Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 9 (1906-1907)

Heft: 4

Artikel: Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen

Autor: Schmidt, C.

Kapitel: II: Die Tektonik der Walliseralpen

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-156603

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 02.10.2025

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

Gneissgewölbe, das überdeckt wird von transgredierenden, triasischen und jurassischen Kalken und Schiefern [1]. Die Schubmasse der « Dinariden » mag einst darüber gelegen haben. — Indem ich das Altersverhältnis von Zentralgneiss und Schieferhülle in den Tauren deute nach Analogie der von uns im Wallis und im Tessin gewonnenen Anschauungen, muss ich mich auch in Gegensatz stellen zu der Auffassung, die F. BECKE [2] vertritt, der ebenso wie WEINSCHENK im Zentralgneiss eine posttriadische granitische Intrusivmasse erblickt.

II. Die Tektonik der Walliseralpen.

M. LUGEON, H. SCHARDT und A. STELLA bringen mit Recht in die Diskussion über die Lagerungsverhältnisse in der Gegend des Simplon Vergleiche mit den westlichen Walliseralpen [3]. Die geologische Uebersichtskarte der Schweiz 1:500,000 (1894), die Kartenskizze, die A. STELLA zusammengestellt hat, ferner unsere Karte (Taf. 13) zeigen, wie hier zwischen den Gebieten der altkrystallinen Schiefer Zonen von mesozoischen Sedimenten mit Grünschiefern sich hindurchwinden [4]. Die tektonische Bedeutung dieser mesozoischen Gesteinszonen ist zu prüfen: es sind dieselben auch hier, wie am Simplon, keineswegs immer nur einfache Muldenzüge. Auf Taf. 9 habe ich drei Gesamtprofile durch die penninischen Alpen entworfen. Die Art der Lagerungsstörungen im Simplongebiet zeigt die nordöstliche Hälfte des Profiles Ulrichen im Rhonetal bis Biella in Piemont; auf den beiden andern Profilen, Fig. 2 und 3, bringe ich es zur Darstellung, wie ich die Arollagneisse der Dent Blanche-Masse als eine der Zone von Ivrea entstammende Deckscholle auffasse.

[1] Vergl. P. TERMIER. *Bull. soc. géol. de France.* 4e Serie, t. III, 1904, pl. XXII und t. V, 1905, pl. VIII.

[2] F. BECKE. Geologisches von der Taurenbahn. *Vorträge d. Vereins z. Verbr. naturw. Kenntnisse,* Wien 1906; ferner: Das nordwestl. Randgebiet des Hochalmkerns. *Sitzungsber. K. Akad. d. W. Math.-Nat. Kl.* Bd. CXV, Dezbr. 1906.

[3] Vergl. C. SCHMIDT, *Eclog. geol. helv.*, vol. IV, Nr. 5, 1895. — H. SCHARDT, *Eclog. geol. helv.*, vol. VIII, Nr. 2, 1903. — M. LUGEON, *Bull. soc. geol. de France,* 4e série, t. I, p. 814, 1902. — A. STELLA, *Bol. d. R. Com. geol. d'Italia,* 1905. — M. LUGEON et E. ARGAND, *C. R. Ac.*, Paris, 15 et 29 mai 1905.

[4] Auch auf die in den *Neuen Denkschr. d. Schweiz. Nat. Ges.*, 1869, erschienene « Karte der penninischen Alpen » von H. GERLACH möchte ich besonders aufmerksam machen.

Hinsichtlich der tektonischen Bedeutung der mesozoischen Sedimentzonen zwischen den altkrystallinen Schiefern finden wir in den drei Profilen der Taf. 9 im wesentlichen folgende Fälle vertreten: (Vergl. auch Taf. 12 u. 13)

1. Erosionsreste der normal auf archäischen Gneissen und Schiefern liegenden mesozoischen Decke.
Vergl. Bella Tola-Tounot, Fig. 2.

2. Steilstehende Synklinalen von oben eintauchend. Wurzel = Normales Hangendes gleichartiger Gneisse. Gneisse beiderseits der Mulde identisch.
Vergl. Ulrichen, Fig. 1. — Argentière, Fig. 3. — Südl. Eyenhorn, Fig. 3.

3. Flachgelegte Muldenteile, eintauchend unter von Süden her übergeschobene Gneissgewölbekerne. Wurzel = Normales Hangendes verschiedenartiger Gneisse. Gneisse im Hangenden und im Liegenden der Schiefer nicht identisch.
Vergl. Diablons, Fig. 2, Val de Bagne, Fig. 3.

4. Anerodierte Teile von in der Tiefe flach liegenden, durch Gneisse überschobenen Mulden. (Fenster.) Wurzel = Gewölbebiegung an nordwärts überschobenen, flachliegenden Gneissgewölbekernen. Gneisse im Hangenden und im Liegenden der Schiefer nicht identisch.
Vergl. Zmuttgletscher, Fig. 2.

5. Unter Gneissen hervorstechende, pseudoantiklinal gestellte Muldenteile. (Aufgefaltete Teile von Fenstern.) Wurzel = tiefliegende von Gneissen bedeckte Schiefer. Gneisse beiderseits nicht identisch.
Vergl. Zwischen Alpe di Veglia und Pizzo Teggiolo, Fig. 1.

6. In Gneisse eintauchende, synklinal gestellte Muldenteile. Wurzel = hochliegende, z. Th. erodierte, überschobene Mulden. Gneisse beiderseits identisch oder nicht identisch.
Vergl. Südl. Gondo, Fig. 1; Balmuccia, Fig. 2; Zermattmulde, Fig. 3.

In der Simplongruppe werden zwischen Verzweigungen der südwärts ausgezogenen Bedrettomulde vier flach gelegte Gneissantiklinalen weit nach Norden vorgeschoben, anbrandend an das hochragende hercynische Aarmassiv, da wo das Gotthardmassiv westwärts allmählig zur Tiefe sinkt. Es sind dies die Gneisszungen: 1. Antigoriogneiss (E), 2. Lebendun- + Valgrandegneiss (DC), 3. Leone-Ofenhorn-Gantergneiss (B) und 4. Berisalgneiss (A) (vergl. Taf. 9, Fig. 1). Der halbkreisförmige Verlauf der Bündnerschiefer-

