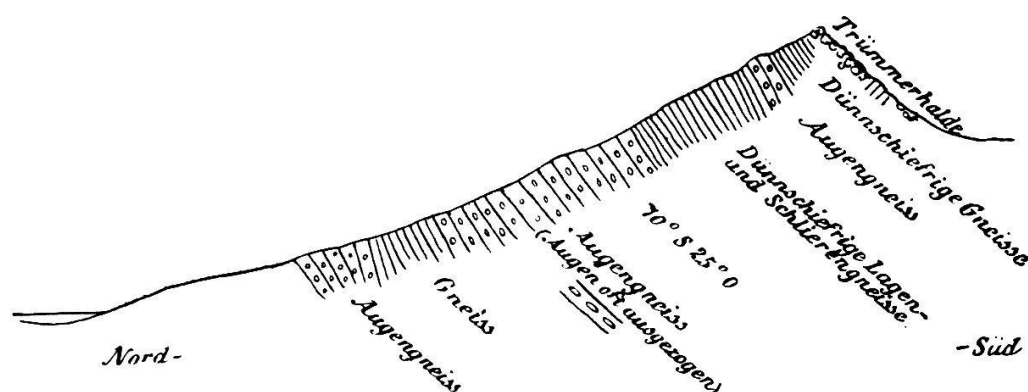


Fig. 15. Profil vom Hochbachsee zum Sädelhorn.

Der Gipfel und Grat des Sädelhorns 2813 m. bestehen aus einem Gewirr von Trümmern und Blöcken von Lagengneiss. Desgleichen der Abhang gegen den Hohlaubach. Allerdings glaubt man da und dort NW-Fallen zu beobachten, doch ist dies erst weiter unten im Tobel des Hohlaubaches sicher nachzuweisen.

Im Blindenthal lässt sich folgendes beobachten. Unter der Moräne, welche am Thalausgang zunächst das Anstehende verdeckt, finden wir 74° thaleinwärts fallende Glimmerschiefer, nach kurzer Unterbrechung ebenso mit 66° SSE-Fall. Es folgt ein biotitreicher Gneiss; der Hügel mit der Kapelle Staldenbühl besteht aber schon wieder aus 45° einfallendem Glimmerschiefer. In einem tief eingegrissenen Seitentobel, ca. 250 m. oberhalb der Kapelle, stehen fast saigere Sericitschiefer mit weissen, seidenglänzenden Schichtflächen.

Vegetation und Schutt verdecken nun eine Strecke weit das Anstehende, bis an den Thalgehängen Fluhwände hervortreten, die gleich von Anfang an aus Augengneiss bestehen. Derselbe ist offenbar die Fortsetzung des oben bei Punkt 2232 m. beobachteten. Im weitem herrscht ein beständiger Wechsel von Gneiss und Augengneiss bis an die Grenze der Glanzschiefer hinten im Hohlaubach. Die Hauptvarietät des Gneisses ist ein zweiglimmeriger, feinkörniger, stark gestreckter Gneiss, welcher der Gneisszone oben am Nordabhang des Stockhorns und an diesem selbst entspricht. Von Einlagerungen ist eine dünne Zone von Amphibolit zu erwähnen.

Die Lagerung ist durchweg senkrecht. Unter den Wänden der rechten Thalseite, sowie namentlich auf dem Grat von Oberhohbach ist sehr schön zu beobachten, wie an der linken Thalseite die im Thale senkrecht stehenden Straten sich oben gegen N umlegen und jene Stellung annehmen, die wir an unserem Profilgrat beobachtet haben.

Der Kontakt des Gotthardmassives gegen die südlich folgende Glanzschieferzone bedarf noch der Erläuterung.

Die südliche Grenze des Gneisses wird von der Einsattelung zwischen Sädelhorn und Merzenbachschien weg bezeichnet durch das Tobel des Hohlauibaches. Die Kontaktverhältnisse werden durch Fig. 16 und 17 veranschaulicht. In letzterer Figur folgen sich die Profile von Ost nach West in der Richtung des Hohlauibaches. Das NW fallende Grenzgestein des Gotthardmassives ist ein hellgrauer,



Fig. 16. Kontakt von Glanzschieferzone und Gotthardmassiv zwischen Sädelhorn und Merzenbachschien.

schuppiger Sericitschiefer mit vielem, eigentümlich stäbchenförmigem Biotit. Das Gestein ist meist stark verwittert. Da das Tobel ein starkes Gefäll besitzt, so liegt natürlich jedes der folgenden Profile entsprechend tiefer als das vorhergehende, wie es die Zeichnung auch zur Darstellung bringt. Fig. 17.

Zwischen dem normalfallenden Gneiss des Gotthardmassives und dem Gros der Glanzschiefer findet sich also eine Zone ganz widersinnig einfallender Gneisse und Glanzschiefer, welche letztere lokal von normal liegenden Glanzschiefern überschoben sind. Diese Zone ist nur schmal und gut zu übersehen unten im Blindenthal gegenüber dem Ausgang des Hohlauibachtobels, etwa oberhalb der Hütten «beim Keller». Man beobachtet hier, dass nur eine ganz schmale südliche Randpartie der Gotthardgneisse gegen NNW einfällt, denn nur wenige Meter nördlich des Tobelausganges stehen die Gneissbänke normal senkrecht wie durch das ganze Blindenthal. Die gegenüberliegenden Glanzschiefer hingegen fallen 45° gegen SSE und stellen sich erst weiter südlich saiger, konkordant den Gneissen. Der Zusammenhang der im Tobel anstehenden NW fallenden Gneisse mit den senkrecht stehenden ist am Tobelausgang leider durch Vegetation verdeckt.

Die Verhältnisse zusammenfassend, haben wir also, vom Rhonenthal ausgehend, zunächst eine Zone von Glimmerschiefer und Gneiss,

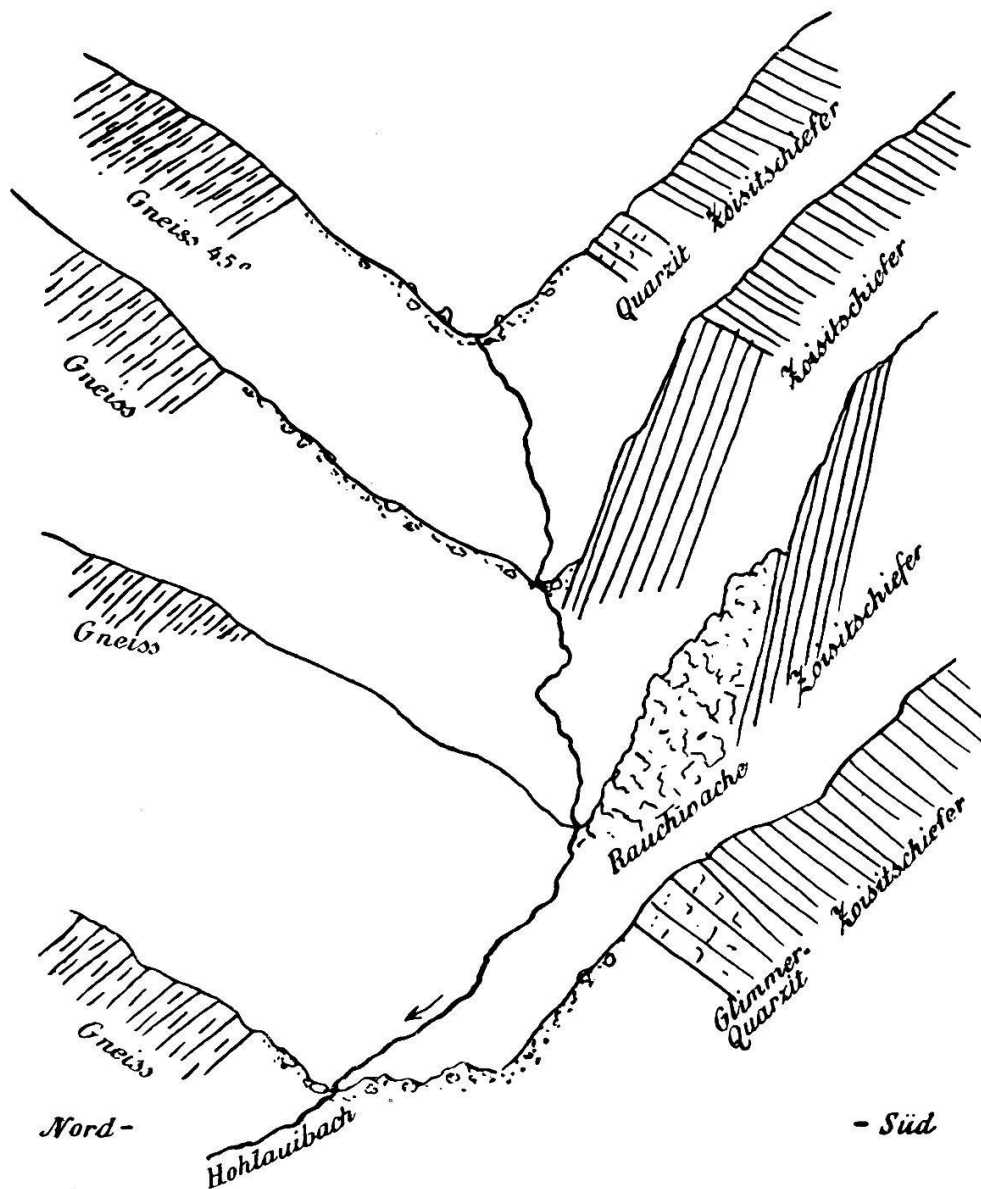


Fig. 17. Kontaktverhältnisse zwischen Gotthardmassiv und Glanzschieferzone im Tobel des Hohlauibaches.

die steil nach SSE einfallen. Auf dieselbe folgen, das ganze übrige Schichtsystem umfassend, ausgezeichnete Augengneisse mit Gneisslagen, welche zu einem grossen Teil, so namentlich in der südlichen Hälfte, augenscheinlich durch grösseren Druck aus den Augengneissen entstanden sind. Die Lagerung ist einfach, senkrecht im Thalgrunde und oben gegen N umbiegend. Ob die nördliche Glimmerschiefer- und Glimmergneisszone derjenigen des Gotthard entspricht (Gotthardgneiss B von Baltzer), ist unentschieden. Sie müsste im Streichen verfolgt werden. Jedenfalls ist aber unser Augengneiss nichts anderes als der Gotthardgneiss A von Baltzer (Sellagneiss von Stapf, Gamsbodengneiss von Fritsch).

Nur ist im Profil Hospenthal-Hospiz und mehr noch westlich am Gotthard die porphyrische Ausbildung die Ausnahme,¹⁾ während sie hier die Regel ist. Unsere Augengneisse entsprechen vielleicht denjenigen, welche C. Schmidt aus der Gruppe des Piz Medel und Piz Vial im Ostflügel des Gotthardmassives beschreibt.²⁾

Endlich muss noch hervorgehoben werden, dass der Kontakt zwischen Gotthardmassiv und Glanzschieferzone Unregelmässigkeiten zeigt, die uns denselben als eine Bruchlinie auffassen lassen. Eine schmale Zone oder die ganze Glanzschieferzone ist eingesunken und hat dabei die angrenzenden Gotthardgneisse mitgerissen, so dass diese am Kontakt widersinnig einfallen.

V. Die Glanzschieferzone.

Das obere Rhonethal herauf zieht ein gewaltiger Komplex mehr oder weniger krystallinischer Schiefer von sehr verschiedenartigem Habitus, die nach einer weitverbreiteten Abart den Namen Glanzschiefer oder Schistes lustrés erhalten haben. Bei Grengiols teilt sich der Zug, indem von Osten her das Gotthardmassiv sich dazwischen schiebt. Die nördliche Zone verfolgt weiter das Rhonethal und findet ihre Fortsetzung in dem Muldenzuge Urseren-Tavetsch. Die Hauptmasse hingegen bildet südlich des Gotthardmassives eine breite Zone, welche durch das Binnenthal und das Blindenhorn hinüberstreicht zum Nufenenpass und über Val Bedretto, Val Canaria und Val Piora das Gebiet der Bündnerschiefer erreicht.

Lory, Bertrand und Gerlach halten die Glanzschiefer für triadisch, die italienischen Geologen erblicken darin Carbon, Heim und C. Schmidt halten nach ihren neuern Untersuchungen sich für berechtigt, die Hauptmasse der Glanzschiefer dem Lias zuzuzählen.

In unserem Querschnitt ist die Glanzschieferzone etwas über 5 Kilometer breit und umfasst die kulminierenden Punkte der Blindenhorngruppe im Merzenbachschien 3224 m., Blindenhorn 3384 m. und Hohsandhorn 3197 m.

Die Gesteine der Glanzschieferzone sind äusserst verschiedenartig. Wir vermögen in unserer Profillinie drei Abteilungen petrographisch und stratigraphisch auseinander zu halten. Eine erste, nörd-

¹⁾ A. Baltzer, Aarmassiv etc. p. 83.

²⁾ Heim und Schmidt, Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, Anhang pag. 26.

liche Gesteinsgruppe besteht aus schwarzen Glanzschiefern, Strahlsteinquarzit und hellen Kalkphylliten, Thonglimmerschiefern und Zoisitphylliten. Eine zweite Gruppe, die Mittelzone bildend, hat einen einförmigeren Charakter, es sind mehr oder weniger krystalline, hellgraue und glänzende Kalkglimmerschiefer. Ihre rote Verwitterungskruste gibt der Umgebung des Blindenhorns ein eigenes Gepräge und hat zu Namen wie Siedelrothorn und anderen Veranlassung gegeben. Die dritte, südliche Zone endlich ist charakterisiert durch das Vorkommen des bekannten zuckerkörnigen Binnenthaler Dolomites. In Form grosser Linsen ist er eingelagert in höchst heterogene, von Schritt zu Schritt wechselnde Gesteine, die zwischen Kalkphylliten, Glimmerschiefern und Gneissen schwanken und öfters durch Reichtum an Granat sich auszeichnen.

Die Glanzschieferzone bildet in unserem Profil einen Fächer. Südliches Einfallen von ca. 45° herrscht im Norden, senkrechte Stellung in der Mitte und nördliches Einfallen von ca. 65° im Süden. Damit steht allerdings der Muldenbau der Zone keineswegs fest, denn die symmetrische Anordnung der einzelnen Glieder fehlt; die Zone ist vielmehr ganz unsymmetrisch gebaut und beiderseits von Bruchlinien begrenzt.

Die eine dieser Bruchlinien, nämlich der Kontakt zwischen Gotthardmassiv und Glanzschieferzone, ist bereits berührt worden, und es bleibt noch übrig, die auf die Glanzschiefer bezüglichen Einzelheiten nachzutragen, wobei auf Fig. 16 und auf die Querprofile durch den Hohlaubach (Fig. 17) verwiesen wird.

Die Überschiebung der steilstehenden Zoisitphyllite durch ca. 45° S fallende Gesteine derselben Art (Fig. 17, III) lässt sich auch vom jenseitigen Gehänge des Blindenthals gut übersehen, da namentlich die gelben Quarzitbänke deutlich hervortreten und den Verlauf der Schichten von ferne erkennen lassen.

