

www.e-rara.ch

Livret-guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse

International Geological Congress

Lausanne, 1894

ETH-Bibliothek Zürich

Shelf Mark: Rar 1580

Persistent Link: <https://doi.org/10.3931/e-rara-19712>

VIII. Geologische Excursion durch die centralen Schweizer-Alpen von Rothkreuz bis Lugano [...].

www.e-rara.ch

Die Plattform e-rara.ch macht die in Schweizer Bibliotheken vorhandenen Drucke online verfügbar. Das Spektrum reicht von Büchern über Karten bis zu illustrierten Materialien – von den Anfängen des Buchdrucks bis ins 20. Jahrhundert.

e-rara.ch provides online access to rare books available in Swiss libraries. The holdings extend from books and maps to illustrated material – from the beginnings of printing to the 20th century.

e-rara.ch met en ligne des reproductions numériques d'imprimés conservés dans les bibliothèques de Suisse. L'éventail va des livres aux documents iconographiques en passant par les cartes – des débuts de l'imprimerie jusqu'au 20e siècle.

e-rara.ch mette a disposizione in rete le edizioni antiche conservate nelle biblioteche svizzere. La collezione comprende libri, carte geografiche e materiale illustrato che risalgono agli inizi della tipografia fino ad arrivare al XX secolo.

Nutzungsbedingungen Dieses Digitalisat kann kostenfrei heruntergeladen werden. Die Lizenzierungsart und die Nutzungsbedingungen sind individuell zu jedem Dokument in den Titelinformationen angegeben. Für weitere Informationen siehe auch [Link]

Terms of Use This digital copy can be downloaded free of charge. The type of licensing and the terms of use are indicated in the title information for each document individually. For further information please refer to the terms of use on [Link]

Conditions d'utilisation Ce document numérique peut être téléchargé gratuitement. Son statut juridique et ses conditions d'utilisation sont précisés dans sa notice détaillée. Pour de plus amples informations, voir [Link]

Condizioni di utilizzo Questo documento può essere scaricato gratuitamente. Il tipo di licenza e le condizioni di utilizzo sono indicate nella notizia bibliografica del singolo documento. Per ulteriori informazioni vedi anche [Link]

GEOLOGISCHE EXCURSION

CENTRALEN SCHWEIZER-ALPEN

VON ROTHKREUZ BIS LUGANO

Dr. Carl SCHMIDT

Professor an der Universität Basel.

Taf. VIII u. XI.

Itinerar der Excursion.

1. Tag : Zürich, Rothkreuz, Immensee, Ober-Arth, Lowerz, Seewen,
Urmiberg, *Schwyz*.
2. Tag : Schwyz, Zwischenmythen, Holzegg, Grosse Mythe, Zwecken,
Hasli, *Schwyz*.
3. Tag : Axenstrasse, Flüelen, Amsteg, Hüfigletscher, *Hôtel S. A. C.*
im Maderanerthal.
4. Tag : Stäfelalpen, Widderegg, Eisengruben, Oberkäsern, *Amsteg*.
5. Tag : Wassen, Fernigen, Schöllinen, Andermatt, *Hospenthal*.
6. Tag : Realp, Furkapass, Gletsch, *Ulrichen*.
7. Tag : Nufenenpass, All'Aqua, *Airolo*.
8. Tag : } Umgebung { a) Brugnasco, Altanca, Piora, Val Canaria ;
9. Tag : } von *Airolo* : { b) Stalvedro ;
 c) Val Tremola, Hospiz St. Gotthard.
10. Tag : Ossasco, Passo di Naret, *Fusio*.
11. Tag : Passo Campo lungo, *Faido*.
12. Tag : Biasca, Osogna, Bellinzona, Taverne, Manno, *Lugano*.

Wichtigste Literatur des Gebietes.

a) Texte.

1807. K. ZAY. Goldau und seine Gegend, wie sie war und was sie geworden, etc. Zürich, Orell Füssli & Cie.
1829. Dr. LUSSEK. Geognostische Erforschung des Alpen-Durchschnitts vom St.-Gottthard bis Arth am Zugersee. *Denkschr. der allg. schweiz. Gesellsch. für die gesammten Naturwissenschaften*, Bd. I.
1833. CH. LARDY. Essai sur la constitution géognostique du St-Gotthard. *Denkschr. d. allg. schweiz. Gesellsch. für die gesamt. Naturwissensch.*, Bd. II.
1842. Dr. LUSSEK. Nachträgliche Bemerkungen zu der geognostischen Forschung und Darstellung des Alpendurchschnitts vom St. Gotthard bis Arth am Zugersee. *Neue Denkschr. der schweiz. naturf. Gesellschaft*, Bd. VI.
1844. B. STUDER. Sur les montagnes entre le Simplon et le St.-Gotthard. *Mém. de la Soc. géol. d. France*. 2. Ser. 1.
1860. F. J. KAUFMANN. Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. *Neue Denkschr. der schweiz. naturf. Gesellsch.*, Bd. XVII.
1862. G. VON RATH. Geognostisch-mineralogische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheines. Mit 4 Tafeln. *Zeitschr. der deutschen geol. Gesellsch.* Bd. XIV.
1862. ALB. MÜLLER. Ueber die krystallinischen Gesteine der Umgebungen des Maderaner Thales. *Verhandl. der naturf. Gesellsch. in Basel*, Bd. IV, Nr. 2, p. 355—397.
1867. ALB. MÜLLER. Weitere Beobachtungen über die krystallinischen Gesteine des Maderaner-, Elzli- und Fellithales. *Verhandl. der naturf. Gesellsch. in Basel*, Bd. IV, 3, S. 559—591.
1867. ALB. MÜLLER. a) Die Eisensteine des jurassischen Kalkgebirges am Fusse der Windgälle. *Verhandl. der naturf. Gesellsch. in Basel*, Bd. IV, S. 572. b) Ueber die Eisensteinlager am Fusse der Windgälle. Bd. IV, S. 575.
1869. L. RÜTIMEYER. Ueber Thal- und Seebildung. Basel, C. Schultze.
1871. ALB. MÜLLER. Gesteine des Göschenen-, Gorneren- und Maienthales. *Verhandl. der naturf. Gesellsch. in Basel*, Bd. V, Heft III.
1872. F. J. KAUFMANN. Gebiete der Kantone Bern, Luzern, Schwyz und Zug, enthalten auf Blatt VIII. *Lief. XI der Beitr. z. geol. Karte der Schweiz*.
1872. F. GIORDANO. Esame geologico della catena alpina del San Gottardo. *Mem. d. R. Comit. geol. II, Firenze*.
1873. K. v. FRITSCH. Das Gotthardgebirge mit einer geolog. Karte und 4 Tafeln. *Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz*. Lief. XV.
1875. F. J. KAUFMANN. Fünf neue Jurassier: Mythen, Buochser- und Stanserhorn, etc. *Jahrbuch des S. A. C.*
1877. L. RÜTIMEYER. Der Rigi, Berg, Thal und See. Basel-Genf-Lyon.
1877. F. J. KAUFMANN. Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone Schwyz und Zug und des Bürgenstockes bei Stanz. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*. Lief. XIV, Abth. III.
1878. A. HEIM. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe. 2 Bände, 1 Atlas. Basel, Benno Schwabe.
1878. F. M. STAPFF. Materialien für das Gotthardprofil. — Schichtenbau des Urserenthales. Mit 2 Tafeln. *Verhandl. der schweiz. naturf. Gesellschaft*.
1878. O. MEYER. Untersuchungen über die Gesteine des Gotthardtunnels. *Zeitschrift der deutsch. geolog. Gesellschaft*. Bd. XXX, S. 1.
- 1878-1879. A. HEIM. Ueber die Erosion im Gebiete der Reuss, mit Karte und Profil-tafel. *Jahrbuch des S. A. C.*, Jahrg. XIV, S. 371.

- 1880 TORQ. TARAMELLI. Il cantone Ticino meridionale ed i paesi finitimi. *Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz*. Lief. XVII.
1880. A. BALTZER. Der mechanische Kontakt von Gneiss und Kalk im Berner Oberland. Mit Atlas. *Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz*. Lief. XX.
1880. F. M. STAPFF. Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels, während des Baues (1873—1880) aufgenommen. Maassstab 1 : 25 000. Bern. K. J. Wyss.
1880. A. HEIM. Beobachtungen von der Gotthardlinie. *Vierteljahrsschr. der naturf. Gesellschaft Zürich*. Bd. XXV, S. 419.
1880. C. W. GÜMBEL. Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. VII. *Sitzungsbericht des math. phys. Class. der k. bayr. Akad. der Wissensch.* Bd. X.
1881. FR. ROLLE. Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin, enthalten auf Blatt XIX des eidgen. Atlas. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*. Lief. XXIII.
1882. T. HARADA. Das Luganer Eruptivgebiet. *Neues Jahrb. f. Min. etc.*, Beil. Bd. II.
1882. F. M. STAPFF. Das Verhältniss des Granites zum Gneiss am Gotthard. 55. *Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte*, Eisenach.
1882. F. M. STAPFF. Wie am Monte Piotino die Parallelstruktur des Gneisses in Schichtung übergeht. *Neues Jahrb. für Min.*, etc. 1882, Bd. I.
1883. U. STUTZ. Geologische Beschreibung der Axenstrasse. Mit 2 Tafeln. *Neues Jahrbuch für Min.*, etc. Beil. Bd. II.
1884. F. M. STAPFF. Geologische Uebersichtskarte entlang der Gotthardbahn. *Zeitschrift der deutsch. geolog. Gesellschaft*. Bd. XXXVI, S. 1.
1885. TORQ. TARAMELLI. Note geologiche sul bacino idrografico del Fiume Ticino. *Boll. d. soc. geol. ital.* Vol. IV.
1886. C. SCHMIDT. Geologisch-petrographische Mittheilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. Mit 1 Karte 1 : 50 000 und 1 Profiltafel. I. Theil. Der Porphyr der Windgällen. *Neues Jahrb. für Min. etc.* Beil. Bd. IV, S. 288.
1886. T. G. BONNEY. The anniversary of the president : Metamorphic rocks. The Alps. *The Quarterly Journal of the geolog. Soc. of London*, XLII. — *Proceedings of the geol. Soc. of London*, Session 1885-1886.
1887. J. FRÜH. Beiträge zur Kenntniss der Nagelfluh in der Schweiz. *Neue Denkschrift der schweiz. naturf. Gesellschaft*. Bd. XXX.
1888. U. GRUBENMANN. Ueber die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. *Mittheil. der Thurg. naturf. Gesellschaft*. Heft VIII.
1888. A. BALTZER. Das Aarmassiv (mittlerer Theil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassives, enthalten auf Blatt XIII. *Beitr. zur geologischen Karte der Schweiz*. Lief. XXIV.
1889. C. SCHMIDT. Zur Geologie der Schweizeralpen (mit einer Tafel). Basel, Benno Schwabe.
1890. U. STUTZ. Das Keuperbecken am Vierwaldstätter See. *Neues Jahrb. f. Min. etc.* Band II.
1890. U. GRUBENMANN. Zur Kenntniss der Gotthard-Granite. *Verhandl. der thurg. naturf. Gesellschaft*, Heft IX.
1890. SCHMIDT u. STEINMANN. Geologische Mittheilungen aus der Umgebung von Lugano. *Eclog. géol. helv.* Vol. II, Nr. 1.
1891. A. HEIM. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, mit C. SCHMIDT. Anhang von petrographischen Beiträgen. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, Lief. XXV.
1892. F. M. STAPFF. Remarks on Prof. Bonney's Paper : « On the Crystalline Schists and their Relation to the Mesozoic Rocks in the Lepontine Alps. » *Geological Magazine Decade III*. Vol. IX.
1893. C. BURKHARDT. Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee. *Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz*, Lief. XXXII.

1893. Ed. C. QUEREAU. Die Klippenregion von Iberg. *Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz*, Lief. XXXIII.
 1893. T. G. BONNEY. On the Nufenenstock. *Quart. Journ. of the Geol. Soc.* Vol. XLIX, N° 193.

b) Karten.

- Geologische Karte der Schweiz* 1:100 000, Blatt VIII, IX, XIII, XIV, XVIII, XIX, XXIV.
 1873. K. v. FRITSCH. Geognostische Karte des St. Gotthard 1:50 000. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz*, Lief. XV.
 1877. F. KAUFMANN. Geologische Karte der Mythen. *Beitr. z. geolog. Karte der Schweiz*, Lief. XIV, II.
 1880. A. BALTZER. Geologische Kartenskizze der mechanischen Kontaktzone von Krystall- und Kalkgebirge zwischen Lauterbrunnen und Reussthal. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz*, Lief. XX.
 1882. T. HARADA. Karte des Luganer Eruptivgebietes. *Neues Jahrb. f. Min.* Beilage Band II.
 1885. F. M. STAPFF. Geologische Uebersichtskarte der Gotthardstrecke. 10 Blätter, 1:25 000.
 1886. C. SCHMIDT. Geologische Karte der Windgällenkette 1:50 000. *Neues Jahrb. für Min.* Beil. Bd. IV.
Topographische Karte der Schweiz. Blätter: 190, 192, 206, 260, 399, 403, 407, 394, 398, 491, 490, 503, 507, 508, 538. 540 bis, 541, 543, 542.

Allgemeine Darstellung eines geologischen Durchschnittes durch die Alpen von Rothkreuz bis Como.

Vor hundert Jahren beschrieb HANS CONRAD ESCHER in «Briefen aus Helvetien» eine Profilreise von «Zürich bis ins Urserenthal». Der Gedanke, ein geologisches Profil im Meridian des Gotthardes parallel den tief eingeschnittenen Thälern der Reuss und des Tessin zusammenzustellen, um daran die Hauptzüge des Baues des mittlern Theiles der Schweizeralpen zu demonstrieren, ist schon sehr alt, so alt wie die Alpengeologie überhaupt. Der Anregung Eschers folgend veröffentlichte im Jahre 1826 der Altdorfer Arzt Dr LUSSEr zwei «Profil-Durchschnitte vom Gotthard bis Arth am Zugersee» parallel der linken und der rechten Seite des Reussthal. Als dann später auf Grund genauerer Karten im Maassstab 1:100,000, zum Theil 1:50,000 unser ganzes Gebiet vorzugsweise auf Veranlassung der geologischen Kommission der Schweiz bearbeitet wurde, entstand über alle Theile der Alpen zwischen Zug und Como die Reihe werthvoller Spezialarbeiten von F. J. KAUFMANN, A. HEIM, A. BALTZER, K. v. FRITSCH, FR. ROLLE und T. TARAMELLI. Der Bau der Gotthardbahn war für die geologische Erkenntniss unseres Gebietes in hohem Masse fördernd. Die manigfachen geologischen Arbeiten von F. M. STAPFF haben in der Veröffentlichung der geologischen Karte der Gotthardbahnstrecke von Erstfeld bis Castione im Maassstab 1:25,000 und eines summarischen Profiles von Flüelen bis Lugano ihren Abschluss gefunden. Bis heute ist nur einmal, nämlich von GIORDANO im Jahre 1873, der Versuch gemacht worden, ein durch den Gotthard gehendes Gesamtprofil der Alpen darzustellen. Seit jener Zeit haben sich die Materialien zur Bearbeitung eines derartigen geologischen Durchschnittes von der schweizerischen Hochebene bis in die Lombardei derart gehäuft,

dass eine einigermaßen befriedigende Lösung der Aufgabe möglich erscheint.

Die Hauptzüge der geologischen Struktur des mittleren Theiles der Schweizeralpen sind aus dem Profil 1 der Tafel VIII zu ersehen. Wir erkennen in den dislocierten Molasseschichten den miocänen Schuttwall eines älteren Gebirges, stärker entwickelt auf der Nord- als auf der Südseite. Die nördlichen, stark gefalteten Kalkalpen bestehen aus zwei Hälften. Von der Rigi-Hochfluh bis nach Flüelen bauen sich die Ketten vorzugsweise aus Eocän und Kreide auf; in einer breiten Mulde am nördlichen Rande dieser Ketten liegt die Klippenmasse der Mythen (VIII, fig. 2). Südlich des Schächenthales bildet das Sedimentärgebirge, aus Jura und Eocän bestehend, eine gegen Süden ansteigende, in sich mannigfach gefaltete Platte, die discordant auf steil südfallenden krystallinen Schiefern aufruht. Der krystalline Kern des Gebirges tritt im Aar-, Gotthard- und Tessinermassiv, sowie im Seegebirge zu Tage. Das Aarmassiv ist zu deuten als ein System nach Süden fallender Isoclinalfalten, im Gotthardmassiv beobachten wir Fächerstruktur, die gewaltige Tessinermasse stellt ein flaches Kuppengewölbe dar, dessen Südrand flexurartig abbiegt, das Seegebirge endlich besteht aus steilstehenden krystallinen Schiefern. Reste mesozoischer Sedimente, welche einst als zusammenhängende Decke die krystallinen Gesteine des Aar- und Gotthardmassives sowie des Seegebirges discordant, diejenigen der Tessinermasse concordant überlagert hatten, finden sich in Form meist spitzer Mulden in und zwischen die Centralmassive eingefaltet, so im Maien-, Urseler- und Bedrettothal, ferner am Campo lungo. Ueber den saiger stehenden Schiefern des Seegebirges liegt eine Platte von permischen Porphyren und Porphyriten, welche von südwärts geneigten, schwach gefalteten, mesozoischen Sedimenten ostalpiner Facies überlagert wird.

Im Allgemeinen mag noch hervorgehoben werden, dass innerhalb unseres Profiles sich nur zwei grössere Discordanzen bemerkbar machen und zwar zwischen permischen und carbonischen Ablagerungen im Gebiete des Aarmassives und des Seegebirges, ferner zwischen subalpiner Molasse und Eocän. Durch nachmiocäne Gebirgsbildung wurde diese letztere Discordanz an manchen Stellen am Nordrand der Alpen wieder verwischt. Bemerkenswerth ist im Gebiet des Tessinermassivs die vollständige Concordanz der mesozoischen Sedimente mit den alten Gneissen. Gebirgsbildende Bewegungen fanden in unserm Theile der Alpen hauptsächlich statt am Schlusse der paläozoischen Zeit, ferner vor und nach der Miocän-Zeit. Als bedeutungsvolle Transgressionen sind folgende hervorzuheben: Trias über gefaltetes oder horizontales Grundgebirge im ganzen Gebiet des Profiles, dann Dogger und Malm über Trias und Grundgebirge, ferner Mittel-Eocän über Malm, sowie über untere und obere Kreide am Nordrand des Aarmassives. Die stärkste Aufpressung der Erdkruste finden wir im Gebirgsknoten des St. Gotthard, die intensivste Stauung in den Kreideketten der nördlichen Kalkalpen; am tiefsten abgesunken sind das Seegebirge und die dasselbe bedeckenden Gesteine auf der Südseite; am wenigsten durch Gebirgsbildung gestört, erscheint die Masse der Tessinergneisse. Ein unsymmetrischer Bau des ganzen Gebirges ist deutlich ausgeprägt.

Die oben aufgezählten Theilstücke des Gebirgsdurchschnittes sollen im Folgenden z. Th. unter Hinweis auf die stratigraphische Uebersichtstabelle kurz geschildert werden.

A. Die subalpine Molasse.

Die in der Mittelschweiz verbreiteten, annähernd horizontal liegenden Sandsteine der sogenannten Molasse werden am Rande der Alpen immer mehr durch Nagelfluhbänke ersetzt, die ganze Formation nimmt an Mächtigkeit zu und zugleich bilden sich mehrere Gewölbe, die erst nur flach sind, dann sich steiler stellen und am Alpenrande selbst nach Norden überkippt sind. Diese Molassegewölbe lassen sich auf weite Erstreckung längs des ganzen Nordrandes der Alpen verfolgen, besonders auffällig ist die kaum unterbrochene («anticlinale Linie»), welche in der mittlern Entfernung von 10 km. von den Kalkalpen sich hinzieht. Das eingebrochene Gewölbe des Salève liegt in der südwestlichen Fortsetzung dieser Linie. Zu beiden Seiten des Zugersees bildet die gefaltete Molasse zwei nach Norden überliegende Gewölbe (VIII, fig. 1 und 2). Die Gewölbebiegungen sind nicht mehr erhalten, die tiefsten Molasseschichten treten als Gewölbekerne zu Tage.

Die Molasseformationen am Nordrand der Alpen entsprechen dem obern Oligocæn und dem Miocæn der ersten und zweiten mediterranen und der sarmatischen Stufe. Nach den ältern Anschauungen sollen als Unter-, Mittel- und Obermiocæn aufeinanderfolgen, zeitlich verschiedene Gebilde darstellend: 1. Untere Süsswassermolasse, 2. Meeresmolasse, 3. Obere Süsswassermolasse. Nach den Untersuchungen von J. Fr. KAUFMANN wären jedoch alle Unterabtheilungen der Molasse sowohl in limnischer als auch in mariner Facies neben einander entwickelt, so dass also Süsswassermolasse und Meeresmolasse an vielen Punkten sich als gleichalterig erweisen. Die Profile VIII, fig. 1 und 2, sowie die stratigraphische Tabelle erläutern die Verhältnisse in unserm Excursionsgebiet. Die als Gewölbekerne aufgeschlossenen Schichten des Aquitans sind vorherrschend rothe Mergel (Rothe Molasse), seltener Nagelfluh limnischen Ursprunges; in der südlichen Zone finden sich jedoch auch gleichalterige marine Bildungen (Horwer Schichten), so namentlich bei Ennethorw, südlich von Luzern und ob St. Adrian am Zugersee. Marine Ablagerungen der ersten und zweiten Mediterranstufe (Luzerner- und St. Gallerschichten) finden sich im Hangenden des Aquitans als Nordschenkel des Nordgewölbes, während wir den Südschenkel desselben Gewölbes, sowie beide Schenkel des Südgewölbes aus limnischer Nagelfluh von gleichem Alter (Hohe Rhone- und Rothseeschichten) zusammengesetzt finden. Die obersten Schichten des Miocæns, entsprechen der sarmatischen Stufe, und finden sich nur in limnischer Entwicklung (Albisschichten). Sie bilden schwach nach Norden fallend und horizontal liegend das Hangende des Nordschenkels des Nordgewölbes.