bänder (Teggiolomulde (IV), Vegliamulde (III), Monte Carnera-Mulde (II) von Bosco im Tessin über Crevola, Zwischenbergen, Monte Leone u. s. w., ferner das Einfallen der Gneisse nach Südosten, Süden und Südwesten zeigen, dass die, je die Schiefer überschiebenden, Gneisskomplexe gegen Südosten, Süden und Südwesten ihre Wurzeln finden. Wir sehen wie gegen Südwesten z. B. längs der Simplonstrasse der Antigoriogneiss unter der Teggiolomulde, der Lebendungneiss unter der Monte Carneramulde und der Monte Leonegneiss unter der Ganter-Leonemulde (I) einsinken und in die Tiefe tauchen, wo sie wurzeln. Die höchstgelegene Masse altkrystalliner Schiefer und Gneisse, die Berisalgneisse, bilden im Südwesten des Simplon die Masse des Fletschhorns (Vergl. Taf. 9, Fig. 1). Während also südwestlich der Simplonstrasse die Wurzeln der Antigorio-, Lebendun- und Leone-Gneisse in der Tiefe liegen, ragt diejenige der Berisalgneisse hoch empor in der Bergmasse des Rauthorns, Fletschhorns und Laquinhorns. Von hier aus sind die Berisalgneisse gegen Nordosten geschoben bis auf die Kämme der Berge südlich des Binnentales. Das Liegende der Berisalschiefer und -Gneisse bildet die auf den Leone-Ofenhorngneissen liegende Gantermulde, welche am Monte Leone eine komplizierte Sekundärfalte bildet. Die « Gantermulde » ist im Simplongebiet eine von der grossen Bedrettomulde durch die Aufstülpung des Gantergneisses getrennte Separatmulde, die in ihrem Verlaufe annähernd den südwärts ausgezogenen Verzweigungen der Bedrettomulde folgt, was namentlich darin sich dokumentiert, dass ihr Ausgehendes vom Hüllehorn über Monte Leone und Wasenhorn bis zum Kaltwassergletscher NE-SW verläuft, dann sich südwärts wendet und gegen Simplon und Zwischenbergen südostwärts umbiegt. (Vergl. Taf. 13.)

Prüfen wir die gegenseitige Lage der äquivalenten Glieder im Simplongebirge in der Richtung von Südwest nach Nordost (Taf. 9, Fig. 1), so erkennen wir, dass gegen Südwesten alle einsinken und je von höher liegenden Elementen bedeckt werden, gegen Nordosten im Gegenteil rasch ansteigen, hoch auf den Gebirgskämmen erodiert werden und so immer mehr tiefer liegende Elemente zu Tage treten lassen. In der Achse des Tunnels z. B. kommt die Basis der auf der Gantermulde liegenden Berisalgneisse zu liegen auf 300 M. unter Meeresspiegel, 6 Km. weiter gegen Osten liegt am Bortelhorn dieselbe Basis zirka 2900 M. über Meer, und am Cherbadung, 11 Km. östlich vom Tunnel finden wir sie noch auf 3100 M.

Höhe, während dann noch weiter östlich Berisalgneisse und Gantermulde hoch über den Kämmen der Berge erodiert sind. Unter der Gantermulde liegen die Leone-Ofenhorn-Gneisse auf den Schiefern der Monte Carnera- und Veglia-Mulde, und zwar kommt im Profil längs des Tunnels dieser Kontakt auf zirka 1000 M. unter Meeresniveau zu liegen; 25 Km. weiter gegen Nordosten am Hohsandgletscher ist das Dach der Vegliamulde bis auf 3000 M. Höhe emporgestiegen und die darüber liegenden Ofenhorngneisse streichen gegen Osten in die Luft aus. — Auf beistehender Textfigur 4 ist der Bau des Gebirges in der Richtung von SW nach NE senkrecht zur Tunnelaxe ab Km. 8 von SP dargestellt. Auch

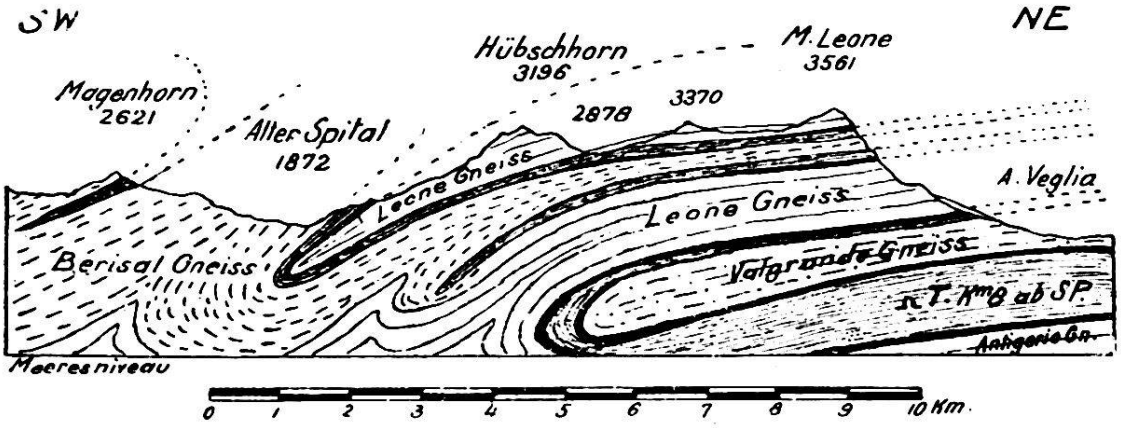


Fig. 4.

hier sehen wir: Alle Gebirgsglieder der Simplongruppe senken sich in der Richtung des alpinen Streichens von Nordost gegen Südwest um den Betrag von zirka 13° und diese Absenkung entspricht in ihrem Verlaufe genau dem Absinken des nördlich vorgelagerten Gotthardmassivs.

Nachdem wir so das allgemeine Einsinken der zentralen Teile des Simplonmassivs gegen Westen konstatiert haben, müssen wir den weitern Verlauf der nördlichen Randzonen auf der Südseite des Rhonetales untersuchen. Die Bedrettomulde tritt nach dem Versinken des Gotthardmassivs bei Fiesch direkt an das Aarmassiv heran und zwar keilt die fossilführende Nufenenzone, welche den nördlichen Teil der Bedrettomulde bildet, östlich Brig im Rhonetal aus und die südlichen Teile derselben, die Kalkschiefer des Binnentales mit ihren Grünschiefern, herrschen bei Visp im Rhonetal, wo auf der Nordseite desselben die zur Furkamulde zu rechnende Sedimentdecke des Aarmassivs südwärts unter den Talgrund einsinkt. — Bei Berisal grenzt südlich an die «Bedretto-

mulde » der « Gantergneiss » worauf die « Gantermulde » und die « Berisalgneisse » folgen. Wie Taf. 8, Fig. 4 der Taf. 7 und Fig. 1 der Taf. 9 zeigen, erweist sich die Zone des Gantergneisses als der unter der Gantermulde aufgebrandete, in sich selbst wieder geteilte Stirnrand des Gewölbekernes des Leone-Ofenhorngneisses. M. LUGEON nennt den Gantergneiss « une vague de retour. »