Von der Lücke zwischen Sädelhorn und Merzenbachschien haben wir ein fast ununterbrochenes Profil bis zu dem 3224 m. hohen Gipfel des letzteren. Die Verhältnisse der uutern Hälfte stellt Fig. 16 dar; da wo das Einfallen plötzlich von NW nach S übergeht, liegt vielleicht auch eine Überschiebung vor wie im Hohlaubachtobel.

Die Zoisitphyllite sind ruppige, schwarze Schiefer, welche auf den Schichtflächen die bekannten Linsen und Stengel des gleichfalls schwarzen Zoisits enthalten.

Sie halten an bis auf den Grat des Merzenbachschien, sind aber unter der letzten grossen Felswand unterbrochen von einer zweiten Quarzitzone, die weiter westlich als von weitem sichtbare gelbe Wand den Grat selbst bildet. Der Merzenbachschien, 3224 m., besteht aus Zoisitphylliten, untermischt mit Kalkphylliten, welche ihrem Habitus nach den Übergang bilden zu den helleren Kalkphylliten des Blindenhorns. Quarzeinlagerungen sind häufig. Die Schichten des Grates sind stark gestaut und gefältelt.

Das Gemeinsame dieser ganzen nördlichen Zone besteht demnach in ihrer vorzugsweisen schwarzen Farbe, welche der Landschaft einen eigenartig düstern Charakter verleiht, zumal in dieser Höhe das Grün der Weiden fehlt. In dieser Zone wurden auch weiter östlich am Nufenen und am Scopi die Belemniten gefunden, aus denen man auf ein liasisches Alter dieser Ablagerungen geschlossen hat. Es ist mir trotz aller Mühe nicht gelungen, in den mächtigen Schutthalden am Merzenbachschien Fossilien aufzufinden.

Die ganze Mittelzone vom Sattel nördlich Punkt 3226 m. über das Blindenhorn bis hinunter ins Hohsandhorn besteht aus den ruppigen, stark glänzenden Kalkglimmerschiefern, wie sie typisch am Gipfel des Blindenhorns 3384 m. 62° N einfallen. In dem erwähnten Sattel stehen sie saiger. Südlich des Blindenhorns ist das Einfallen regelmässig ca. 65° N. Von Einlagerungen ist zu erwähnen ein Streifen dunkelgrüner Chloritschiefer am linken Ufer des Hohsandgletschers, südwestlich des Siedelrothorns.

Die südliche Zone der Glanzschiefer, die Gneiss-Dolomitzone, kommt aus dem Binnenthal über das Hohsandhorn in die südwestlichen Hänge des Siedelrothorns und nach Alp Bettelmatten. Ihre südliche Grenze, also die Grenze der Glanzschiefer überhaupt, liegt im Sattel südlich des Hohsandhorns, geht von da quer über den Hohsandgletscher nach Punkt 2931 m. Beim Neufelgiupass stossen die Glanzschiefer mit den Deveroschiefern zusammen, und beide erreichen gemeinsam das obere Val Formazza. Die Dolomitlager des Binnenthals bis zum Hohsandhorn, sowie östlich bei Bettelmatten und Morast hat Gerlach beschrieben. Es erübrigt uns der Nachweis der Verbindungsstücke. Die Dolomitlager bilden in meinem Untersuchungsgebiete stets langgestreckte Linsen, die konkordant, gewöhnlich saiger oder steil einfallend den Glanzschiefern eingelagert sind. Die grösste dieser Linsen bildet den Buckel «zum Stock, 2351 m.» auf Hohsand, zieht unter dem Siedelrothorn durch und verschwindet unter dem Firn. Das nächste Lager

treffen wir am Südabhang des Hohsandhorns, und endlich mögen noch zwei saigerstehende Lager an den Südwestgräten des Banhorns erwähnt werden. Die Lager fallen wegen der intensiv weissen Farbe des Gesteines inmitten der roten Glanzschieferlandschaft sehr in die Augen.

Die ausserordentlich mannigfaltigen Gesteine, welche die Dolomite begleiten, sind am schönsten aufgeschlossen an dem gut gangbaren Abhange vom Gipfel des Hohsandhorns hinunter nach der Lücke südöstlich desselben. Fig. 18 gibt das Profil.

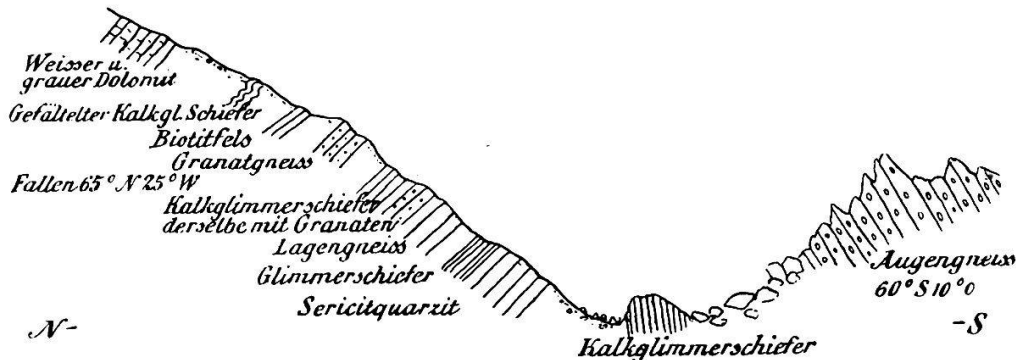


Fig. 18. Die Glanzschiefer am Südabhang des Hohsandhorns und der Kontakt gegen die Ofenhorngneissmasse.

Damit ist aber die Mannigfaltigkeit der Gesteine der Glanzschieferzone bei weitem noch nicht erschöpft. Die Moräne des Hohsandgletschers einerseits, wie auf der Nordseite diejenige des Blindengletschers, bieten noch eine grosse Anzahl der verschiedensten Typen, deren Beschreibung hier zu weit führen würde.

Was die Tektonik der Glanzschieferzone anbetrifft, so ist bemerkenswert, dass sich unser Durchschnitt nicht wohl den weiter westlich und östlich geltenden Anschauungen anschmiegt. Gerlach fasst in einem Profil, das er 12 Km. weiter westlich durchgelegt hat¹⁾, die Glanzschieferzone als Mulde auf. Die beiderseitige Einfassung der Glanzschiefer durch Dolomit scheint ihn dazu bewogen zu haben. Ob auch Konkordanz gegen das angrenzende Gotthardmassiv und die Ofenhorngneissmasse besteht, ist aus seinem Profil nicht zu ersehen.

Ebenso wird weiter östlich die Glanzschieferzone im Val Bedretto ebenfalls als Mulde betrachtet.²⁾ Und nun unser Querschnitt. Die Scheidung der Gesteine in drei Zonen und deren einseitige Lagerung lässt von vornherein eine Mulde als unwahrscheinlich erscheinen. Zwar haben wir auch die Rauchwacke an der Nordgrenze (Fig. 17, III),

¹⁾ H. Gerlach, Penninische Alpen. Taf. I. Prof. I.

²⁾ Fritsch, Stapf, Grubenmann etc. etc.

aber sie fehlt am Südrand; dafür sind die Dolomite da. Die Zoisitphyllitzone wiederholt sich nicht, und es ist mehr als fraglich, ob die Gesteine am Südabhang des Hohsandhorns nur die stärker metamorphisierten Äquivalente der liasischen Zoitphyllite und schwarzen Schiefer seien. Ein anderer Grund, der gegen den Muldenbau spricht, liegt in den Kontaktverhältnissen am Nord- und Südrand. Der Nordrand ist auf und in der Nähe der Profillinie eine deutliche Bruchlinie, was aus den Detaildarstellungen ohne weiteres hervorgeht, ebenso erweist sich der Südrand gegen die Ofenhorngneissmasse als eine solche (Fig. 18), die bereits von B. Studer,¹⁾ Lory und Diener²⁾ so gedeutet wurde. Unser Profil würde also mehr der von Lory und Bonney³⁾ vertretenen Anschauung, einer zwischen Brüchen eingeklemmten Grabenversenkung entsprechen.

Ein Ueberblick des Querschnittes der Glanzschieferzone auf unserem Profil zeigt also zunächst die Aufeinanderfolge von drei petrographisch verschiedenen Zonen. Es sind, im N angefangen, schwarze Schiefer und Zoisitphyllite, deren jurassisches Alter am Nufenenpass nachgewiesen wurde. Es folgt eine mächtige Mittelzone rot anwitternder Kalkglimmerschiefer, die gegen S allmählig übergehen in die dritte Zone der Gneisse und Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Binnenthaler Dolomit am Südabhang des Hohsandhorns. Zur Altersbestimmung der Gesteine vermag unser Querschnitt nichts beizutragen, indem sogar die nördliche Zone hier anscheinend petrefaktenleer ist. Tektonisch stellt die Glanzschieferzone sich dar als ein entlang Verwerfungen eingebrochener Streifen jüngerer Gesteine, wie es Lory und Bonney annehmen. Der für die Verhältnisse weiter westlich und östlich angenommenen Auffassung als Mulde widerspricht die Anordnung der drei Zonen, sowie die Begrenzung durch unzweifelhafte Bruchlinien am Nord- und Südrand.

VI. Die Binnenthal- und Monte-Leonegneissmasse.

Mit diesem Namen belegte Gerlach⁴⁾ eine Gneissmasse, die östlich am Ofenhorn beginnend, über Albrunhorn, Helsenhorn und das Binnenthal südwestlich zum Monte Leone hin verläuft. Ihre

¹⁾ Studer, Geologie der Schweiz, I. pag. 223.

²⁾ Diener, Westalpen, pag. 103.

³⁾ Bonney. On the crystalline schists and their relation to mesozoic rocks in the Lepontine Alps.

⁴⁾ Gerlach, Penninische Alpen, pag. 113 u. ff.

Lagerung im Binnenthal ist nach demselben Forscher derart, dass an ihrer Nordgrenze die Gneisse steil südlich, weiterhin dann flach und an ihrem Südrande flach nördlich einfallen. Unser Profil, welches diese Gneissmasse nahe ihrem östlichen Ende durchschneidet, spiegelt die von Gerlach angegebenen Verhältnisse wieder. Über die Einzelheiten in der Lagerungsweise und der petrographischen Ausbildung auf unserer Profillinie ist folgendes zu sagen.

Der Ofenhorngneiss, wie wir der Kürze halber diesen Gneiss benennen wollen, fällt schon orographisch sehr in die Augen. Durch das Herumwandern in der Glanzschieferzone daran gewöhnt, immer nur rote und schwarze Felsen zu sehen, ist man plötzlich erstaunt, wenn man schon von weitem ein helles, weisses Gestein an die rostbraunen Kalkglimmerschiefer grenzen sieht. Oben im Firnfeld des Hohsandgletschers stehend, sehen wir rechts und links der Firnmulde den Kontakt der weissen Gneisse mit den roten Glanzschiefern des Hohsandhorns und Banhorns. Von demselben Standpunkte aus glaubt man auch vollkommene Konkordanz der beiden Bildungen zu beobachten, indem an dem zerhackten Grat, welcher vom Hohsandhorn zum Ofenhorn hinüberführt, steiles Nordfallen zu herrschen scheint, wenigstens richten all die zahllosen Spitzen des Grates sich gegen S in die Luft. Um so mehr ist man erstaunt, bei der Untersuchung an Ort und Stelle zu sehen, dass die Schieferung beinahe senkrecht auf dieser N fallenden Absonderung steht, dass also der Gneiss am Kontakt mit 60° nach S 10° E einfällt (Fig. 18). Das Gestein ist ein prachtvoller zweiglimmeriger Augengneiss, der, nach der weissen Farbe der Felsen zu schliessen, den ganzen Grat bis zum Hohsandhorn bildet und erst jenseits von den dunklen Glimmerschiefern des Ofenhorns überlagert wird. Das Ofenhorn, 2342 m., konnte leider infolge ungünstiger Schneeverhältnisse nicht erstiegen werden.

Die Felsen bei Punkt 2781 m.¹⁾ bestehen aus einem dunkeln Glimmerschiefer, der mit 40° nach S 25° E einfällt. Der Färbung nach zu schliessen, scheint das ganze Ofenhorn aus demselben zu bestehen, ausgenommen der Ostgrat, wo sich wieder weisse Augengneisse einschieben. Die untern Partien aber, sowie der Westgrat, der das Becken des kleinen Fornogletschers vom Hohsandgletscher trennt, bestehen ganz aus dem weissen Augengneiss. Er findet sich auch jenseits der Gletscherzunge, die vom Hohsandfirn gegen den Lago Sruer hinabreicht, an dem westlichen Ausläufer des Banhorns. Die Felsen bei Punkt

¹⁾ Die Angaben beziehen sich auf Blatt 494. (Binnenthal) des S. A.

2710 m. bieten ein schönes Profil der mannigfaltigsten Gesteinsarten an der Grenze zwischen Glanzschiefer und Augengneiss. Der ganze Komplex fällt mit 25° gegen SW. Erwähnenswert ist hier die völlige Konkordanz der Augengneisse und Glanzschiefer.

Vom Ofenhorn zieht sich gegen S und SE ein Grat, der die Lebendunalpen von dem Kessel der Fornoalp scheidet. In Verbindung stehen diese beiden ausgedehnten Alpweidengebiete durch die Einsattelung des Scatta Minojo, 2597 m. Der Grat ist ausserordentlich zerhackt, eine Menge weisser Zacken und Spitzen ragen ruinenhaft in die Luft. Öfters unterbrechen Einsattelungen, wovon die Scatta Minojo die tiefgehendste ist, den scharfen Kamm. Die zackigen, ruinenhaften Verwitterungsformen sind aber streng an das weisse Gestein gebunden, in dem wir unsern Augengneiss wieder erkennen. Gleichsam als eine gewaltige Mauer erheben sich diese spärlichen Überreste einer früheren Gneissdecke auf den fast horizontal liegenden Deveroschiefern, welche im Gebiete der Forno-, Lebendun- und Businalpen auf weite Strecken entblösst sind und sich durch gute Weidegründe und eine Unmasse kleinerer und grösserer Seen auszeichnen. Der Aufstieg zur Passhöhe der Scatta Minojo und noch weiter auf einen der nächsten Felszacken gibt uns ein vollständiges Profil der untern Hälfte der Ofenhorngneissmasse. Fig. 19.