Charakteristisch für die subalpine Nagelfluh ist das Auftreten mächtiger Nagelfluhbildungen. Man unterscheidet «kalkige Nagelfluh» und bunte «Nagelfluh»; je nachdem Gerölle krystalliner Felsarten in grösserer Menge fehlen oder vorhanden sind. Diese Nagelfluhmassen lassen sich nicht innerhalb gewisser Stufen der Molasse continuirlich längs des ganzen Alpenrandes verfolgen, sie treten vielmehr an einzelnen Stellen stockartig als Faciesbildungen auf. So treffen wir am rechten Ufer des Genfersees zwischen Cully und Vevey eine gewaltige Masse oligocæner und untermiocæner Kalknagelfluh; im Quellgebiet der beiden Emmen sind sämmtliche Stufen der Molasse in der Nagelfluhfacies entwickelt, die dem obern

Miocæn angehörige bunte Nagelfluh des Napfes erreicht eine Mächtigkeit von über 1000 m. Nach kurzer Unterbrechung erscheint die Nagelfluh-Facies wieder in der Gebirgsgruppe des Rigi, des Rossberges und der Hohen Rhone, sie beginnt hier im Oligocæn, verdrängt fast vollständig die Mergel und Sandsteine des untern und mittlern Miocæn. Kalkige und bunte Nagelfluh wechseln mit einander. Eine gewaltige Entwicklung erlangt dann die Nagelfluh wieder in der Ostschweiz zwischen dem obern Zürichsee und dem untern st. gallischen Rheinthale, die südlichen Gebiete (Speer, Kronberg, Gäbris) bestehen aus unter- und mittelmiocæner kalkiger und bunter Nagelfluh, die Hörnligruppe im Norden entspricht der obermiocænen Nagelfluh des Napf und ist wie diese ausschliesslich bunte Nagelfluh. Im Allgemeinen ist hervorzuheben, dass kalkige Nagelfluh sich in der älteren aquitanen Molasse findet, bunte Nagelfluh und Kalknagelfluh treffen wir im untern und mittlern Miocæn und wo die Nagelfluh im obern Miocæn grössere Ausdehnung erlangt, wie am Napf und in der Hörnligruppe ist sie ausschliesslich bunte Nagelfluh. Es entspricht dieses Verhältniss vollständig der Abrasionsfolge in einem Gebirge, das aus krystallinem Kern mit Sedimentdecke bestand.

Die Natur der Gerölle in der subalpinen Nagelfluh hat seit alter Zeit die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gelenkt. Die Nagelfluh der Rigi-Rossberg-Gruppe enthält folgende Gesteine:

a) *Sedimente.*

1. Eocæn: Sandsteine, Breccien, Oelquarzite, Mergel mit Fucoiden.
2. Kreide: Seewenkalke und Mergel, Schrattekalk, Kieselkalke des Neocom.
3. Jura: Gelbliche, homogene Malmkalke mit Ammoniten und Korallen, rothe Aptychenkalke und Radiolarienhornsteine, Crinoidenkalke, kieselige Fleckenkalke (Lias) mit *Amm. cf. capricornu* (oder *planicosta*).
4. Trias: Dichte und zuckerkörnige Dolomite.
5. Perm und Carbon: Conglomerate und Sandsteine.

b) *Krystalline Felsarten.*

1. Glimmerquarzite und zweiglimmerige, dünnstiefrige Gneisse.
2. Rothe glimmerarme Granite und Mikrogranite, sowohl feinkörnige als auch porphyrtartige mit grossen Orthoklaskrystallen, ferner glimmerreichere graue Granite, ebenfalls fein- und grobkörnig, sowie porphyrtartig.
3. Rothe und braune Quarzporphyre und Porphyrite.
4. Gabbro und Serpentin.

In seinem Gesamtcharakter erweist sich das Material der bunten Nagelfluh als « exotisch », d. h. nur zum geringern Theil übereinstimmend mit den Gesteinen der südlich davon sich erhebenden Alpen. Was die krystallinen Gesteine anbetrifft, so ist in erster Linie hervorzuheben, dass dieselben durch Fehlen dynamometamorpher Umbildung sich von den Gesteinen der heutigen Centralmassive unterscheiden. Wenn die überall zu constatierende Dynamometamorphose der alpinen Silicatgesteine hauptsächlich als ein Produkt der energischen nachmiocænen Alpenfaltung angesehen werden kann, so ist die angeführte Differenz theilweise wohl zu erklären durch die Annahme, dass die zur Miocænzzeit den inneren Theilen der Alpen entstrichenen und der Nagelfluh einverleibten Gerölle naturgemäss nicht in gleichem Grade

dynamometamorph umgewandelt werden konnten, wie die Gesteine des Stammlandes. Sowohl sedimentäre als auch krystalline Gesteine der Nagelfluh stimmen genau überein mit Gesteinen der Ost- und Südalpen, es sei nur einerseits an die rothen Radiolarienhornsteine, andererseits an die Granite, Quarzporphyre und Quarzporphyrite erinnert; die nämliche Uebereinstimmung zeigt auch das Gesteinmaterial der Klippen und exotischen Blöcke des Flysches am Nordrand der Alpen. Dem entsprechend hat man auch einerseits Ost- und Südalpen als die Heimat der Nagelfluhgerölle angesprochen, andererseits das Phänomen der Klippen mit der Entstehung der Nagelfluh in Verbindung gebracht. Durchaus unbefriedigend und in manchen Punkten direct zu widerlegen ist die Annahme, dass das Material der subalpinen Nagelfluh als Deltabildung langer, miocäner Ströme aus Nordtyrol, Vorarlberg, Westtyrol, Engadin, Veltlin, Lombardei und Piemont stamme. Die subalpine Nagelfluh ist eine Geröllbildung, entstanden am Nordfuss der oligocänen und miocänen Alpen zu einer Zeit, als dort die Bildungen, deren Reste wir heute als Klippen und exotische Blöcke finden die Hauptmasse des Gebirges bildeten.

Von grosser Bedeutung zur Beurtheilung der Frage nach Entstehung der subalpinen Nagelfluh sind die Lagerungsverhältnisse am Contact derselben mit Kreide und Eocän. Nirgends greifen die Molassebildungen in alpinen Gebiet über, am ganzen Alpenrande von den Voirons bis zum Säntis fallen dieselben mit 10—70° gegen Süden oder Südosten ein, sie tauchen entweder concordant unter den südfallenden häufig ausgequetschten Nordschenkel der nach Norden übergelegten ersten alpinen Kette oder stossen discordant ab an steil stehenden Kreide- oder Eocänschichten. Auffällig ist die an vielen Stellen abnorm grosse Mächtigkeit des südfallenden «Südflügels der Südgewölbes», so dass die Vermuthung erweckt wird, es liege hier die Molasse nicht einfach, sondern doppelt auf sich selbst zurückgelegt, als Isoclinalmulde den Muldenkern der nördlichsten Kreide-Eocänfalte darstellend. Bei normalem Faltenbau müssten wir also am Nordrand der Alpen finden: Kreide, Eocän, Aquitan, Miocän-Miocän, Aquitan-Aquitan, Miocän. Derartige Profile sind in der Ostschweiz (Schindelberg-Stockberg z. B.) entwickelt. Im Rigi-Rossberg-Gebiet liegen die Verhältnisse nicht so einfach. Circa 20° südfallende Kalknagelfluh stösst hier an 80° südfallendes Eocän, die Discordanz ist augenfällig. Die grosse Mächtigkeit der südfallenden Nagelfluh, das Auftreten bunter Nagelfluh im Hangenden und im Liegenden von Kalknagelfluh und schliesslich die Erscheinung, dass die miocäne Nagelfluh bei Vitznau steiler Süd fällt als weiter nördlich auf der Höhe des Rigi, sprechen vielleicht zu Gunsten der Annahme einer liegenden nach Norden offenen Mulde.

Prüfen wir die Frage nach dem Verhältniss der Molasse zu den Kalkalpen allseitig, so kommen wir zu dem Schluss, dass das Verbreitungsgebiet der Molasse gegen Süden durch den Nordabfall eines vielleicht schon sehr compliziert gebauten Gebirges begrenzt war, welches gegen Ende der Eocänzeit entstanden ist; die miocäne Nagelfluh ist eine Uferbildung am Rande dieses Gebirges und hat sich discordant an dasselbe angelagert. Die Denudation in den Alpen war zur Miocänzeit ganz gewaltig. Die nachmiocäne Gebirgsbildung war so bedeutend, dass die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse am Rande der vormiocänen Alpen total verändert

wurden, es entstanden die Molassefalten; am Alpenrande wurde die Molasse — auf sich selbst übergelegt — zum Muldenkerne der nördlichsten alpinen Falte, die Mittelschenkel derartiger nach Norden sich neigenden Falten sind meist stark reduziert, ausgequetscht. In Folge einer Senkung des Molasselandes während der Faltung selbst entstanden Faltenüberschiebungen (Ueberdeckungsfalten); Verwerfungsklüfte von dem Horizontalschub überwältigt, wurden zu Ueberschiebungsflächen.

B. Die nördlichen Kalkalpen.

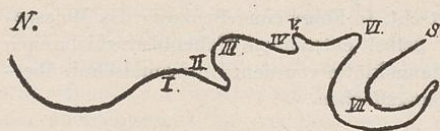
1. Die Kreide - Eocänketten.

Der aus Kreide und Eocän bestehende Gebirgszug, welcher sich vom Bürgenstock über die beiden Nasen, den Vitznauerstock und die Rigihochnfluhkette bis zur Zinggelenegg hinzieht, markiert den Nordrand der Kalkalpen. Der Bürgenstock besteht aus einem Doppelgewölbe; gegen Osten drängen sich die beiden Gewölbe zusammen (VIII, fig. 1) und werden nach Norden übergelegt. An der Zinggelenegg ist nur noch eine Falte vorhanden, in deren südfallendem Nordschenkel die oberen Kreideschichten ausgequetscht sind. Nordöstlich von Seewen bleibt die Kreide unter Eocän verdeckt, um erst wieder bei Euthal an der Sihl und in den Aubrigen hervorzutauchen (VIII fig. 2). Längs des Nordrandes der Thallinie Buochs-Brunnen-Ibach fallen die Schichten von Kreide und Eocän nach Süden, am Südrand derselben steigen sie wieder mit nördlichem Einfallen empor: Der Vierwaldstättersee und das Deltagebiet der Muotta liegen in einer breiten normal gestellten Mulde. Mit der gleichen Regelmässigkeit, wie über den Kreideschichten die Nummulitenkalke und eocänen Schiefer bei Wylen nördlich gegen Zinggelen ansteigen, treffen wir dieselben bei Ingenbohl und Schönenbuch gegen Süden aufsteigend.

Während das Stück Vierwaldstättersee von Buochs bis Brunnen ein typisches Muldenthal ist, muss der Urnersee mit seinen Steilufern und flachem Boden ebenso wie das südliche Reussthal als ein Querthal, eine Erosionsfurche bezeichnet werden. Zu beiden Seiten des Sees sind hier die Berge von ihren 2000 bis 3000 m. hohen Gipfeln bis auf 437 m. dem Niveau des Sees hinab in natürlichem Querschnitt annähernd senkrecht zum Streichen der Schichten angeschnitten. Bezugnehmend auf Taf. VIII, fig. 1 und 2 sowie auf die schönen Darstellungen von A. HEIM in *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, Lief. XXV kann ich mich bei der allgemeinen Darstellung dieses Gebietes kurz fassen. Die Kreide-Eocänketten südlich der besprochenen breiten Seemulde bestehen in unserm Gebiet aus zwei Zonen. Eine nummulitenkalkhaltige nördlich einfallende Muldenzone, die auf 35 km. Länge von der Deyenalp am Wiggis über Richisau, Pragelpass, Dorf Muottathal, Katzenzägel, Riesenstalden, Sisikon sich verfolgen lässt, bildet die Grenze der nördlichen und der südlichen Zone. Den Verlauf des Urgons und somit den ganzen Faltenbau im Profil längs der Axenstrasse, soll beistehende Skizze erläutern. (Cl. 32.)

a) *Nordzone.* Die bei Ingenbohl und Brunnen aufsteigenden Schichten bilden ein schönes, sanftes Gewölbe, das Axenstein gewölbe (I), dessen

Kern an beiden Seeufern bis zum Neocom entblösst ist. Seine Seewerkkalkschale ist bei Schöneegg und Emmetten noch vollständig erhalten, bei



Cl. 32. — Schema der Axenfalten.

1 : 200 000. — (Urgonlinie.)

Sonnenberg-Seelisberg bildet der Schrattenkalk die Höhe, das Plateau von Axenstein-Morschach weist vielfach noch die petrefaktenreiche Gaultdecke auf. Seelisberg-Sonnenberg einerseits des Sees und Morschach andererseits entsprechen sich vollständig. Im Gibel, südlich von Schwyz, treffen wir dasselbe Gewölbe wieder, weiter gegen Osten verschwindet es unter der Flyschdecke, taucht aber nach einer Unterbrechung von 3,5 km. in der Gegend von Iberg wieder auf; das prachtvolle Schrattenkalkgewölbe von Waag nördlich Unter-Iberg entspricht genau demjenigen von Morschach.

An das Axensteingewölbe schliesst sich die scharfe südwärts fallende Mulde Seelisberg-Morschach-Hinter-Iberg (II), deren Biegung in Schrattenkalk und Neocom beiderseits des Urnersees prachvoll aufgeschlossen ist. Der Südschenkel dieser Mulde ist der Nordschenkel des grossen nach Norden übergelegten Frohnalpstock-Gewölbes (III). Beiderseits des Urnersees am Niederbauenstock und an der Frohnalp ist die Gewölbebiegung nicht erhalten, wohl aber weiter östlich, wo das Gewölbe tiefer sinkt, an der « Fallfluh ». Auch dieses Gewölbe versinkt unter Flysch und tritt ebenfalls im Waagthal (zwischen Weglosen und Twingen) wieder hervor. Zwischen Frohnalp und Hauserstock einerseits, zwischen Nieder- und Oberbauen andererseits findet sich wieder eine kleine SSE-fallende Mulde, die Furkelipassmulde (IV); darauf folgt wieder ein nördlich überliegendes Gewölbe (Hauserstockgewölbe V), dessen Südschenkel in den Nordschenkel des nach Süden überstürzten Klingenstockgewölbes (VI) übergeht. Der Südschenkel dieses Gewölbes ist als verkehrter Mittelschenkel an der Axenstrasse selbst vollständig ausgequetscht, so dass die in der Tiefe mit einander verbundenen aus Neocom und Thiton bestehenden Kerne der Gewölbe III, V und VI an das Eocæn der Riemenstaldermulde (VII) angrenzen resp. darüber geschoben sind.

Im Muottathal ist der erwähnte Mittelschenkel noch erhalten.

b) *Südzone.* Die Axenkette, zwischen Riemenstalder-Thal und Flüelen, ist die Fortsetzung des kompliziert gebauten Glärnisch und der Silbern, die Berge des Isenthalen zeigen analogen Bau. In der ganzen Zone finden wir ein System übereinander liegender und zum Theil ineinander eingewickelter, flachliegender Falten, von Eocæn und Kreide, deren Unterlage, weniger intensiv gefalteter Jura, im ganzen ein südlich überliegendes Gewölbe bildend, gegen Süden über Eocæn überschoben ist. In der Axenkette am Urnersee finden wir diese allgemeinen Züge der besprochenen Zone, sie zeigen sich in der nach Süden ausgezogenen, aufgebogenen Riemenstalder-Mulde, deren tiefster Kern am Axenmätteli zum Gewölbe gekehrt ist; ferner in dem unter Kreide und über Eocæn lagernden Jura des oberen Gruonthales. Merkwürdig ist die Erscheinung, dass dieser Jura beiderseits des Sees, am Axenberg, sowohl als auch am Urirothstock, nicht

in die Tiefe sich fortsetzt, sondern plötzlich abreißt, so dass im Niveau des Sees Eocæn und Neocom sich direkt berühren. Der Flysch der Eggberge und der Giebelstöcke ist als die Fortsetzung der eocänen Muldenzone der Glarnerdoppelfalte aufzufassen.

2. Die Klippen.

Im Gebiete der normal gebauten Kalkalpen können wir die einzelnen Faltenzüge oft auf weite Erstreckung verfolgen, wir sehen, wie die einzelnen Falten aufsteigen und niedersinken, sich zertheilen, kurz, auf mannigfache Weise sich modifizieren. Mancherorts werden nun aber die nordalpinen Faltenzüge plötzlich unterbrochen durch unvermittelt auftretende, grössere oder kleinere Gebirgsgruppen, innerhalb welcher eine durchaus andere Art der Lagerung, eine ganz verschiedene Facies der Sedimente sich findet. Meist bestehen diese Massen aus älteren Schichten, die umgeben werden von weit jüngeren Formationen des normal gebauten Gebirges. Derartige Gebirgsgruppen werden als Klippen bezeichnet.

In den nördlichen Kalkalpen zwischen Thunersee und Rheinthal ist das Klippenphänomen in charakteristischer Weise entwickelt. Jene breite Eocænmulde, die wir in unserm Gebirgsdurchschnitt zwischen der Pilatus-Rigihochfluhkette und dem Axenstein-Seelisberg-Gewölbe finden, lässt sich zugleich mit den Kreideketten vom Thunersee bis nach Werdenberg im st. gallischen Rheinthal, ja noch weiter durch Vorarlberg bis Oberstdorf verfolgen. Im oder am südlichen Rande dieser Mulde liegen die Klippen. Von West nach Ost treffen wir folgende Gruppen: Giswiler-Stöcke, Buochserhorn- und Stanzerhorn-Gruppe, Mythen, Rothe fluh und Zuckenstock, Gruppe von Iberg (kleiner und grosser Schien, Mördergrube, Roggenstock) und schliesslich den sog. Berglittenstein bei Grabs am Rhein. Es hält nicht schwer eine Reihe von Eigenthümlichkeiten zu präzisieren, welche allen diesen Klippen zukommen.

1. Die Klippen sind aufliegende wurzellose Massen. Die jüngsten Schichten, auf welchen sie liegen, gehören dem chondritenführenden oligocänen Flysch an. Niemals wirken sie störend, ablenkend auf den Verlauf der Kreideketten ein. Sie finden sich regelmässig da, wo letztere niedergetaucht sind. Entweder senken sich Kreide und Eocæn von Norden und Süden unter die Klippenmassen ein, so dass dieselben einfach in einer Mulde liegen (z. B. Giswilerstöcke, Stanzerhorn, Mythen) oder es treffen von SW her mehrere Ketten auf eine Klippenmasse, dann sehen wir die Mulden und Gewölbe dieser Ketten in ihrer Streichrichtung gegen die Klippen allmählig sich senken, um im Nordosten derselben wieder hervorzutauchen; so liegen die Ibergerklippen auf den niedergetauchten Kreideketten, die wir am Vierwaldstättersee und ganz entsprechend wieder östlich der stillen Waag als Axenstein-Gewölbe (I), Morschachermulde (II) und Frohnalstock-Gewölbe (III) kennen gelernt haben. (Cl. 32.)

2. Die herrschenden Formationen sind in allen Klippen dieselben, die Horizonte sind nicht in helvetischer, sondern in *ostalpinen* Facies entwickelt. Fast alle Klippen sind unter- und umlagert von triadischem Gyps und Rauchwacke, welche mit dem eocänen

Flysch, auf dem die Klippe als Ganzes ruht, oft enge verbunden sind. Die Sedimente der Klippen sind hauptsächlich folgende:

Jura	Malm:	Aptychenkalk, Radiolarienhornstein und sogenannter Châtelkalk (Acanthicus- und Thiton-Stufe).
	Dogger:	Einheitliche Masse von schwarzen oder grauen Kalken mit Leitfossilien aus allen Stufen. Bezeichnend sind eisenschüssige fossilreiche Kalke, welche den Grenzschichten zwischen Lias und Dogger im Rhonebecken entsprechen.
	Lias:	Braune Mergel, schwarze Kalke und graue Sandkalke (Lias α - ζ), ausserdem brecciöse Crinoidenkalke (Hierlatz-Facies) und Fleckenkalke (Allgäuer-Facies).
	Rhät:	Normale Kössenerschichten mit <i>Avicula contorta</i> .
Trias	Hauptdolomit:	(ohne Versteinerungen).
	Raibler Schichten:	Mergel mit Pflanzenresten.
	Gyps und Rauchwacke:	
	Diploporenkalk:	(Wettersteinkalk) mit <i>Diplopore annulata</i> , etc.
	Muschelkalk:	mit <i>Retzia trigonella</i> , etc.

Von den angeführten Formationen sind in den normalen Kalkalpen nur vorhanden Gyps, Rauchwacke und Röthidolomit, dagegen fehlen denselben vollständig Muschelkalk, Diploporenkalk, Hauptdolomit (als Aequivalent des Hauptdolomites ist wohl der sog. Röthidolomit aufzufassen) und Rhät. Die Hierlatz- und Allgäuer-Facies des Lias ist ebenfalls auf die Klippen beschränkt. Das typische Glied des nordalpinen Doggers, der Eisenoolith des Callovien, « dem an constantem Aushalten nur etwa der Keuperdolomit zu vergleichen ist », fehlt den Klippen vollständig; wie eigenthümlich der Dogger überhaupt in den Klippen auftritt, beweist am besten die Thatsache, dass der Dogger an den Zwischenmythen von A. ESCHER immer als Neocomkieselkalk bezeichnet worden ist. Die grosse Differenz zwischen dem Malm der Klippen und dem Hochgebirgskalk der innern, alpinen Ketten ist augenfällig, erschien doch B. STÜDER noch 1874 der Gedanke « schreckbar », die Kalkmasse der Mythen aus der Kreideformation zu eliminieren und als Jura zu erklären. Die Facies der besprochenen Klippengesteine stimmt überein mit den charakteristischen Gesteinsarten der Ostalpen (Allgäu, Vorarlberg), der Freiburger- und Chablais-Alpen und der lombardischen Kalkalpen.

Es mag noch erwähnt werden, dass in den Klippen nicht nur Sedimente, sondern auch krystalline Gesteine auftreten. Ich erinnere an die Granite und Protogine im Flysch des Chablais. Ferner finden sich in den Klippengebieten vom Arvethal bis nach Oberstdorf mehrfach basische Eruptivgesteine (Diabasporphyrite, Gabbro und Serpentin), so namentlich in der Iberger Gruppe. Die Frage, ob dieselben mit den Klippengesteinen dem Flysch aufliegen oder ob sie als eocäne Eruptivgesteine den Flysch durchbrechen, scheint mir noch nicht entschieden zu sein. Das ausgedehnte Vorkommen von Diabas, Diabastuffen und deren Abwitterungsprodukten im nordalpinen Flysch in der Form des Taveyanazsandsteines scheint mir zu Gunsten letzterer Annahme zu sprechen.

3. Die Struktur der Klippen können wir als Schollenstruktur bezeichnen. Regelmässig verlaufende Faltenwürfe, wie die Kreideketten sie zeigen, fehlen den Klippen vollständig. Wir finden über dem

Eocæn der normalen Ketten fast immer Gyps und Rauchwacke der Trias als unterste und meist älteste Schicht der Klippe. Darüber liegt z. B. in der Gruppe des Stanzer- und Buochserhorns Malm, Dogger, Lias und Râth, in verkehrter Schichtfolge eine südfallende Tafel bildend. In den beiden grossen Ibergklippen, Roggenstock und Mördergrube, wohl früher ebenfalls eine Tafel bildend, lagert Hauptdolomit auf Aptychenkalk. Am schönsten abgeschlossen ist der Schichtverband in der Mythen-Gruppe. Die Röthfluh zeigt annähernd normale Schichtfolge. In der Einsattelung der Holzegg sind die tiefsten Schichten der Klippe in verworrener Lagerung aufgespreßt und mit Flysch vermengt. Die Grosse Mythe ist eine normale, sehr flache, nach Süden gesenkte Mulde, welche über den steiler nach Süden fallenden Dogger und Malm der Kleinen Mythe überschoben ist. Diese verkehrt liegenden Schichten der Kleinen Mythe stossen an noch steiler südwärts geneigte Trias-, Dogger- und Malmschichten des Spitz, unter die dann das Eocæn des Hackens einfällt (VIII, fig. 2). In manchen Klippenmassen findet sich ein derartiges wirres Durcheinander der Gesteinsarten, dass eine irgendwie regelmässige Aufeinanderfolge von Schichten in normaler oder in verkehrter Reihenfolge sich nicht mehr konstatieren lässt.