Dieser Gantergneiss erreicht sein westliches Ende in der Kuppe des Gebidem, südwestlich von Visp, wo er gegen Süden, Westen, Norden und Nordosten von gipsführender Trias und Kalkschiefern umschlossen wird. (Vergl. Taf. 13.) Naturgemäss verschmilzt über dem zur Tiefe gesunkenen Gantergneiss die Gantermulde mit der Bedrettomulde. (Vergl. Taf. 9 Fig. 1 u. Taf. 13.) Die Berisalgneisse, südlich der Gantermulde, überschreiten westwärts die Simplonstrasse, indem sie zugleich mit der Gantermulde im Streichen gegen Süden umbiegen zur Masse des Fletschhorn. Die flachliegenden Gneissantiklinalen des Simplon (EDCB) liegen hier westlich des Simplon in der Tiefe und haben jedenfalls bedeutend an Intensität eingebüsst. Als Hangendes der Berisalgneisse jedoch stellt sich unmittelbar westlich des Simplonhospizes eine neue Schiefermulde ein, die dem zweiten der oben angeführten Muldentypen angehört. Es ist dies die « Magenhornmulde ». (Vergl. Taf. 7 Fig. 4 u. Taf. 13, ferner Textfigur 4.) Diese Magenhornmulde erreicht, sich allmählig verbreiternd, die Visp bei Stalden. Nordwestwärts umbiegend, gliedert sie sich an den Bündnerschieferzug von Visp an, der, auf der Südseite der Rhone bleibend, sich immer mehr verschmälert und am Ausgange des Turtmanntales völlig auskeilt. Wir sehen also wie die drei separaten Mulden des Simplongebietes (Bedretto-Ganter- und Magenhorn- Mulde) westwärts konvergierend sich vereinigen. Die unter spitzem Winkel von Osten und Südosten an die Rhone herantretenden Schieferzüge reihen sich dachziegelförmig aneinander und so keilen an der Rhone von Ost nach West successive aus: erst Nufenenschiefer und dann Binnentalerschiefer der Bedrettomulde, später Schiefer der Gantermulde, und endlich diejenigen der Magenhornmulde. (Vergl. Taf. 13 ferner Blatt XVII und XVIII, 1 : 100,000.) Es ist besonders beachtenswert, dass westlich der Simplonstrasse sowohl die mesozoischen Schiefer der Gantermulde als auch diejenigen der Magenhornmulde von typischem Carbon begleitet werden. das bis nach Turtmann, wo die vereinigten Kalkschiefer aufhören, anhält.

Bevor wir weiter die Entwicklung des Gebirgsbaues vom

Simplon aus gegen Westen und Südwesten verfolgen können, muss ich kurz darlegen, wie die Berge des Tessin sich dem Bau des Simplon angliedern. Die nördlichen Schiefermulden zeigen von Brig aus bei konstantem ost-nordöstlichen Streichen ein kontinuierliches Steigen ihrer Achse gegen Osten. Wo östlich des Ofenhorns die hoch empor gestiegenen Leone-Ofenhorngneisse erodiert sind, vereinigen sich zwischen Lebendunsee und Griespass die liegenden Schiefer der Bedretto- und der Vegliamulde, über welche die immer mehr sich verbreitenden Lebendungneisse hinüber geschoben worden sind. Die Masse des Basodino ist eine steil gestellte, in Schiefer eintauchende umgestülpte Antiklinale von Lebendungneiss. Die Schiefer der Teggiolo- und Varzo-Baceno-Mulde (M. IV und M. V, Taf. 7, Fig. 4) südlich der Lebendungneissantiklinale, streichen vom Val Cairasca aus gegen Nordnordosten, und nähern sich so immer mehr der Bedrettomulde im Norden, so dass im obern Val Antigorio und im Val Bavona, südlich des Bedrettotales, die Aequivalente des Faltensystems, die im Simplon von Nord nach Süd auf 20—30 Km. Länge sich erstrecken, auf etwa 12 Km. Länge zusammengestaut sind. Die spitze Muldenbiegung der Teggiolomulde, die südlich des Simplon am Nordabhang der Rovalekette sich findet, biegt von Crevola aus bis Bosco direkt nordwärts, wo sie auskeilt und naturgemäss dringen so die autochtonen Gneissmassen im Tessin viel weiter nach Norden vor, als südlich des Simplon. (Taf. 13.)

Bei Baceno haben wir noch die typische Varzo-Baceno-Mulde (M. V) zwischen Antigoriogneiss im Hangenden und Verampiogranit im Liegenden. Es ist aber wahrscheinlich, dass dieselbe weiter gegen Nordosten in der Tiefe sich immer mehr verkürzt. Die Teggiolomulde ist zwischen Pommat und Frutwald im Val Formazza aufgeschlossen, untertauchend gegen Süden unter Antigoriogneiss, bedeckt im Norden von Lebendungneiss; sie streicht von hier aus nord-ostwärts ins Val Bavona; westlich von Campo steigt die Teggiolomulde am Pizzo Castello hoch empor und hier ist in bezeichnender Weise über ihr spitzes Ende von Süden her Antigoriogneiss resp. Tessinergneiss nordwärts über sie hinübergeschoben, d. h. hier umhüllt der Antigorio-Gneiss die Muldenbiegung der Teggiomulde, die hier das aufragende, südlichste Ende der in der Tiefe südwärts ausgezogenen Bedrettomulde darstellt. Dieses aus der Tiefe emporstechende Ende der Bedrettomulde verfolgen wir ostwärts von Campo nach Fusio und über den Campolungopass nach Dalpe und von da weg

ist gegen Norden, auf der südwestlichen Seite des Tessin, die kontinuierliche Verbindung der Campolungo-Schiefer und Marmore im Liegenden der altkrystallinen Schiefer des Ponc. Sambuco und Passo Sassello mit den mesozoischen Schiefern und Marmoren der Bedrettomulde bei Airolo aufgeschlossen. Die über die flachgelegte Bedrettomulde von Süden her hinübergeschobene Gneissmasse ist hier nur noch etwa 4 Km. breit von Süd nach Nord und am Ponc. di Tremorgio streicht dieselbe über den mesozoischen Schiefern ostwärts in die Luft, genau so wie im Westen am Cherbadung die Berisalgneisse über der Gantermulde und am Ostabhang des Ofenhorn die Leone-Ofenhorngneisse über der Vegliamulde gegen Osten ausstreichen.

Unsere Karte im Massstab 1 : 50,000 und die dazu gehörige Profilserie erläutern die hier nur skizzierten Verhältnisse besser. Für die Gegend zwischen Tessin und Bleviotal fehlen noch die genaueren Untersuchungen ; ob die Bündnerschiefer von Piora mit denjenigen von Quinto unterirdisch sich verbinden, ob somit die Gneisse des Lucomagno ebenfalls eine überschobene Gneissantiklinale darstellen, ist noch unentschieden; der Pizzo di Molare östlich ob Faido ist eine prachtvolle, normale Synklinale von Marmor und Schiefer auf Gneissen ruhend.