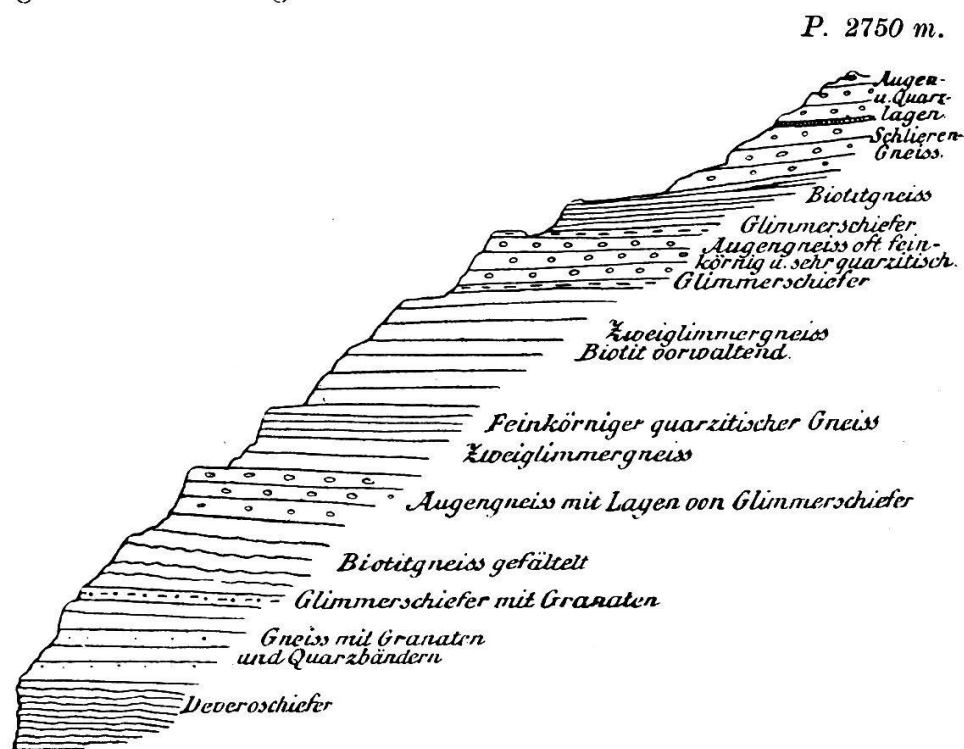


Fig. 19. Profil durch den obern Gneiss (Binnenthal-Monte-Leone-Gneissmasse) am Passe Scatta Minojo.

Die Hauptmasse der ganzen Schichtserie bildet im Liegenden ein typischer, stark linear gestreckter Zweiglimmergneiss, in höherem Niveau der bereits vom Hohsandhorn bekannte Augengneiss.

Die Ofenhorn- oder Monte-Leone-Binnenthalgneissmasse stellt sich nach den vorliegenden Untersuchungen dar als eine ziemlich flache Mulde, die im Norden mit einer Bruchlinie an die Glanzschieferzone anstösst, am Ostende derselben konkordant liegt und im Süden die Deveroschiefer normal überlagert. Das Gestein ist in der untern Hälfte vorwiegend ein Augengneiss, oben treten am Ofenhorn dunkle Glimmerschiefer auf.

An der untern Grenze, gegen die Deveroschiefer, weicht die Einförmigkeit der Augengneisse einem bemerkenswerten Wechsel mehr regelmässig feinkörniger Gneisse, die stellenweise Granat enthalten. Ob und wie die Ofenhorngneissmasse sich in die Tiefe fortsetzt, oder ob unter ihr durch die Deveroschiefer mit den Glanzschiefen zu verbinden seien, liess sich auf unserer Profillinie nicht weiter untersuchen.

VII. Das Antigoriogewölbe.

Es ist zwar gewagt, nach den neuesten Untersuchungen von H. Schardt¹⁾ noch von einem Antigorio- oder Simplongewölbe zu reden, aber es ist schwer für die bisher damit bezeichnete Gegend einen zusammenfassenden Ausdruck zu finden. So behalten wir den alten Namen bei, ohne damit die Gewölbenatur des Antigoriogneisses und ihre Konsequenzen präjudizieren zu wollen.

Für die Entscheidung der Frage, ob der Antigoriogneiss ein Glied eines regelmässigen Gewölbes oder aber eine überschobene Masse sei, vermag unser Profil leider nichts beizutragen, indem der tiefste Aufschluss (bei Foppiano im Val Antigorio) nicht bis auf das Liegende des Antigoriogneisses hinabreicht.

Insofern wäre auf unserem Querschnitt die Gewölbestruktur vollkommen, und eine Schwierigkeit nur am Kontakt gegen die Glanzschiefer. Das in unserem Durchschnitt normal aufrechte Gewölbe wird gegen NW zu einem nördlich überliegenden.

Das Formazzathal oder obere Val Antigorio ist in unserem Durchschnitt fast genau auf dem Gewölbescheitel eingeschnitten, so dass

¹⁾ H. Schardt. Gneiss d'Antigorio. Archiv. des scienc. phys. et nat. Décembre 1893.

im allgemeinen das Einfallen auf der rechten Thalseite ein nordwestliches ist.

Es zeigt der Nordwestflügel von oben nach unten folgende Schichtfolge :

Oberer Gneiss (Ofenhorngneiss),
Deveroschiefer,
Lebendungneiss,
Deveroschiefer,
Antigoriogneiss.

Der südöstliche Flügel zeigt dieselbe Zusammensetzung, nur mit dem Unterschied, dass infolge Fehlens der Lebendungneissmasse die Deveroschieferzone einheitlich ist.

Das oberste Glied der Schichtserie des nordwestlichen oder kurzweg Westflügels, nämlich der obere (Ofenhorn-)Gneiss, ist bereits Gegenstand der Betrachtung gewesen. Wir kommen nun an die Deveroschiefer. Eine Darstellung der geographischen Verbreitung und petrographischen Ausbildung dieser Gesteinszone gab bereits Gerlach,¹⁾ so dass wir uns auf die Verhältnisse auf und neben der Profillinie beschränken können.

Die Deveroschiefer unterlagern direkt den Augengneiss der Monte-Leone-Binnenthalgneissmasse. Die Auflagerungsfläche ist eine schwache (ca. 10°) NW fallende Ebene. Der grösste Teil der ausgedehnten Lebendun- und Businalpen liegt in den Deveroschiefern; überall treten die fast horizontalen Schichtbänder hervor.

An dem Passe Scatta Minojo, dessen Profil wir z. Teil schon kennen, beginnen die Deveroschiefer unter der Gneissdecke als rostbraun verwitternde, ruppige Kalkglimmerschiefer. Diesen einförmigen Habitus beibehaltend, ziehen sie sich über Passo Busin, 2495 m., hinüber nach Businalp. Hier ist nicht weit oberhalb des Sees ein ca. 3 m. mächtiges Lager von weissem, grobkörnig-krystallinischem Kalk. Sein Liegendes sind dunkle, zwei Glimmer führende Glimmerschiefer, die bald wieder in die ruppigen Kalkglimmerschiefer übergehen. Das Einfallen ist 10° nach NW.

Den schönsten Durchschnitt der ganzen Schichtserie von den Deveroschiefern der Businalp bis tief in den Antigoriogneiss gibt das Thal des Rio Vova, des Ausflusses des Lago Busin. Das Thal ist ein grossartiger Circus, der sich hoch über der Thalsole des Val Antigorio erst öffnet, wie das in dieser Gegend und im Tessin die Regel ist.

¹⁾ H. Gerlach, Penninische Alpen, pag. 95 u. ff.

Nicht weit vom Südende des Lago Busin, 2371 m., beginnt der Absturz, über den ein schmaler Pfad nach Alpe Giove hinabführt. Zunächst ist man noch in den Deveroschiefern, bald aber betritt man einen weissen Gneiss, der als schmales Band von der Punta di Tanzonia herkommt und dabei an Mächtigkeit allmählig zunimmt. In unserem Profil mag sie ungefähr 250 m. betragen. Wegen seiner charakteristischen Entwicklung in der Lebendunschlucht wurde dieses Gestein von Gerlach Lebendunggneiss genannt.¹⁾ Die Terrasse der Alp Giove gehört noch diesen Gneissen an. Er liegt horizontal oder fällt schwach nördlich.

Der zweite Absturz, unterhalb Giove, wird nun wieder durch Deveroschiefer gebildet, die in ihrem ruppigen Habitus mit den Kalkglimmerschiefern der obern Zone übereinstimmen. Sehr verbreitet ist hier ein äusserst zähes, schlackig aussehendes Gestein, das im Dünnschliff neben Muscovit eine schwarze Grundmasse zeigt, welche aus Feldspat, Calcit, Muscovit und Biotit sich zusammensetzt, Quarz fehlt. Die schwarze Farbe rührt von zahlreichem, fein verteiltem Eisenerz her. Diese Schiefer sind auch wieder ca. 250 m. mächtig, und halten an bis auf ca. 1850 m. An ihrer untern Grenze sind die bereits von Gerlach auf der Karte angegebenen Marmorlager infolge ihrer weissen Farbe von weitem sichtbar. Gleich darunter tritt der Antigoriogneiss mit bauchig-gerundeten Oberflächenformen aus dem nun flacher werdenden Gehänge hervor.

Diese eigentümliche Oberflächengestaltung charakterisiert den Antigoriogneiss und beherrscht das landschaftliche Bild. Es hat diese Gneissmasse, trotz ausgezeichneter Schieferung, orographisch exquisit-massigen Habitus. Die Parallelstruktur des Gesteins scheint keinen Einfluss auf die Verwitterungsformen auszuüben, wie wir es sonst bei krystallinen Schiefern zu sehen gewohnt sind. Es mögen die bauchigen Formen zum Teil auf Gletscherwirkung zurückzuführen sein.

Die Seitengehänge, sowie die Thalsole des Circus des Rio Vova sind unterhalb der beschriebenen Abstürze überall mit Schutt bedeckt; den anstehenden Antigoriogneiss findet man erst wieder unterhalb des Dörfchens San Antonio. Er fällt hier schwach nördlich.

Bevor wir den Ostflügel des Antigoriogewölbes betrachten, müssen wir noch auf den Gebirgsstock der Cima Rossa einen Blick werfen. Die Cima Rossa sollte zuerst in das Profil mit einbezogen werden, die nachstehenden Erörterungen werden ergeben, warum davon Umgang

¹⁾ H. Gerlach, Penninische Alpen, pag. 113.

genommen worden ist. Begrenzt vom Formazzathal, den Lebendun- und Businalpen und dem Thal des Rio Vova erhebt sich dieser mächtige Stock bis zur Höhe von 3010 m. Zwei Spitzen entstreben dem gewaltigen Unterbau, der nördliche Clog Stafel 2965 m. und der Monte Giove 3010 m., auf welch letzteren sich wohl auch der ältere Name Cima Rossa bezieht (Dufourblatt XVIII). Die geologischen Verhältnisse dieses Berges erscheinen auf den ersten Blick abnorm. Die senkrechten Abstürze gegen die Lebendunschlucht und das Formazzathal zeigen von unten bis oben eine weisse Gneissmasse. Nur zu oberst liegt eine Decke von roten Deveroschiefern, daher der Name Cima Rossa. Im Ferneren sehen wir vom Gipfel des Clog Stafel die roten Schiefer schräg gegen die Lebendunalpen hinabsteigen und sich dort mit der Deveroschiefermasse der Lebendunalpen vereinigen. Die Scharte zwischen Clog Stafel und Monte Giove ist bis in den liegenden Gneiss eingeschnitten. Der Monte Giove trägt eine ganz isolierte Kappe von Deveroschiefern. Von Businalp gegen den Monte Giove ansteigend, ist man in Deveroschiefern. Diese halten an, beginnen aber immer steiler gegen SW einzufallen, sie biegen sich also in der Streichrichtung der ganzen Zone gegen NO auf. Sie bilden noch eine Strecke weit den Grat, der sich von der oben erwähnten Scharte zum Hauptgipfel hinauf zieht, dann erscheint ganz konkordant der Gneiss. Dieser Gneiss ist die Fortsetzung des Lebendungneissstreifens, den wir im Profil des Rio Vova angetroffen haben. Die Kontaktlinie ist vielfach gefältelt. Fig. 20.

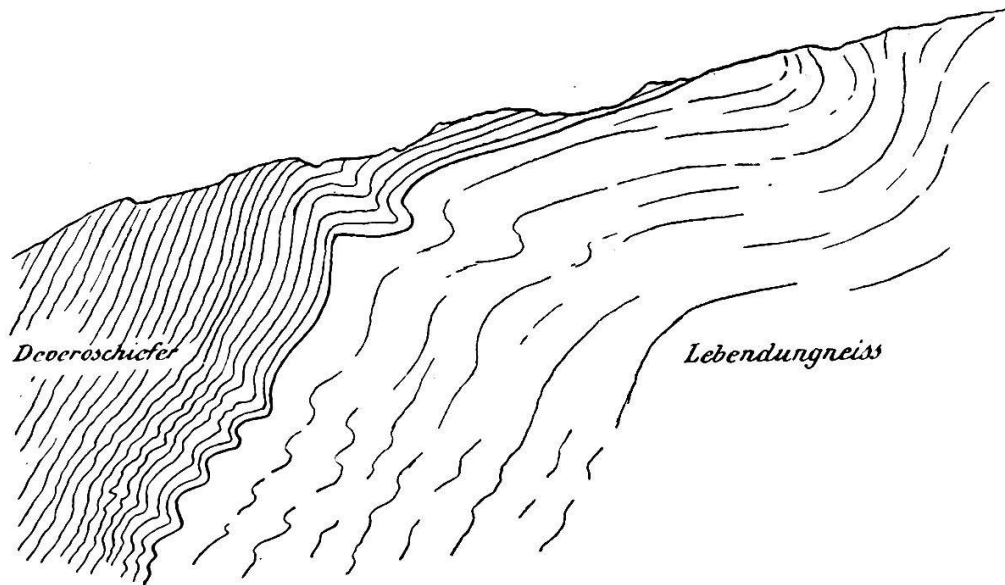


Fig. 20. Kontakt von Deveroschiefer und Lebendungneiss am Westgrat des Monte Giove 3010 m.

Das Massiv des Monte Giove ist also nichts anderes als eine ungeheure Anschwellung jener Gneisszone, die im Profil des Rio Vova ca. 250 m. Mächtigkeit besitzt.

Am Gipfel des Monte Giove zeigt der Gneiss flaches Südfallen, auf dem gegenüberliegenden Nackberg, bei ca. 2400 m. Höhe, flaches NW-Fallen. Das benachbarte Fregeilhorn, 2723 m., trägt, wie der Monte Giove, eine Kappe von Deveroschiefern.

Der petrographische Charakter des Lebendungneisses ist zweierlei Art; er ist entweder ein typischer Zweiglimmergneiss, der im Handstück von gewissen Antigoriogneissen nicht zu unterscheiden ist, oder aber er ist mehr granitisch mit sehr wenig dunklem Glimmer, an Aplite erinnernd. Die aplitische Facies wie der echte Gneiss kommen nebeneinander vor in der Nackberg - Fregeilhorngruppe sowohl, wie am Westabhang des Monte Giove. An letzterem Ort enthält er schwarze Einschlüsse eines ruppig-schlackigen Gesteins, das aus Biotit, Quarz und Calcit besteht und deutlich parallel struiert ist. Man kann sich fragen, ob es nicht Einschlüsse von Deveroschiefern seien, die beim Heraufquellen dieser grossen lagerartigen Masse mitgeschleppt wurden.

Bevor wir zum Ostflügel unseres Gewölbes übergehen, müssen wir noch mit einigen Worten der jüngst erschienenen geologischen Monographie des Val Ossola von Stefano Traverso ¹⁾ gedenken, welche dieses Gebiet auch behandelt. Traverso gibt eine geologische Karte des Ossola, die bis zur Schweizergrenze reicht. Seine Schichtserie ist von Antigoriogneiss aufwärts gehend folgende:

- Gneiss granitoide
- Calcescisto gneissico
- Gneiss scistoso
- Gneiss biotitico ferruginoso.