4. Sämmtliches Gesteinsmaterial der Klippen zeigt die deutlichen Spuren gewaltiger mechanischer Veränderungen, wie sie bei stark dislocierten Gesteinsmassen auftreten; diese Veränderungen sind aber nicht etwa wie bei den stark gefalteten Gesteinen der normalen alpinen Ketten im grossen Ganzen auf Linearstreckung, Walzung zurückzuführen, sondern vielmehr auf allseitig wirkenden Druck. Die Gesteine sind oft durch und durch brecciös (cf. Hornflubbreccie) zerquetscht, zermalm, in- und durcheinander gepresst und geknetet, auch wohl im Einzelnen gefältelt und ausgewalzt. Oft zerfällt die ganze Masse längs Rutschharnischen in polyëdrische Stücke; Adern sekundärer Ausscheidungsprodukte durchziehen dieselbe.

Die unter 1, 2, 3 und 4 aufgezählten thatsächlichen Eigenschaften der Klippen — betreffend Beziehungen zu den alpinen Falten, Facies der Sedimente, Lagerungsverhältnisse und mechanische Veränderung der Gesteine — führen direkt zu dem Schlusse, dass die Klippen zwischen Thunersee und Rhein Reste einer Ueberschiebungsdecke sind, die sich hauptsächlich auf relativ tiefer liegenden Theilen des überschobenen Gebirges erhalten haben. Die Ueberschiebung muss zu Ende der Eocæn- resp. Oligocænzeit stattgefunden haben.

Eng verbunden mit dem Phänomen der « Klippen » ist dasjenige der « exotischen Blöcke ». Die Gesteine jener Blöcke stimmen durchaus mit den Klippengesteinen überein. Die Blöcke finden sich ausschliesslich im oberen, im Ganzen nummulitenfreien Flysch, und zwar vorzugsweise in der erwähnten Mulde Thunersee-Toggenburg. Sie sind entweder die Begleiter der Klippen (Iberg), treten aber auch ohne solche auf (Habkernthal). Man kann alle Uebergänge von Conglomeratanhäufungen zu « exotischen » Blöcken und eigentlichen Klippen verfolgen.

Die Stammmasse der Ueberreste jener Ueberschiebungsdecke, die uns in den Klippen noch erhalten sind, ist nicht mehr vorhanden, und da die Richtung der Ueberschiebung annähernd senkrecht zur Streichrichtung der Alpen verläuft, so kann besagte Stammmasse nur entweder im Süden gelegen

haben und müsste dann mit den gleichartig ausgebildeten Sedimenten am Südfuss der Alpen zusammengehangen haben, oder sie wäre im Norden zu suchen. Bei letzterer Annahme können wir uns ungefähr folgende Vorstellung von dem Gang der Ereignisse machen: Während der ganzen mesozoischen und alttertiären Zeit erstreckte sich vom heutigen Illerthal bis gegen Chambery ein Ausläufer der Ostalpen längs des Nordrandes des helvetisch alpinen Gebietes. Die Meere der Ostalpen standen auf diese Weise in Verbindung mit denjenigen des Rhonebeckens. Wie dieselben während dieses langen Zeitraumes von den helvetischen Meeren im Süden einerseits, von denen des Juragebietes im Norden andererseits getrennt oder mit ihnen verbunden waren, haben weitere paläontologische Untersuchungen zu erweisen. Zur Oligocänzeit ragte ein grosser Theil dieser Massen als Gebirge (vindelicisches Gebirge) empor, an manchen Stellen war dasselbe sogar bis auf den krystallinen Kern aufgebrochen. Das oligocäne Flysch resp. Septarienthon-Meer dehnte sich weit aus, es umflutete und überdeckte Theile des Jura, des vindelicischen Gebirges und des Gebietes helvetischer Facies. Die Gerölle im Flysch stammen aus den beiden letztern Gebirgsthellen. Während der Oligocänzeit selbst wurde das vindelicische Gebirge zerstückelt, und dabei fand eine Bewegung der ganzen Masse nach Süden statt. Annähernd gleichzeitig machte sich wohl jene vulkanische Thätigkeit geltend, als deren Zeugen wir die im Flysch eingeschlossenen Produkte basischer Eruptionen (Diabasporphyr, Gabbro, Taveyannazsandsteine) zu betrachten haben.

Die Ueberschiebung des « vindelicischen Gebirges » nach Süden über den Nordrand des helvetischen Gebirges lässt sich besonders schön längs des Nordrandes der Wildhorn-Dent-du-Midi-Kette beobachten. Die exotischen Blöcke wurden als mechanisch von der sich bewegenden Masse losgetrennte Stücke in den liegenden Flysch eingebettet.

Zur Zeit des älteren Miocän sanken die nördlichen Theile des vindelicischen Gebirges zur Tiefe und wurden von den Sedimenten der mittelschweizerischen miocänen Meere eingedeckt. In der sog. Chablaiszone bis zum Thunersee, als kompakte Masse, — in den besprochenen Klippen zwischen Thunersee und Rhein, als Reste einer Ueberschiebungsdecke, — sind die südlichen Theile des vindelicischen Gebirges erhalten geblieben. Die miocänen Meere brandeten an diesen nicht gesunkenen Theilen des alten Ausläufers der Ostalpen, welchem sie auch ihre Ufergerölle entnahmen.

Die endgültige nachmiocäne Alpenerhebung bestand wesentlich in einem Tangentialschub nach Norden, die Ketten der helvetischen Kalkalpen verdanken demselben ihre heutige Struktur, die vor- und aufgelagerten Reste des vindelicischen Gebirges, ebenso wie der miocäne Schuttwall der Alpen wurden ebenfalls von ihm überwältigt.

Dass in der langen Zeit der tertiären Alpenbildung nicht nur nordwärts sondern auch südwärts gerichtete Bewegungen sich geltend gemacht, haben, beweist die immer noch zu Recht bestehende « Glarner Doppelfalte ».

Wir sehen, die Frage nach der Entstehung der Klippen, der exotischen Blöcke im Flysch und der fremdartig zusammengesetzten subalpinen Nagelfluh ist eine sehr komplizierte. Ihre endgültige Lösung würde eine vollständige Rekonstruktion der Geschichte der Alpenerhebung bedeuten.

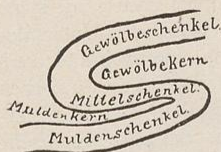
3. Jura-Eocæn-Ketten.

Die Eocænmasse von Flüelen-Altorf, welche von Osten her aus dem Muldenkern der Glarner Doppelfalte sich entwickelt und gegen Westen bis nach Grindelwald sich verfolgen lässt, trennt die äussern Kreide-Eocænketten von den innern Jura-Eocænketten. In diesen letzteren lagert mit Ausnahme der östlichen Gebiete (Griesstock, Selbsanftgruppe) Eocæn, meist mit Nummulitenkalk beginnend, konkordant auf Hochgebirgskalk. Unter den Faltenzügen der inneren Kalkalpen, welche im Ganzen eine nach Süden ansteigende Platte bilden, treten die krystallinen Schiefer des Aarmassives hervor. In Folge der postoligocænen Faltung gestalten sich die Verhältnisse der alten krystallinen Schiefer, die einst das postcarbonische variscische Gebirge zusammensetzten, mit den mesozoischen Sedimenten sehr mannigfaltig. Letztere hatten wohl die denudierten variscischen Faltenzüge einst ganz eingedeckt, heute sind sie als zusammenhängende Masse nur noch da erhalten, wo das Aarmassiv tief liegt; da wo es höher ansteigt, lagern entweder einzelne Erosionsrelikte discordant auf den Gneissen (Spannörter), oder mesozoische Sedimente finden sich mitten im Gebiet der krystallinen Schiefer als spitze Mulden (Fernigen); häufig bildet der Kalk an der Grenze gegen den Gneiss liegende Falten, über deren nach Süden gekehrte Mittelschenkel krystalline Gesteine sich hinüberschieben, so dass Centralmassiv und Kalkalpen ineinandergekeilt erscheinen (Berner Oberland, Windgälle).

In den Gebirgen beiderseits des tief eingeschnittenen Reusstales sind die Struktureigenthümlichkeiten der innern Kalkalpen, sowie die Lagerungsverhältnisse in der sog. Kontaktzone von Gneiss und Kalk prachtvoll aufgeschlossen. Bei Schattdorf einerseits, bei Attinghausen andererseits taucht der Hochgebirgskalk unter den Eocængebilden hervor und steigt an den Thalwänden in manigfachen, meist nordwärts übergelegten Fältelungen empor, und unter dem Schichtkomplex von Malm, Dogger, Röthidolomit und Verrucano liegen die steil nach SE fallenden krystallinen Schiefer.

Das Gebirge sinkt von Westen nach Osten, deshalb gelangt westlich der Reuss das Centralmassiv früher zur Herrschaft als östlich. Am Nordabhang des Erstfelderthales endigen die mesozoischen Sedimente in steilen Denudationsprofilen, nur auf der Höhe der Schlossbergglücke greifen sie in schmaler Zunge etwas weiter nach Süden, bis zur Pyramide des kleinen Spannortes. Die südliche Fortsetzung ist uns erhalten in dem Muldenzug Kalchthal-Fernigen-Intschi, wo Malm und Dogger zwischen sericitischen und hornblendeführenden Gneissen eingeklemmt die mannigfaltigen Erscheinungen der Dynamometamorphose zeigen. Westlich der Reuss steigt die Platte der mesozoischen Sedimente immer höher bis zu dem Gebirgskamm, welcher das Maderanerthal im Norden begrenzt, auch hier ist die Fortsetzung des Juragebildes gegen Süden durch Erosion unterbrochen. Wahrscheinlich hingen die Jurabildungen der Randkette einst mit denjenigen der Urserenmulde zusammen. Die Randzone derselben aber ist ausgezeichnet durch die prachtvoll aufgeschlossene liegende Falte der Windgällenkette. Die Jurabildungen sind hier auf 3—4 Kilometer weit nördlich über sich selbst zurückgeschlagen und hernach wieder südlich fortsetzend übergelegt. Taf. VIII, fig. 1, 3 und 4, sowie die schematischen Darstellungen auf Cl. 33-38, erläutern die Verhältnisse. Bemerkenswerth ist, dass der Muldenschenkel, bevor er in die grosse Windgällenfalte eintritt, für sich kom-

plizierte Faltung zeigt, nördlich der Windgällen auf Seewialp beobachten wir nämlich eine Doppelfalte im Muldenschenkel (VIII, fig. 1). Auch hier sinkt die Sedimentdecke gegen Osten und zwar von der kleinen Windgälle bis zum Hüfigletscher, d. h. auf die Länge von 8 km. um circa 700 m. (Cl. 33-38), in Folge dessen treffen wir bei annähernd gleicher Höhe der



Cl. 33.
Schema der Falte.



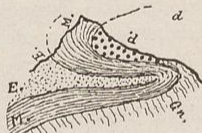
Cl. 34.
Kleine Windgälle.



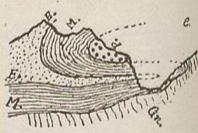
Cl. 35.
Roth- und Schwarzhorn.



Cl. 36.
Grosse Windgälle.



Cl. 37.
Grosser Ruchen.



Cl. 38.
Kl. Ruchen-Hüfigletscher.

5 Querprofile durch die von West nach Ost sinkende Windgällenfalte.
1 : 150 000.

E = Eocæn; Gn = Krystalline Schiefer; M = Jura; P = Porphy.

Kämme (3000 bis 3300 m.), welche dem Schichtstreichen E 25° N ungefähr parallel hinziehen, von West nach Ost fortschreitend in gleicher Meereshöhe verschiedene Theile der liegenden Falte aufgeschlossen. Im westlichen Theile sind die Gipfel aus den tiefern Faltenheilen, dem Gewölbekern oder der Gewölbebiegung, herausgeschnitten, im östlichen, mehr aus den höheren, dem Gewölbeschenkel.

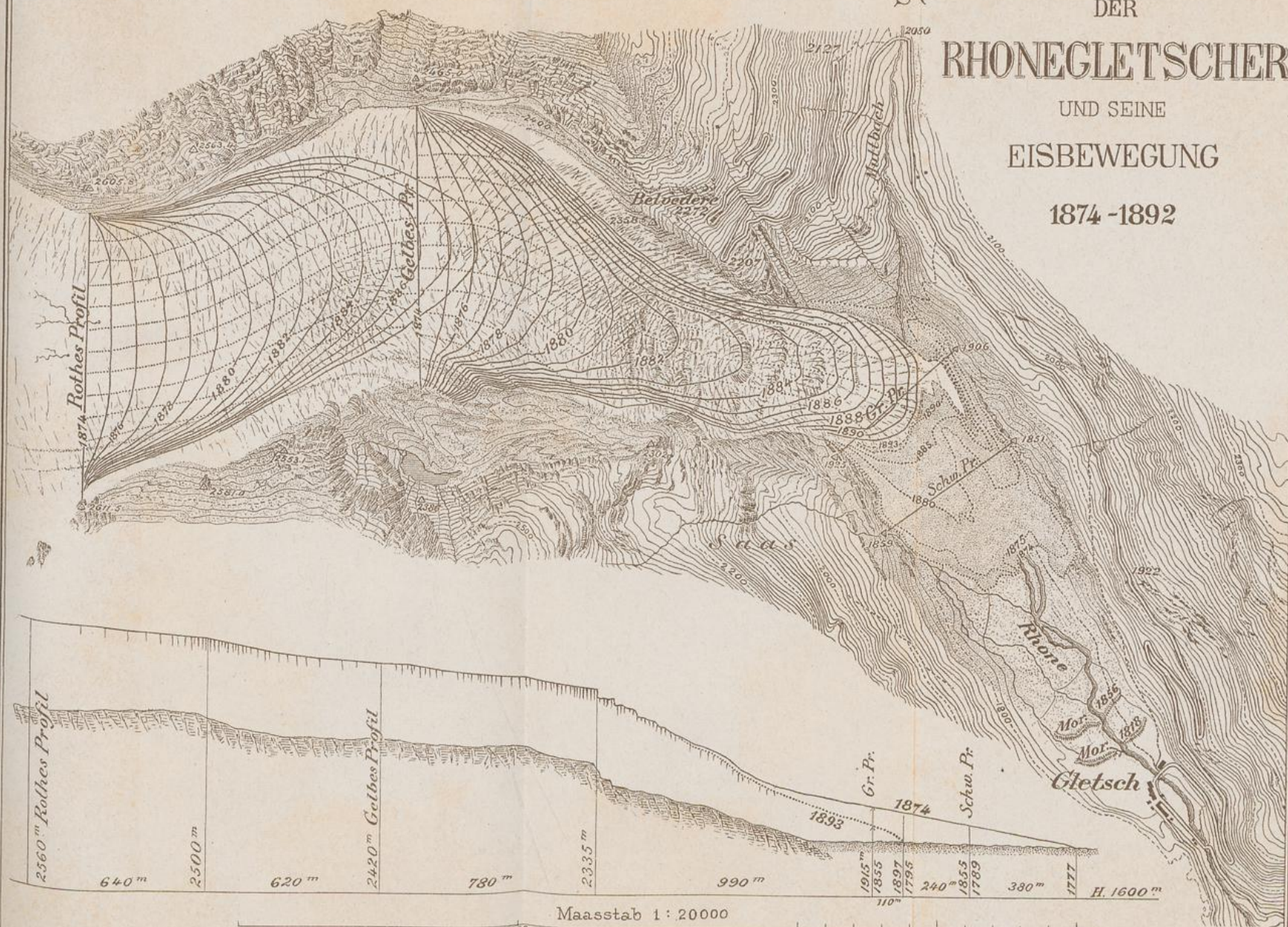
In die nach Süden offene Mulde des Gewölbekernes sind bei der nacholigocänen Faltung der Alpen Theile des Centralmassivs eingefaltet worden, und zwar sind es weniger die verbreiteten, sericitischen Gneisse, sondern Quarzporphyr und carbonische Arkosen, welche hier aufliegen auf Dogger-Malm, Eocæn, Malm-Dogger und Gneiss.

Der Porphyr der Windgälle ist der Rest einer Quarzporphyrmasse, welche in typischer Weise in den centralen Partien aus Mikrogranit, in den peripherischen Theilen aus Granophyr bestand. Die granophyrische Hülle um den Mikrogranit, der sich hauptsächlich nördlich der kleinen Windgälle findet, ist nur noch gegen Osten und gegen Süden erhalten. Der Kieselsäuregehalt von Mikrogranit einerseits und Granophyr andererseits schwankt zwischen 64,88% und 76,93%. Die Granophyre sind in hohem Maasse dynamometamorph verändert, indem sie gegen Osten und Süden in Gesteine übergehen (Alpnoferplatten), die man als felsitische Sericitschiefer mit unter dem Mikroskop erkennbaren Resten von Granophyrstruktur bezeichnen kann.

DER RHONEGLETSCHER

UND SEINE
EISBEWEGUNG

1874-1892



Nach dem Plan 1:5000 des Rhonegl. Werkes bearbeitet u. vom S.A.C. dem VII. internationalen Geologen-Congress 1894 dediziert.

Eidg. topograph. Bureau.

F. Payot, éditeur, Lausanne 1894

Es giebt wohl kaum eine Gegend in den Alpen, in der wir in grösserer Klarheit die Dokumente zur Rekonstruirung ihrer geologischen Geschichte von den ältesten Perioden bis zu Ende der Eocänenzeit auffinden können, als in der Windgällengruppe.

Zu Anfang der Carbonzeit bildeten die älteren Sedimente, als krystalline Schiefer entwickelt, zugleich mit granitischen Intrusivmassen wenig stark ausgeprägte Falten (kaledonisches Gebirgssystem). Darüber ergiesst sich die Lavamasse des Porphyrs, welcher bald von den Arkosen des mittleren Carbon eingedeckt wird. Vor der permischen Zeit tritt eine zweite Periode der Faltung ein (variscisches Gebirgssystem), die Falten werden in ihren obern Theilen denudiert, ein Theil der gefalteten, carbonischen Lavadecke, eingelagert zwischen steilstehendem Carbon und älteren Schiefen, bleibt erhalten. Bis zur Doggerzeit war die Sedimentation in unserm Gebiet eine geringe, nur wenig mächtige limnische Bildungen des Perm und der Trias (Verrucanosandstein und Röthidolomit) lassen sich nachweisen. Dann rückte von Norden her das Jurameer heran, ein Fluss, an dem alten Porphyrfelsen vorbeiströmend, führte Gerölle gegen Norden in das nahegelegene seichte Meer des mittleren Dogger. Das jurassische Meer rückt weiter nach Süden und in seinem Grunde schlägt sich in ungemessenem Zeitraum eine 300 m. mächtige Kalkmasse nieder. Ohne dass nennenswerthe Bewegungen im Felsgerüste stattfinden, zieht das Jurameer sich zurück und erst das mittelmioocene Nummulitenmeer überdeckt nach einer langen Festlandperiode wieder unsere Gegend. Nach der Oligocänenzeit zog sich das Meer bleibend zurück; damals lag der Porphyr, welcher heute auf der Spitze der kleinen Windgälle 3000 m. über Meer Wind und Wetter Trotz bietet, 600 m. tief begraben unter dem Schichtkomplex von Jura und Eocän. Durch die nach oligocene Faltung wurden die in der Tiefe liegenden Gebirgsteile von neuem emporgepresst, es entstanden jene liegenden Falten, welche so oft das Unterste zu oberst kehren.

C. Die krystallinen Centralmassen.

Das krystalline Grundgebirge, die sogenannten Centralmassive bildend, tritt im Gebirgsdurchschnitt von Rothkreuz bis Como auf eine Länge von 120 Km. zu Tage, allerdings theilweise von jüngern Sedimenten bedeckt oder durch eingeklemmte Sedimentmulden unterbrochen. Solche Sedimentmulden werden oft als die Grenzen zwischen den Centralmassiven angenommen, aber im Allgemeinen nur dann, wenn letztere auch orographisch mehr oder weniger selbständige Gebirgsgruppen bilden. Es ist nicht leicht, den Begriff Centralmassiv klar zu präzisieren, er beruht auf einer Combination geologischer und geographischer Vorstellungen, ist infolge dessen, ebenso wie der neuere Begriff einer « Gebirgszone, als einer tektonischen Einheit höherer Ordnung » durchaus unklar. Es braucht nur daran erinnert zu werden, dass die Zahl und Abgrenzung der Centralmassive von den verschiedenen Autoren ganz verschieden angenommen wird. Sämmtliche krystallinen Schiefer der Schweizeralpen sind durch jüngere Sedimente eingedeckt worden, naturgemäss nicht überall in gleicher Weise. Als die ältesten Bestandtheile des Alpengebäudes zeigen sie die Spuren aller der Dislocationen, welche im ganzen Gebiete sich je geltend gemacht haben.

Wo die krystallinen Gesteine die höchsten Erhebungen der Alpenkette bilden, ist das Gebirge relativ am stärksten gehoben und zugleich bis auf die ältesten Bildungen bloss gelegt.

In erster Linie haben wir das Alter der die sogenannten Centralmassive zusammensetzenden Gesteine zu bestimmen. Als zum Centralmassiv gehörend mögen lediglich Bildungen der archaischen und paläozoischen Zeit betrachtet werden. Es sind dies normale Gneisse und Glimmerschiefer, sericitische Schiefer mannigfachster Art, Hornblende- und Talkschiefer, Phyllite, Marmore, etc., schliesslich carbonische Schiefer und Conglomerate einerseits, körnige Tiefengesteine aus der Reihe Granit bis Gabbro und Quarzporphyre andererseits. Dass diese Gesteine als älteste Bestandtheile des so kompliziert gefalteten Alpengebirges fast durchweg in hohem Masse durch Dynamometamorphose verändert sein müssen, ist einleuchtend.

In allen Theilen der Alpen lassen sich die Wirkungen der jungtertiären Faltung nachweisen, ausgedehnte Gebiete zeigen Spuren vorpermischer (variscischer) Gebirgsbildung, und endlich finden wir Anzeichen von noch älteren, vorcarbonischen Dislocationen.

In den Schweizeralpen erscheinen sämtliche Bildungen der älteren Formationen bis zum Schlusse des Paläozoicums, soweit solche überhaupt entstanden sind, grösstentheils in der Facies des Grundgebirges. Diese selbe Facies greift ausserdem noch sehr oft auch in permische und mesozoische Bildungen über, es mag schon hier an gneissartigen Verrucano und an jurassische Glimmerschiefer (Bündnerschiefer) erinnert werden. Diesem letzteren Umstande ist es zuzuschreiben, dass da, wo konkordante Auf- und Anlagerung mesozoischer Sedimente an die Centralmassivgesteine stattfindet, die Abgrenzung letzterer nach oben bei ungenügender Erkenntniss der Gesteine schwierig erscheinen musste.

Nach altem Brauche teilen wir das krystalline Gebirge unseres Profiles von Nord nach Süd ab, nach Aarmassiv, Gotthardmassiv, Tessinermasse und Seegebirge. Die Berechtigung einer solchen Abgrenzung zeigt folgende Uebersichtstabelle auf Seite 129.