Die nördlich Bosco in breiten Streifen ins Tessin eintretenden Antigoriogneisse durchqueren als Tessinergneisse das Tessintal und setzen gegen Osten fort bis in die Berge am Nordabhang des Tales von Chiavenna. Schon auf der im Jahre 1852 erschienenen Karte von B. Studer ist die Linie eingezeichnet, längs welcher diese Gneisse aus der flachen Lagerung im Norden gegen Süden steil abbiegen. Im westlichen Graubünden beobachten wir, wie die meist von Glimmerschiefern überlagerten Gneisse in sogen. «Massivlappen» geteilt werden, indem von den Bündnerschiefergebieten aus in die nordsüd laufenden Täler S. Giacomo, Mesolcina, Blenio und Leventino schmale Schieferzüge weit nach Süden hineinziehen. Es entstehen so zwischen Oberhalbstein und Tessin die zungenförmig nach Norden sich vorschiebenden Massive: Suretta-Stella, Tambo, Adula und Lucomagno. Es ist anzunehmen, dass die Bündnerschiefer der genannten Täler, unter den Massivlappen durch, sich in der Richtung von Ost nach West verbinden, die Gneisse wären über Bündnerschiefer hinübergefaltet. Der projektierte, 26 Km. lange Splügentunnel bringt uns wohl einigen Aufschluss über diese supponierte Schieferunterlage des Stella-Suretta-Massivlap-

pens. Wir haben es aber auf alle Fälle nicht zu tun mit exotischen Ueberschiebungsmassen, sondern mit flach überlegten Gneissantiklinalen, die mit ihrer Wurzel noch in Verbindung stehen. Die Verhältnisse, die wir am Simplon fanden, wiederholen sich hier, vielleicht in etwas weniger komplizierter Form und in mehr von Ost nach West zur Geltung kommender Schubrichtung. Dass « Rheinwaldhorn und seine Trabanten, jene Bergriesen, deren ewigem Eis der junge Rhein entströmt, wurzellos stehen, » ist nur bedingungsweise richtig[1].

Die Grenze von überschobenen und nicht überschobenen Gneissen läuft nach unserer Ansicht etwa von Domodossola aus nach Nordosten über Campo und Peccia nach Faido. (Vergl. Taf. 13.) Von Faido bis Bellinzona herrschen wurzelnde, archäische Gneisse, die bekannten zweiglimmerigen Tessinergneisse, die dem Antigoriogneiss identisch sind (Granite), überlagert von jüngern krystallinen Schiefern, die namentlich im Val Chironico grosse Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit erreichen. Es bilden die Tessinergneisse ein weites Doppelgewölbe, dessen südlicher Schenkel bei Claro rasch abbiegt; hoch oben am Pizzo Claro soll auf den altkrystallinen Schiefern Marmor liegen[2]. (Vergl. Taf. 12 Fig. 4.)

Südwärts von Claro werden die nun steil südfallenden Tessinergneisse überlagert von dünnschiefrigen Gneissen und Glimmerschiefern und bei Castione, an der Ecke zwischen Tessin und Mesolcinatal treffen wir auf eine Synklinale hochmetamorpher Bündnerschiefer, eingefasst von Triasmarmor im Norden und im Süden. Zwischen Castione und Giubiasco erscheinen die steilstehenden Amphibolite der Zone von Ivrea, die als kontinuierlicher, bogenförmig verlaufender Gesteinszug vom südlichen Alpenrande bei Ivrea aus über Varallo, Ornavasso, Locarno nach Bellinzona sich erstrecken und von hier aus gegen Osten das Nordende des Comersees erreichen, von wo aus sie mit den basischen Massengesteinen zwischen Veltlin und Bergell verschmelzen[3]. Südlich des zwischen Tessin und Adda nur schmalen Amphibolitzuges erscheint wiederum eine Sedimentmulde, analog derjenigen von

[1] Vergl. A. Heim, *Geolog. Nachlese*, Nr. 17, 1906, und O. Wilckens, Ueber den Bau des nördlichen Adulagebirges. *Centralbl. f. Min.*, Nr. 11, 1907.

[2] M. Lugeon (*Bull. soc. geol. 1902*) hat auf pl. XVII die Grenze der « Nappes des régions gneissiques » weiter nach Süden gelegt; für ihn existiert der « dôme tessinois » nicht, derselbe ist nur die « carapace d'une grande nappe ».

[3] G. Melzi, Giornale di Mineralogia del Dott. F. Sansoni, Fasc. 1, vol. II, 1891 und Fasc. 2, vol. IV, 1893.

Castione im Norden. Am Passo S. Jorio, beiderseits des Nordendes des Comersees und weiterhin im Veltlin bis gegen Tirano ist eine schmale Muldenzone typischer Trias- und Verrucanogesteine aufgeschlossen. Die Kalke, die bei Dubino im Gneiss eingekeilt, sind identisch mit den « Dolomiten » des San Salvatore bei Lugano. Zwischen Giubiasco und Lugano finden wir nun weiter die variscisch gefalteten Gneisse des sog. Seegebirges mit der Carbonmulde von Manno. Diskordant auf diesen südwärts zur Tiefe sinkenden, krystallinen Schiefern liegen die Porphyrdecken und Sedimente der lombardischen Kalkalpen. (Vergl. *Livret-guide*, 1894, pl. VIII.)

Für die geologische Struktur des Südrandes der Schweizeralpen ist es von grundlegender Bedeutung, dass aus den engadinischen und veltlinischen Massiven basischer Tiefengesteine im Osten sich gegen Südwesten die einheitliche « Zone von Ivrea » entwickelt[1]. Gleichwie in der Gegend von Bellinzona und Locarno finden wir weiter nach Südwesten bis da, wo die Ivreazone spitzwinklig an den Rand der piemontesischen Ebene herantritt und plötzlich abbricht, am Nord- und am Südrande der steilgestellten Amphibolite, denen auch die nickelerzhaltigen Peridotite des Sesiatales westlich Varallo angehören, Marmor- und Schieferzüge steilstehend zwischen den krystallinen Schiefern. Dem Südrand der Amphibolitzone gehören an: Trias und Verrucano von Dubino bis Passo S. Jorio, Marmore von Ascona bei Locarno, von Ornavasso bis Varallo; am Nordrand finden wir: Mulde von Castione, Marmore nördlich Finero[2], Schiefer und Kalke von Rimella-Fobello[3] (Scisti permo-triasici? — A. Stella), Kalke und Porphyrite von Borgofranco und Val Chiusella bei Ivrea. Ueber das Alter dieser in ihrem Verlaufe vielfach unterbrochenen Kalk- und Schieferzüge hat man sich noch wenig geäussert, sie galten wohl meist, wie die berühmten

[1] Die Gesteine der « Zone von Ivrea » haben nichts zu tun mit dem « Pietre verdi » (Gastaldi), die den mesozoischen Kalkschiefern der « Zone von Piemont » eingeschaltet sind. (Vergl. W. Salomon, Die alpino-dinarische Grenze. — *Verhdl. k. k. geol. Reichsanst.* 1905, No 16. — Gegen die von E. Suess, inaugurierte und von mehreren Geologen acceptierte Hypothese des genetischen und tektonischen Zusammenhanges zwischen dem dioritischen Tiefengestein-Massiv der Zone von Ivrea und den Pietre verdi erhebt auch V. Novarese Einspruch. (Boll. del R. Com. geol.S. IV, Vol. VI, S. 181-191.)