Sein Gneiss granitoide entspricht unserem Antigoriogneiss, und da dieser sehr scharf abgegrenzt ist, so stimmt das Verbreitungsgebiet desselben mit der Gerlach'schen Karte (Dufour XVIII) überein. Der Calcescisto gneissico entspricht den Deveroschiefern und er ist im Westen im Gebiet der Alpen di Veglia und Devero richtig eingetragen; auch der Deveroschieferzug am Südfuss des Monte Giove und im Formazza stimmt mit den Gerlach'schen Aufnahmen und meinen Beobachtungen. Das ganze Obergestell des Monte Giove aber und das ausgedehnte Ge-

¹⁾ Stefano Traverso, Geologia dell'Ossola. Con 11 tavole e una carta geologica. Genova 1895.

biet der Lebendun- und Businalpen sehen wir nur mit einer einzigen Farbe des Gneiss scistoso bezeichnet. Nach dem Profil von Traverso Tafel VIII, Fig. 2 und dem darauf bezogenen Text pag. 211 ist als Gneiss scistoso zunächst die Lebendungneisszone gemeint, welche den Tosafall bildet und im Thal des Toce bei Riale von der obern Hälfte der Deveroschiefer überlagert wird. Dass aber eben diese obern Deveroschiefer, welche Traverso oberhalb Riale als Gneiss biotitico ferruginoso angibt, eben im Gebiet jener oben erwähnten Alpen ebenso verbreitet sind wie drüben bei Devero und sich schon landschaftlich von den weissen Gneissmassen des liegenden Lebendungneisses und des hangenden Binnenthal-Monte-Leonegneisses unterscheiden, scheint Traverso entgangen zu sein. Er wirft hier Lebendungneiss, Deveroschiefer und oberen Gneiss zusammen. Die Darstellung der Verbreitung dieser verschiedenen Horizonte auf der geologischen Karte der Schweiz Blatt XVIII entspricht weit besser den tatsächlichen Verhältnissen. Die Hauptmasse der Deveroschiefer ist übrigens ein echter Kalkglimmerschiefer, der allerdings da und dort etwas Feldspat enthält, aber doch nicht als Gneiss bezeichnet werden sollte, nicht als Gneiss biotitico ferruginoso und noch weniger als Gneiss scistoso, welcher Ausdruck für den Lebendungneiss und auch für diesen nur teilweise passt, da derselbe bekanntlich ¹⁾ in der Lebendunschlucht ganz granitisch entwickelt ist.

Der Ostflügel unseres Gewölbes auf der linken Seite des Val Formazza oder Antigorio verrät durch kein Anzeichen eine östliche Fortsetzung der Lebendungneissmasse; wir haben einfach den Antigoriogneiss als Gewölbekern und die Deveroschieferdecke. Das Formazzathal oder Val Antigorio, wie es von hier weg heisst, ist in der Profillinie etwas westlich des Gewölbescheitels eingeschnitten. Die Gneissstraten fallen bei Punt Geschen auf der linken Thalseite noch 18° NW und erst weiter oben legen sie sich horizontal. In der Gipfelregion des Sonnenhorns ist das Einfallen durchschnittlich 20° SE.

Von Foppiano (Unterwald) im Val Antigorio verfolgt die Profillinie den Grat, der sich in SE-Richtung zur Gipfelgruppe der Corona di Groppo und des Sonnenhorns hinauf zieht. Entlang dem Einschnitte des Rio di Cramek und über die Alp gleichen Namens ist dem sehr zerklüfteten Grate unschwer beizukommen. Zugleich bietet das Bachbett des Rio di Cramek mannigfache Aufschlüsse im Antigoriogneiss

¹⁾ H. Gerlach, Penninische Alpen pag. 113.

der stets als typischer Zweiglimmergneiss in glimmerarmen und daran reichen Lagen abwechselt. Bei dem Staffel la Sah ist er als Augengneiss entwickelt. Das Einfallen wechselt fast jeden Augenblick, es schwankt zwischen 10° bis 25° E 20° S.

Der Antigoriogneiss reicht, zuletzt als Schlieren und Augengneiss entwickelt, bis ungefähr 2550 m., dann beginnt die Deveroschieferdecke zunächst in Form von Glimmergneissen und Kalkglimmerschiefern.

Bei Punkt 2630 m., dem nordwestlichen Eckpfeiler der ganzen Gipfelgruppe, steht wiederum ein stark linear gestreckter Zweiglimmergneiss an, der 20° NE fällt. Die Deveroschiefer sind hier im Ostflügel mit einer staunenswerten Mannigfaltigkeit und verhältnismässig krystalliner entwickelt als ihre westlichen Äquivalente. Da der ganze Schichtkomplex mit ca. 20° nach SE einfällt, so kommen wir von Punkt 2630 m. dem Grate folgend geologisch in immer höhere Schichten (Fig. 21).

Der zweiglimmerige Streifengneiss, welcher die Hauptmasse des Sonnenhorns 2788 m. (Grenzgipfel) darstellt, streicht nun einen Grat bildend gegen SE ins Val di Campo hinunter, mannigfach untermischt mit Gesteinen von mehr glimmerschieferartigem Habitus.

Auf der rechten Thalseite des Val di Campo erscheint die Zone wieder, und man würde wohl an den rechtsseitigen Thalgehängen des grossen Kessels der Alp Cravairola die Fortsetzung der mannigfaltigen Glieder der Deveroschiefer auffinden, wie wir sie oben in der Gipfelgruppe der Corona di Groppo angetroffen haben.

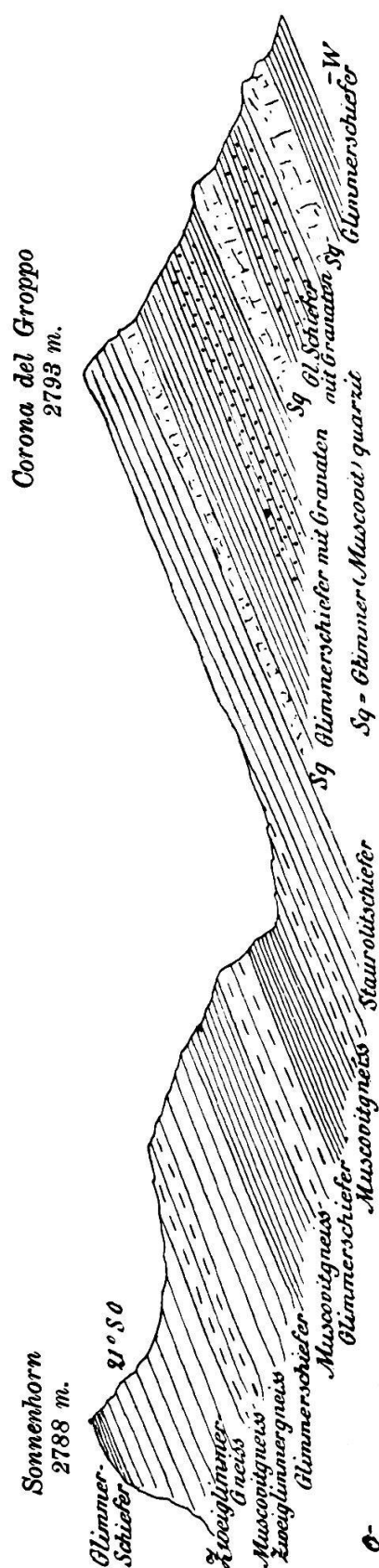


Fig. 21. Profil der Deveroschiefer am Sonnenhorn.

Die Zusammenfassung der Detailbeobachtungen auf unserem Querschnitt durch das obere Val Antigorio zeigt zunächst in evidenten Weise die Uebereinstimmung der Lagerungsverhältnisse mit dem weiter südwestlich am Simplon und im untern Val Antigorio längst bekannten Gewölbbau der Antigoriogneissmasse, der in letzter Zeit wieder angezweifelt und nach der alten Gerlach'schen Auffassung als nach N überschobene Zunge betrachtet wird. Wir sehen, dass unser Querschnitt zu wenig tief reicht, um in dieser Streitfrage neue Aufschlüsse zu geben. Es umfasst das hier Sichtbare nur die obere Hälfte der bekannten vollständigen Schichtserie, und diese stellt sich im Querschnitt als ein regelmässig flaches Gewölbe dar. Dementsprechend finden wir auf beiden Seiten des Val Antigorio auf dem Gneiss die Deveroschieferdecke in Form von Kalkphylliten, Gneissen, Granatglimmerschiefern mit vereinzelten Einlagerungen von körnigem Kalk. Im Westflügel des Gewölbes tritt eine Komplikation ein, indem sich in die Deveroschiefer die Lebendogneissmasse einschiebt, welche infolge ihrer Härte und ihrer stellenweise ungeheuren Mächtigkeit sich im Vergleich zu den Deveroschiefern im Gebirgsstock der Cima Rossa und im Felsriegel des Tosaalles orographisch sehr bemerkbar macht.

VIII. Das Tessinermassiv.

Das grosse Gneissgebiet, welches sich von der östlichen Umrandung des Val Antigorio bis zum Val Centovalli erstreckt, lässt sich ganz gut unter diesem, bereits von Rolle¹⁾ gebrauchten Ausdruck zusammenfassen. Auf unserer Profillinie erreicht das Massiv eine Breite von ca. 20 km. Sowohl nach der Lagerung als nach dem Habitus der Gesteine können wir es in zwei Zonen scheiden, in eine nördliche, ausgezeichnet durch flach südfallende äusserst gleichförmige Gneisse und eine südliche mit steilerer Schieferung und ausserordentlicher Verschiedenheit der Gesteine, mit Einlagerungen von Amphiboliten und Glimmerschiefern. Die flache Lagerung des nördlichen Teils geht allmählig in die steilere der Südhälfte über.

Der nördliche Teil, die Zone des flachliegenden Gneisses (Rolle), bietet ein ganz besonderes orographisches Bild. Das Südfallen bewegt sich ungefähr zwischen 20° und 30°; die Schieferung des Gesteines ist ausgezeichnet; wir erhalten so gegen N gerichtete Abstürze, wäh-

¹⁾ Fr. Rolle. Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lief. 23.

rend die nach S liegenden Gehänge in ihrem Böschungswinkel sich dem Einfallen des Gesteins anschmiegen. Namentlich in den oberen Partien, wo die Vegetation nur mehr spärlich ist und ungeheure Schutthalden die scharfen Gräte umsäumen, ist das landschaftliche Bild ganz von diesen gegen N gerichteten Spitzen beherrscht, während gegen S blanke Schichtflächen, wie sie schöner in den Kalkalpen nicht gefunden werden, die Gehänge bilden. Die abgelegenen, höchst selten von Touristen betretenen Gegenden¹⁾ des hintern Val di Campo, sowie der Hintergrund der beiden Onsernonethäler fallen in diese Zone.

Der Grat, welcher zugleich die italienisch-schweizerische Grenze bildend vom Sonnenhorn südöstlich hinabzieht ins Val di Campo, zeigt uns nicht die obersten Lagen der Deveroschiefer, sondern wir finden dieselben als muscovitreiche Gneisse und Gesteine vom Typus des Sonnenhorns an einer zweiten Rippe, die von der Cima die Quadrella 2670 m. hinunter geht gegen Cimalmotto und von der ersten durch ein Isoklinalthal getrennt ist. In unserer Profilinie liegen diese Schichten gerade im Thalgrund des Val di Campo, wo sie durch die Anschwemmungen der Rovana unsern Blicken entzogen sind.

Der sogenannte obere Gneiss beginnt in der Umgebung unserer Profilinie mit einer Amphibolitzone. Es sind dunkelgrüne bis schwarze Hornblendeschiefer mit Einlagerungen von Talk und Strahlstein. An einigen Stellen wird ein Lavezstein gebrochen, der das Material zu den Öfen im Dorfe Cimalmotto geliefert hat. Die Lokalitäten konnte ich leider nicht genau ausfindig machen. Daneben sind körnige, schwere Amphibolite von mehr massigem Habitus nicht selten, namentlich in dem grossen Bergsturzgebiet oberhalb Cimalmotto und Campo, wo die thalwärts fallenden Amphibolite die Rutschfläche für einen gewaltigen Bergsturz abgegeben haben.²⁾

Wir finden diese Amphibolitzone auf der Profilinie an dem rechten Thalgehänge des Val di Campo wohl gegen 400 m. mächtig. Aus dem Thalgrunde mit 25° SE Fall aufsteigend zieht sie sich gegen SW an der südlichen Umrandung der Alpe di Cravairola allmählig in die Höhe und hängt wahrscheinlich mit den Amphiboliten zusammen, welche Gerlach auf Blatt XVIII Dufour beim Passo della Scatta (Passo della Fria der italienischen Generalstabskarte 1:50000) angegeben hat. Fast genau auf der Profilinie ist die Amphibolitzone und die Basis des

¹⁾ R. Zeller. Geologische Streifzüge in den Lepontischen und Tessiner Alpen. Jahrbuch des schweiz. Alpenklub. Bd. 29. (1893).

²⁾ Die Wildbachverbauung in der Schweiz. II. Heft. p. 3 u. ff.

obern Gneisses aufgeschlossen in einem Tobel, das in steilen Abstürzen von der Cima Tremellina gegen Val di Campo hinabgeht. Leider ist es zum grössten Teil ungangbar, doch lässt sich beobachten, dass die Hornblendeschiefer mehrfach mit Glimmerschiefern und Granatglimmerschiefern abwechseln. Auf die Amphibolite folgt ein glimmerarmer, feinkörniger Gneiss, bald glimmerreichere Varietäten, auch ein stark gestreckter Biotitgneiss. Die oberen Gehänge gegen Cima Tremellina sind ungangbar; der einförmig weissen Färbung nach zu schliessen ist alles höhere Gneiss. Das Einfallen der ganzen Schichtserie schwankt um 25 ° SE.

Von der Cima Tremellina 2365 m. folgt die Profillinie dem hier sehr scharf ausgeprägten schweizerisch-italienischen Grenzkamm bis zur Cima di Pian del Bozzo 2193 m. oberhalb Comologno im Val Onsernone. Die Fortsetzung des am Nordabhang der Cima Tremellina gewonnenen Profils muss in dem gegenüber Cimalmotto ausmündenden Seitenthal der Alp Sfilie (Svila der Dufourkarte) zu finden sein. Bei den Hütten dieser Alp trifft man denn auch bei ca. 700 m. denselben gestreckten Biotitgneiss, dessen Trümmer wir in Menge in dem erwähnten Tobel am Nordabhang der Cima Tremellina beobachtet haben. Gleichfalls streichen, da und dort aus der Vegetation hervorragend, einige 38 ° SE fallende Bänke eines dunklen Glimmerschiefers von deveroschieferartigem Habitus. Dann folgt an den Abhängen des Pizzo di Porcarrecio und über diesen hinaus ein feinkörniger äusserst gleichmässiger Biotitgneiss.