1. Aar- und Gotthardmassiv.

Aar- und Gotthardmassiv sind einander äquivalent, sie gehören beide zu jenen elliptisch umgrenzten Centralmassiven, welche an der Aussen- seite des westalpinen Bogens über Seealpen, Pelvoux, Montblanc, bis zur Tödigruppe, dem Ostende des Aarmassives, sich hinziehen. Mechanisch sind diese Centralmassive aufzufassen als die tiefsten Theile auf- gebrochener Gewölbe. In den nördlichen Theilen derselben ist die Discor- danz zwischen Perm und Carbon immer deutlich ausgeprägt, diejenige zwischen Carbon und älteren krystallinen Schiefen mancherorts gut er- kennbar. Mehr oder weniger deutliche Fächerstellung, jedenfalls aber immer steile Stellung der Schiefer lässt sich überall nachweisen. Diese äusseren Massive sind rings von mesozoischen Sedimenten umgeben, am Nordrande meist, seltener auch am Südrande sind die krystallinen Schiefer über meso- zoische Sedimente hinübergefaltet. In ihrer Streichrichtung beiderseits sich verschmälernd sinken die Massive und tauchen unter die Sedimente, welche von Norden und Süden als Decke des Massives sich verbinden. Die erodierte Sedimentdecke der Centralmassive mag mancherorts 800 Meter Mächtigkeit

	Bestandtheile.	Lagerung.	Periode der Gebirgsbildung.
I. Aarnassiv	Carbonische Schiefer und Grauwacken, Quarzporphyr, Sericitische Gneisse, Biotitgneiss, körnige Amphibolite, Protogin, Granit.	Steiles Südfallen und saigere Stellung, Nordfallen der Schichten nur in schmaler Zone am Südrande.	Præcarbonisch, präpermisch und jungtertiär.
II. Gotthardmassiv	Carbonische Schiefer, Sericitische Gneisse, Zweiglimmerige Augengneisse, Biotitgneisse, Amphibolite, Serpentin, Protogin, Granit.	Deutliche Fächerstruktur.	Præcarbonisch und präpermisch (?), jungtertiär.
III. Tessinernasse.	Granat-Staurolith- u. Disthen-führende Glimmerschiefer und Gneisse, Zweiglimmerige Gneisse und Augengneisse.	Domgewölbe mit allseitig steil abfallenden, zum Theil überkippten Rändern.	Jungtertiär.
IV. Seegebirge	Carbonische Conglomerate, Sericitische Phyllite und Gneisse, Biotit- und Zweiglimmergneisse, Amphibolite, Granit.	Steiles Nord- oder Südfallen, am Südrand oft flachwellige Lagerung.	Præcarbonisch (?), präpermisch, jungtertiär.

besessen haben. Die alte Bezeichnung «Centralmassiv» ist in erster Linie für diese nördlichen, allseitig von mesozoischen Sedimenten umgebenen Massen krystalliner Gesteine in Anwendung gekommen, und erweist sich hier auch durchaus zutreffend; innerhalb der Hauptzone der krystallinen Schiefer hingegen, die durch die ganzen Alpen vom Golf von Genua bis Wien-Neustadt hinzieht, lassen sich derartig natürlich abgegrenzte «Centralmassive» nicht ausscheiden.

Abgesehen von den deutlich erkennbaren, carbonischen Sedimenten können wir heute unter der Hauptmasse der krystallinen Gesteine von Aar- und Gotthardmassiv nur wenig Gruppen von allgemeiner Gültigkeit unterscheiden, es sind dies: 1. Sericitische Schiefer und Gneisse; 2. Amphibolite; 3. Protogin oder Alpengranit; 4. Normale Biotitgranite und Diorite. Allerdings sind auf den verschiedenen Karten und in Texten viel weitergehende Klassifikationen durchgeführt worden, wir finden eine Menge von Lokalnamen und daneben recht bunte Karten, allein in den meisten Fällen hat man Dinge ausgeschieden und benannt, die noch gar nicht genügend erkannt sind.

1. Sericitische Schiefer und Gneisse. Für die gneiss- und glimmerschieferähnlichen Gesteine von Aar- und Gotthardmassiv ist das reichliche Vorkommen von Sericit, verbunden mit verworren flaseriger Struktur der Gesteine in höchstem Masse charakteristisch. Typische Biotit- oder Muscovit-Biotit-Gneisse fehlen zwar nicht vollständig, sind sogar namentlich im Gotthardmassiv recht häufig, immer aber sind dieselben mit sericitischen Gesteinen enge verbunden. In Beziehung auf mineralogischen Bestand und Struktur erweisen sich alle Gesteine dieser Gruppe als metamorphosiert, sowohl durch mechanische Einwirkung als auch durch chemische Umbildung. Diese Metamorphose kann so tiefgreifend sein, dass die ursprüngliche Natur des Gesteines kaum mehr zu erkennen ist; ähnliche Erscheinungsformen entstehen infolge gleichartig wirkender Kräfte aus prinzipiell verschiedenen Dingen. Die Möglichkeit der Entstehung schiefriger sericitreicher Quarz-Feldspath-Gesteine: a) aus echten Gneissen; b) aus Grauwacken und Thonschiefern und auch c) aus quarzporphyrtartigen Gesteinen ist sicher nachgewiesen.

a) Bei der Metamorphose von Gneissen beobachtet man folgende Erscheinungen: Quarz wird in Lösung gebracht und scheidet sich wieder aus; an Stelle des Biotites tritt Chorit, Muscovit und Epidot; die Feldspathsubstanz wird in feinfaserige Aggregate von Sericit, Epidot, Zoisit, Calcit und Quarz umgewandelt; häufig beobachtet man neugebildete, krystallographisch begrenzte Individuen von Albit. Je stärker diese Umwandlungsphänomene in ihrer Gesamtheit sich entwickeln, um so schiefriger und feinkörniger werden die Gesteine, so dass in der That normaler flaseriger Biotitgneiss das Anfangsglied, Sericitschiefer das Endglied einer geschlossenen Reihe darstellt.

b) Es lässt sich die Umwandlung feldspathaltiger, arkosenartiger Sandsteine in «krummlaserige Gneisse» in Folge Gebirgsdruckes Schritt für Schritt verfolgen. Die grösseren allothigenen Quarz- und Feldspathindividuen werden zertrümmert oder erleiden eine Art plastischer Deformation. Entsprechend der chemischen Natur dieser beiden Mineralien kann einerseits die Quarzsubstanz gelöst werden, um meist in feiner Ver-

theilung sehr bald wieder als Quarz auszukrystallisieren, andererseits entstehen aus den Feldspäthen mit winzigen Quarzkörnern gemengte sericitische und saussüritische Pseudomorphosen, die spindelförmig ausgewalzt werden; ferner lässt sich eine Wanderung der Zersetzungsprodukte des Feldspathes konstatieren, infolge derer das ganze Gestein von Sericitfaser durchdrungen erscheint. Auch das ursprüngliche feinkörnige Cement des Conglomerates wird umkrystallisiert, auch hier entstehen Sericitschnüre, vermengt mit feinvertheiltem Quarz und chloritischer Substanz. In einem weiteren Stadium der Metamorphose kann die Sericitfaser selbst wieder aufgezehrt werden durch neu entstehende idiomorphe Feldspäthe, welche als wasserhelle, absolut frische Krystalldurchschnitte in dem trüben Gemenge von Zersetzungsprodukten auffällig genug hervortreten. Wir beobachten einen vollständigen Kreislauf der Feldspathsubstanz!

c) Die Bedingungen für dynamometamorphe Umbildung von Gesteinen der Quarzporphyreihe in sericitische Schiefer sind nach der stofflichen Natur derselben von vornherein gegeben. Reste der ursprünglichen Struktur pflegen hier auch bei hochgradiger Veränderung noch erhalten zu bleiben.

2. In der vielgestaltigen Gruppe der Amphibolite lassen sich nach geologischem Verbande und nach Struktur unverkennbar zwei Typen unterscheiden. Meist grobkörnige, flaserige, feldspathreiche Amphibolite treffen wir in Form lenticulärer Massen hauptsächlich im Gebiete der sericitischen Phyllite; feinkörnige, feldspatharme Amphibolite hingegen verbinden sich in Form wenig mächtiger Lager und Schichten mit mehr gneissartigen Gesteinen. Erstere sind im Aarmassiv, letztere im Gotthardmassiv häufiger, die Hornblende der erstern zeigt meist die Eigenschaften der gemeinen, grünen Hornblende, diejenige der letzteren ist häufiger strahlsteinartig. Während die schichtförmig auftretenden Amphibolite mit den Gneissen selbst wohl gleichartiger Entstehung sind, erscheinen die mächtigen linsenförmigen Einlagerungen als fremdartig in den sericitischen Schiefen. Wir finden hier Gesteine, die als dynamometamorph veränderte, quarzfreie und quarzhaltige Diorite, Augitführende Diorite, Hornblende-Gabbro und Amphibol-Pikrite bezeichnet werden können. Begleitet und umhüllt werden dieselben überall von schiefrigen Abarten, die in den mannigfaltigen Umwandlungsstufen von Strahlsteinschiefer zu Topfstein sich finden.

3. Protogin oder Alpengranit. Die granitischen Gesteine treten mit wenigen Ausnahmen im Gotthard- und Aarmassiv in eigenthümlicher Facies auf, sie sind in ungefähr metermächtige Bänke abgetheilt und besitzen mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Parallelstruktur im Grossen, im Kleinen zeigen sie durchweg Kataklaste und zugleich eine Reihe eigenthümlicher Mineralneubildungen.

Weitaus vorherrschend sind ursprüngliche Biotitgranite mit porphyrtartig hervortretenden weissen Feldspäthen, die theils Mikroklin, theils Orthoklas, theils Albit sind; saussüritisch getrübler Plagioklas ist in Form kleiner Körner vorhanden. Der dunkel schwärzlichgrüne Biotit häuft sich fleckenartig an und bildet Aggregate von wirr durcheinanderliegenden Blättchen und Schüppchen. Der Quarz ist meist zuckerkörnig und zu Linsen und Schnüren angehäuft. Zusammenhängende gewundene Häute

von graulich-grünem Sericit, sowie feinschuppige Aggregate eines lichtgrünen Muscovites durchziehen das ganze Gestein. Als Wirkung der Dynamometamorphose erkennen wir: Zertrümmerung der Feldspäthe und Auflösung derselben zu linsenförmigen Aggregaten, bestehend aus Sericitfasern, grösseren Muscovitblättchen, Epidot und Zoisitsäulchen, Quarzkörnern und Sillimanitfasern; ferner Zerstückelung von normalen Granitquarzkörnern bis zu vollständiger Auflösung derselben in ein Mosaik optisch verschieden orientierter, winziger, meist zackig begrenzter Körner, und schliesslich Zersetzung des Biotites bis zu vollständiger Umwandlung desselben in Chlorit, Muscovit und Epidot. Neben den herrschenden Biotitprotoginen finden sich auch Hornblendeprotogine. Mit dem körnigen Protogin eng verbunden, treten an verschiedenen Stellen auch Granitporphyre in Protoginfacies auf.

Die vorhandenen chemischen Analysen von Protoginen geben uns folgende Mittelwerthe:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
Aarmassiv	73 0/0	14 0/0	1,3 0/0	4,5 0/0	3,5 0/0
Gotthard	72 0/0	16,5 0/0	1,2 0/0	3,4 0/0	4,2 0/0
Mont Blanc	71 0/0	15 0/0	1,9 0/0	4,5 0/0	4 0/0

Charakteristisch für die Protogine ist neben einem hohen Gehalt an SiO₂ und einem niedrigen an CaO das gegenseitige Verhältniss der Alkalien; K₂O und Na₂O treten in ungefähr gleichen Mengen auf, häufig überwiegt sogar Na₂O. Die Protogine gehören grösstentheils zur Gruppe der sogenannten Natron-Granite.

Die Protogine sind als granitische Massen innerhalb des Komplexes der krystallinen Schiefer erstarrt, wir haben theils archaische, theils paläozoische, stockförmig auftretende Eruptivmassen vor uns, die mit den sie umhüllenden Gesteinen mannigfach gefaltet, in ihrer äussern Gestalt und innern Struktur modifiziert worden sind.

Es mag schwierig sein, bestimmt zu entscheiden, inwieweit die charakteristischen Eigenthümlichkeiten des Protogins, wie Wechsellagerung mit Schiefen, Bankung, Gehalt an zuckerkörnigem Quarz, etc., lediglich sekundär sind. Bankung kann bis zu gewissem Grade in granitischen Lagermassen auch primär innerhalb des erkaltenden Eruptivmagmas sich herausbilden, zuckerkörniger Quarz findet sich auch als ursprünglicher Bestandtheil in feinkörnigem, granophyrischen Muscovitgranit (Granulit der Franzosen).

4. Normale Biotitgranite und Diorite finden sich nicht in der Richtung unseres Profils, welches Aar- und Gotthardmassiv in ihren am meisten emporgestauten Partien schneidet. Wohl aber treffen wir solche an den Enden der Massive, wo die Erhebung am geringsten war.

Die Granitmassen von Beaufort und Valorcine begleiten auf diese Art das Mont-Blanc-Massiv, diejenigen von Gasteren und der Südseite des Tödi das Aarmassiv, in analoger Weise tritt der Crystallinagranit im Ostflügel des Gotthardmassives auf. Diese Granite sind meist basischer als die Protogine, ihre Durchschnittszusammensetzung ist ungefähr folgende: SiO₂ = 65 0/0; Al₂O₃ = 16 0/0; CaO = 3,5 0/0; K₂O = 3 0/0; Na₂O = 5,5 0/0.

Die krystallinen Schiefer sind im Aar- und Gotthardmassiv zonenförmig angeordnet, naturgemäss sind die einzelnen Zonen in Beziehung auf Mächtigkeit grossen Schwankungen unterworfen. Der Aufbau von Aar- und Gotthardmassiv soll in Folgendem kurz geschildert werden:

Das Aarmassiv taucht westlich des Lötschenthales unter mesozoischen Sedimenten empor und lässt sich gegen Osten als kompakte Masse N 60° E streichend, bis in die Tödiggruppe, d. h. auf eine Länge von 140 Km. verfolgen, noch weiter östlich taucht es bei Vättis noch einmal empor. Auf die Länge von circa 70 Km., d. h. vom Hintergrunde des Lötschenthales bis nach Amsteg, besitzt das Massiv die mittlere Breite von 20 Km.

Am Nordrand des Aarmassives vom Lauterbrunnenthal bis zum Reussthal treten in einer circa 5 Km. breiten Zone graue, körnig flaserige Gneisse auf, die grosse Aehnlichkeit zeigen mit Gesteinen, die man in deutschen Mittelgebirgen als «Körnelgneisse» zu bezeichnen pflegt. Gneisse mit frischem Feldspath und Biotit treten gelegentlich auf (Umgebung von Erstfeld, nördlich des Sustenpasses), meist aber ist der Feldspath sericitisiert, der Biotit ausgefasert, gebleicht oder chloritisiert. Wir können leicht sämtliche Uebergänge von typischen biotithaltigen Körnelgneissen zu echten Sericitschiefern verfolgen.

Weiter gegen Süden nehmen die sericitischen Schiefer immer mehr überhand, mancherorts herrschen feinglimmerige Phyllite; gneissartige Gesteine treten immer mehr zurück. Bemerkenswerth ist es, dass an den Enden des Massives, da wo dasselbe unter die Sedimentbrücke untertaucht, diese Schieferzone sich verbreitet, so im Maderanerthal gegen Osten, im Lötschenthal gegen Westen. Die Schiefer grenzen gegen Süden an die Zone der Protogine, d. h. sie bildeten einst eine kontinuierliche Hülle um denselben. Amphibolgesteine finden sich innerhalb der sericitischen Gesteine in grosser Menge, vorzugsweise an der Grenze gegen Protogin im Lötschenthal und Haslithal, zwischen Sericitschiefern und nördlichen Gneissen im Erstfelderthal, während sie im östlichen Theil des Centralmassives mehr zerstreut in der ganzen sericitischen Zone sich finden.

Einige centralmassivisch gestellte Sedimentmulden von Carbon und Jura treten ebenfalls in der Zone dieser sericitischen Phyllite auf. (Carbon: Nordabhang des Bristen; Jura: Fernigen im Maienthal.)

Der Protogin wird durch Reussthal und Haslithal in seiner grössten Breite, circa 10 Km., durchschnitten. Im Querschnitt der Grimsel wechseln mehrfach schiefrige und grobbankige Protogine; in der Schöllenen sind in den Protogin sericitische Gneisse circa 200 Meter mächtig eingefaltet. Sowohl gegen Westen als auch gegen Osten nimmt die Protoginzone an Mächtigkeit ab, zwischen Oberaar- und Aletschgletscher liegen die mittleren Theile der Protoginmasse unter den grünen Schiefern des Oberaarhorns und der Walliser Viescherhörner verborgen, so dass der Protogin scheinbar in zwei Zonen getrennt erscheint; vom Faulberg und der Grünegg weg tritt er aber dann wieder in einheitlichem circa 26 Km. langem Zuge auf, nur auf kurze Strecke eingedeckt von den Schiefern des 4182 Meter hohen Aletschhornes. Der Protogin des Aarmassives verschwindet im Hintergrunde des Ijollithales, wenige hundert Meter mächtig, unter sericitischen Schiefern. — Oestlich der Reuss ist die Protogin-

zone im Profil des Fellithales noch 8 Km. breit, im Profil des Ruseinthales misst sie noch 3, in demjenigen des Puntaiglasthales kaum mehr 2 Km. Breite, im Frisalthal ist sie nur noch auf wenige hundert Meter Breite entblösst. Die hier als «Granit in Bänken, Protogin und Augengneiss» unterschiedenen Varietäten (vgl. Bl. XIV der geologischen Carte der Schweiz) bilden ein einheitliches Ganzes, häufig treffen wir Hornblende protogine und auch Hornblende granite.

Die sericitischen Schiefer nördlich des Protogines überbrücken denselben im Westflügel des Massivs und treten also hier südlich der centralen Zone des Protogines wieder auf. Diese Schieferzone, welche längs des Südrandes des Protoginzuges vom Ijollithal bis zum Aletschgletscher hinzieht, tritt in der Gletscherregion des Finsteraarhorns und Oberaarhorns als Decke über demselben auf. Sehr eigenthümlich sind ebenflächige Sericitaugengneisse und Sericitschiefer, welche in einer 5000 M. breiten Zone auf dem rechten Rhoneufer vom Eggenberg gegenüber Visp bis zur Furka sich erstrecken. Diese Gesteine gleichen durchaus den bekannten Sericitschiefern des Taunus. Von der Furka bis über die Oberalp grenzen an den Protogin des Aarmassivs chloritische und sericitische Schiefer und Gneisse, selten über 500 m. mächtig. Oestlich der Oberalp hingegen im Tavetsch treten die sericitischen Schiefer wieder mächtig entwickelt auf, eine Muldenzone bis zu 6 Km. Breite bildend. Gegen das Gotthardmassiv wird das Aarmassiv begrenzt durch die theilweis verquetschte Mulde mesozoischer Gesteine, die von Ulrichen bis Dissentis sich verfolgen lässt.

Das Gotthardmassiv erstreckt sich, parallel dem Aarmassiv verlaufend, auf eine Länge von circa 80 Km. von Viesch im Rhonethal bis Val Cavel und Val Gronda in Graubünden. Im Westen erhebt es sich als schmales Gneissgewölbe aus den inneralpinen, mesozoischen Sedimenten, und im Osten immer tiefer sinkend, verfaltet es sich in konkordanter Lagerung in und unter die Sedimente hinein. Trotz der vielen Arbeiten über das Gotthardmassiv hält es schwer, in wenig Worten die charakteristischen Züge des ganzen Massivs zu schildern¹. Neben Analogien mit dem Aarmassiv zeigen sich mannigfache Differenzen. Die Fächerstellung der Schiefer ist deutlich; die Protogine treten nicht wie im Aarmassiv in zusammenhängendem Zuge auf, sondern sind, an Batholithe erinnernd, in einzelne Massen aufgelöst, oft auch sind sie echt granitisch; die krystallinen Schiefer enthalten viel weniger Sericit als im Aarmassiv, echte glimmerreiche Lagergneisse treten häufig auf.

Längs des ganzen Nordrandes des Massivs verfolgen wir eine Zone sericitischer Schiefer und Gneisse; dieselben bilden den Südschenkel der Schietermulde zwischen Aar- und Gotthardmassiv, sie enthalten Einlagerungen carbonischer Schiefer, die wir z. B. ob Andermatt an der Oberalpstrasse und bei Curaglia am Lukmanier treffen. Auch Amphibolitlinsen treten auf, genau so wie im Aarmassiv (z. B. bei Gletsch, an der Lukmanier-

¹ In den letzten 30 Jahren haben ungefähr zehn Autoren einzelne Stücke des Gotthardmassivs bearbeitet, petrographische Untersuchungen fehlten bis in die neueste Zeit vollständig; ein und dasselbe Gestein wurde mit verschiedenen Namen belegt und umgekehrt durchaus verschiedene Gesteine erhielten gleiche Bezeichnungen. An weitgehenden Theorien fehlt es natürlich auch nicht.

strasse, etc.) Von West nach Ost erscheinen die Schiefer in folgenden Mächtigkeiten: 1. Eginenthal 3,5 Km.; 2. Gotthardstrasse ob Hospenthal 1 Km.; 3. Gotthardtunnel 1,25 Km. (inclusive 150 M. carbonische Schiefer); 4. Südlich von Dissentis 5 Km. In der Gipfelzone des Piz Medel-Gallinario im Osten des Massives reichen die Sericitgneisse und Phyllite noch weiter gegen Süden und überbrücken in flachwelligem Zuge Gneiss und Granit. Auf der Südseite des Gotthardmassivs fehlen sericitische Phyllite fast vollständig.

Soviel mir bekannt geworden, finden sich im westlichsten Theile des Gotthardmassives nur sericitische Gneisse und biotitführende Augengneisse. An den Galmihörnern östlich des Eginenthal tritt zuerst Protogin auf, derselbe wird rasch mächtiger und erreicht in der Gruppe des Piz Rotundo und der Saashörner eine Breite von circa 5 Km. Von hier ab gabelt sich die Protoginmasse in zwei WE verlaufende Züge, wobei auch der Gesteinscharakter sich ändert. Der südliche Zug erstreckt sich über Piz Lucendro und die Fibbia, setzt das Hochplateau des Gotthardpasses zusammen und endigt am Monte Prosa. Die Gesteine dieses südlichen Zuges wurden, wie die mikroskopische und chemische Untersuchung zeigt, mit Unrecht zum Theil als « Fibbiagneiss » von Protogin getrennt. Auch der südliche Protoginzug enthält vorzugsweise schiefrige Varietäten (Gamsbodenagneiss, FRITSCH), ausserdem aber noch eigenthümliche feinkörnige Muscovitgranite (Granulitischer Gneissgranit, STAPFF); östlich der Gotthardstrasse vertheilt sich der Protogin in mehrere schmale Streifen, indem der Glimmergneiss von St. Anna und Guspisthal sich einschiebt.