[2] Vergl. Porro, *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.* 1905.

[3] Vergl. Artini und Melzi, *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia*. Milano 1900.

Marmore von « Ornavasso » z. B. als archäisch. Nach Taf. 9, Fig. 2 und 3 fasse ich dieselben als triadische Einkeilungen auf und parallelisire sie in ihrem ganzen Verlaufe mit den zweifellosen Triaskalken im Osten am Nordende des Comersees. Gesteine in Bündnerschieferfacies finden wir nur am Nordrand der Zone von Ivrea, namentlich bei Rimella-Fobello (Mulde von Fobello). — Bei Biella und bei Ivrea zieht sich längs des nordwestlichen Randes der Amphibolite von Ivrea eine schmale Zone von steil stehenden Kalken, Phylliten und Arkosen hin, die zu Jura, Trias und Perm gerechnet werden müssen. Zwischen Val Sessera und dem Tal der Dora Baltea enthält diese Zone auf zirka 20 Km. Länge einen schmalen Streifen von stark zerquetschten Porphyriten[1]. Auf Taf. 9, Fig. 6 sind leider weder die Kalkschiefer noch die Porphyrite zwischen den Dioriten und dem Syenit zur Darstellung gebracht. Im Val Andorno hatte ich vor Jahren die Kalkschiefer nicht beobachtet und die bei Sagliano-Miagliano mächtig entwickelten Porphyrite betrachtete ich als Uebergangstypen zwischen Syenit und Diorit. Nach den neuesten Mitteilungen von S. Franchi (*Boll. R. com, geol. d'Italie*, vol XXXVI, Fasc. 4°, 1908) bestätigt sich hingegen die Darstellung von B. Gastaldi. (Vergl. Taf. 13.)

Die krystallinen Schiefer des Seegebirges, die zwischen Lago maggiore und Sesiatal an die oberitalienische Ebene herantreten, enthalten die Mulde von Carbon bei Manno, ihnen sind die jungpaläozoischen Granitmassive von Baveno und der Colma, westlich Orta, eingeschaltet.

Der von granitischen Gängen nnd auch von Amphiboliten reichlich durchsetzte Stronagneiss (Gerlach) bildet zwischen Sesia und Toce die Grenzzone des Seegebirges gegen die Amphibolite von Ivrea. (Vergl. Taf. 9.) Eine scharfe Grenze zwischen « Amphibolitzug von Ivrea » und « Stronagneiss » ist kaum vorhanden. Endlich als diskordante Decke über den Schiefern des Seegebirges liegt das von Ost nach West immer mehr sich verschmälernde, südwärts unter Pliocän und Diluvium untertauchende Kalkgebirge in mediterraner Facies, das Westende der Dinariden nach P. Termier. Die westlichsten Teile derselben am Ausgange des Val Sesia bei Villa del Bosco hat neuerdings S. Franchi beschrieben[2]. Nicht überall sind die Sedimente der Dinariden am südlichen Alpenrande normal in

[1] Vergl. B. Gastaldi. Studii geologici sulle Alpi occidentali. Firenze 1871.
[2] Vergl. S. Franchi, Nuovi affioramenti di Trias etc. — *Boll. R. Com. Geol. d'Italia.* 1904.

diskordanter Transgression den variscisch gefalteten Schiefern des Seegebirges an- und aufgelagert, am Lago maggiore, südlich Luino, z. B. sind die lombardischen Kalkalpen im Osten an den Gneissen des Seegebirges im Westen längs einer Verwerfung abgesunken, ebenso grenzt die Trias-Lias-Scholle des Monte Fenera bei Borgosesia längs einer Verwerfung an die Gneisse im Norden. (Vergl. Taf. 9, Fig. 2 und 3.) Die Kalkzüge S. Jorio-Varallo, am Südrand der Zone von Ivrea fasse ich auf als bei der Hauptfaltung der Alpen in die krystallinen Schiefer eingeklemmte Teile der dinaridischen Sedimentdecke der Massive des Seegebirges und der Ivreazone. Aehnlich verhält sich die Triasscholle von Voldomino bei Luino[1].

Die penninischen und lepontinischen Alpen zwischen Tessin- und Aostatal werden im Süden durch die Amphibolitzone von Ivrea begrenzt. Im Norden ist ihre Grenze gegeben durch den Südrand des Gotthardmassivs von Airolo über den Nufenen bis Ausserbinn, dann durch die krystallinen Schiefer und den südlichen Sediment-Mantel des Aaarmassivs auf der Nordseite des Rhonetales von Mörel bis Leuk. Bis hierher, nämlich bis Turtmann am südlichen Rhoneufer, haben wir die Struktur der die lepontinischen Alpen im Norden begleitenden Sedimentmulden untersucht. Wir sahen, wie die maximale nordwärts gerichtete Ueberfaltung von Gneissen über die südwärts ausgezogene Bedrettomulde sich findet auf der Linie Crevola-Mörel, wie symmetrisch gegen Osten bis Faido, gegen Westen bis Visp das Phänomen an Intensität abnimmt und wie alle Faltenachsen nach Westen sich senken, sodass westwärts die im Simplon zu oberst liegenden Berisalgneisse zur Herrschaft gelangen und noch höher gelegene Sedimentmulden tragen. — Bei Turtmann sind die vereinigten Bedretto-Ganter-Magenhorn-Mulden ausgekeilt. (Vrgl. Taf. 13) Die südlichste derselben, die Magenhornmulde, wird vom Simplonhospiz her bis Turtmann von Carbon begleitet. Die Nordgrenze der penninischen Alpen verläuft von da am Berghang ob Sitten von Sierre über Drône nach Conthey, folgt dann dem Rhonetal bis Saxon und weiter nach Südwesten ist sie durch die Innenseite des Mont-Blanc-Massivs bestimmt.