Vom Passo del Lago Gelato 2401 m. gegen Süden ist der Grenzkamm, wenigstens auf der Schweizerseite, aber stellenweise auch auf der italienischen, die reine Mauer, überall ca. 150 m. hohe, senkrecht abstürzende Felswände, welche, weil sie in der Profillinie und der Fallrichtung verlaufen, das Einschiessen der Straten gegen S gut beobachten lassen. Die höchste Erhebung des Kammes ist der Monte Madone 2551 m. (Pizzo di Madaro auf Dufour XVIII). Das Gipfelgestein ist ein 34 ° SE fallender apatitführender Zweiglimmergneiss. Weiter gegen S wird die Lagerung etwas flacher (bis 24 °). Das Gestein ist immer derselbe feinkörnige Biotitgneiss mit zweiglimmerigen Einlagerungen wie am Monte Madone. Im Thalgrunde des Val Onsernone bei Bagni di Craveggia beträgt der Fallwinkel mit grosser Konstanz 16 °.

Die Gebirgskette, welche Val Onsernone von Val Centovalli und Vigezzo scheidet und welche in der Nähe der Grenze im Pizzo di Ruscada mit 2007 m. kulminiert, bietet wesentlich andere Verhältnisse

und sticht namentlich in der Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen von der petrographischen Einförmigkeit des bisher betrachteten Gebietes ab. Ferner existieren hier auch etwelche Vorarbeiten. Rolle gibt ein Profil von Bagni di Craveggia über den Passo del Sassone nach Stadt Craveggia ¹⁾. Man ersieht daraus die Zunahme der Neigung des Gneisses oberhalb Bagni di Craveggia, dann kommt eine doppelte Zone von Hornblendeschiefern, die Rolle zu einer Mulde verbindet. Der Muldenkern besteht aus Glimmerschiefer.

Ebenfalls von den Bagni di Craveggia ausgehend durchkreuzte ich die Kette mehr in SE-Richtung der Profillinie entlang und konnte auch hier die Richtigkeit des Rolle'schen Profils konstatieren und zugleich einige Detailbeobachtungen beibringen.

An einem Wege, der von den Bagni di Craveggia über Alpe Isornia und die Bochetta di San Antonio hinüber führt nach Stadt Craveggia, lassen sich die geologischen Verhältnisse des Nordabhanges der Kette gut studieren. Das Gestein bleibt zunächst im Anstieg nach Alpe Isornia derselbe feinkörnige Biotitgneiss, welcher jenseits im Norden die Hauptmasse des obern Gneisses darstellte. Gleich oberhalb der Bagni fällt der Gneiss bereits mit 17° nach SE, bald haben wir Fallwinkel von 21° , wenig weiter 24° . Da wo der Weg gerade unter Alpe Isornia das Bett eines kleinen Seitenbaches durchquert, treffen wir die ersten Einlagerungen in den 26° fallenden Gneissen in Form glimmerarmer weisser Partien, darauf herrscht wieder bis über Alpe Isornia hinaus der feinkörnige Onsernonegneiss. Oberhalb letztgenannter Alp bietet nun das Bachbett auf längere Strecke ein gut entblösstes Profil, das fast bis zum Thalabschluss reicht, wo es durch Gehängeschutt bedeckt wird. Es ist ein bunter Wechsel von Onsernonegneiss, glimmerarmen Muscovitgneiss, Zweiglimmergneiss. Genau die gleiche Mannigfaltigkeit zeigt die Fortsetzung dieses Profils auf der rechten Thalseite an dem Rücken, der über Alpe Lanca zu Punkt 1909 m. hinaufreicht. Das Einfallen hat unterdessen auch zugenommen und beträgt bei Punkt 1909 m. bereits 55° S 10° E.

Das Profil des Grates, welcher von Punkt 1909 m. SSW hinüber zieht zu dem 1950 m. hohen Monte Ziccher, gibt Fig. 22.

Hier haben wir den ersten Amphibolitzug, welchen weiter westlich Rolle am Passo del Sassone beobachtet hat. Der mittlere Felszahn wird fast ganz aus äusserst massigen, hell- und dunkelgrünen

¹⁾ Fr. Rolle, Nordöstl. Tessin. Beiträge 23. Taf. II, Fig. 6. Text, pag. 45 ff.



S Hornblendegesteinen gebildet. Im Dünnschliff erweist sich das hellgrüne Mineral als Olivin, man hat es also mit Amphibol-Pikriten (Peridotiten) zu thun. An der Südseite lagern sich mit 77° S 20° E Fall dunkelgrüne, feldspathaltige Hornblendeschiefer an. Das südlichste Glied bildet ein zweiglimmeriger Augengneiss. Das Profil wurde hier nicht weiter verfolgt, indem der östlich gegenüberliegende Parallelkamm der Cavallina, weil der Profillinie näher, für die weitere Untersuchung vorgezogen wurde.

In der Streichrichtung gegen Osten verschwindet der Amphibolitzug zunächst unter den Schutthalden und Weiden der Alp Orti, jenseits aber findet sich die Fortsetzung in dem Sattel bei Alp Robina; hier sind durch ein Seitentobel der Ribalasca die grünen Hornblendeschiefer entblösst, sonst sind die Aufschlüsse im Profil Fig. 22 besser. Von der eben erwähnten Einsattelung erhebt sich der südostwärts verlaufende Grat wieder zur bewaldeten Cavallina. Auf 55° S fallende Glimmerschiefer folgt jener Augengneiss des Monte Ziccher in Saigerstellung. Am Südabhange der Cavallina bis oberhalb Olgia fehlen Aufschlüsse. Eine Excursion von Olgia über die Alpen Caviano und China an die östlichen Abhänge der Cavallina gegen das Ribalascatobel bot das Fehlende. Hier ist die südliche Amphibolitzone in einem Bachbett schön aufgeschlossen. An Mächtigkeit der nördlichen weit nachstehend finden sich

dioritähnliche Gesteine und Hornblendeschiefer in fast senkrechter Stellung. Gegen N, also den Muldenkern, folgen stark gefaltete sericitische Zweiglimmergneisse, sowie Gneisse eines Typus, den wir bei Olgia treffen werden.

Das Liegende der Amphibolite sind Glimmerschiefer und glimmerreiche Gneisse mit pegmatitartigen Einlagerungen. Zunächst den Amphiboliten, wie diese 76° SE fallend, richten sie sich allmählig auf, stehen bei Alpe China saiger und neigen sich gegen Alpe

Caviano zu wieder südwärts über. Von Alpe China bis Alpe Caviano ob Olgia herrschen Zweiglimmergneisse und Glimmerschiefer mit untergeordneten Einlagerungen von Hornblendeschiefern und weissen Bändern von Feldspat. Es ist nach dem Dünnschliff Orthoklas (seltener Plagioklas), Quarz, sowie etwas Sericit auf Spalten. Der Gneiss ist stellenweise sehr gut geschiefert und wird zu praktischen Zwecken in dünnen Platten gebrochen. Die untern Hänge des Val Centovalli oder Val Vigizzo, wie die italienische Fortsetzung des tessinischen Centovalli heisst, bestehen aus einer besondern Gneissvarietät (*Olgiatypus*). Es ist ein prachtvoller Biotitgneiss, bestehend aus glasigem Quarz, weissem Feldspat und grossen schwarzen Flatschen feiner Biotitblättchen. Das Gefüge ist etwas flaserig, der Habitus an gewisse Antigoriogneisse erinnernd, der Muscovit ist aber nur accessorisch. Dieser Gneiss ist schön aufgeschlossen in den zahlreichen Seitenbächen, die von Norden her der Melezza zuströmen, namentlich auch beim Grenzbach Ribalasca, wo man, um die Grenze zu überschreiten, tief in das Tobel hinabsteigen muss. Die wilde Schlucht der Ribalasca würde überhaupt bis zu ihrem Ursprung an den Wänden des Pizzo di Ruscada die schönsten Aufschlüsse bieten, doch scheint sie ungangbar. Gegen Westen wurde der Olgiagneiss beobachtet bis gegen Rè, er findet sich anstehend ca. 70° S fallend in den Bachschluchten, welche die Dörfer Olgia, Dissimo und Folsogno von einander trennen, sowie lose und in zahlreichen Blöcken, die sich namentlich gegenüber dem anstehenden Gestein durch ihre Frische auszeichnen und ein prachtvolles Material für Bauzwecke darstellen.

Der Südabhang des Val Vigizzo besteht zunächst aus sanft ansteigendem Gelände, dessen Wiesen und Wälder freundlich hinüberleuchten in die Dörfer des Nordabhanges; plötzlich aber erheben sich weiter oben schwärzliche steile Felswände, es sind die massigen und sterilen Gesteine der folgenden Zone, während die untern sanften Gehänge dem Gneiss angehören. Diese Gneisse sind trefflich aufgeschlossen im Westen unseres Profils an der grossen Strasse, welche von St. Maria Maggiore in Val Vigizzo durch Val Cannobina nach Cannobio am Lago Maggiore führt. Von Malesco ausgehend steigt man mit prächtigem Blick auf die häuserbesäten Nordhänge des Val Vigizzo durch Matten und Wald allmählig empor. Bald tritt da und dort ein stark gestreckter glimmerreicher Biotitgneiss hervor. Da, wo gegen Süden die Strasse in ein Thälchen einbiegt, wird das Profil

vollständiger und wir treffen von jenem Biotitgneiss ausgehend bis zum Piano del Sale folgendes:

1. Dunkelgraue Glimmerschiefer,
2. Chloritschiefer 81° NW fallend, die Strasse überschreitet den Bach; dann folgt
3. Feinkörniger, schiefriger Zweiglimmergneiss,
4. Welligschiefriger Sericitschiefer mit Einsprenglingen, ein gepresster Quarzporphyr (Microgranit), saiger stehend
5. Graugrüner, sehr feinkörniger Glimmerschiefer,
6. Derselbe Porphyry wie Nr. 4,
7. Hornblendeschiefer (Hornblende stark gebleicht).

Hier erleidet das Profil eine Unterbrechung durch die sumpfige Ebene Piano di Sale, jenseits stehen bereits die Amphibolite der nächsten Zone an.

Wie weit östlich sich die eben beschriebene Zone verfolgen lässt, ist unbestimmt; in der Profillinie und zwar im Bette des Rio dei confini ist von dieser Mannigfaltigkeit wenig mehr zu merken. Der unmittelbare Kontakt ist auch hier nicht aufgeschlossen, man ersieht nur, dass bei ca. 900 m. im Bachbett 52° N 20° W fallende Sericitschiefer mit Einlagerungen von Chloritschiefern anstehen. Diese Sericitschiefer herrschen bis fast hinunter zur Melezza, wo Zweiglimmergneisse sie vom jenseits anstehenden Olgiagneiss trennen. Auf der Profillinie ist also die Auflagerung der Glimmerschiefer auf die folgende Zone sehr deutlich, während im Profile der Heerstrasse die saigere Stellung vorherrscht.

Leiten wir kurz aus den beobachteten Thatsachen die allgemeinen Züge ab, so bietet uns das Tessinermassiv scheinbar einfache Verhältnisse dar, wie sie das Profil wiedergibt: Konkordante Auflagerung des Gneisses auf die Deveroschiefer mit Einschaltung einer Amphibolitzone; Flaches Einfallen (25°) im Gebiet der beiden Onsernonethäler; allmähliche Aufrichtung zwischen Onsernone und Centovalli mit einem Muldenzug von Amphiboliten, und endlich südlich Anlehnung an den Amphibolitzug von Ivrea. Wechselnder ist die Petrographie des Tessinermassives, obschon auch in der nördlichen Hälfte durch das fast ausschliessliche Auftreten des feinkörnigen Onsernonegneisses eine gewisse Einförmigkeit herrscht, die, verbunden mit der einfachen Lagerung, diesem Gneissgebiet einen charakteristischen, landschaftlichen Habitus verleiht. In der Südhälfte zwischen Val Onsernone und Centovalli (Vigizzo) ist der Wechsel der Gesteine sehr rasch und mannigfaltig,

im Olgiagneiss lernen wir eine für die Thäler Centovalli und Vigizzo charakteristische Abänderung von Biotitgneiss kennen. Eine südliche Grenzzone zeigt wieder eine ausserordentliche Mannigfaltigkeit der krystallinen Schiefer, unter welchen auch gepresste Porphyre auftreten.

IX. Der Amphibolitzug von Ivrea.

Mit diesem Namen bezeichnet Diener ¹⁾ eine Zone von Hornblendegesteinen verschiedenster Art, welche sich von Ivrea her durch die Thäler Adorno, Rio grande, Mastallone und Antigorio zum Lago maggiore hinzieht. Östlich von Locarno bis zum Profil der Gotthardbahn ist ihre Begrenzung noch nicht genau untersucht. Bei Bellinzona war sie schon B. Studer ²⁾ bekannt.

Der eigentümliche landschaftliche Charakter ist bereits von Gerlach ³⁾ in vorzüglicher Weise hervorgehoben worden; das schlackenartige Aussehen der massigen Amphibolite und Diorite sticht sehr ab von den durch die Schieferung beherrschten Oberflächenformen der begleitenden Gneissmassen.

Das Querprofil schneidet diesen Amphibolitzug im Gebiete der Val Cannobina; die Gebirgsgruppe des trotzigsten Monte Limidario oder Ghiridone, 2189 m., bietet vereint mit dem tiefen Einschnitt des Torrente Cannobino interessante Aufschlüsse. Am bequemsten lässt sich ein Profil begehen auf der grossen Militärstrasse Santa Maria Maggiore-Cannobio, welche das Val Cannobina durchzieht, und längs welcher wir bereits die nördlich anliegenden Gneisse untersucht haben. Verfolgen wir jenes Profil weiter, so treffen wir nach der Unterbrechung der Schichtreihe durch den Piano di Sale auf grüne weissgesprenkelte Feldspatamphibolite, die im Handstück massig, am Anstehenden dennoch eine allerdings sehr undeutliche Parallelstruktur erkennen lassen, die senkrecht verläuft.

Unter dem Mikroskop erweisen sich diese Amphibolite als stark zersetzt, gleichsam serpentiniert. Traverso ⁴⁾ gibt ein Profil der Felsen beim Piano di Sale; nach ihm wechseln Amphibolite mit Serpentin und Peridotiten. Das Gestein wechselt jeden Augenblick, aussen trägt alles die gleiche schwarze Verwitterungsrinde.

¹⁾ C. Diener, Gebirgsbau der Westalpen, p. 135.

²⁾ B. Studer, Geologie der Schweiz, I. p. 302.

³⁾ H. Gerlach, Penninische Alpen, p. 130.

⁴⁾ Traverso, Geologia dell'Ossola, Tafel VI, Fig. 6.