Die Gneisse, welche im westlichen Theile des Gotthardmassives die Protogine begleiten, sind meist dünnbankige Biotitgneisse und zweiglimmerige Gneisse mit Lagen von Hornblendeschiefern. In den Querschnitten durch das Gotthardmassiv parallel Unteralpthal, Val Maigels und Val Nalps fehlen Protogine vollständig, typische Lagengneisse herrschen vor. Ein schönes Profil durch diese Gneisse lässt sich nach den offiziellen Gesteinsproben des Gotthardtunnels rekonstruieren. Von den mesozoischen Gesteinen der Ursenermulde bis zu denjenigen der Bedrettomulde finden wir hier:

- | | |
|-----------|---|
| 800 Meter | sericitische Gneisse; |
| 150 » | carbonische Schiefer; |
| 300 » | sericitische Gneisse; |
| 750 » | braune feinschuppige Biotitgneisse; |
| 450 » | Serpentin mit Quarzporphyrgängen; |
| 1450 » | braune feinschuppige Biotitgneisse mit Lagen von Hornblendeschiefern; |
| 100 » | Hornblendeschiefer; |
| 1000 » | grobflaserige Biotitgneisse, zum Theil Augengneisse; |
| 800 » | feinschuppige Biotitgneisse. |

Im Medelser Thale setzt innerhalb dieser Gneisse plötzlich auf fast 5 Km. Breite von Neuem eine Protoginmasse ein, die in Val Somvix unter sericitischen und amphibolitischen Gesteinen verschwindet.

Am Südrand des ganzen Gotthardmassives treffen wir fast überall glimmerreiche feinschuppige Gneisse.

2. Tessinermasse und Seegebirge.

Tessinermasse und Seegebirge gehören zur krystallinen Hauptzone der Alpen. Während wir im Seegebirge wiederum krystalline Schiefer finden, welche mit denjenigen des Aarmassivs in vielen Punkten genau übereinstimmen, finden wir in den Alpen des mittleren Tessin und der angrenzenden Theile von Graubünden und Wallis in gewaltiger Ausdehnung echte Gneisse und Glimmerschiefer, wie sie auch schon im Gotthardmassiv auftreten.

1. In der Hauptmasse der höchst einförmig ausgebildeten Tessinergneisse können wir mancherorts zwei Horizonte unterscheiden: Zweiglimmerige Gneisse unten, Granat- und Staurolithgneisse oben. Die zweiglimmerigen Gneisse sind meist feinkörnig und enthalten Feldspatkörner (Mikroclin, Oligoklas und Orthoklas), feinkörnigen Quarz, grünen oder braunen Biotit und Muscovit. In tiefern Lagen erscheinen auch Augengneisse, die wohl an manche Granitgneisse erinnern mögen (Antigoritgneiss). Gneisse mit grünem Kaliglimmer sind für das Adulagebirge charakteristisch. In höhern Horizonten normaler Tessinergneisse finden sich Einlagerungen von Conglomeraten, so auf der Alpe di Sassello im obern Maggiathal, ferner am Ende des Cavagnoligletschers zuoberst in Val Bavona. Ueber den zweiglimmerigen Gneissen liegen stellenweise mächtig entwickelt Granat und Staurolithgneisse, so namentlich in der Gruppe des Piz Forno südlich vom Campolungo. Die in allen Sammlungen verbreiteten Disthen-Staurolithschiefer von Alpe Sponda in Val di Chironico gehören diesem Horizont an. Bei Stalvedro südlich von Airola, ferner am Simplon treffen wir analoge Gesteine. Ebenfalls einem obern Horizont der südalpinen Gneisse gehören die schiefrigen Granitporphyre der Rofnaschlucht in Graubünden an.

Längs einer ungefähr EW laufenden Linie von Vals-Platz über Olivone, Piora, Passo Naret, Tosafälle, Binnenthal bis Berisal am Simplon erheben sich die südlichen Gneisse mit steilem Nordfall konkordant unter den inneralpinen mesozoischen Sedimenten empor (vergleiche VIII, fig. 4, 6, 7). Diese mesozoischen Sedimente grenzen das Gotthardmassiv gegen die südlichen Gneisse ab; in einheitlicher Mulde, der Bedrettomulde, ziehen dieselben vom Scopi zum Nufenen.

Während im Süden die von den Thälern der Maggia, der Verzasca, des Tessin, der Moësa und des Liro durchschnittenen Gneisse eine einheitliche zusammenhängende Masse bilden und längs einer WE laufenden Linie unter die Schiefer des Seegebirges abbiegen, gestalten sich an der Nordgrenze die Verhältnisse viel komplizierter. Auch südlich der angegebenen Linie Vals-Platz-Berisal treffen wir mesozoische Sedimente in Form Ost-West und Nord-Süd verlaufender Mulden innerhalb der Gneisse, welche alle von der grossen Grenzmulde gegen das Gotthardmassiv abzweigen. Zwischen Averserthal im Osten, wo die Gneisse unter der Graubündnertrias und den Bündnerschiefern auftauchen, und Binnenthal im Westen, wo sie an die Grenzmulde gegen das Gotthardmassiv anstossen, treffen wir, wie Cliché 39 zeigt, sieben solcher annähernd nordsüdlaufender Mulden, durch welche die im Süden einheitliche Gneissmasse in entsprechend viele « Massivlappen » (HEIM) aufgelöst wird. Wir unterscheiden so von Ost nach West Suretta-, Liro-, Adula-, Monte di Sobrio-

Tessiner-, Antigorio-, Lebedun- und Monte Leone-Masse. Oft laufen diese Mulden in langen Querthälern, so im Val S. Giacomo, Val Misocco, Val Blenio und Tessinthal, während die Mulde, welche die Tessiner und Antigoriogneisse trennt hoch oben, auf dem Grenzkamm zwischen Valle d'Antigorio einerseits, Val di Campo und Val Bavona anderseits,



Cl. 39. — Profil durch die Gneissmassen, zwischen Rhone bei Viesch und Aversthal.
1 : 1 000 000.

I. Aarmassiv.	VI. Tessiner Masse.	1. Rhonethal.	6. Tessinthal.
II. Gotthardmassiv.	VII. Monte-di-Sobrio-Masse.	2. Binnenthal.	7. Val Blenio.
III. Monte-Leone-Masse.	VIII. Adula-Masse.	3. Val Antigorio.	8. Val Misocco.
IV. Lebedun-Masse.	IX. Liro-Masse.	4. Val Bavona.	9. Val S. Giacomo.
V. Antigorio-Masse.	X. Suretta-Masse.	5. Val Maggia.	10. Averserthal.

verläuft. Alle diese Massivlappen sind von Ost nach West überfaltet: Wo zwei Massive von West in Ost aneinandergrenzen, ist das östliche über das westliche geschoben, das Einfallen in Osten (Rolle). Von diesen Quermulden zweigen sich mehrfach ostweststreichende Längsmulden ab, so dass am Nordrande der grossen Gneissmasse einzelne kleinere W—E oder SW—NE streichende Massive losgelöst erscheinen.

a. Südlich Aquila zweigt einerseits von der Bleniomulde ein Zug von Rauchwacke und Dolomit gegen Westen ab, der sich unter Pizza di Molare bis ob Faïdo verfolgen lässt, anderseits entwickelt sich aus der Bedrettomulde bei Airolo ein NW-SE streichender Schieferzug, der bis Piumogno südwestlich ob Faïdo verläuft. Diese beiden Mulden zugleich mit der Bleniomulde im Osten und der Pioramulde im Norden umschliessen die Gneissmasse des Piz Lucomagno-M. di Sobrio, welche bei Stalvedro auskeilt und bei Faïdo in offener Verbindung mit der Hauptmasse der Tessinergneisse steht. Die Gneisse des Piz Lucomagno sind längs des Tessinthaies von Stalvedro bis Prato an den Kalkphylliten am rechten Thalgehänge nicht verworfen, sondern nach der oben ausgeführten Regel über dieselben überschoben.

b. Eine zweite NE-SW laufende Mulde geht von der Tessinermulde ab und streicht über Campolungo gegen Fusio; durch das Maggiathal bei Fusio ist sie auf kurze Zeit unterbrochen, erscheint jedoch wieder im Peziathal, ferner zuoberst im Val Bavona und bei Pommat im Val Formazzo und noch weiter westlich bei Goglio im Thal der Devero. Diese Mulde wird von Ost nach West immer tiefer, legt sich aber in der Tiefe flach nach Süden, und dabei schieben sich von Südosten immer mehr Gneissmassen über ihren Mittelschenkel. Im Val Formazzo-Antigorio beträgt die Länge dieser flachliegenden Mulde circa 20 Km. und auf dieselbe Länge ist der archaische Antigoriogneiss als Gewölbekern über mesozoische Schiefer überschoben. Durch den tiefen Thaleinschnitt der Toce zwischen Crodo und Pulelata ist die ganze Mulde bis auf den liegenden Gneiss durchschnitten, die Cherasca entblösst in ihrem Unterlauf bei Varzo ebenfalls das Dach der Mulde (VIII, fig. 1, 6; Cl. 39; X, fig. 5). Die auf die geschilderte Weise flach gelegte und nach Süden ausgezogene Campolungomulde erinnert etwas

an die der Axenkette eingefaltete Riemenstalder Eocænmulde, nur sind die Dimensionen hier verzehnfacht.

Der Nordrand dieser Campolungo-Mulde und die Bedrettomulde umgrenzen eine Gneissmasse, die über Ponc. Sambuco, Cristallina und Basodine sich hinzieht und östlich des Formazzoales als Lebedungneiss (GERLACH) sich auskeilt (VIII, fig. 1, 6).

c. In der Gebirgsgruppe des Griesstockes theilt sich die Bedrettomulde noch einmal, in südwestlicher Richtung verfolgt man die mesozoischen Schiefer vom Kessel der Fruth über Alpe Devero und Alpe Diveglia bis an die Simplonstrasse zwischen Gondo und Algaby. Zwischen dieser Mulde und der östlichen Fortsetzung der Bedrettomulde im Binnenthal liegt die Gneissmasse Ofenhorn-Monte Leone, welche am Geisspfadpass einen Stock von Lherzolith-Serpentin enthält. Eine höchst eigenenthümliche Erscheinung beobachten wir nun, wenn wir von der Simplonstrasse aus dem weitem Verlauf der Dovero-Diveglia-Mulde nachgehen. Dieselbe biegt hier im Streichen scharf um und wendet sich von NE-SW nach W-E, wird dann bei Crevola von Doveria und Toce durchschnitten und von hier nach Norden sich wendend, bildet sie jene besprochene Längsmulde zwischen Tessiner- und Antigoriogneiss. Der Gneiss von Antigorio und Val di Vedro war einst vollständig von den inneralpinen, mesozoischen Sedimenten umhüllt (vergleiche VIII, fig. 6).

In den centralen Theilen der Tessinermasse, d. h. in der 10 Km. breiten Zone Riveo Bignasco (Val Maggia), Lavertezzo-Sonogno (Val Verzasca), Gironico-Osogna (Tessinthal) liegen die Gneisse flach wellig, an den vegetationslosen Wänden sind die regelmässig übereinander liegenden Gneissbänke bis zu 2000 M. Mächtigkeit wunderbar entblösst.

2. Die Schiefer des Seegebirges lagern sich konkordant steil südfallend an die flexurartig abbiegenden Gneisse. Diese Flexurlinie lässt sich im Tessin sehr schön verfolgen über Maggia (Maggiathal), Gorippo (Val Verzasca) und Claro (Tessinthal). In ihrer Gesamtheit entsprechen die Gesteine des Seegebirges durchaus der nördlichen Schieferhülle des Aarmassivs. Wir begegnen hier wie dort steilstehenden flaserigen Körnelgneissen, sericitischen Gneissen und Phylliten. Dem Gasterengranit im Norden entspricht die jungcarbonische Granitmasse von Baveno mit ihren porphyrischen Apophysen. Ebenso finden wir im Seegebirge wieder durch das ganze Massiv hinziehende Amphibolite. Letztere sind hier ganz besonders mannigfaltig entwickelt und erscheinen in nur selten unterbrochenem Zuge von Ivrea in Piemont bis an das Nordende des Comersees. Im Westen bis in die Gegend von Varallo besitzen diese sericitischen Gneissen eingelagerten Massen den Charakter normaler basischer Tiefengesteine (Syenit bis Norit). Zwischen Val Intelvi und Langensee finden sich Lherzolithe neben Feldspathamphiboliten. Mancherorts treten in Begleit der Amphibolite Marmorlager auf.

Auch Einlagerungen von Sedimenten fehlen dem Seegebirge nicht, bei Manno nördlich von Lugano sind carbonische Conglomerate, bei Dubbino an der Adda Triasgesteine eingefaltet. Südwärts senken sich die Schiefer des Seegebirges immer mehr und tauchen unter die Porphyre und Sedimente der südalpinen Randzone.

D. Inneralpine mesozoische Sedimente.

(Zone des Briançonnais, Bündnerschiefer.)

Die nördlichen Centralmassive sind von den südlichen Gneissgewölben durch eine Muldenzone getrennt, in welcher wir vorzugsweise mesozoische Sedimente in eigenartiger Entwicklung finden. Diese Zone lässt sich ohne Unterbruch in halbkreisförmigem Bogen von den Seealpen bis an den Rhäticon verfolgen. In den französisch-italienischen Alpen der Maurienne und Tarentaise erreicht dieselbe zwischen dem Massiv der Belledonne und des Grand Paradiso eine Breite von circa 50 Km. Die Schichtfolge innerhalb der Zone des « Briançonnais » ist die folgende: 1. Nummulitenbildung, welche im Süden mächtig entwickelt ist und nördlich des Pelvoux in schmalen Zuge sich bis gegen Moutier erstreckt, 2. Dogger, 3. Lias (meist Phyllite), 4. Keuper und Rhät (Gyps und Rauchwacken), 5. Muschelkalk (Diploporenkalke, Gyps und Rauchwacke, sowie Kalkphyllite), 6. Buntsandstein und Perm (Quarzite und schieferige Quarzporphyre), 7. Carbon (Schiefer, Konglomerate und Grauwackegneisse). Gegen Nordosten verschmälert sich die Zone zwischen Mont Blanc und Monte Rosa. Ausser in der kontinuierlichen Muldenzone finden wir aber nun bis in den Kanton Graubünden die mesozoischen Schiefer (Schistes lustrés, Bündnerschiefer) weiter nach Süden sich ausdehnend, als Mulden zwischen den südlichen Gneissen, so wird z. B. die Gneissmasse der Dent Blanche vom Thal der Dora Baltea bis zum Thal von St. Nicolaus allseitig von Phylliten und Kalken umschlossen; gegen Südosten sind die Gneisse über die Schiefer überschoben, was namentlich in der Gegend von Zermatt schön zu sehen ist. Wie Bündnerschiefer und Gneisse zwischen Simplon und Splügen ineinandergreifen, wurde oben (S. 137, 138) ausführlich dargelegt. In Graubünden verbreitert sich die Zone des Briançonnais wieder. Südlich von Chur bis in's Oberengadin wird sie gegen Osten durch die Bündnertrias und das Granitmassiv des Julier begrenzt. Von Chur aus gegen Nordosten erfüllen die Bündnerschiefer die Senke des Prättigaus bis zum Rhäticon. Mancherorts sind die Kalke der ostalpinen Trias in Graubünden in nordwestlicher Richtung über die jüngeren Bündnerschiefer überschoben. Von Oberhalbstein aus über den Julier verbinden sich letztere mit den Liasschiefern des Unterengadin.

Es mag noch erwähnt werden, dass die mesozoischen Sedimente der Zone des Briançonnais überall in grosser Menge basisches Eruptivmaterial enthalten (Gabbro, Diabas und grüne Schiefer).

In den französisch-italienischen Alpengebieten enthält die Zone des Briançonnais quarzitisches Sandsteine, Diploporenkalke, Marmore, Phyllite, etc., die als Aequivalent von Perm, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Rhät und Lias erkannt werden können; Gyps und Rauchwacke treten hier schon überall als facielle Vertreter von Muschelkalk und Keuper auf. Im Wallis sind Quarzite und Kalke (Buntsandstein und Muschelkalk?) noch mächtig entwickelt, weiter westlich hingegen macht sich eine Transgression der Liasphyllite geltend, Perm, Buntsandstein und ebenso wohl auch Muschelkalkäquivalente fehlen, die obertriadischen Gypse, Rauchwacke und Dolomite liegen direkt auf Gneiss und darüber folgt das System der Bündnerschiefer, welche der obersten Trias, dem Lias und dem

Dogger angehören. Die Gesamtmächtigkeit der Bündnerschiefer in den centralen Theilen der Schweizeralpen mag 1500—2000 Meter betragen.

Die Zusammensetzung der Zone des Briançonnais lässt uns deutlich erkennen, dass zur Zeit, als die triadischen und jurassischen Hochseesedimente der Lombardei einerseits, der jurassische Hochgebirgskalk der nördlichen Schweizeralpen andererseits, sich bildeten, die Mittelzone der heutigen Alpen nur von seichten Meeren überfluthet war, in welchen Sandsteine, Gyps und Dolomit, sandige und kalkige Thone sich ablagerten. Nur an einzelnen Stellen wurde auch hier das Meer gelegentlich tiefer und Bewohner der im Norden und Süden sich ausdehnenden Meere konnten einwandern, so erklärt sich das Vorkommen von Diploporenkalken in Savoyen, dasjenige von Posidonienschiefern am Nufenen und Scopi. Die ganze Masse der Bündnerschiefer und Schistes lustrés ist als eine Bildung aufzufassen, welche nach Zusammensetzung und Entstehung die grösste Aehnlichkeit mit dem eogenen Flysch besitzt, jene Belemnitenschiefer vom Nufenen und Scopi verhalten sich zur Hauptmasse des Bündnerschiefers, wie die Fischschiefer von Matt zum normalen, versteinungsarmen Flysch. Durchaus unzutreffend ist es aber, die Bündnerschiefer als « tiefmeerische Facies dieser Zeitabschnitte der Erdgeschichte » (d. h. Trias bis Oxford) bezeichnen zu wollen.

Im Jahre 1894 sagt M. BERTRAND: *Les schistes lustrés sont un flysch triasique, (« et liasique »* fügen wir hinzu), im Jahre 1844 hatte B. STUDER dieselben Gesteine zwischen Simplon und Gotthard kartographisch als einheitliches Gebilde dargestellt und als « *Flysch, Schistes argileux et calcaires avec Belemnites* » bezeichnet.

Sicherlich ist « die Klärung der Frage des Bündnerschiefers und der Schistes lustrés » d. h. die Erkenntniss ihrer Einheitlichkeit als einer der grossen Fortschritte der Alpengeologie zu bezeichnen, diesen Fortschritt verdanken wir seit 50 Jahren ARNOLD ESCHER und BERNHARD STUDER.

Auf Taf. VIII, 1, 6 u. 7 sind die Lagerungsverhältnisse der « inneralpinen mesozoischen Sedimente » in der Mulde von Urseren zwischen Aar- und Gotthardmassiv, ferner in der Bedretto- und Campolungo-Mulde und in Val Formazzo und Antigorio dargestellt. Die Gesteinsfolge und der primäre Gesteinscharakter sind in allen diesen Gebieten annähernd gleich, meist auch lässt sich eine direkte Verbindung der einzelnen Mulden untereinander nachweisen; die altkrystallinen Gesteine dieses centralen Theiles der Alpen waren einst vollständig von Bündnerschiefern überdeckt.

Die Erkenntniss der wahren Natur der Bündnerschiefer mag in manchen Fällen schwierig sein, da diese thonigen, kalkigen und quarzreichen Sedimente mit allen ihren Zwischengliedern durchweg metamorphosiert sind, oft so durchgreifend, dass vollkrystalline Gesteine vom Typus der Glimmerschiefer und Hornfelse entstanden sind.

Als Produkte der Metamorphose treten hauptsächlich folgende Mineralien auf: *Biotit, Muscovit, Margarit, Paragonit, Clintonit, Chloritoid, Aktinolith, Zoisit, Epidot, Granat (Almandin), Disthen, Staurolith, Orthoklas, Plagioklas*, ferner *Rutil, Turmalin* und *Magnetit*. Bemerkenswerth ist das Fehlen von *Andalusit*.

Die wesentlichsten Gesteinstypen sind schwer mit kurzen Namen zu charakterisieren, es mögen genannt werden: 1. *Glimmerige Kalkphyllite*,

zum Theil Echinodermenbreccien; 2. *Zoisit*-, *Clintonit*- und *Feldspath*-führende *Kalkphyllite* mit Echinodermen, Belemniten und Cardinien; 3. schwarze *Clintonitphyllite* mit Belemniten; 4. *Zoisit* und *Granat* *phyllite* mit Belemniten; 5. *Granat*- und *Zoisit-Hornfelse*; 6. *Quarz*-freie zweiglimmerige Schiefer mit *Disthen*, *Zoisit*, *Epidot* und *Staurolith*; 7. *Quarz*reiche Glimmerschiefer mit *Granat*, *Strahlstein*, *Staurolith*, *Disthen*, *Epidot*, *Zoisit*, *Biotit*, *Plagioklas*, *Turmalin*, etc.; 8. *Strahlsteinquarzite*. In den Typen 5—8 wurden keine Petrefakten gefunden¹.

Die ersten Anfänge der Metamorphose bestehen stets darin, dass innerhalb der feinkörnigen Masse der normalen Sedimente Rutilmikroolithe, sowie vereinzelte skelettartig ausgebildete Krystalle auftreten, die je nach der chemischen Zusammensetzung des Gesteines verschiedenartiger Natur sind. Die Einsprenglinge mehren sich, sie werden grösser; immer sind sie erfüllt von Einschlüssen von Grundmassepartikeln, welche ihre schichtförmige Anordnung auch innerhalb der Einsprenglinge nicht verloren haben. Schliesslich verwandelt sich auch der Rest der Gesteinsmasse in ein feinkörniges Gemenge krystallisierter Mineralien. Bei den am meisten umgewandelten Gesteinen tritt am wenigsten deutlich ein Unterschied zwischen Grundmasse und Einsprenglingen zu Tage.

Der ganze Vorgang der Metamorphose besteht darin, dass das feinkörnige vorzugsweise klastische Material der ursprünglichen Sedimente allmählig aufgezehrt und zur Bildung grösserer, krystalliner Individuen verwendet wird. Auf diese Weise konnten vollständige Uebergangsreihen von Schieferthonen zu Glimmerschiefern, von kalkig-thonigen Schiefern zu Granat und *Zoisit* führenden, hornfelsartigen Gesteinen verfolgt werden.

Die dolomitischen Kalke der Trias, welche mit Gyps die Basis des ganzen Systems bilden, sind in unserem ganzen Gebiet theils in Folge von Auslaugung in zellige Rauchwacken, theils durch Umkrystallisation in zuckerkörnige Dolomite umgewandelt. Die berühmten Dolomite des Binnenthales und von Campolungo enthalten neben einer Anzahl geschwefelter Erze, vorzugsweise *Tremolit*, ferner *Muscovit*, *Vesuvian*, *Korund* und *Turmalin*. Der mit Dolomit und Rauchwacke verbundene Gyps ist reich an *phlogopitartigem Glimmer* und *Zirkonkryställchen*.

Innerhalb der Bündnerschiefer selbst ist, wie bereits erwähnt, die Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen eine ungeheure, theils in Folge der für Litoralbildungen charakteristischen, fortwährend wechselnden primären Zusammensetzung, theils in Folge eines verschiedenen Grades der Metamorphose.