[1] Vergl. C. Schmidt und G. Steinmann. Geolog. Mitteilungen aus der Umgebung vom Lugano. — *Eclogae geol. Helv.* Bd. I, Taf. III.

Die Bündnerschieferzone, welche an die hercynischen Massive: Aar, Gotthard, Mont-Blanc, Belledonne, Grandes Rousses und Pelvoux alpeneinwärts direkt angrenzt, erscheint im Wallis gegenüber Leuk unterbrochen. Zwischen Turtmann und Chippis dringt Pontiskalk und Quarzit ins Rhonetal vor. (Taf. 13.) Wir können somit eine nordöstliche Hälfte der Bündnerschieferzone unterscheiden: Ilanz (resp. Prättigau)-Visp (Bedrettomulde) und eine südwestliche: Sierre, Val Ferret, Moutiers, Brianzon (Val Ferretmulde[1]). Es ist bezeichnend, dass südlich, beziehungsweise östlich an die schistes lustrés der Val Ferretmulde in ununterbrochenem Zuge sich Carbon anschliesst. Bemerkenswert ist eine petrographische Differenz zwischen Bedretto- und Val Ferretmulde. Die in der Region Scopi-Val Canaria-Simplon weit verbreiteten hornfelsartigen und glimmerschieferähnlichen Typen fehlen in der Val Ferretmulde vollständig. Gelegentlich trifft man noch Clintonitschiefer. Vorherrschend sind Kalkphyllite, denen oft mächtige Kalke sich einschalten (Sembrancher); daneben erscheinen drei neue Typen, nämlich der « Quarzit » und der « Pontiskalk » am Südabhang des Rhonetales westlich Visp, dann die « Brèche du Télégraphe » bei Sitten, bei Chable (Val de Bagne) und im Val Ferret. Prasinite sind selten in den Kalkschiefern der Ferretmulde, in grosser Entwicklung erscheinen sie erst am kleinen St. Bernhard[2]. Wie bereits erwähnt folgt auf die Schistes lustrés-Zone des Val Ferret alpeneinwärts ein Zug karbonischer Schiefer, der südostwärts unter die jungarchæischen Gneisse der Zone des grossen St. Bernhard einschiesst[3]. (Vergl. Taf. 13, Taf. 9, Fig. 2 und 3.)

Die Struktur des 120 Km. langen Rhonetales vom Rhonegletscher bis nach Martigny ist eine recht komplizierte; wir finden viele Analogien in symmetrischer Anordnung mit derjenigen des Rheintales von der Oberalp bis Chur.

Im Oberwallis verläuft die Talfurche, genau SW — NE gerichtet, parallel der Mulde zwischen Aar- und Gotthardmassiv. Die hier in der « Furkamulde » noch erhaltenen

[1] Vergl. E. Haug, Etudes s. la tectonique des Alpes suisses. *Bull. soc. géol. d. France.* 1896, p. 553.

[2] Vergl. S. Franchi, *Boll. del R. Com. Geol. d'Italia.* 1899. Tav. III.

[3] Vergl. S. Franchi und C. A. Stella, I giacimenti di antracite della Valle d'Aosta. — *Mem. describt. della Carta geologica d'Italia.* Vol. XII.

Sedimente sind in einer Zwischenfacies zwischen helvetischer Hochalpen- und eigentlicher Schistes lustrés-facies entwickelt; der facielle Uebergang zum einen und zum andern vollzog sich in den hoch über Aarmassiv und Gotthardmassiv erodirten Sedimentdecken. Bei Ulrichen streicht das Mesozoicum der Grenzmulde zwischen Aar- und Gotthardmassiv infolge Erosion in die Luft. Bei Raron und bei Gampel, am nördlichen Rhoneufer, lagert diskordant auf den altkrystallinen Gesteinen des westlichen Aarmassivs das mesozoische Deckgebirge, eine südwärts einfallende, die Bündnerschiefer am südlichen Rhoneufer unterteufende Platte bildend. Diese jurassische Schichtserie von Raron-Gampel entspricht wohl dem Nordschenkel der « Furkamulde » zwischen Aar- und Gotthardmassiv und es ist bemerkenswert, dass die tiefern Horizonte derselben Bündnerschieferfacies zeigen[1]. Bei Aernen-Grengiols versinkt das Gotthardmassiv und die Senke wird überbrückt von den Schiefern der Bedrettomulde und so sehen wir nun auch bei Visp, wie die Aequivalente der südlichen Teile der Bedrettomulde an und über den südlichen Mantel des Aarmassivs geschoben sind. Den faciellen Uebergang der Sedimente der Furkamulde zu denjenigen der Bedrettomulde, den wir weiter östlich hoch in der erodierten Decke des Gotthardmassivs zu suchen haben, vollzieht sich hier in einer tief unter der Talsohle liegenden, südwärts einfallenden, stark verquetschten Muldenzone, zu deren hangendem Schenkel die Visperschiefer gehören. Diese Muldenzone stellt das Hangende des tief versenkten Gotthardmassivs dar; die durch dies Versinken bedingte orographische Depression wird aber überdeckt durch die von Süden her vordrängenden Bündnerschiefer. Dadurch wird die angelegte tiefe, in der Richtung des heutigen Tales verlaufende Depression wieder zum Teil ausgefüllt. Ich nenne derartige Talstücke: Narbentäler[2]. Das ganze Rhonetal von Fiesch bis Martigny entspricht einer solchen Narbe, ebenso wie das Rheintal aufwärts von Chur, wo ebenfalls die Bündnerschiefer der inneralpinen Zone an- und auflagern einer südwärts untertauchenden Schichtfolge, der die Facies der helvetischen Hochalpen eigentümlich ist. Entsprechend der Rhonetalnarbe im Westen des Aarmassivs, haben wir die Rheintalnarbe im Osten desselben. (Verg. Taf. 12.)

[1] Vergl. E. v. Fellenberg, *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz.* Lief. XXI. Ferner C. Schmidt. Mineralien aus dem Triasdolomit etc. — *Neues Jahrb. f. Min.* etc., Bd. I, 1900.

[2] In ganz anderem Sinne bezeichnet E. Suess entblösste Eruptivzüge als « Narben ». (*Antlitz der Erde,* Bd. I, S. 213.)