Solche Amphibolite herrschen bis zum Dorfe Finero, das wohl von der schwarzen Felslandschaft, in der es liegt, seinen Namen erhalten haben mag. Unterhalb des Dorfes glaubt man an der Strasse ein Einfallen von 53° NW zu beobachten, doch ist der Aufschluss so gering, dass man nicht weiss, ob man es mit Anstehendem zu thun hat. Das Gestein ist hier grau, dicht, sehr schwer und zähe, mit grossen Biotitlamellen. Es ist, wie das Mikroskop lehrt, ein Hypersthensfels. Bei der Einmündung des Rio Creves in das Thalwasser stehen wiederum massige dichte Amphibolite an, deren Hornblende einen eigenen, noch näher zu untersuchenden Typus darstellt. Sie enthalten stellenweise sehr granatreiche Lagen. Der Monte Castello besteht ebenfalls aus Schritt für Schritt wechselnden, dichten, massigen Amphiboliten und mehr schiefrigen Feldspatamphiboliten, die manchmal fast in Syenit übergehen. Ein Spezialprofil der Amphibol- und Pyroxengesteine von Finero bis Orasso gibt Traverso.¹⁾ Das Einfallen ist steil NW. Südwestlich von Cursolo beginnt wieder der Gneiss, der Kontakt mit den Amphiboliten ist nicht aufgeschlossen, die Schieferung fällt 87° NW. Thalabwärts herrschen nur noch Gneisse und Glimmerschiefer, mit Ausnahme einer kleinen Einlagerung von Hornblendeschiefern unterhalb Spoccia.²⁾ Im Profil der Landstrasse hat also die Amphibolitzone nur eine Breite von 2,5 km.

Ähnlich liegen die Verhältnisse weiter östlich. In einem Querprofil von Orasso (Val Cannobina) nach Dissimo (Val Vigizzo) finden wir bis weit oberhalb Orasso unfrische Zweiglimmergneisse. Ziemlich genau im Streichen der Amphibolitgrenze am Monte Castello treffen wir in der Höhe von ca. 1200 m. auf die Amphibolite. Zunächst sind Hornblendeschiefer eingelagert in Glimmergneisse mit 25° NW Fall. Das Einfallen wird rasch steiler und erreicht 60° . Eine ca. 1 m. mächtige Quarzbank zieht sich als gelbes Band am Abhang hinauf, dann folgt ein beständiger Wechsel von Amphiboliten und Zweiglimmergneiss, der da und dort vollsteckt von schlecht erhaltenen Granaten. Die Amphibolite entsprechen genau den Feldspatamphiboliten von Finero. Oft sind Gneiss und Amphibolit schlierenförmig in einander verknüpft (Fig. 23). Die Neigung steigt auf 76° , es folgt der Kontakt gegen den eigentlichen Amphibolitzug. Der Gneiss ist hier in einer

¹⁾ Traverso, Geologia dell'Ossola, Tafel VIII, Fig. 4.

²⁾ Eine andere Amphibolitlinse bei der Brücke von Falmenta notiert Traverso, Geolog. dell'Ossola, Karte.

4—6 m. mächtigen Zone ganz verwittert, darin stecken noch ganz frische Stücke. Nun kommen ebenfalls NW einfallend die Feldspatamphibolite, welche allmählig durch Zunahme an Feldspat in sehr gleichmässig körnige Diorite übergehen, die aber immer noch eine allerdings nur am Anstehenden hervortretende Parallelstruktur zeigen.

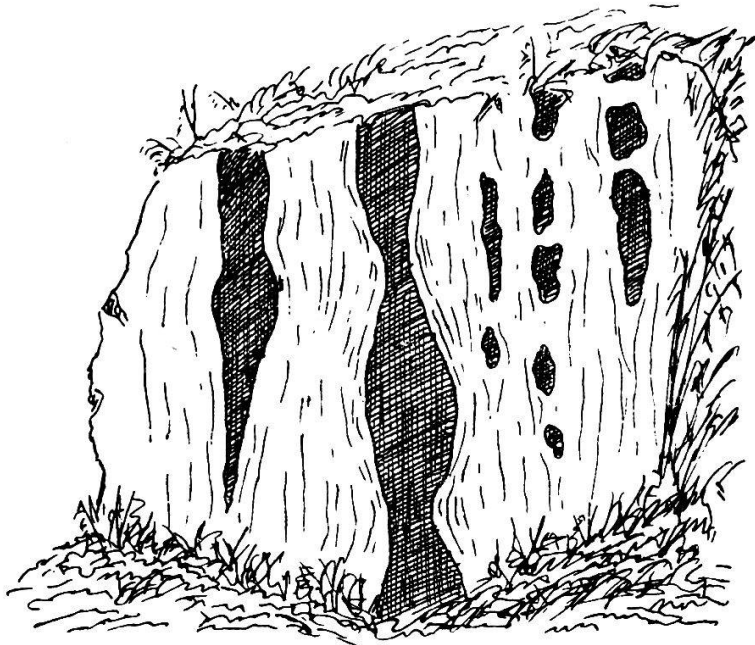


Fig. 23. Schlierenförmige Durchdringung von Gneiss (hell) und Amphibolit (dunkel) am Contact ob Orasso.

Bis hinauf zur Alpe Torrigia herrscht nur dieser Diorit, dort aber wird er plötzlich unterbrochen durch eine ca. 200 m. breite Zone dunkler, dichter Pyroxengesteine, vom Typus derjenigen am Monte Castello im Cannobinaprofil. Sie bilden eine steil NW fallende Lagermasse. Gegen Osten keilen sie sich bald aus in den Dioriten der Roccie del Gridone, zu denen sich auch der oben beschriebene Dioritzug gesellt. Gegen Westen aber steigen sie zum Gipfel des Monte Torrigia, dessen Südabhang aus Diorit, Gipfel und Nordseite aus eben diesen Pyroxengesteinen besteht. Der Dioritzug der Roccie del Gridone erstreckt sich nicht mehr weit gegen Westen, sondern er keilt sich seinerseits auch aus, so dass nun die dichten Pyroxengesteine zusammenstossen mit einem zweiten Zug ähnlicher Gesteine, welche östlich von der Testa di Misello herüberstreichend die Diorite der Roccie del Gridone überlagern. Wir werden diese Amphibol-Pyroxengesteine bei Besprechung der Testa di Misello noch näher kennen lernen. Wie weit diese Amphibolite am Gehänge gegen Val Vigizzo hinabreichen, wurde auf dieser Linie nicht beobachtet, doch dürfte die Grenze gegen die Gneisse nach den weiter westlich und östlich beobachteten Verhältnissen bei ca. 900 m. liegen. Wir haben also, um kurz zu resümieren, in einem Querschnitt Orasso-Dissimo folgende Serie:

Gneiss des Val Cannobina
Wechselagerung von Gneiss und Amphiboliten
Feldspatamphibolit
Diorit
Dichte Amphibolite und Pyroxengesteine
Diorit
Dichte Amphibolite und Pyroxengesteine
Gneiss des Val Vigizzo.

Merkwürdig in diesem Profil ist einmal die innige Wechselagerung von Gneiss und Amphibolit und zweitens die zonare Zerteilung des Amphibolitzuges selbst in Diorite-Feldspatamphibolite einerseits und dichte, massige Amphibol- und Pyroxengesteine andererseits, sowie endlich das gegenseitige Auskeilen der Zonen in einander in der Streichrichtung.

Auf der Karte von Traverso sind die Gesteine des Amphibolitzuges getrennt in Pyroxen-Amphibolgesteine (Diorit, Gabbro, Amphibolit) einerseits und Peridotite und Serpentine andererseits. Diese Zerteilung entspricht mehr dem petrographischen als dem geologischen Verband. In ihrem zonenförmigen Auftreten, und damit im landschaftlichen Habitus, sind vielmehr die Diorite für sich allein, und die Feldspatamphibolite, Pyroxengesteine, Peridotite und Serpentine bilden eine zweite Gruppe. Wir haben es vorgezogen, diese aus dem geologischen Verband sich ergebende Einteilung beizubehalten, zumal auch die Peridotite und Serpentine an den Nordgehängen des Monte Gridone gegen Val Vigizzo lange nicht so ausschliesslich vorherrschen, wie die Karte von Traverso vermuten lässt. Die als massige Amphibolite bezeichneten Gesteine der Testa di Misello z. B. sind keineswegs Peridotite, sondern genau die gleichen Amphibol- und Pyroxengesteine wie sie bei Finero auftreten.

Dieselben Verhältnisse, zum Teil aber noch grossartiger, bietet der in unser Querprofil aufgenommene Kamm, welcher, der Landesgrenze folgend, von der Melezza zur Testa di Misello aufsteigt und über die Rocce del Gridone zum Kulminationspunkt der ganzen Gebirgsgruppe, dem Monte Limidario oder Ghiridone 2189 m. hinüberläuft und endlich über Monte Fajeron 1720 m. und Monte Giove 1296 m. steil gegen den Langensee abfällt.

Der unmittelbare Kontakt der Amphibolite und Sericitschiefer am Nordabhang der Testa di Misello ist nicht entblösst, er muss ungefähr bei 1000 m. liegen. Die ersten Glieder des Amphibolit-

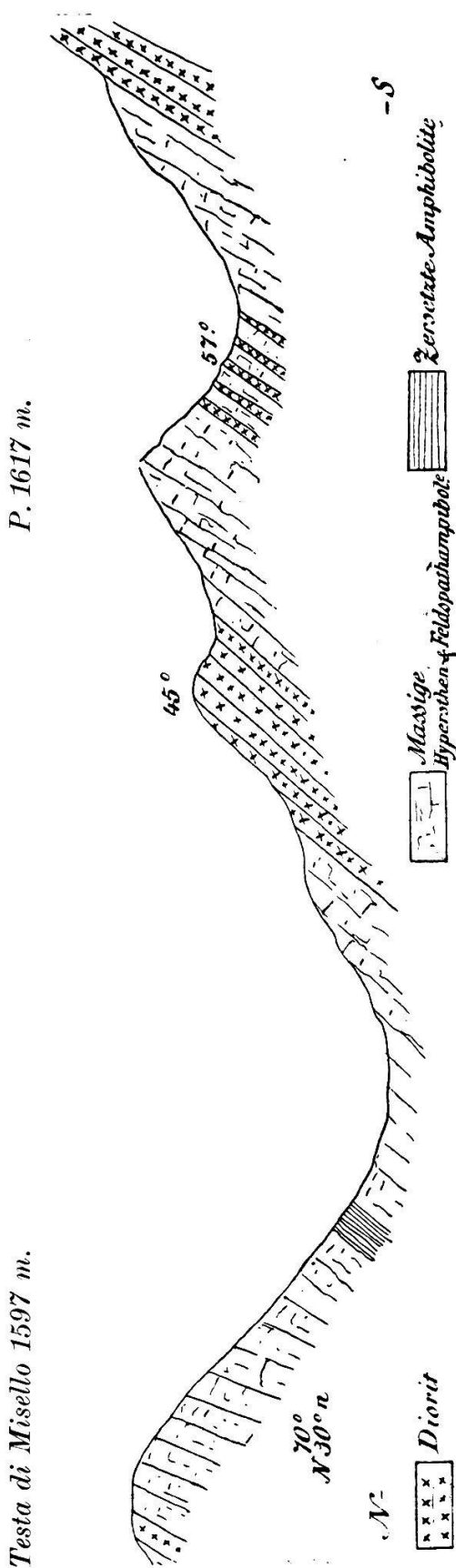


Fig. 24. Querprofil von der Testa di Misello, 1597 m., zu den Rocce del Gridone.

zuges sind grosse, steil N fallende Platten eines schwarzen, dichten, nicht sehr harten Gesteins, das nach mikroskopischer Untersuchung ein veränderter Amphibolit sein dürfte. Wald und Gestrüpp verdecken das Anstehende bis in die Nähe des runden Felskopfes Testa di Misello 1597 m. Von hier weg ist das Profil wieder vollständiger (Fig. 24).

Die massigen Amphibolite erhalten durch die Verwitterung eine intensiv gelbrote Binde, wodurch sie auch landschaftlich sich stark von den mehr grauen Dioritlagen abheben. Auch hier haben wir endlich wieder veränderte Amphibolite in Form dichter dunkler, oft von grünen Bändern durchzogener Gesteine, deren mikroskopische feinfaserige Struktur an Asbest ähnliche Mineralien erinnert.

Die gewaltige Felsmauer der Rocce del Gridone besteht aus normalem Diorit, der untergeordnet Lagen von Hornblendeschiefern enthält, welche 72° N 30° W fallen. So wenigstens an Punkt 2154 m., der trotz seines furchtbaren Aussehens leicht zu ersteigen ist. Von der Bocchetta del Fornale bis zum Monte Ghiridone wechseln nun Diorit und Amphibolitschiefer beständig. Bei Punkt 2126 m. enthält der Diorit in grossen Massen krystallinisch ausgeschiedene Hornblende, es ist oft ein eigentlicher Amphibolpegmatit; in den Hornblendeschiefern sind Epidotbänder häufig,

welche der Schichtung parallel laufen. Am Monte Ghiridone oder Limidario 2189 m. hat die Amphibolitzone eigentlich ihre südliche Grenze erreicht, denn von da an treten die Hornblendegesteine nur mehr in Wechsellagerung mit krystallinen Schiefern auf. Der Gipfel des Ghiridone besteht aus einem graurötlichen Biotitgneiss, der mit 80° gegen N einfällt. Die Amphibolitzone im engern Sinne erreicht also in unserem Profil eine Breite von 3,5 km. Die Wechsellagerung erstreckt sich noch 2,5 km. weiter nach Süden, so dass der gesamte Amphibolitzug quer zum Streichen 6 km. misst.

Zwischen den höchsten Gipfel des Ghiridone 2189 m. und derjenigen Spitze, welche das grosse steinerne Signal trägt, tritt wieder Diorit auf, und die Signalspitze selbst besteht aus einem äusserst glimmerreichen Gneiss, bei dem Glimmer einerseits, Quarz und Feldspat andererseits abwechselnd dunkle und weisse Lagen bilden. Gegen Süden erscheint bald an Stelle dieses Glimmergneisses eine mehr feinkörnige, homogene Varietät. Ein Bild von der intensiven Wechsellagerung der Amphibolite mit den Gneissen am Grat vom Monte Limidario zum Monte Fajeron gibt Fig. 25, da dieselbe auf dem grossen Profil des kleinen Massstabes nicht genau wiedergegeben werden konnte. Zu bemerken ist, dass die Diorite, sowie die mit ihnen vergesellschafteten eigentümlichen Granite ganz massig sind und keine Parallelstruktur zeigen.

Das Einfallen ist bei Punkt 1917 m. 74° N 10° W. weiter unten gegen die Einsattelung 1632 m. nur 60° . Die Erhebung 1702 m. bildet das südlichste Glied der Amphibolitzone und zeigt folgendes Profil (Fig. 26).

Der Monte Fajeron besteht bereits aus dem 80° S einfallenden feinkörnigen Gneiss, welchen wir bereits kennen, und gehört der nächst zu betrachtenden Zone an.