Es kann als allgemeine Thatsache hervorgehoben werden, dass in dem Gebiete zwischen Simplon und Lukmanier die Bündnerschiefer stärker metamorphosiert sind, als in den westlichen und östlichen Gebirgen. Die Metamorphose ist am stärksten da, wo die Falten am engsten sich drängen, dieselben Schichten, die auf den Höhen, welche den offeneren Theilen der Mulden entsprechen, verhältnissmässig wenig verändert sind, finden wir unten in den Thalgründen, wo die enger geklemmten Muldentheile entblösst sind, vollständig krystallin umgewandelt.

¹ Da eingehende petrographische Beschreibungen hier nicht gegeben werden können, verweise ich auf meine Arbeit: Anhang zu Lief. XXV der *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*.

Die Stratigraphie der Bündnerschiefer ist noch so gut wie unbekannt. Nach vielen Excursionen in Graubünden, Tessin und Wallis glaube ich einige Anhaltspunkte in dieser Richtung gefunden zu haben. In der Urseren-Mulde von der Oberalp bis Ulrichen findet sich folgende ziemlich klare Schichtfolge: 1. Rauchwacke, 2. grüne Glimmerphyllite mit Disthen, Epidot und Zoisit, 3. blauschwarze, kieselige Mergelschiefer und schwarze Clintonitphyllite, 4. schwarze glimmerige Kalkphyllite, 5. Cipolin. Man ist versucht, 3. mit Lias, 4. mit Dogger und 5. mit Malm zu vergleichen, Belemniten und Echinodermen finden sich in allen drei Gesteinsarten, im Cipolin auch Corallenreste. In der Bedretto-Mulde zwischen Scopi und Binnenthal, ebenso wie in den von derselben sich abzweigenden Mulden folgen ebenfalls über der Rauchwacke Glimmerphyllite, verbunden mit quarzhaltigen Glimmerschiefen, die ausserordentlich reich an Granat und Hornblende sind. In Val Canaria und Val Tremola besonders sind diese Gesteine mächtig entwickelt. Darüber folgen im Allgemeinen schwarze Schiefer, die als ebenflächige Clintonitphyllite z. B. am Scopigipfel, am Nufenen, im Binnenthal und bei Pont Napoléon südlich Brieg, etc. auftreten, an andern Orten aber (Ganna nera am Scopi, Nufenen, etc.), sind sie durch Zoisitphyllite vertreten, die ihrerseits in Granat- und Zoisithornfelse übergehen. Ueber den kalkreichen Granathornfelsen (Lukmanierstrasse, Piora, Naret-pass, Campolungo, Griespass, Simplongebiet, etc.) liegt ein mächtiges System von Kalkphylliten, in welchem jedoch sehr oft wieder Bänke von Hornfelsen auftreten. Ferner erscheinen in den Kalkphylliten häufig Sandsteine, wohl auch Conglomeratbänke, und in den obern Horizonten treten glimmerreiche körnige Kalke auf.

Alle diese Umwandlungsstufen normaler, meist klastischer Sedimente sind als Produkte der *Dynamometamorphose* zu bezeichnen. Einem mechanischen Gebirgsdrucke bei intensiver Faltung waren alle diese Gesteine ausgesetzt. Die Umwandlung derselben ist aber weniger eine mechanische, sondern vielmehr eine chemische, d. h. die ursprünglichen Gemengetheile wurden in Lösung gebracht und krystallisierten in der Gesteinsmasse wieder aus. Erhöhte Temperatur und Druck bei gleichzeitiger Einwirkung von Lösungsmitteln, d. h. Wasser, welches Kohlensäure, Kieselsäure, Borsäure und Titansäure gelöst enthält, genügen allein vollständig zur Erklärung der weitgehendsten Umkrystallisation der Gesteinsmassen.

E. Die südliche Randzone¹.

Am Südfuss der Alpen bilden in den Bergamasker Alpen mesozoische Sedimente eine circa 30 Kilometer breite Zone, die gegen Westen allmählich schmaler und niedriger wird. Diese Sedimente gehören in den Gebirgen zwischen Comersee und Lago maggiore zu Trias, Jura, Kreide und Eocän in typischer ostalpinen resp. mediterraner Facies; dyadische Quarz-

¹ Da die offizielle Excursion das Sedimentärgebirge auf der Südseite der Alpen nur berührt und da ich schon früher Excursionsprogramme und eine allgemeine Darstellung der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Lugano veröffentlicht habe (*Eclogæ geol. Helv.* Vol. I, Nr. 5 und Vol. II, Nr. 1, 1890), so kann ich mich hier mit einer ganz kurzen Uebersicht begnügen.

A. Formationstabelle der Molasse im Rigigebiet.

		Marin.	Limnisch.
TERTIÄR	Ober-Miocæn. (Sarmatische Stufe.)	—	Mergel und Sandsteine, Knauernmolasse. Helices, Limnaea dilatata, Planorbis Mantelli, Melanoides Escheri, Unio flabellatus, etc. Salix, Quercus, Cinnamomum.
	Mittel-Miocæn. (II. Mediterran-Stufe.)	St. Gallen. Bunte Nagelfluh mit petrefaktenreichen, mergeligen Bänken. Schr viele Arten: Gastropoden, Thracia, Tapes, Venus, Cardium, Cardita Jouanneti, Area, Pecten, Ostrea, etc.	1200 bis 1800 M.
	Unter-Miocæn. (I. Mediterran-Stufe.)	St. Gallen. Plattenmolasse und Muschelsandstein, wechsellnd mit Süßwassermergel und Kalk, Pechkohle. Arm an Arten, reich an Individuen: Trochus patulus, Natica Burdigalensis, Tapes vetula, T. helvetica, Cardium lapicidinum, Helix Kaufmanni.	Kalknagelfluh und bunte (polygene) Nagelfluh, mit eingelagerten Mergel- und Sandsteinbänken. Sequoia Langsdorfi, Zingiberites multinervis, Rhamnus Gaudini, Cinnamomum Scheuchzeri etc.
	Ober-Oligocæn. (Aquitän.)	Horwiler Schichten. Sandsteinbänke und graue, rötliche Mergel. Cardium lucernense, C. Kaufmanni.	400 M. Roth, sandige Mergel. Ziziphus Ungerii, Cinnamomum, Smilax, Sequoia.

B. Formationstabelle für die Kalkalpen beiderseits des Reusstales.

Stufen.		Petrographische Beschaffenheit.	Charakteristische Fossilien.
TERTIÄR	Mittel-Oligocän. (Tongrische Stufe) [Ob. Flysch].	Sandige, glimmerige Thonschiefer, Sandsteine. Diabas-Schalstein=Pavayannazsandstein.	Meletta, Lepidopus, Palaeorhynchus, Chondriten und Helminthoiden.
	Unter-Oligocän. (Rigischichten = Ligurische Stufe) [Unt. Flysch.]	Graue Mergelschiefer, dünnsschichtige Kalke, Sandsteine und Conglomerate, Nummuliten- und Lithothamnien-Kalk.	Nummulina, Orbitoides, Prenaster alpinus, Terebratulina, Spindylus, Pecten, etc., Lithothamnium, Chondrites, Helminthoiden.
	Ober-Eocän. (Pectinitenschiefer = Bartonstufe)	Bräunlich verwitternde, feinsandige Mergel.	Operculina, Orbitoiden, Pecten, Cardita, Turritella, Rottaria, etc.
	Mittel-Eocän. (Complanatschichten = Pariserstufe).	Gelbbraune, sandige, oft glauconitische Kalke und Grünsandsteine, Braunkohlen (Nummulitenkalk und Sandstein).	Nummuliten u. Orbitoiden, Echinolampas affinis, Spindylus, Crassatella, Conus, etc. Lithothamnium.
KREIDE	Wang- und Seewerschichten.	Graue, rauhfächige Mergel und graue thonige Kalke.	Lagena, Oligostegina, Textilaria, Nonionina, Echinocorys vulgaris, Inoceramus Cuvieri.
	Gault.	Dunkelgrauer, glauconitischer Kieselkalk und grüne sandige Mergel.	Discoidea rotula, Calopygus cylindricus, Inoceramus concentricus, I. sulcatus, Avellana, Pleurotomaria, Ammonites Beudanti, A. Guettardi, A. Milletianus, A. mammillaris, Turritiles Bergeri.
	Aptischichten.	Helle Kalke mit bräunlichen, sandigen Mergelbänken.	Orbitulina lenticularis, Heteraster oblongus, Pygaulus Desmoulini, Requienia Lonsdalei.
	Urgon. (Schrattenkalk).	Helgrauer, klotziger, dichter Kalk.	Milioliten, Radiolites neocomiensis, Requienia ammonia, Panopaea neocomiensis u. plicata, Pteroceras pelagi, Nerinea Coquandi.
JURASS	Ober-Neocom.	Helgrauer mergeliger Kalk.	Toxaster Brunneri, Exogyra Couloni, Ostrea rectangularis, Pinna Robinaldina, Serpula pilatana.
	Mittel-Neocom. (Couloni-Schichten).	Dunkle, knollige Mergelschiefer mit dünnen dunkelgrauen Kalkbänken.	Toxaster Brunneri, Terebratula Pilati, T. praelonga, Rhynchonella Gibbsiana, Exogyra Couloni, Nautilus Requienianus.
	Unter-Neocom. (Valangien).	Kieselkalke; meist dünn geschichtet, gelegentlich glauconitisch. Echinodermenbreccie.	Echinospatagus cordiformis, Crioceras, Ancyloceras, Belemnites latus.
	Berrias-Schichten.	Bituminöse dichte Kalkschiefer.	Cidaris alpina, Terebratula diphyoides, Ammonites Asterianus, Aptychus Didayi.
PALÄOZOICUM	Janitor-Schichten.	Dunkelgraue, mergelige Kalkschichten.	Terebratula diphyca, T. Bouei, Ammonites Lorioli, Aptychus Beyrichi.
	Troskalk.	Graulichweisse, undeutlich geschichtete Kalke.	Korallen, Diceras Luci, Nerineen.
	Hochgebirgskalk.	Dunkelgraue, bis schwarze dichte Kalke.	Cidaris coronata, Terebratula bisuffaricata, Ammonites tenuilobatus, A. Lohari, A. polylocus, etc. Aptychus latus, Belemnites hastatus.
	Eiffinger-Schichten.	Mergelige, schieferige Kalke, hellgrau anwitternd.	Aptychus lamellosus, Belemnites hastatus, Sphenodus longidens.
	Birmensdorfer-Schichten.	Dunkle, mergelige, knollige Kalkschiefer, gelb anwitternd.	Cidaris leviuscula, Rhynchonella arolica, Ammonites plicatilis, A. Birmensdorfensis, A. arolicus, A. crenatus, A. Martelli, A. callicerus, A. alternans.
	Ornat- und Macrocephalus-Schichten.	Eisenolithische Kalke, gelegentlich mit Magnetit und Chamoisit.	Pleurotomaria ornata, Avicula Münsteri, Ammonites macrocephalus, A. Neufensis, A. Parkinsoni, A. Garatianus, A. funatus, A. punctatus, A. anceps, A. athleta, Belemnites canaliculatus.
	Varians- und Parkinsoni-Schichten.	Dunkle Mergelschiefer und oolithische Kalke.	Rhynchonella varians, Terebratula lagenalis, Terebratula globosa, Ostrea Knorri, Ammonites Parkinsoni.
	Humphriesianus-Schichten.	Eisenschüssige, oolithische Kalke.	Cidaris cucumifera, Rhynchonella quadriplicata, Terebratula perovialis, Ostrea Marshi, Trigonina costata, Ammonites Humphriesianus, Belemnites giganteus.
	Sowerbyi- und Murchisona-Schichten.	Graue, späthige, z. Th. eisenschüssige Kalke mit Kieselknollen (Echinodermenbreccie und Korallenbänke).	Isastrea Salinensis, I. Bernardi, Confusastrea Colletani, Thamnastrea Terquemii, Pholadomya Frickensis, Ammonites Murchisonae.
	Opalinus-Schichten.	Graue, glimmerige Thonschiefer mit kieseligen Thoneisensteinknollen. Einzelne Kalkbänke an der Basis.	Rhynchonella variabilis, Terebratula numismalis, T. Endesi Posidonomya Bronni, Gryphaea arcuata, Pecten disciformis, Lima gigantea, Cardinia depressa, Trigonina navis, T. tuberculata, Nautilus striatus, Ammonites aalenensis, A. raricostatus, A. radians, Belemnites brevis.
L i a s.			
TRIAS	Röthidolomit.	Grauer, dichter, dolomitischer Kalk, gelb anwitternd.	—
PALÄOZOICUM	Perm. (Verrucano).	Grauer, quarzitischer, glimmeriger Sandstein.	—
	Carbon.	Conglomerate, oft gneissartig; schwarze Thonschiefer mit Anthracit.	Calamites, Neuropteris, Cyathites, Pecopteris, Lepidodendron, Stigmaria Cordaies.

porphyre und Porphyrite bilden die Basis des ganzen Systems. Am Lago maggiore treten nur noch vereinzelte Kalkmassen auf, die von quartären Ablagerungen ganz umhüllt sind; schon vor Biella ist das Kalkgebirge verschwunden und die alpinen, krystallinen Gesteine treten direct an die Po-Ebene heran.

Die mesozoischen Sedimente mit ihrer Porphyrbasis bilden am Rande der lombardischen Ebene eine von Nord nach Süd geneigte Tafel. Schwache Falten, Verwerfungen, Blattverschiebungen und namentlich südwärts gerichtete Ueberschiebungen complicieren den Bau des Gebirges. Wie Profil Fig. 1, Pl. VIII zeigt, liegen die Sedimente diskordant auf den steil aufgerichteten, immer mehr zur Tiefe sinkenden Schiefer des Seegebirges; ihre heutige Grenze gegen Norden ist eine Erosionsgrenze (vergleiche Erosionsrelict von Porphyr und Verrucano oberhalb Manno). An andern Stellen, so zwischen Lugano und San Abbondio am Comersee, ferner am Ostufer des Lago maggiore (VIII, Fig. 8) sind die Sedimente an der Grenze gegen die krystallinen Schiefer steil aufgerichtet, sie erscheinen konkordant denselben anliegend, d. h. von einer nach Süden abbiegenden Flexur sind nur noch die gesunkenen Theile und der Verbindungsschenkel erhalten.

Der ganze Südrand der Westalpen wurde während der letzten Phasen der alpinen Gebirgsbildung in bedeutendem Grade versenkt. Infolge dieser gewaltigen Absenkung erfüllte das Pliocänmeer die lombardische Tiefebene zur Zeit als nordwärts der Alpen im schweizerischen Mittellande die ältesten diluvialen Gerölle sich ablagerten.

Beschreibung der Excursionen.

1. Tag.

Itinerar. — Rothkreuz, Immensee, Ober-Arth, Lowerz, Seewen, Urmiberg, Schwyz.

Die Zone der gefalteten subalpinen Molasse soll auf der Strecke von Rothkreuz bis Lowerz studiert werden. (VIII, Fig. 1.) Zuerst treffen wir auf den Nordflügel des Nordgewölbes. Bei der Binzmühle westlich Rothkreuz lagert die obermiocäne (oder mittelmiocäne) Süsswassermolasse noch horizontal; in der Nähe der Eisenbahnlinie fließt der Binzbach über Knauermolasse, die schon mit 40° nach NW einfällt. Am Ausgange des Steintobels (südlich Rothkreuz), bei Ibikon und bei Auletten, ferner südlich von Buonas an der Strasse nach Risch sind die 60 bis 80° nach NW einfallende bunte Nagelfluh und mergelige Sandsteine der St. Galler-Schichten (Mittelmiocän) zu beobachten. Die plattenförmige Molasse der Luzerner-Schichten (Untermiocän), mit calcinierten Schalen von *Tapes helvetica*, finden wir in den oberen Theilen des erwähnten Steintobels, ferner an der Strasse bei Risch 100 Meter nördlich der Kirche. Diese Schichten fallen im Liegenden der St. Galler-Schichten steil nach Norden, weiter südlich stehen sie saiger und ihre obersten Lager sind überkippt.

Die weichen rothen Mergel und Sandsteine des Aquitans, welche den Kern des Nordgewölbes darstellen, bilden die Hügel zwischen Risch und Böschentroth, sind aber durch Erraticum verdeckt.

Den hangenden Südschenkel des Nordgewölbes bilden Schichten bunter Nagelfluh, die als das schroffe Vorgebirge des Kiemen in den Zugersee hinausragen. Grobkörnige, granitische Sandsteine, 30 bis 35° SE fallend, und Nagelfluhbänke sind längs der Bahnlinie nördlich von Immensee bei Tschuopis gut aufgeschlossen. Der Nordschenkel des Südgewölbes ist südlich Immensee nicht aufgeschlossen, deutlich treten hingegen am östlichen Steilufer des Zugersees zwischen Walch wyl und St. Adrian die steil gestellten Nagelfluhbänke dieser Zone hervor. (VIII, Fig. 2.) Am Nordabhang des Rigi schimmern aus den Schluchten zwischen Arth und Immensee schon von Ferne röthliche Felsabstürze hervor, namentlich im Ghürschbachtobel. Rothe und blaugefleckte Mergel und Mergelsandsteine 25° nach SE fallend treten hier in einer Mächtigkeit von circa 400 Meter zu Tage. Es sind dies die oligocänen Mergel, die den Gewölbekern des Südgewölbes bilden. Die Nagelfluhbänke des Rigi und Rossberges bilden den Südschenkel des nach Norden überliegenden Südgewölbes. Die lang sich hinziehenden Fluhbänder des Kulm fallen 11 bis 12° nach Süden. Einige Felsbänder von Kalknagelfluh steigen bei Ober-Arth bis hinab in die Thalsohle und verbinden sich ohne Unterbrechung mit denen des Rossberges; westlich ob Goldau steht bunte Nagelfluh an und ob Lowerz senken sich die daselbst entblösten Schichten von Kalknagelfluh mit 30° SE-Fall in die Tiefe.

Auf der Wanderung von Arth nach Lowerz wird das Gebiet des Goldauer Bergsturzes durchquert. Am 2. September 1806 löste sich eine über wasserdurchtränkten Mergeln lagernde Masse von Nagelfluhbänken südlich unterhalb der Gnippen ab, rutschte auf den 30 bis 45° geneigten Schichtflächen mit einer Geschwindigkeit von circa 20 Meter in der Sekunde zu Thale und überschüttete in 3 bis 4 Minuten das Thal von Goldau bis nach Ober-Arth, Lowerz und den Fuss des Rigi. Der vierte Theil des Lowerzersees wurde ausgefüllt. Im Ganzen gingen 450 Menschen zu Grunde, 100 Wohnhäuser und 200 Ställe wurden verschüttet. Die Gesamtfläche der Ausbruchsnische und des Ablagerungsgebietes zusammen mag ungefähr eine Quadratstunde (circa 20 Km.²) gross sein. Eine an grossen Felstrümmern reiche Masse rollte an den « Fallenboden » genannten Vorsprung des Rigi und zertheilte sich von dort nach rechts und links; grosse Blöcke bezeichnen den Rand des Sturzgebietes.

An den Blöcken lässt sich sehr gut die Zusammensetzung der subalpinen miocänen Nagelfluh studieren.

Südwestlich ob Lowerz auf der Höhe des Gätterlipasses, der nach Gersau führt, ist der Kontakt von miocäner Nagelfluh mit Eocän aufgeschlossen. Die Breite des Eocänbandes ist durch die Einsattlung zwischen Rigischeidegg und Rigihochnagelfluh bezeichnet. In der Thalsohle am Lowerzersee ist der Kontakt nicht aufgeschlossen, hingegen lässt sich am Lowerzersee der Verlauf und die Struktur der nördlichsten alpinen Eocänzone sehr schön studieren. Dieselbe besteht hier einerseits aus Flyschschiefern mit Fucoiden und Foraminiferen, andererseits aus Nummulitenkalkbänken, welche N 60° E streichen und circa 70° nach Süden einfallen. Die an Nummulitenkalk reichen Zonen treten orographisch deutlich hervor. Zwischen Steinen und Schwyz springt bei der Platte ein solches vom Engelstock herabkommendes Riff gleich einer Mauer in die flache, sumpfige Niederung hinein. Die beiden Inseln Schwanau und Lützelau im Lowerzersee und der

sogenannte Lowerzerstock am linken Seeufer bilden die Fortsetzung dieser Zone. Der Lowerzerstock enthält sechs Nummulitenkalkriffe, von denen drei bis an die Strasse längs des Sees reichen. Das nördlichste, circa 30 Meter mächtig, die Fortsetzung des Felsenriffes der Schwanau, besteht aus grauem Kalk; das südlich davon gelegene Riff ist circa 25 Meter mächtig; das Gestein, seit alter Zeit unter dem Namen « linsenförmiger Thoneisenstein » bekannt, ist erfüllt von kleinen, von Eisenoxyd imprägnirten Nummuliten und Orbitoiden. Das nächste Kalkriff von grauer Farbe, circa 60 Meter mächtig, bildet über der Landstrasse einen über 30 Meter mächtigen, kahlen, senkrecht gegen Lowerz gerichteten Absturz. Die Mergelzonen sind meist mit Vegetation und ausserdem mit Glacialschutt und erratischen Blöcken bedeckt. Die Schichten des Lowerzerstockes gehören zum Horizont der Rigischichten (Unter-Oligocän).

Ueber dem Südostende des Lowerzersees erheben sich die Kalkwände der Zingelen-Egg, bestehend aus Schrattenkalk und südfallenden Kieselkalken des Neocom, welche den Gewölbekern der ersten alpinen Falte darstellen. An der Strasse treffen wir diese beiden Formationen ebenfalls und darüber bei Seewen selbst den Seewerkalk in einem Steinbruch gut aufgeschlossen. Auf dem Südabhang des Urniberges endlich finden wir bei « Suters Urmi » 40 bis 50° südfallend nummulitischen Kalk und Grünsandstein (Complanata-schichten) und darüber feinsandigen Mergelschiefer (Pektinitenschiefer). Am südlichen Fuss des Berges bei Wylen steht der untere Flysch an. Das Eocän des Urniberges gehört zum Südschenkel des Zingelenegg-Gewölbes oder zum Nordschenkel der Mulde des Gersauerbeckens.

2. Tag.

Itinerar. — Schwyz, Zwischenmythen, Holzegg, Grosse Mythen, Zwecken, Hasli, Schwyz.

Wo oberhalb Schwyz unter dem Gebirgsschutt anstehendes Gestein zu Tage tritt, finden wir Flysch wie bei Schwendi unter Kleinmythen oder Rauchwacke mit Gyps z. B. oberhalb Rickenbach. Anstehendes Gestein der Klippenmasse treffen wir zuerst auf dem Wege nach den Zwischenmythen ob Günterigs und zwar zuerst den Malmkalk, der von der Spitze der Kleinen Mythe an mit 60° gegen Süden einfällt. Ueber demselben liegt circa 5 Meter mächtig Dogger, schwärzlichbraune, kieselige, Belemniten führende Kalke. Längs des Weges, welcher nach dem Kreuz von Zwischenmythen führt, ist über dem Dogger sehr schön Trias aufgeschlossen, bestehend aus sandigen, grau-violetten, bräunlichen Mergeln mit vielen Pflanzenresten (*Equisetum*), circa 50 Meter mächtig (Raiblermergel), die von typischem, circa 30 Meter mächtigen Röthidolomit überlagert werden. Vollkommen konkordant über der Trias liegt nun wiederum Dogger (100 Meter mächtig) südlich der Passhöhe, am Nordfuss der Grossen Mythe, einen kahlen Felskopf bildend, 25° südfallend. Von der Alp Zwischenmythen steigt an der sogenannten Rämiseite der Dogger, welcher die Trias von Zwischenmythen untertäuft und dem Malm der Kleinen Mythe aufliegt, gegen Norden an.