Am Ausgang des Lötschentales versinkt das Aarmassiv. Die Sedimente von Raron-Gampel verbinden sich ohne Unterbruch mit denjenigen von Leuk am Westende des Aarmassivs. Sedimente in der helvetischen Hochalpenfacies überspannen das ganze Westende des Aarmassivs [1]. In normaler Schichtfolge — Kreide bis Trias — steigen sie aus dem Rhonetal empor, ihre Basis ist mit den liegenden Gneissen mannigfach verzahnt (Faldun-Resti-Rothhorn, etc.). Am Balmhorn, Altels und Kl. Rinderhorn bildet diese zentralmassivische Sedimentdecke eine unter den Ueschinengrat einschiessende, mehrfach gefältelte Gewölbeumbiegung; sie bildet als Ganzes einen « pli plongeant », dessen Gewölbekern, aus Dogger und Lias bestehend, in der Höhe bleibt südlich des Kl. Rinderhorns. (Vergl. Fig. 5 u. 6.) Das zur Gewölbebiegung gehörende Eocän biegt in der Tiefe südwärts zurück, einen Muldenkern bildend. Dies auf der « Spitalmatte » an der Gemmi zu Tage tretende Eocän ist von grösster Bedeutung für die Auffassung der Tektonik der helvetischen Kalkalpen. Gegen Nordosten verfolgen wir dasselbe in kontinuierlichem Zuge durch das Oeschinental nach Mürren, von da über Grindelwald, Meiringen, Engelberg, Altdorf, Lintthal, Elm bis Ragaz [2]. Das Eocän von Val d'Illiez, den Westfuss der Dent du Midi unterteufend, nimmt eine analoge Stellung ein. (Vergl. Taf. 13; ferner H. Schardt, *Eclogae geol. helv.* V, Pl. 2 [3].)

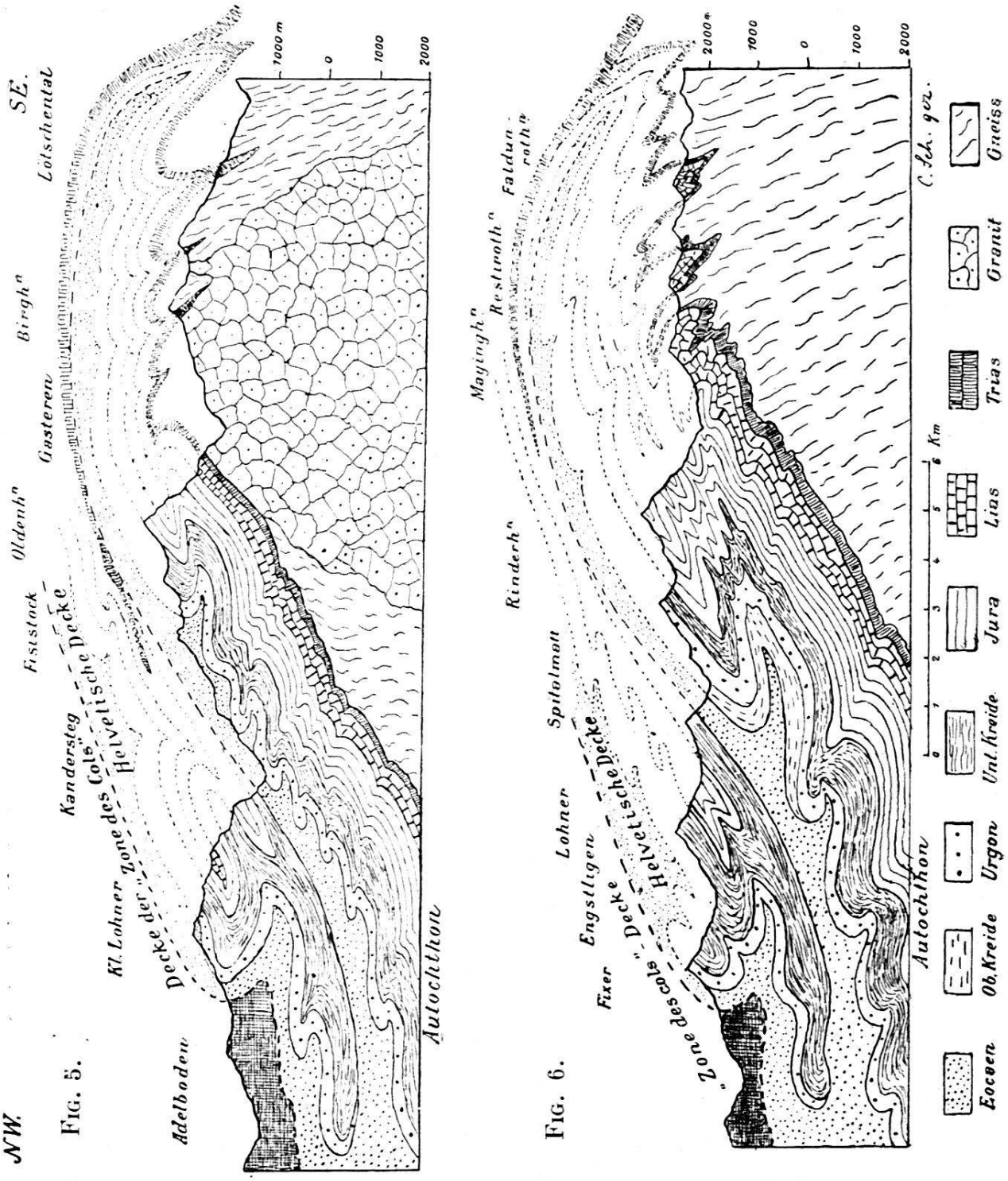
Der Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rhonetales von Leuk aus abwärts wird bedingt durch das Versinken des Aarmassivs im Nordosten, des Montblancmassivs im Südwesten. Bei Martigny sinkt unter der Dent de Morcles das nordöstliche Ende des Mont Blancmassivs zur Tiefe, zirka 40 Km. davon entfernt steigt das Aarmassiv

[1] Vergl. M. Lugeon, *Eclog. geol. helv.* vol. VIII, No 4.

[2] Vergl. z. B. E. Haug, *Bull. soc. géol. de France* 3e série, t. XXIV, Pl. 23. Ferner M. Bercrand und H. Golliez, *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. XXV, p. 568.

[3] Die durch die Darstellungen von H. Schardt und M. Lugeon bekannt gewordene « Molasse rouge » von Val d'Illiez betrachte ich als das normale Hangende des Flysches des helvetischen Faciesgebietes. Diese oligocäne Molasse wird durch die zur « Klippendecke » gehörenden triadischen und jurassischen Schichten der Tréveneusaz überschoben. Es ist somit dieselbe ein prachtvolles Fenster (vergl. Taf. 13), das darauf hinweist, dass die subalpine Molasse zwischen Thunersee und Genfersee unter der Masse der Freiburgerdecken sich hindurchzieht, eingeschaltet zwischen Klippendecke im Hangenden und der helvetischen Schichtserie im Liegenden, genau so wie H. Schardt es im Jahre 1898 gezeichnet hat. Mit vollstem Rechte nennt man die Ueberfaltungstheorie die Schardt'sche.

unter seiner Sedimentdecke, mit derselben, empor. Auf dieser Strecke, die einer Versenkung des variscisch gefalteten Grundgebirges entspricht, ist auch das mesozoische



Deckgebirge in einer quer zum Alpenstreichen verlaufenden Zone gegenüber den Waadtländeralpen im Westen, den Berneralpen im Osten eingesunken: Die Faltenaxen im Gebiet der helvetischen Hochalpen sinken von Südwesten und von

Nordosten ein gegen die Mitte zwischen Ostende von Montblanc- und Westende vom Aarmassiv. Diese Bresche im variscischen Wall der Nordalpen bedingt den Bau der gesamten Alpen zwischen Biella und Bulle : hier dringt im Wallis die Deckscholle der Dent Blanche nordwärts vor und hier liegen am Nordrand des Gebirges die exotischen Voralpen [1].