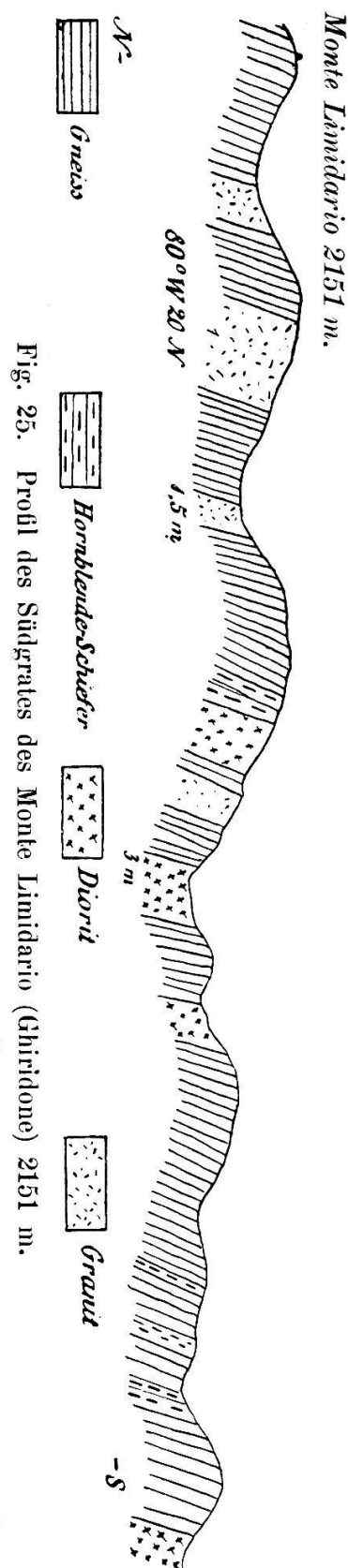


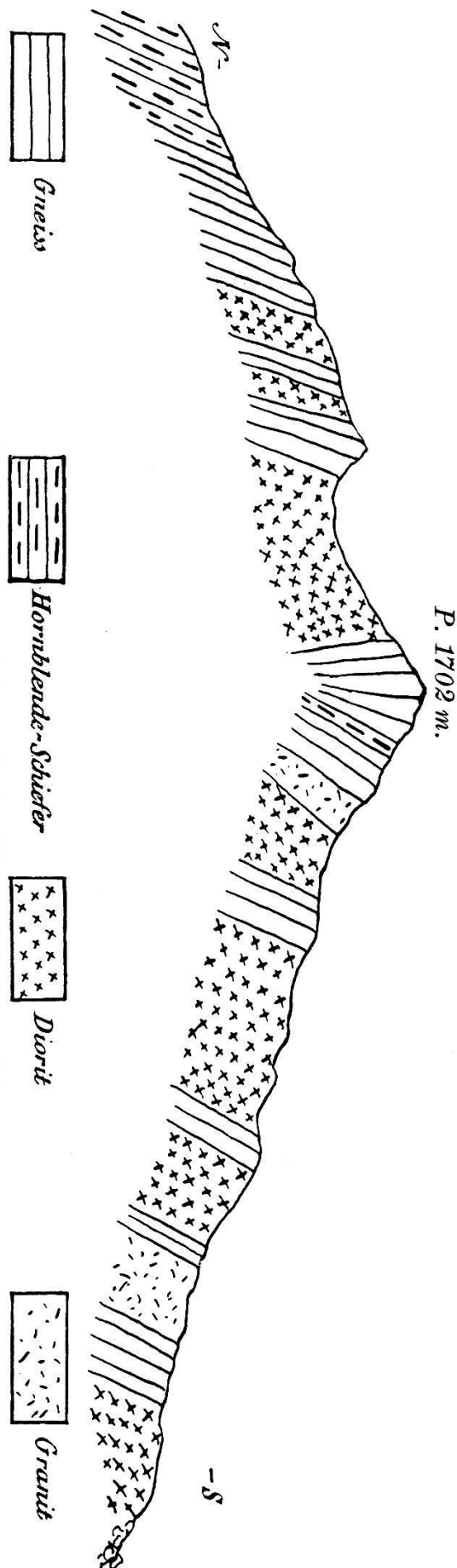
Fig. 25. Profil des Südgrates des Monte Limidario (Ghiridone) 2151 m.

Wie tief diese Wechsellagerung sich erstreckt, ist leider mangelnder Aufschlüsse wegen nicht anzugeben. An den Gräten ist die Schichtfolge prächtig entblösst, weiter unten sind die Gehänge mit Vegetation und Schutt überdeckt, und wo man Anstehendes trifft, so ist es Gneiss. Die tiefen Einschnitte, wie die Schlucht des Riale di Cavaglio, welche gewiss sehr grosse und entscheidende Aufschlüsse geben würden, sind leider ungangbar. An der Kunststrasse der Val Cannobina, wo das Anstehende fast überall zu Tage tritt, lässt sich ebenfalls nichts derartiges beobachten, und die kleinen Hornblendeschieferzonen gerade unterhalb Spoccia, sowie bei der Brücke von Falmenta (Traverso) können kaum mit jenen am Limidariograte in Verbindung gebracht werden

In Bezug auf die Lagerungsweise des ganzen Amphibolitzuges, sowie die darauf beruhende tektonische Auffassung sind die bisherigen Ansichten sehr geteilt. Gerlach ¹⁾ behauptet, er werde beidseitig von Gneissen überlagert, sei also eine Antiklinale, Taramelli ²⁾ hat entlang der Südgrenze ein Einschliessen der Gneisse unter die Amphibolite beobachtet. Für das Gebiet des Val Cannobina lässt sich beides nachweisen, aber die Fallwinkel sind

¹⁾ Gerlach, Penninische Alpen, pag. 135.

²⁾ Taramelli, Note geol. sul bacino idrografico del fiume Ticino, pag. 263.



immer so nahe der Senkrechten, dass man kaum von Unter- oder Überlagerung sprechen darf. Endlich wäre noch die Auffassung von Diener¹⁾ zu citieren, der den Amphibolitzug als einen längs Verwerfungen zur Tiefe gesunkenen Graben erklärt.

Versuchen wir aus der Fülle der Thatsachen ein Gesamtbild zu erhalten, so ergibt sich ungefähr folgendes: Auf unserem Querschnitt stellt sich der Amphibolitzug von Ivrea dar als eine Zone steilgestellter Hornblende-, Pyroxen- und Olivinegesteine von teils schiefriger, teils massiger Ausbildung. Erstere betrifft Hornblendeschiefer und in gewissem Grade auch Diorite, letztere massige Feldspatamphibolite, Hypersthenfelse, Peridotite und Serpentine, die zwischen den ersterwähnten steilstehende Lagermassen bilden. Ueberhaupt sind die Diorite von den massigen Amphiboliten ziemlich scharf getrennt, und die beiden Komplexe bilden eigene Zonen, die sich gegenseitig in einander auskeilen. Während endlich der Amphibolitzug gegen die nördlichen Tessinergneisse konkordant aber scharf abgegrenzt ist, so verwischt sich seine Südgrenze infolge einer intensiven Wechselagerung mit krystallinen Schiefern (Gneissen) der Stronagneissmasse. Die Verteilung der Amphibolgesteine in Zonen, sowie die Wechsellagerung mit krystallinen Schiefern am Südrande lassen vermuten, dass der Amphibolitzug weder ein einfaches Gewölbe (Gerlach), noch ein Graben (Diener) sei, sondern dass er gewissermassen am ehesten eine Art Centralmassiv darstelle, dessen Material aber aus Hornblende- und Olivinegesteinen bestünde. Die Zonen und ihre linsenförmige Anordnung erinnern sehr an die entsprechenden Lagerungsverhältnisse im Aarmassiv, und die Durchschwärmung der südlich angrenzenden Gneisse mit massigem Diorit und Granit fände sein Analogon in ähnlichen Erscheinungen am Südrand des Montblancmassives. Vorläufig ist man noch auf Hypothesen angewiesen, und es muss weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, eine befriedigende Lösung zu bringen.

X. Das Seegebirge.

Vom Sesiathale her wird der Amphibolitzug von Ivrea auf seiner Südseite zunächst von einer Gneisszone begleitet, welche, meist aus Sericitgneissen bestehend und oft mit Glimmerschiefern wechsellagernd, von Gerlach²⁾ nach ihrem typischen Auftreten in Val Strona Strona-

¹⁾ Diener, Westalpen, pag. 134 und ff.

²⁾ Gerlach, Penninische Alpen, pag. 120 und 101.

gneisse genannt worden sind. An diese Gneisszone schliessen sich südlich Glimmerschiefer an, deren Hauptentwicklung in die Umgebung des Ortasee's fällt und welche westlich des Lago maggiore durch die bekannten Granitstöcke von Baveno von den Stronagneissen getrennt sind, weiter östlich aber denselben einfach auflagern. In unserem Profil erscheinen die beiden Gesteinszonen so eng mit einander verschmolzen und auch tektonisch so übereinstimmend, dass man sie gut zusammen behandeln kann, wie sie denn auch bereits von Studer unter dem Namen Seegebirge zu einer tektonischen Einheit zusammengefasst worden sind.

Wie beim Amphibolitzug erhalten wir auch für diese Zone ein ziemlich vollständiges Profil an der Kunststrasse, die stets dem tiefen Cañon des Torrente Cannobino folgend, die landschaftlich hervorragende Valle Cannobina durchzieht. Von Finero herkommend treffen wir, wie bereits bemerkt, jenseits des Monte Castello bald einen dunklen Sericitgneiss. Soweit die Aufschlüsse zeigen, reicht derselbe mit 87° NW Fall bis unterhalb der Einmündung des Rio di Orasso. Es folgt die mehrfach erwähnte Einlagerung von Hornblendeschiefern und darauf Zweiglimmergneisse, die sich ausgezeichnet spalten und bei Punte di Spoccia in zolldicken Platten gebrochen werden. Diese Platten fallen 80° SE. Man hätte also hier eine Antiklinale, wenn man überhaupt so geringen Schwankungen um die Senkrechte so weitgehende tektonische Bedeutung beimessen darf. Unterhalb Luneco ist die Hauptgesteinsart ein ziemlich massiger Biotitgneiss mit vielen Lagergängen von Pegmatit und Eurit. Oberhalb der Brücke zwischen Luneco und Socragio ist aber das Gestein schon wieder ein sehr feiner saigerstehender Glimmerschiefer. Bald tritt wieder SE-Fallen ein. Bis hinab nach Traffume herrschen Glimmerschiefer in verschiedenen Varietäten. Das Einfallen geht bis auf 58° SE (gegenüber Cavaglio), bei der grossen Strassenkehre, oberhalb Traffume geht es nach NW über 73° . Zwischen Traffume und Cannobio aber fallen die wellig gefalteten Glimmerschiefer bereits wieder 78° nach SE. Berücksichtigen wir nur die Schichtstellung, so hätten wir drei Antiklinalen abwechselnd mit zwei Synklinalen.

Etwas anders sind die Verhältnisse am Profilgrat. Die feinkörnigen Zweiglimmergneisse des Monte Fajeron haben wir bereits erwähnt. Die Schichtstellung wechselt gegen Süd, das SE Fallen (80°) geht in N Fallen über (80° bei Alpe Sercio). Zugleich wechsellagert der Zweiglimmergneiss mit Glimmerschiefer. Die runde Kuppe des Monte

Giove ob Cannobio 1296 m. besteht bereits aus derselben Art von Glimmerschiefer, die wir unten im Thal bei den grossen Strassenkehren oberhalb Traffiume antreffen. Den Wechsel im Schichtfall vom Monte Giove bis hinunter ins Thal zeigt das Profil; zu erwähnen sind nur am Nordabhang des Berges die im Glimmerschiefer auftretenden hornblendeführenden Pegmatitgänge.

Dem Monte Giove gegenüber auf der rechten Seite des Val Cannobina erhebt sich als der andere Eckpfeiler des Thaleingangs der Monte Carza bis auf 1117 m. Seine Abhänge sind zwar meist bewaldet, und nur da und dort tritt das Gestein hervor; aber auch hier hat die Kunststrasse, welche dem See entlang von Cannobio nach Cannero führt, einen stellenweise ununterbrochenen Aufschluss geschaffen. Kaum hat man Cannobio verlassen, so ist die Strasse in Felsen eingeschnitten, und zwar zunächst in 80° NW fallende dunkle Glimmerschiefer, welche zu Bauzwecken gebrochen werden. Jenseits des Vorsprunges Punta d'amore gegen Punta Creda hin herrscht feinkörniger rötlicher Biotitgneiss, der bald in ähnlich aussehenden Glimmerschiefer übergeht (76° SE). Auch hier entfernen sich die Einfallswinkel nie weit von der Vertikalen. Hinter Villa Badia kommt wieder der ersterwähnte Biotitgneiss 83° NW fallend. Es folgen nun mehr dunkelgrüne, feinkörnige, sericitische Glimmerschiefer, dann solche, die durch den Muscovit ein hellglänzendes Aussehen erhalten; endlich treten da, wo das Gebirge am weitesten in den See hinaus ragt, Biotitgneisse von grobkörniger flasriger Struktur auf, die entweder sehr viel oder nur mässig schwarzen Glimmer enthalten und sehr an die schönen Biotitgneisse des Val Vigizzo (Olgiatypus) erinnern. In der Nähe der Villa Mantegazza stehen sie saiger, und weiter gegen Cannero hin schiessen sie mit 70° gegen NW ein.

Wir treffen also südlich des Amphibolitzuges von Irrea auf einen letzten breiten Zug krystalliner Gesteine, den wir nach dem Vorgange Studers das Seegebirge nennen. Verschiedenartige Gneisse und Glimmerschiefer in steiler Massivstellung setzen es zusammen. Der stete Wechsel im Schichtfall lässt darauf schliessen, dass wir es hier mit einem System eng aneinander gepresster Falten zu thun haben. Immerhin zeigt sich eine gewisse Verteilung der Gesteine, indem zunächst des Amphibolitzuges Zweiglimmergneisse vorherrschen (Strona-gneissmasse), während im untern Teil des Val Cannobina vorzugsweise Glimmerschiefer von verschiedenem Typus sich finden (Glimmerschiefer von Orta). Doch ist der Uebergang ein so allmählicher, und finden sich

Glimmerschiefer in der Gneisszone und umgekehrt, dass eine getrennte Behandlung, in unserem Profil wenigstens, nicht geboten erschien. Den südlichen Teil des Seegebirges endlich werden wir am linken Ufer des Lago maggiore im sog. Luganer Eruptivgebiet antreffen.

XI. Das Luganer Eruptivgebiet und die südliche Randzone.

Aus diesem Gebiete sind nur Einzelheiten nachzutragen, indem sowohl die stratigraphischen, wie die tektonischen Verhältnisse durch die Aufnahmen von Taramelli¹⁾ und die neuern Arbeiten von Harada,²⁾ Steinmann und Schmidt³⁾ klargelegt worden sind. Das Profil stützt sich denn auch auf die von diesen Forschern gegebenen Querschnitte, und es musste die Gegend nur begangen werden, um die Verhältnisse in der Nähe der Projektionsebene festzulegen.

Die Verwerfung von Voldomino ist prachtvoll aufgeschlossen im Thälchen eines kleinen Baches, der beim Kirchhof von Voldomino und der Häusergruppe Baggiolina⁴⁾ in das Thal der Margorabbia hinaustritt. Es ist wahrscheinlich die bereits von Taramelli⁵⁾ erwähnte Lokalität. Vom Eingang des Thälchens bis weit hinein sind da und dort unter der Vegetation die steil südfallenden Glimmerschiefer entblösst. Da, wo der Bach sich gegen Süden wendet und eine kleine Matte eine Art Thalboden bildet, kommen, schön aufgeschlossen, stark verwitterte rote und grüne Tuffe, daran anschliessend, wenige Meter mächtig, Porphyr und Verrucano. Der darauffolgende Muschelkalk schliesst das Thälchen ab, nur der Bach hat sich eine tiefe Rinne hineingefressen, die durch ihre hohen Wasserfälle zwar äusserst malerisch aber ungangbar ist. Es lässt sich jedoch diese ebenfalls steilgestellte Muschelkalkscholle rechts auf Fusspfaden umgehen, und man kommt auf diese Weise am Südrand der Scholle an die Verwerfung, die auf der linken Bachseite undeutlich aufgeschlossen ist. Die Glimmerschiefer fallen 70° SW, an der Verwerfung sind sie ganz zerdrückt und zu Grus zerrieben. Fig. 27 gibt ein schematisches Profil.