Von der Restauration Holzegg aus führt ein Zickzackweg auf den Gipfel der Felspyramide der Grossen Mythe. Der untere Theil derselben

besteht aus grauweissem dichten Thiton-Kalk. An Petrefakten ist dies Gestein hier äusserst arm. In den Blockhalden im Gspaa und im Wannengewidli (Ostseite der Mythen) enthält der weisse Kalk eine Anzahl bezeichnender Thitonfossilien wie: *Mytilus jurensis*, *Terebr. immanis*, *Cidaris Blumenbachi*, *Apiocrinus rosaceus*, sowie eine Reihe von Korallen. Etwa vom 8. bis 16. Zickzack zeigen sich in dem Felsen Durchschnitte von Inoceramen und Crinoidenstielen.

Der obere Theil der Mythenpyramide besteht aus einem flaserig schiefrigen, oft thonigen, oft kieseligen Kalk, theils hell- bis dunkelroth, theils weisslichgrau, zuweilen in's grünliche spielend, oft fleckig. Im kleinsten Bruchstück sind die Spuren intensivster mechanischer Einwirkungen ausgeprägt. Das ganze Gestein ist zertrümmert, gefältelt, geknetet — gequält, wie ESCHER sich ausdrückt. Makropetrefakten sind auch hier Inoceramenschalen und Crinoidenstielglieder (z. B. beim 18. Kehr des Mythenweges). Mikroskopisch lassen sich in den rothen kieseligen Lagen *Radiolarien* und in mehr kalkig-thonigen Partien hauptsächlich *Pulvinulina* und *Globigerina* (nicht aber *Lagena*) nachweisen. Die rothen und weissen Mythengesteine (schrattenartige und seewenartige Abänderung, KAUFMANN) bilden ein einheitliches Ganzes, Wechsellagerung beider findet sich z. B. beim 16. Kehr des Mythenweges; der sogenannte Weissnollen ist ein Klotz weissen massigen Kalkes, der mitten in der rothen schiefrigen Masse auftritt.

Auf dem Wege von der Holzegg nach Zwicken stehen mannigfaltige Flyschgesteine in verworrener Lagerung an. An dem Abhang des Brunnellostockes gegen Zwicken beobachten wir ein Blockmeer von Kalken, unter welchen sich blauschwarze Kalke finden mit den für alpinen Muschelkalk bezeichnenden Fossilien: *Spirigera trigonella*, *Aulacothyris angusta*, *Cænothyris vulgaris*. Dunkle Kalke mit gelblichen Dolomitbrocken sind erfüllt von verkieselten Diploporen (*Dipl. annulata*, *macrostoma* und cf. *pauciforata*).

Von Osten grüssen die Klippen der Umgebung von Iberg hinüber. (Roggenstock, Mördergrube und Grosser Schien = Hauptdolomit; Kleiner Schien = Thiton.)

Von der Holzegg nach Schwyz absteigend, konstatiren wir:

1. Bei der Hütte der Alp Holz fossilreichen Lias: *Belemn. paxillosus*, *Amm. raricostatus*, *Amm. jurensis*, *Gryphæa arcuata*, *Terebr. numimalis*, *Pentacr. tuberculatus*, etc.
2. Bei Trogen Gyps und Rauchwacke überragt von rothem und weissem Thiton der Rothenfluh.
3. Am Südfusse der Mythenpyramide oberhalb der Alphütte Hasli steil nordfallende Kohlenschiefer (Raiblermergel).

3. Tag.

Itinerar. — Axenstrasse, Flüelen, Amsteg, Hôtel S. A. C. im Maderanerthal, Hüfigletscher.

Axenstrasse. Brunnen steht auf NW fallendem Caprotinenkalk, dem Nordschenkel des Axensteinengewölbes. Die mit Petrefakten geschmückten Wände des Biergartens zur Drossel gehören den obersten Schichten des Urgon an. An der Axenstrasse findet sich hinter Pension Mythenstein, kurz

vor der Strassenbrücke über die Bahn, eine Mergelbank mit *Orbitolina lenticularis*. Der graue harte Schrattenkalk enthält viele *Caprotinen*. Der erste Strassentunnel durchbricht oberstes Neocom mit *Toxaster Ricordeanus*, und südlich desselben stehen an der Strasse die Mergelschichten an, welche beim Bahnbau eine reiche Ausbeute an *Crioceras* etc. geliefert haben. Das Liegende derselben bildet der Neocom-Kieselkalk, welcher aus einem Complex von circa 2000 höchst regelmässigen dünnen Schichten besteht. Unter Seelisberg und unter Axenstein bilden dieselben, annähernd horizontal liegend, lothrechte Wände, die wie aus Backsteinen aufgemauert erscheinen. Die Neocomschichten des Axensteinengewölbekernes, überlagert von der Urgonwand, auf welcher Axenstein liegt, stehen längs der Strasse am See an. Bei Ort fallen sie gegen Süden. Die aufliegende Urgonmauer senkt sich immer mehr nach Süden; bei Oelberg, ebenso wie am gegenüberliegenden Seeufer, biegt dieselbe in scharfem Winkel um und sich aufrichtend, legt sie sich nördlich über sich selbst hinüber. Es ist dies die scharfe Mulde, welche vom Seelisbergersee über Morschach bis Hinter-Iberg sich verfolgen lässt. Das Schrattenkalkknie wird umhüllt von gleichartig gebogenen Neocomkieselkalcken und Mergeln. Von dieser Umgebung an stehen alle Schichten bis nach Sisikon sehr steil, 70 bis 80° südfallend, und liegen naturgemäss überkippt. Bis circa 150 Meter südlich des Schieferegg-Tunnels finden sich Mergel und splittrige schwarze Kalke des oberen Neocom, dann folgen die regelmässigen Bänkchen der Kieselkalke, circa 250 Meter mächtig. Dieselben werden überlagert von mergeligen Kalcken (Berrias-Schichten?), circa 30 Meter, auf welchen vom Südende des Tunnels von Sisikon weg kompakte, helle Kalkbänke (Thiton) liegen mit *Terebratulina diphya*, *Aptychus Beyrichi* und *Didayi*, *Ammonites senex*, *Lorioli*, etc. Das Bett des Dormibaches ist in diesen Schichten gegraben. Das Thiton von Sisikon bildet den Kern des Frohnalpstock-Gewölbes.

Die Eocänschichten der Riemenstalden-Pragelmulde treten südlich von Sisikon an der Strasse zu Tage vor dem ersten Strassentunnel. Es sind braune kieselige Nummulitenkalke, die 70 bis 80° NW einfallen. Unter denselben steigt als kompakte Kalkplatte der Schrattenkalk bis zum Buggisgrat empor. Der Contact von Eocän und Kreide ist hier jedenfalls ein anormaler, die Grenzschichten sind zerrissen und nachträglich an einander verschoben, so dass Rutschharnische und klaffende Spalten entstanden. Der Schrattenkalk (Aptien und Urgon) ist hier reich gegliedert und circa 275 Meter mächtig. Bis zum Ausgang des ersten Strassentunnels südlich Sisikon trifft man die gewöhnlichen Caprotinenkalke, dann folgt eine Reihe von Mergelbändern, in denen zuoberst eine Orbitulitenbank auftritt, die mittleren Lagen sind reich an *Heteraster oblongus*, die unten enthalten ein Myacitenlager (*Panopaea neocomiensis* und *plicata*). Unter diesen Mergeln, die offenbar zum Aptien gehören, folgt bis zum Ausgang des zweiten Strassentunnels compacter Schrattenkalk mit *Requienia amonia* und *Pterocera pelagi*. Das Neocom beginnt hier in der Runse des Buggithales mit einer circa 1 Meter mächtigen Austernbank (*Ostrea Couloni*), auf welche eine circa 60 Meter mächtige Mergelzone folgt, unter welcher die Neocomkalke liegen (Echinodermenbreccie mit *Toxaster cordiformis*, den isolierten Felszahn auf der rechten Seite der Strasse bildend). Gegen die Tellsplatte zu treffen wir wiederum auf mergelige Schichten

mit *Nautilus Couloni*, *Exogyra Couloni* und *Ostrea rectangularis*; bei der Tellsplatte selbst herrschen Kieselkalke, dort ist die Lagerung verworren. An der vorspringenden Bergecke der Strasse, südlich der Tellsplatte treffen wir wieder steil nordfallendes Neocom, und zwar Echinodermenbreccie im Hangenden, Exogyra-Mergel im Liegenden, darunter folgt Schrattenkalk. Derselbe ist am Seeufer mächtig entwickelt, an der Strasse selbst stark zu linsenförmigen, oft nur wenige Meter dicken Partien zusammengedrückt und über derselben steigt er unter dem Neocom nach Süden in die Höhe.

In der nun folgenden Bergnische stehen braune kieselige Nummulitenkalke an, circa 60 Meter mächtig, und der Felsvorsprung südlich dieser Bucht wird bis kurz vor dem Eingang des letzten Strassentunnels von Flüelen wieder von Schrattenkalk gebildet. In der Höhe über Axenmättli schliessen die beiden Schrattenkalkbänder zusammen, das Eocæn ist eingewickelt. Bis zur Stutzegg folgt nun die grosse Masse des eingefalteten Neocom, welches die bizarren, seit Alters berühmten Schichtwindungen zeigt.

Auf das Neocom folgt an der Stutzegg plötzlich Flysch, der in zusammenhängender Masse die Berge bis in's Schächenthal bildet. In den oberen Theilen des Gruonthales schiebt sich zwischen Neocom und Eocæn noch Malm und Dogger ein.

Das Eocæn der Eggberge und des Gruonberges ob Flüelen ist meist Flysch, welcher Conglomerat- und Sandsteinschichten enthält. Sehr schön lässt sich am Ausgang des Gruonbachtobels ein solches Conglomerat studieren. Die Gerölle desselben sind meist klein, selten faustgross. Es sind folgende Gesteinsarten vertreten:

1. Nummulitenkalk und Flyschsandstein, die grössten Gerölle bildend;
2. Alpine Kreide- und Malmkalke;
3. weisser fettglänzender Quarzit und
4. zweiglimmeriger Gneiss, mit stark vorwaltendem Muscovit.

Eine Dampfbootfahrt von Brunnen nach Flüelen bietet die Gelegenheit das im Einzelnen studierte Profil der Axenstrasse im Zusammenhang zu übersehen.

Flüelen, Amsteg. Längs der Gotthardbahn von Flüelen bis Amsteg beobachten wir zu beiden Seiten des Thales bis Schattdorf-Attinghausen die mit Wiesen und Wald bedeckten Flyschberge. Darunter hervorsteigt die Hochgebirgskalkmasse der Faulengruppe im Osten, der Geissberg-Schlossberggruppe im Westen. Da wo südlich Schattdorf der Thalboden in den Hochgebirgskalk ausgefeilt ist, treten auf eine Länge von circa $1\frac{1}{2}$ Km. 20 bis 30 einzelne Quellen, in etwa 7 Gruppen, zu Tage, die Stille Reuss bildend. Circa eine halbe Stunde vor Erstfeld tritt der Gneiss unter der Kalkwand hervor und am sogenannten Halderneck bildet der Hochgebirgskalk mit Dogger, Röthidolomit und Verrucano eine kleine liegende Falte, über deren Mittelschenkel der Gneiss geschoben ist. Von Erstfeld aus zeigt uns ein Blick in's Erstfelderthal die An- und Auflagerung der Sedimentdecke auf den Gneissen.

Amsteg, Hüfigletscher. Von Amsteg die steile Thalstufe nach Bristen aufsteigend, bietet sich Gelegenheit, die mannigfaltige Ausbildung der sericitischen Gneisse zu studieren. Auf dem Wege nach Lungenstutz fällt auf der linken Thalseite die eigenthümlich gerun-

dete, klotzige Masse des Geschel in die Augen. Es besteht derselbe aus manigfaltigen Amphiboliten; am Südfusse des Geschel längs des Gerstelenbaches findet sich ein dünnplattiger, titanitführender Hornblendegneiss. Beim Lungenstutz und unterhalb desselben sind durch einen Bach und Lawinenzug Moränenreste entblösst.

Eine zweite Amphibolitlinse erscheint hinter Blindensee mitten im verlassenen Gletscherbett prachtvoll aufgeschlossen. Die Amphibolite sind meist grobkörnig und ausgezeichnet durch knollige, schlierige, streifig gewundene Struktur, ihre mineralogische Zusammensetzung ist die eines quarzarmen Diorites. Die geologische Struktur der Gebirge beiderseits des Hüfigletschers zeigen Pl. VIII, Fig. 4, sowie Cl. 40. Das Thal des Gletschers



E = Eocæn.
M = Jura.
P = Porphyry.
Gn = Krystalline Schiefer.

Cl. 40. — Kl. Ruchen-Hüfigletscher.

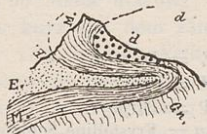
verläuft schief zum Streichen und entblösst die Windgällenfalte bis zum Muldenschenkel, dessen Doggerschichten unterhalb der jetzigen Gletscherzunge das Thal durchqueren, um oberhalb des Hüfiäpeli am linken Ufer die von Gneiss umhüllte Muldenbiegung zu bilden. An der Felswand nördlich über dem Gletscher treten die Nummulitenschichten des Muldenkernes hervor, deren spitze Umbiegung in der Felswand unter Schwarzpfad in schönem Schwunge umhüllt ist von Malm und Dogger. Die Alpgnoferplatten der Schwärze (schiefriger Quarzporphyr) stellen, über Dogger liegend den Gewölbekern dar, die Kalkmauer des Alpgnoferstockes entspricht dem abgebrochenen Gewölbeschenkel. Dieser Gewölbeschenkel des Malm ist im Scheerhorn fast ganz erhalten und auf demselben bis zum Gipfel liegen — zwar gefältelt, aber im Ganzen doch flach und normal — die Eocængeilde auf. Vom Scheerhorn stammen die vielen Blöcke von Tavayannazsandstein in der Hüfigletschermoräne. An den Wänden des Düssistockes endlich sind die steil südfallenden krystallinen Schiefer des Aarmassives entblösst.

Am untern Ende des Hüfigletschers sind bei heutigem stark reduzierten Zustande des Gletschers die Spuren bedeutender Schwankungen im Laufe dieses Jahrhunderts deutlich zu beobachten. Den höchsten Stand hat der Gletscher im Jahre 1824 erreicht. Er überbrückte damals die Amphibolitbarre und reichte wohl bis Blindensee. Vom Jahre 1825 bis 1830 hatte sich der Gletscher bis hinter das Querriff zurückgezogen, überbrückte dasselbe aber wieder 1846. Damals hatte der Gletscher zwei Ausflüsse, einen tiefer gelegen südlichen, dem heutigen Bachlaufe entsprechend, einen zweiten nördlichen, der höher liegt, heute trocken ist und eine Reihe prachtvoller Erosionstöpfe zeigt. 1859 lag der Gletscher direkt hinter der Barre, 1870 200 Meter hinter derselben, 1871 war er wieder um circa 100 Meter vorgerückt und von 1871 bis 1873 betrug seine Abnahme 62,5 Meter per Jahr. In den letzten 10 Jahren schwand der Gletscher immer mehr und legte auch das Doggerband des Muldenschenkels bloss, welches 1884 noch verdeckt war.

4. Tag.

Itinerar. — Stäfelalpen, Widderegg, Eisengruben, Oberkäsern, Amsteg:

Ueber steilstehende krystallinische Schiefer emporsteigend, gelangt man auf schmalen Pfad nach der Eveli-Alp. Auffällig ist eine Scholle von Hochgebirgskalk, offenbar von der Muldenbiegung der Windgällenfalte losgequetscht, die kurz bevor man Eveli-Alp erreicht, mitten in den Gneissen beobachtet wird. Bei Eveli-Alp ist die Muldenbiegung der Falte von krystallinen Gesteinen umhüllt. (Cl. 41.) Die circa 20° nach Süden fallenden



E = Eocæn.
M = Jura.
P = Porphyr.
Gn = Krystalline Schiefer.

Cl. 41. Grosser Ruchen.

Alpgnoferplatten (schiefriger Quarzporphyr) endigen in einem 10 Meter hohen Steilabsturz. Die Auflagerung der Porphyrs auf Malm beobachten wir in der Umgebung des Ortliboden, zwischen beiden zieht sich ein wenig mächtiges Quarzitband hin, offenbar ein Produkt sekundärer Infiltration; der Dogger ist ausgequetscht. Die Quellwasser verschwinden hier in Dolinen des Hochgebirgskalkes. Von der Widderegg bis zu den Eisengruben sind die auf Pl. VIII, Fig. 1 und 3 dargestellten Verhältnisse klar zu übersehen, am Wege westlich unter der Widderegg steht der Nummulitenkalk des Muldenkernes an. Bei den alten Eisengruben finden wir Carbon, Dogger, Oxford und Malm in verkehrter Reihenfolge übereinander; beachtenswerth sind die Belemniten führenden, stark linear gestreckten Kalkschiefer des Oxford, sowie der magnetitreiche Chamoisit-Oolith des oberen Dogger. Auf dem Anstieg zum sogenannten Seeweli-Grat zwischen den Rothen Hörnern und der kleinen Windgälle findet man rothe und grüne Mikrogranite, sowie rothe, graue und grünliche, felsitische Quarzporphyre, und an den Abhängen der kleinen Windgälle selbst den sericitischen, schiefrigen Porphyr, ähnlich wie in den Alpgnoferplatten. Der Seeweligrat endigt gegen Norden in zwei Spitzen (Cl. 42), die südliche



E = Eocæn.
M = Jura.
P = Porphyr.
Gn = Krystalline Schiefer.

Cl. 42. Roth- und Schwarzhorn.

derselben, das Schwarzhorn, besteht noch aus Porphyr, die nördliche, das Rothhorn, aus steilstehendem Dogger des Gewölbeschenkels. In dem Felskamin zwischen beiden enthält der dem Porphyr anliegende Dogger Gerölle des letzteren. Zahlreiche Doggerblöcke mit eingebetteten Porphyrgeröllen finden sich in dem Felsenkessel zwischen kleiner Windgälle und Schwarzstöckli.

Beim Abstieg von den Eisengruben treffen wir bis Oberkäsern Malm, Eocän, Malm und Dogger und von da bis in's Maderanenthal nur krystalline Schiefer.

5. Tag.

Itinérar. — Wassen, Fernigen, Göschenen, Schöllinen, Andermatt, Hospenthal.

Meienthal. Von Amsteg bis Gurtneilen herrschen sericitische Gneisse mit Amphibolitlinsen, dann beginnt der Protogin. Das bei Wassen in einem Steilabsturz mündende Meienthal hat bis über Fernigen hinaus nordwestliche Richtung, durchschneidet also schief die circa $N 75^{\circ} E$ streichenden krystallinen Schiefer. Bis Dörfli fliesst die Meien-Reuss über Protogin; längs einer vom Kartigelfirn herabkommenden Bachrunse grenzt der Protogin an die sericitischen Schiefer, in welchen sich in der Umgebung von Fernigen häufig Amphibolitlinsen finden. Wenige Schritte ausserhalb des Dorfes Fernigen steht rechts an der Strasse brauner Jura an und an der gegenüberliegenden Felswand ist der Kalkkeil von Fernigen prachtvoll angeschnitten (VIII, Fig. 5). Der mitten im Gneiss stehende, mannigfach gefaltete Hochgebirgskalk sieht aus wie die Rückseite einer gewaltigen Ostrea Marshi. Die Schutthalde hinaufkletternd, findet man in den herumliegenden Blöcken von Hochgebirgs- und Schildkalk zerrissene Belemniten und am NW-Ende des Keiles kann man die auf dem Profil angegebene Schichtfolge: Hochgebirgskalk, gefleckte Schildkalke, Chloritschiefer des untern Oxford, Eisenoolith, schwarze Schiefer, Echinodermenbreccie und krystalline Schiefer beobachten. Besonders beachtenswerth ist die auf eine Länge von circa 100 Meter zu verfolgende nur 20—25 Cm. mächtige Schicht eines grünen, albitführenden Chloritschiefers, der in grosser Menge *Belemnites calloviensis*, Opp. enthält. Auch diese Belemniten sind meist in typischer Weise zerrissen, aber verhältnissmässig wenig verdrückt. Gegen SE grenzt der Hochgebirgskalk direkt an flaserige Biotitgneisse.

Schöllinen und Urserenthal. Die grobbankigen Protogine der Schöllinen zeigen im Allgemeinen steiles Südfallen, häufig aber auch eine flache NNW fallende Bankung. Oberhalb der Gallerie auf der linken Seite der Reuss und im grossen Teufelsthal auf der rechten Seite findet sich eine circa 300 Meter mächtige Einlagerung von sericitischen Gneissen, die von aplitischen Gängen durchzogen sind. Der Protogin hört auf an der südlichen Oeffnung des Urnerloches, dann folgen circa 500 Meter chloritische und sericitische, oft sehr quarzreiche Schiefer, an welche sich die spitze Mulde der mesozoischen Sedimente anschliesst. Zuerst treffen wir schwarze Clintonitphyllite und graue glimmerige Kalkphyllite (circa 100 Meter), dann bei Altkirche glimmerreiche Marmore mit Crinoiden- und Korallenresten (circa 150 Meter), südlich davon wieder die schwarzen Phyllite circa 100 Meter und etwa 200 Meter über der Strasse im Köhlergraben Rauchwacke und schliesslich wieder sericitische Gneisse.

In diesen Gneissen findet sich an der Oberalpstrasse (dritte Kehre bei 1590 Meter) eine 65 Meter mächtige Einlagerung von schwarzen, graphitischen Schiefen, die als Carbon angesehen werden.

Längs des Südabhanges des Bätzberges über Rissen, Tendelen und

Mettlen bis gegen Hospenthal sind in mehreren Steinbrüchen grauschwarze, glimmerige, sehr kieselreiche Kalkschiefer aufgeschlossen (Lias), in welchen Belemniten gefunden worden sind. Diese Schiefer werden im Süden von einem Rauchwackeband begleitet, welches mancherorts aus den Wiesen hervorragt.

6. Tag.

Itinerar. — Realp, Furkapass, Galenhütten, Oberalp, Gletsch, Ulrichen.