¹⁾ T. Taramelli. Il cantone Ticino meridionale etc., Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, Lief. 17.

²⁾ Toyokitsi Harada: Das Luganer Eruptivgebiet.

³⁾ Schmidt und Steinmann, Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano.

⁴⁾ Blatt Gavirate der italien. Generalstabskarte. 1:25,000.

⁵⁾ T. Taramelli, Ticino meridionale, pag. 122 u. ff.

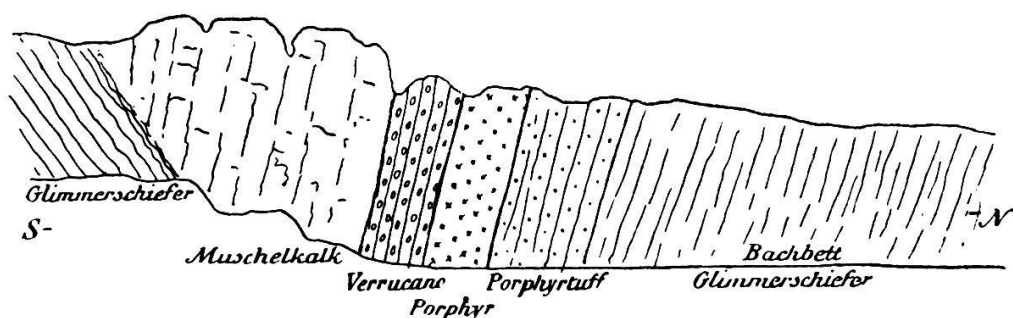


Fig. 27. Schematisches Querprofil der Verwerfung von Voldomino.

Von hier weg südlich über Montegrino bis Castendallo und Grantola herrschen die Glimmerschiefer mit konstantem, sehr steilem SE-Fall. Der Übergang in das NW-Fallen an der Verwerfung von Voldomino wurde nicht direkt beobachtet.

Sehr typisch und der Erwähnung wert ist die Rundhöckerlandschaft an den nördlichen und nordwestlichen Abhängen des Monte Sette Termini. Die äusserst spärliche Vegetation und das kleine Knieholz lassen diese Abhänge ganz steil erscheinen, im Gegensatz zu dem fruchtbaren Gelände im Bereich der umliegenden Dörfer.

Die grosse Verwerfung Bedero-Brusiniano ist wegen der Bedeckung mit Erraticum an den Gehängen des Monte Marzio in der Nähe der Profillinie nicht zu beobachten. Sie wurde nach Massgabe der Verhältnisse am benachbarten Monte di Sera, sowie der Profile von Taramelli in unsern Querschnitt eingetragen.

Eine Erörterung verlangen noch die krystallinen Schiefer von Boarezzo und ihre Umgebung. C. Schmidt lässt sie in seinem Profil¹⁾ von Porphyrit umschlossen sein, auf welchen erst beiderseits der Quarzporphyr folgt. Ersterer ist aber nicht zu beobachten, im Gegenteil befindet sich nördlich ganz in der Nähe des 55° SE fallenden Glimmerschiefers ein grosser Steinbruch in typischem, rotem, drusigem Valganagranit. Und auch südlich scheint das stark zersetzte Nebengestein des Glimmerschiefers eher ein roter Granit als der braune Porphyr zu sein, welcher weiter südlich des Dorfes die Thalgehänge bildet. Es wurde deshalb an dieser Stelle die den faktischen Verhältnissen besser entsprechende Darstellung Harada's²⁾ dem Profil zu Grunde gelegt.

Noch einige Worte über das südliche Alpenvorland, soweit es durch unser Profil berührt wird. Bei Arcisate beugen die meso-

¹⁾ C. Schmidt, loc. cit. Prof. II.

²⁾ Harada, loc. cit. Taf. II.

zoischen Sedimente zur Tiefe; das oberste Sichtbare ist obere Trias, die Jura- und Kreidebildungen, welche wenige Kilometer weiter westlich bei Induno aufgeschlossen sind, liegen hier bereits unter der diluvialen Decke. Erst weiter östlich treten sie wieder hervor. Tiefere Thaleinschnitte gibt es auf unserer Profilinie erst weiter im Süden. Das Thal der Lanza, welches bei Cazzone ca. 50 m. tief eingeschnitten ist, zeigt folgendes Profil. (Fig. 28).

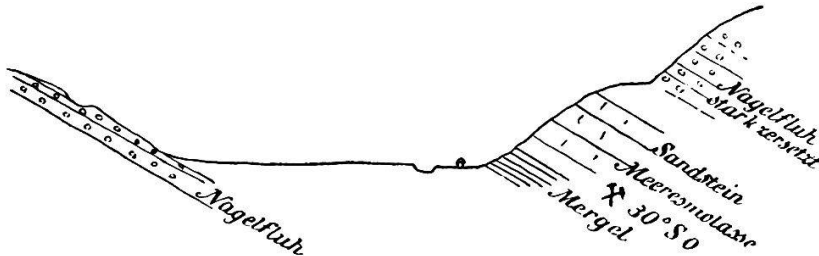


Fig. 28. Profil der Molasse im Lanzathal bei Molino del Trotto.

Dies sind die einzigen in der Profilinie zu Tage tretenden ältern Sedimente, südlich des Lanzathals gegen Binago liegt Erraticum, und ebenso nördlich gegen Arcisate. Doch unterblieb eine nähere Verfolgung der Moränenwälle, welche zu viel Zeit beansprucht hätte.

Unter dem Luganer Eruptivgebiet verstehen wir also diejenigen Gegenden zwischen Luganer- und Langensee, welche durch das Auftreten altvulkanischer Gesteine charakterisiert sind; Gegenden, die sonst teils dem Seegebirge, teils der südlichen Randzone zuzuzählen wären. Wir erkennen auf dem Profil die Decken der verschiedenalterigen und verschiedenartigen Eruptivgesteine, die nachträglich entstandenen Verwerfungsspalten, sowie das Untertauchen der südlichen Randzone unter die lombardische Tiefebene als die tektonischen Aeusserungen des Absinkens der norditalienischen Tiefebene.

XII. Schlusswort.

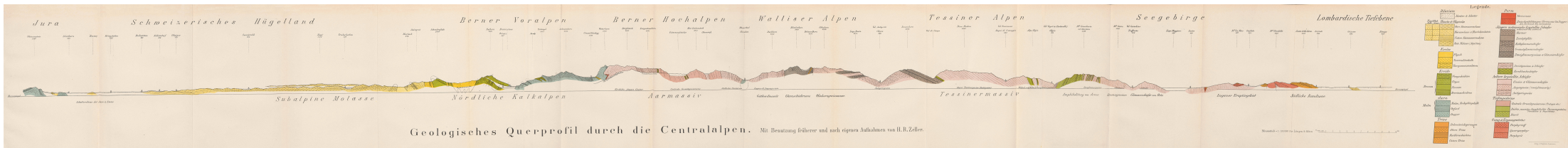
Indem wir auf die Einzeldarstellung der verschiedenen Zonen verweisen, erübrigt uns noch, das Verhältnis derselben untereinander zu erörtern und einige Bemerkungen allgemeiner Natur anzuschliessen.

Sehr deutlich springt der Kettengebirgscharakter der Alpen in die Augen, ebenso die Dreiteilung in eine nördliche Randzone, eine krystallinische Mittelzone und eine südliche Randzone. Wir erkennen die rudimentäre Ausbildung der südlichen Randzone im Vergleich zur nördlichen, was seinen Grund zum Teil darin hat, dass die über der Trias liegenden Sedimente erodiert und jetzt unter den Alluvionen der

lombardischen Tiefebene versteckt sind. Das Absinken zu der letzteren erfolgt teils durch Abbeugen der Sedimentdecke zur Tiefe, teils entlang Verwerfungsspalten wie am Monte Marzio. Überhaupt sehen wir die Gebirgsbildung am Südrand der Alpen mehr durch Verwerfungen, am Nordrand mehr durch Falten sich auslösen.

Noch unvollständig sind unsere Kenntnisse bezüglich der südlichen Hälfte der krystallinen Mittelzone vom Langensee bis ins Rhonethal. Die Natur der Gesteine und ihre Lagerung sind bekannt, aber über das Alter grosser Schichtkomplexe und ihre normale Stellung im Schichtverband sind wir noch im Unklaren, und die Versuche, in diesen Gegenden den Faltenwurf klarzulegen, entbehren noch vollständig jener Sicherheit, mit welcher auf der Nordseite der Alpen der Aufbau und die tektonische Bedeutung einzelner Gebirgsglieder festgestellt worden ist. Wir erkennen im Seegebirge eine alte Centralmasse, aber beim Amphibolitzug von Ivrea suchen wir vergebens nach einer befriedigenden Erklärung, und das Tessinermassiv bietet noch manch ungelöstes Rätsel. Im Gebiete des Val Antigorio ist man neuerdings zu den alten Ansichten Gerlachs zurückgekehrt und hat versucht, der Theorie der Überschiebung des Antigoriogneisses eine feste Grundlage zu geben, aber hier bereitet der Anschluss nach Süd wie nach Nord, auf unserer Profillinie wenigstens, Schwierigkeiten. Die einander gegenüberstehenden Ansichten über die geologische Struktur der Glanzschieferzone rufen nach weiteren Untersuchungen, unser Profil schliesst sich sehr bestimmt der Auffassung als Grabenversenkung an. Die westliche Fortsetzung des Gotthardmassives weicht in der Profillinie sehr von den Verhältnissen des Mittelstückes ab, indem nur die eine Hälfte des Fächers entwickelt oder der Fächer ganz einseitig geworden ist.

Erst im Aarmassiv gelangen wir zu einem Gebirgsgliede, dessen Erklärung in den Hauptzügen auf etwas festerer Grundlage beruht und das sich uns darstellt als ein durch Seitendruck aus Süden entstandenes System nördlich übergelegter Massen. Dasselbe Ergebnis liefert das Studium der nördlichen Kalkalpen. Sie spiegeln sehr schön in der Abnahme der Faltung vom Aarmassiv durch die Jura- und Kreideketten in die Molasse die Abnahme der Intensität des Druckes von Süd nach Nord wieder, bis endlich die alpine Bewegung in den schwachen Wellen der Molasse ganz ausklingt.



Literatur.

1851. **B. Studer**, Geologie der Schweiz.
1863. **F. Lang**, Geologische Skizze der Umgebung von Solothurn.
1872. **F. J. Kaufmann**, Gebiete der Kantone Bern, Luzern, Schwyz und Zug, enthalten auf Blatt VIII, Lieferung XI, der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.
F. Giordano, Esame geologico della catena alpina del San Gottardo. Mem. d. R. Comit. geol. II. Firenze.
C. Moesch, Der Jura in den Alpen der Ostschweiz.
B. Studer, Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen.
1873. **K. v. Fritsch**, Das Gotthardgebirge, mit 1 geologischen Karte und 4 Tafeln. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lief. XV.
1876. **C. Moesch**, Reisebericht über meine diesjährigen geologischen Beobachtungen. Verhandlungen der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft in Basel.
1878. **A. Heim**, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe.
1880. **A. Baltzer**, Der mechanische Kontakt von Gneiss und Kalk im Berner Oberlande. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XX.
F. M. Stapf, Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels, während des Baues (1873—1880) aufgenommen.
T. Taramelli, Il cantone Ticino meridionale ed i paesi finitimi. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XVII.
1881. **Fr. Rolle**, Das südwestliche Graubünden und das nordöstliche Tessin, enthalten auf Blatt XIX. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XXIII.
1882. **Th. Studer**, Geologische Beobachtungen im Gebiete des Schwarzhornmassivs. Mitteilungen der naturforschenden Gesellschaft in Bern.
1883. **H. Gerlach**, Die Penninischen Alpen. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XXVII.
T. Harada, Das Luganer Eruptivgebiet. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Beilageband II.
1885. **T. Taramelli**, Note geologiche sul bacino idrografico del Fiume Ticino. Boll. d. soc. geol. ital. Vol. IV.
1886. **F. J. Kaufmann**, Die Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und der Linie Lungern-Grafenort. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XXIV. 1.
1888. **A. Baltzer**, Das Aarmassiv (mittlerer Teil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassives, enthalten auf Blatt XIII. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XXIV. 4.

- U. Grubenmann**, Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. Mitteilungen der thurgauischen naturforschenden Gesellschaft. Heft VIII.
- Marguerie und Heim**, Die Dislokationen der Erdrinde.
1889. **C. Schmidt**, Zur Geologie der Schweizer Alpen.
1890. **T. G. Bonney**. On the crystalline schists and their relation to the mesozoic rocks in the Lepontine Alps. Quart. Journ. of geol. soc. p. 187—236. (1890).
- U. Grubenmann**, Zur Kenntnis der Gotthardgranite. Verhandlungen der thurgauischen naturforschenden Gesellschaft. Heft IX.
- Schmidt und Steinmann**, Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano. Eclog. geol. helvet. Vol II. Nr. 1.
1891. **A. Heim**, Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XXV.
- C. Schmidt**, Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV auftretenden Gesteine. Anhang zu vorigem.
1892. **Die Wildbachverbauung der Schweiz**. Herausgegeben im Auftrag des eidgenössischen Departements des Innern vom Oberbauinspektorat. Heft II.
1893. **C. Burkhardt**, die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XXXII.
- E. v. Fellenberg und C. Mäesch**, Geologische Beschreibung desjenigen Teiles von Blatt XVIII, welcher zwischen dessen Nordrand und der Rhone liegt. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XXI.
- H. Schardt**. Gneiss d'Antigorio. Arch. d. scienc. phys. et nat. Tom. XXX.
1894. **Livret-guide géologique suisse**.
- C. Mäesch**, Die Kalk- und Schiefergebirge zwischen Reuss- und Kienthal. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XXIV. 3.
- A. Rothpletz**, Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen.
1895. **Traverso Stefano**, Geologia dell' Ossola. Genova. 1895.

Karten.

- Geologische Karte der Schweiz**. 1:100000. Blätter 7, 8, 13, 18, 19, 23, 24. **Studer und Escher**. Geologische Karte der Schweiz. II. Auflage.
1873. **K. v. Fritsch**, Geognost. Karte des St. Gotthard. 1:50,000.
1883. **T. Harada**. Karte des Luganer Eruptivgebietes. N. J. f. M. B. B. II.
1885. **F. M. Stapf**, Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke. 1:20,000
1891. **E. Kissling**, Karte der inneren Moränen des diluvialen Rhonegletschers. Manuskript.
1894. **A. Heim und C. Schmidt**, Geologische Karte der Schweiz. 1:500,000.