Bis zum Hôtel Galenstock an der Furkastrasse verläuft die Strasse in sericitischen Gneissen, welche den Nordrand des Gotthardmassives bilden, und erstreckt sich ungefähr parallel der jurassischen Mulde, die dann zwischen Hôtel Galenstock und Wirtshaus zum Tiefengletscher durchquert wird. Rauchwacke findet sich auch hier, wie im Ursenerthal, nur am Südrand der Liasphyllite; bis gegen die Furkapasshöhe stehen nördlich der letzteren sericitische Gneisse, Hornblendeschiefer und Augengneisse (gequetschte Granitporphyre?) an¹. Das Furkahôtel steht auf mannigfach gefalteten jurassischen Schiefen, die hier nicht selten Belemniten enthalten (vgl. Exc. IX, p. 166). Den weiteren Verlauf der dunkeln Liasschiefer und des Rauchwackebandes, lässt sich über den Längisgrat hinweg gegen Westen von diesem Standpunkt aus sehr schön überblicken, und westlich unter der Furka, wo das Thal der Oberalp diese Zone durchquert, finden sich in den Geröllhalden auf der linken Seite des Baches viele verzerrte Belemniten in einem dunkeln, krystallinen Kalk, welcher Muscovit, Clintonit, Zoisit, etc. enthält. In der ganzen Furkazone der jurassischen Schiefer herrschen kalkreiche Phyllite und kieselige Kalke weitaus vor, nur vereinzelt findet man auch hochkrystalline Gesteine wie Granat und Zoisit führende Hornfelse.

Auf dem Wege von Galenhütten bis Gletsch bietet sich Gelegenheit, den prachtvollen Rhonegletscher genauer zu besichtigen. Dem freundlichen Entgegenkommen des *Central-Comité des Schweizer Alpenclub*, sowie des *Eidgenössischen topographischen Bureau* verdanken wir die schöne Karte des Rhonegletschers (Pl. XI), welche als Geschenk des Schweizer Alpenclub unserm Excursionsführer beigegeben werden konnte². Karte und Profil geben ein vollständiges Bild der Erscheinung der Gletscherzunge im Jahre 1893, sowie ihrer Veränderungen seit 1874.

¹ Die geologische Karte von K. von Fritsch ist hier sehr ungenau, mehr den tatsächlichen Verhältnissen entspricht die Darstellung auf Blatt XIII der geologischen Karte der Schweiz.

² Seit 1874 wurde durch Zusammenwirken des *Schweizer Alpenclub*, der *Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft* und des *Eidgenössischen topographischen Bureau* eine Karte des Rhonegletschers im Maassstab 1:5 000 aufgenommen, die jährlichen Schwankungen und die Eisbewegung wurden gemessen und kartographisch dargestellt. Die Arbeiten sind von 1874 bis 1882 von Herrn Ingenieur PH. GOSSET, seit 1882 von Herrn Ingenieur L. HELD geleitet worden. Ueber die bis jetzt erlangten Resultate berichteten hauptsächlich: E. HAGENBACH-BISCHOFF, *Verhandlungen der schweiz. naturf. Gesellschaft*, 1876, L. RÜTIMEYER, *Jahrbuch des Schweizer Alpenclub*, 1880-81, 1881-82, 1882-83, 1883-84, 1884-85, 1886-87, 1887-88, 1888-89; J. COAZ, *Jahrbuch des Schweizer Alpenclub*, 1885-86; A. HEIM, *Handbuch der*

Die Dimensionen des Rhonegletschers mögen durch folgende Zahlen veranschaulicht werden:

Sammelgebiet	18,63 Km ² .
Eisstromfläche	5,07 »
Länge des Gesamtgletschers	10,5 Km.
Länge des Eisstroms	5 »

Der untere Theil des Eisstromes bildet einen Sturz, d. h. auf eine Länge von circa 1000 Meter fällt die 250 Meter mächtige Eismasse um 438 Meter.

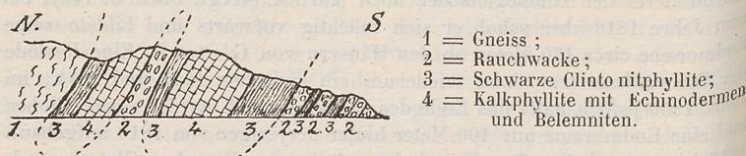
Wie die meisten alpinen Gletscher zog sich im ersten Dezzennium des Jahrhunderts der Rhonegletscher noch zurück (vergl. oben S. 149); bis zum Jahre 1818 aber schob er sich mächtig vorwärts und bildete seine Endmoräne circa 150 Meter ob den Häusern von Gletsch. Eine Periode des Schwindens trat dann wiederum ein zwischen 1822 und 1844; im Jahre 1836 jedoch hatte das Ende des Gletschers sich wieder vorgeschoben und eine Endmoräne nur 100 Meter hinter derjenigen von 1818 aufgebaut. 1857 begann wieder das Schwinden. Anfangs ging das Gletscherende jährlich 23 Meter zurück, später bis 70 Meter per Jahr und im Ganzen ist der Gletscher von 1836 bis 1890 um 1180 Meter zurückgegangen. Die Messung der jeweilen von der Gletscherzunge bedeckten Fläche ergab seit 1887 folgende Abnahmen: a) 1887-88: 6950 m²; — b) 1888-89: 6800 m²; — c) 1889-90: 4110 m²; — d) 1890-91: 3100 m²; — e) 1891-1892: 520 m²; — f) 1892-93: 8050 m². — Sehr gering war also die Abnahme im Jahre 1891-92, während das Zurückgehen im warmen Jahre 1892-93 das grösste ist seit 1884. Da seit 1890 im Sammelgebiet des Gletschers eine stetige Zunahme des Firns beobachtet wird, so ist wieder ein Vorrücken der Gletscherzunge zu erwarten.

Die mit Hülfe von vier Steinreihen seit 1874 gemessene Eisbewegung ist aus der Karte ersichtlich. Bemerkenswerth ist die beinahe verdreifachte Geschwindigkeit des Eisstromes in der Region des Sturzes. Die Bewegung vom Rande gegen die Mitte nimmt erst rasch, dann immer langsamer zu, so dass sie in den mittlern Theilen des Gletschers nur noch wenig variiert. Nach den vorliegenden Messungen würde das Eis in der Medianlinie, d. h. im grössten Stromstrich des Gletschers 31 Jahre brauchen, um den 1950 Meter langen Weg vom rothen Profil bis zur jetzigen Gletscherzunge zurückzulegen. Das Bewegungsverhältniss vom Rande zur Mitte mag etwa 1:10 betragen. Infolge dieser Bewegungsdifferenzen wird die Streckung des Eises am Rande am grössten, in der Mitte am schwächsten sein: es müssen Spalten entstehen, die unter einem Winkel von circa 45° schief gegen die Mitte aufwärts vom Rande ausgehen, am Rande am weitesten klaffen

Gletscherkunde, 1885; L. HELD, *Jahrbuch des Schweizer Alpenclub*, 1889-90 und F. A. FOREL, *Les Variations périodiques des glaciers des Alpes*, I^{er} et II^e rapport 1880 et 1881, *Echo des Alpes* XVII et XVIII, ferner *Jahrbuch des Schweizer Alpenclub*, III^e à XIII^e rapport, 1882-1892. Während der Schweizer Alpenclub die Publikation des seit 20 Jahren gesammelten Beobachtungsmaterials übernommen hat, wird die Schweizerische naturforschende Gesellschaft ihr Möglichstes thun, damit die jährlichen Messungen mit der Unterstützung des Eidgenössischen topographischen Bureau weitergeführt werden können, auch nachdem seit 1889 der Schweizer Alpenclub nicht mehr wie früher den grössten Theil der Kosten bestreiten kann.

und gegen die Mitte hin auskeilen. — Die Struktur des grobkörnigen Gletschereises kann in einer künstlichen Grotte an der linken Seite der Gletscherzunge sehr schön beobachtet werden.

Von Gletsch bis Oberwald durchbricht die Rhone die südlichsten sericitischen Augengneisse und mächtige Amphibolitmassen des Aarmassivs. Am nördlichen Thalgehänge von Oberwald bis Ulrichen sind mehrfach nach Norden einfallende Kalk- und Clintonitphyllite der Ursenermulde aufgeschlossen. Einen interessanten Querschnitt durch das westlichste Stück derselben treffen wir im Tobel des Oberbaches bei Ulrichen. Die ganze Zone, wahrscheinlich eine Doppelmulde (VIII, Fig. 6), ist hier ungefähr 300 Meter mächtig (Cl. 43). Die Basis bilden mehrere



Cl. 43. — Rechte Seite des Oberbaches bei Ulrichen. — 1 : 10 000.

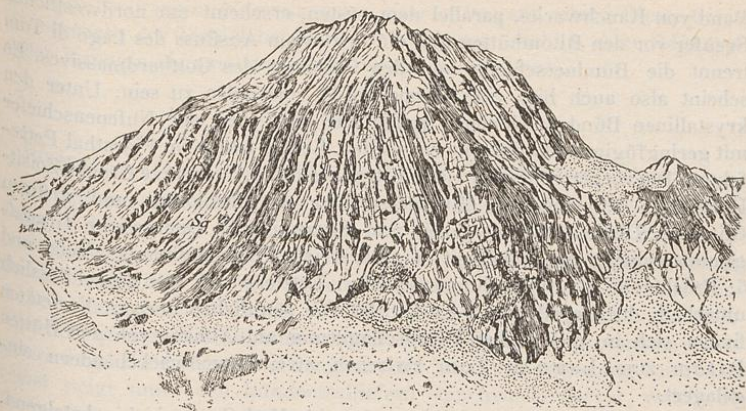
Rauchwackebänder, zwischen und über denselben liegen schwarze Clintonitphyllite und graugrüne, dünnplattige, fettglänzende Schiefer, welche von Schnüren von Biotit und smaragdgrünem Glimmer durchzogen sind, und die nach mikroskopischem Befunde Chlorit, farblosen Glimmer, Plagioklas, Epidot, Turmalin, Rutil und Magnetit enthalten. Ueber mächtig entwickelten schwarzen Schiefen, Kalkphylliten und wieder schwarzen Schiefen tritt noch einmal ein Rauchwackeband auf, welches von Kalkphylliten, schwarzem Schiefer und Gneiss überlagert wird. Die Kalkphyllite enthalten Belemniten und mikroskopische Echinodermenreste.

7. Tag.

Itinerar. — Nufenenpass, All' Aqua, Airolo.

Sericitphyllite des Gotthardmassives, genau so wie wir dieselben aus dem Aarmassiv kennen, setzen die Wände des Eginenthal bis Hohen Sand zusammen, dann folgen bis zum Thalkessel im Ladt grobkörnige Augengneisse (schiefrige Granite?). Hier überschreiten wir die Grenze zwischen Gotthardmassiv und Bedrettomulde, bezeichnet durch ein Rauchwackeband, welches von der Einsattelung des Nufenenpasses nach dem Nordfuss des Faulhorns hinzieht. (VIII, Fig. 6, Cl. 44.)

Beim Anstieg nach dem Nufenenpass überblickt man am östlichen Steilabsturz des Faulhorns das komplizierte System eng zusammengepresster, steilstehender Falten der jurassischen Mulde (Cl. 44). Unterhalb der Passhöhe überdeckt eine vom Nufenenstock herabgestürzte Blockmasse den Bergabhang. Es sind meist schwarze Hornfelse mit grossen herausgewitterten Zoisitkrystallen. Marmorisierte, bis 2 Decimeter lange Belemniten, auffallend an *Belemnites acuaris* der Posidonien-schiefer erinnernd, finden sich überall. Auf der Passhöhe selbst ist auf kurze Strecke die normale Schichtfolge: Gneiss, Rauchwacke, Hornfelse enthüllt (VIII, Fig. 6), gegen Osten treffen wir wieder auf eine vom Nufenenstock abgestürzte Blockmasse. Es sind da hauptsächlich vertreten:



Cl. 44. — Faulhorn gesehen von Altstafel (Nufenenpass), nach einer Photographie von Dr. W. Benecke.

Sg = Bündnerschiefer; R = Rauchwacke.

Schwarze Phyllite mit Rhombendodekaëdern von Granat (Almandin); graue und braune Sandsteine mit Granat; Zoisithornfelse; quarzarme Glimmerschiefer bestehend aus feinschuppigem Margarit, grössern Biotitblättchen, rundlichen Feldspathpartien und mikroskopischen Zoisitstengeln. Auch hier sind es namentlich die Zoisitphyllite und Zoisithornfelse, welche Belemniten enthalten. Alle diese Gesteine treffen wir anstehend an dem Ausläufer des Nufenenstockes zwischen Nufenenpass und Val Corno. Die Rauchwacke zwischen Gotthardgneiss und Nufenenschiefer tritt bei Cantina di Cruina wieder zu Tage.

Der lange Weg durch das Bedrettothal von All' Aqua bis Airola bietet wenig Aufschlüsse. Man hat Gelegenheit, in Blöcken den Rotondogranit zu beobachten; an der linken Thalseite gegenüber Ossasco gelangt die Rauchwacke mit Gyps zu mächtiger Entwicklung und bei Fontana sind in einem Bachtobel über Rauchwacke Kalkphyllite der Bündnerschiefer angeschnitten. (VIII, Fig. 7.)

8. und 9. Tag.

Itinerar. — In der Umgebung von Airola: — a) Bruggnasco, Altanca, Piora, Val Canaria. — b) Stalvedro. — c) Val Tremola, Hospiz St. Gotthard.

a) **Airola—Val Piora.** Auf dem Wege über Bruggnasco und Altanca nach Lago Ritom herrschen überall zweiglimmerige Gneisse circa EW streichend und 30 bis 60° Nord fallend. Das Piorathal selbst durchschneidet schief eine circa 1,5 Kilometer breite Zone hochkrystalliner Bündnerschiefer, welche die östliche Fortsetzung der Bedrettomulde bilden. Am Südwestende des Lago Ritom tritt die Rauchwacke zu Tage, welche in zusammenhängendem Zuge vom Ausgang der Val Canaria bis ans Ostende des Lago Ritom Tessinergneiss und Bündnerschiefer trennt, ein zweites

Band von Rauchwacke, parallel dem ersten, erscheint am nordwestlichen Seeufer vor den Ritomhütten und ein drittes am Ausfluss des Lago di Tom trennt die Bündnerschiefer von den Gesteinen des Gotthardmassives. Es scheint also auch hier eine Doppelmulde vorhanden zu sein. Unter den krystallinen Bündnerschiefern treffen wir die Typen der Nufenenschiefer mit geringfügigen Modifikationen wieder. Leider fehlen im Piorathal Petrefakten. Die vorherrschenden Gesteinstypen sind: 1. Schwarze Granat-Zoisit-Hornfelse; 2. Quarzfreie Glimmerschiefer mit farblosem und grünem Glimmer, Disthen, Epidot, Zoisit und Staurolith; 3. Quarzreiche Granatglimmerschiefer mit viel Zoisit; 4. Quarzreiche Disthenglimmerschiefer und 5. Prachtvolle Staurolithglimmerschiefer. Letztere trifft man ausschliesslich unterhalb der Kapelle von San Carlo. Die sämtlichen übrigen Varietäten finden sich in mehrfacher Wechsellagerung am Abhang von den Hütten Ritom zum Lago di Tom zwischen zwei Rauchwackebändern eingelagert.

Zwischen Camoghé und Pian alto ins Val Canaria hinabsteigend, konstatieren wir hauptsächlich die hier mächtige Entwicklung der mittleren Rauchwackezone, in welcher Gyps und Anhydrit reichlich vorhanden sind. Die Mannigfaltigkeit der hochkrystallinen Bündnerschiefer in Val Canaria ist eine ungeheure, namentlich sind granat- und hornblendereiche Quarzglimmerschiefer charakteristisch.

b) **Stalvedro.** Die Gneissmasse des Pizzo Lucommagno (Monte di Sobrio-Masse), (Cl. 39, p. 137) welche zwischen Quinto im Tessinthal und Val Piora noch circa 4 Kilometer breit ist, spitzt sich gegen Westen keilförmig zu und erreicht im Hügel von Stalvedro südöstlich von Airolo ihr Ende. Dort liegen im Nordwesten und im Südosten beiderseits konkordant an den alten krystallinen Schiefern Rauchwacke und Bündnerschiefer (VIII, Fig. 1). Die altkrystallinen Schiefer von Stalvedro, welche beiderseits einer tiefen Schlucht des Tessin gut zu studieren sind, zeigen auf den ersten Blick grosse Aehnlichkeit mit hochkrystallinen Bündnerschiefern, es sind die granat- und staurolithführenden Glimmerschiefer und Gneisse, welche den obersten Horizont der Tessinergneissmasse darstellen.

c) **Val Tremola—Hospiz St. Gotthard.** Das Südportal des Gotthardtunnels liegt in Rauchwacke und darüber finden wir längs der Gotthardstrasse bis zur Brücke im Val Tremola ein System von Schiefern, die einmal als « Granat-, Amphibol-, Paragonit-, Chlorit-, Sericit-, Kalk-, Glimmerschiefer, archaische, mesolithische Lückenbüsser » bezeichnet worden sind. Etwa ein Dritttheil der hier auftretenden Gesteinstypen kennen wir als unzweifelhafte jurassische Bündnerschiefer vom Nufenenpass und vom Scopi, andere stimmen überein mit Gesteinen von Piora und die scheinbar aus den Bündnerschiefern noch nicht bekannten Typen sind lediglich durch quantitatives Vorherrschen makroskopisch auskrystallisierter typischer Bündnerschiefer Mineralien charakterisiert. Diese Tremolaschiefer sind also lediglich als hochkrystalline Bündnerschiefer zu bezeichnen und sind jurassischen Alters. Granatreiche, graue Glimmerschiefer und schwarze Granat- und Biotithornfelse treffen wir an der Strasse vom Fort Fondo del Bosco bis oberhalb der ersten Brücke über den Tessin, weiter aufwärts erscheinen am häufigsten Schiefer, die hauptsächlich aus strahlsteinartiger Hornblende und Quarz bestehen. Die Grenze der « Tremolaschiefer » gegen dünn-

plattigen Biotitgneiss (Soresciagneiss, STAPPF) ist ganz scharf. Dieser Gneiss ist oberhalb der Tremolabrücke circa 400 Meter mächtig, dann folgt typischer Protogin bis zum Hospiz (Fibbiagneiss, FRITSCH).

10. Tag.

Itinerar. — Ossasco, Passo di Naret, Sambucco, Fusio.

Die auf der geologischen Karte des Gotthardgebietes mit SK bezeichneten Schiefer bilden von Ossasco bis zur Höhe des Passo di Naret die nach Norden einfallende südliche Hälfte der Bündnerschiefermulde von Bedretto (VIII, Fig. 7). Wir treffen beim Aufstieg über die Cristallina-Alpen vorzugsweise Granat- und Biotithornfelse, wohl auch hornblendeführende quarzreiche Glimmerschiefer, ferner Kalkphyllit, besonders aber gneissartige Sandsteine und Conglomerate. In der Einsattelung des Passes selbst steigt unter den Bündnerschiefern Rauchwacke hervor, welche die Gneissplatten der Cristallinagruppe konkordant überlagert (Cl. 45). Die



Cl. 45. — Passo di Naret gesehen von Val Torta, nach einer Photographie von Dr W. Benecke.

Sg = Bündnerschiefer; R = Rauchwacke; Gn = Gneiss.

Grenze zwischen Bündnerschiefer und Tessinergneiss verläuft von der Naretpasshöhe aus gegen Ostnordosten quer durch den Lago di Naret nach der Alpe Grasso di dentro. Die Bündnerschiefer sind auch hier wieder vorzugsweise dunkle Hornfelse und Kalkphyllite, welche letztere häufig marmorartig ausgebildet sind. Das Thal der jungen Maggia bis Fusio liegt in Tessinergneissen, die bei der Alpe di Sassello Hornblendeschiefer und kurz unterhalb Fusio an der Strasse Marmore enthalten.

11. Tag.

Itinerar. — Fusio, Campolungo-Pass, Faido.

Der Campolungopass verläuft parallel einer Bündnerschiefermulde, die zwischen nordfallenden Tessinergneissen liegt und, gegen Osten breiter werdend, über Lago Tremorgio mit jenen Kalkphylliten in Verbindung steht, welche von Prato bis Airolo den Südabhang des Tessinthales zusammensetzen. Der Passweg verläuft meist in dem liegenden sehr stark entwickelten Rauchwackeband, das hier vorzugsweise aus einem weissen

körnigen Dolomit besteht, der besonders reich an Tremolit ist. Das hängende Rauchwackeband ist über Alpe Pianascio ebenfalls vorhanden. In einer Schlucht westlich von La Meda beobachten wir aber die direkte Auflagerung von Gneiss auf Hornfelsen und Kalkphylliten. In der Einsattelung der Alpe Campolungo selbst überblickt man sehr schön die Windungen des körnigen Triasdolomites, und beim Abstieg über Alpe Cadonighino durchquert man denselben. Wie am Verlauf der leuchtenden Dolomitbänder zu ersehen ist, biegt von Alpe Cadonigo weg die Mulde nach Süden um, sie verschwindet im Hintergrund des Piumognathales, zuletzt nur noch aus Dolomit bestehend, so dass also die Südgrenze der Campolungomulde im Ganzen einem nach Süden geöffneten Kreisbogen entspricht.

Beim Abstieg von Dalpe nach Faido treffen wir überall die grobbankigen, 15 bis 20° nach SW fallenden Tessinergneisse.

12. Tag.

Itinerar. — Biasca, Bellinzona, Taverne, Manno, Lugano.

Auf der Eisenbahnfahrt durch das Tessinthal bietet sich Gelegenheit die flache Lagerung und konstante Bankung des Tessinergneisses zu beobachten. In Osogna werden die prachtvollen Zweiglimmergneisse in grossen Steinbrüchen gewonnen. Eine Veränderung der Lagerungsverhältnisse tritt in der Gegend von Claro auf, die Gneissstraten werden weniger regelmässig und richten sich steiler auf, beim Monasterio San Maria östlich ob Claro fallen sie schon 70° nach Süden (VIII, Fig. 1). Die flexurartig zur Tiefe sinkenden Tessinergneisse werden überlagert von einem System steilstehender sericitischer Gneisse, die bei Castione ein mächtiges Marmorband enthalten und von Arbedo bis südlich Bellinzona reich an Amphiboliten sind, welche letztere zum sogenannten Amphibolitzug von Ivrea gehören. Der Hügel, auf dem Castello Grande in Bellinzona steht, besteht hauptsächlich aus Amphibolit. Die steilstehenden krystallinen Schiefer südlich der Tessinergneisse bilden das sogenannte Seegebirge. Der Monte Cenere ist hauptsächlich aus schiefrigen Gneissen zusammengesetzt, auf welche im Süden bis Lugano Sericitschiefer und quarzreiche Glimmerphyllite folgen.

Auf dem Wege von Taverne über Manno nach Lugano treffen wir die steilstehenden quarzreichen Glimmerphyllite und am Berghang westlich oberhalb Manno denselben eingelagerte, circa 45° nach N-NW einfallende Bänke eines groben Conglomerates der Carbonformation, dessen Mächtigkeit circa 100 Meter beträgt. Weisser Quarzit, zweiglimmerige Gneisse und Granite bilden die Hauptbestandtheile des Conglomerates, welches in grosser Menge schlecht erhaltene Reste carbonischer Pflanzen enthält. Auf der Höhe südlich von Arosio lagert über den steilstehenden Phylliten und carbonischen Conglomeraten eine fast horizontale Platte von Verrucano und Quarzporphyr (VIII, Fig. 1).

Lugano selbst steht auf steil aufgerichteten Phylliten. Auf denselben liegt der Dolomitklotz des San Salvatore, und am Südufer des Lago Ceresio erhebt sich in steilen Wänden die Liasmasse des Monte Generoso.