Das Deckgebirge des Aarmassivs (Balmhorn, Rinderhorn) versinkt westlich von Leuk, darüber steigt am Südabhang des Gebirges von den Höhen über Sierre aus eine neue Platte jurassischer und cretacischer Sedimente empor, die auf der Höhe des Wildstrubels einem eocänen Muldenkern auflagert und dann als stark zerstückelte Gewölbebiegung nordwärts in der « zone des cols des Préalpes » sich in die Tiefe bohrt, auf diese Weise die helvetische Sedimentdecke des versenkten Aarmassivs überbrückend [2].

Westlich des Wildstrubels erscheinen entsprechend der gegen Südwesten wieder ansteigenden Faltenachsen nach und nach wieder die Bestandteile des helvetischen Sedimentmantels des allmälig sich hebenden Montblancmassivs. Westlich Saillon treten die krystallinen Schiefer des Montblanc auf der Nordseite des Rhonetales zu Tage. Vom Rhonetal aus steigen, spitzwinklig gegen die Talrichtung streichend, die Schichten gegen Norden an, und es bildet dieser autochthone Sedimentmantel des östlichen Montblancmassivs nach M. Lugeon drei nordwärts übereinander gelegte Deckfalten (Dent de Morcles, Diablerets, Mont Gond-Wildhorn), deren Faltenachsen ostwärts, mit dem Zentralmassiv in der Tiefe, sich senken. An der tiefsten Stelle der quer zum Alpenstreichen zwischen Aar- und Montblancmassiv verlaufenden Senke steigt aus dem Rhonetal die « Wildstrubeldecke » (*Nappe inférieure de la zone interne*, M. Lugeon) empor. Wir haben dieselbe als die Wurzel der « zone des cols » am Nordfuss der helvetischen Kalkalpen kennen gelernt. (Vergl. Taf. 12 u. 13.)

[1] Am Ostende des Aarmassivs und Gotthardmassivs finden wir vom Tödi bis zum Calanda die dem Wildstrubel analoge Einsenkungszone und es scheint, als ob dieses östliche Versinken der variscischen Centralmassive das Vordringen der ostalpinen Decken im Plessurgebirge und der krystallinen Deckscholle der Silvretta ermöglicht und bedingt hätte.

[2] M. Lugeon. *C. R. d. s. d. l'Ac. d. Sc.*, janvier 1901. *Bull. soc. geol. de la France*, 4me série, t. I. Ferner G. Rœssinger, La zone des cols. Thèse. Lausanne, 1904. — Ch. Sarasin und L. Collet haben neuerdings die « Zone des Cols » zwischen der Lenck und Adelboden untersucht (*Arch. d. sc. phys. et nat.* Genève. Janv.-févr. 1905), sie glauben für die Lugeon'sche Auffassung vorläufig keine Stütze finden zu können.

Wir haben am Simplon gesehen, wie auch südlich der Rhone ein Sinken des ganzen Gebirgskörpers von Osten nach Westen sich offenbart, welches dem Absinken des Gotthard- und des Aarmassivs im Norden entspricht und so muss die am rechten Rhoneufer bei Siders und Sitten konstatierte Depression auch am linken Rhoneufer sich zeigen. Dadurch, dass Bedretto-, Ganter- und Magenhornmulde successive nach Norden bis ans linke Rhoneufer vorrücken, dringen auch die Berisalgneisse am Ausgang des Saastales bis auf 3 Km Distanz gegen das linke Rhoneufer vor. An ihrem Nordrand biegen sie hier südwärts zurück in die Tiefe. Sie bilden einen nordwärts übergelegten Gewölbekern, der unterteuft wird von der westlichen Fortsetzung der Magenhornmulde[1]. Als Hangendes der Berisalgneisse erscheint Walliserquarzit und Pontiskalk. Der « Walliserquarzit » und der denselben zum Teil begleitende « Pontiskalk » bilden so eine kontinuierliche Nordgrenze der altkrystallinen Gesteine der penninischen Alpen von Visp bis Chable und alpeneinwärts schliesst sich daran als westliche Fortsetzung der Berisalgneisse die Zone des Grossen St. Bernhard, über deren Schiefer die autochthone mesozoische Decke noch stellenweise erhalten ist. (Vergl. Taf. 9, Fig. 2 und Taf. 13.)

Wie bereits erwähnt wurde, setzt gegenüber Siders von Neuem ein Zug karbonischer Schichten ein, der nun bis l'Argentière im Durancetal anhält. Dieses Karbon erscheint als eine in einer langen, schmalen Geosynklinale entstandene Ablagerung und bildet das Liegende des Walliserquarzites, das Hangende der Glimmerschiefer der St. Bernhardzone. Es stellt im ganzen eine gegen Norden emporgepresste Antiklinale dar, die auf eine lange Strecke beiderseits von südwärts einfallender Trias begrenzt ist. (Taf. 12 Fig. 5). Die Trias im Hangenden des Carbon, alpeneinwärts, erscheint als Mulde und wird im Val Ferret wiederum überlagert von gleichartigem Carbon, das unter die Glimmerschiefer der St. Bernhardzone einschiesst (Taf. 9 Fig. 3.). Weiter nordöstlich im Rhonetal ist dieses zwischen Trias und St. Bernhardzone gelegene Carbon in die Tiefe versenkt und keilt im Hangenden der Bernhardgneisse südwestwärts aus. (Taf. 9, Fig. 2.) Bei Siders am südlichen Talhang streicht diese Carbonantiklinale gegen Nordosten hart an den südlichen Sedimentmantel des Aarmassivs heran; dann aber

[1] Ganz neuerdings hat M. Lugeon bei St. Niclaus im Liegenden der Berisalgneisse Triasgesteine aufgefunden, die eben dem Hangenden Schenkel der Magenhornmulde angehören. (*Soc. vaud. sc. nat.* 3 juillet 1907.)

schiebt sich in den « brisés du Valais » bei Sitten ein breites Band von südwärts einfallenden Kalkphylliten ein zwischen Karbon im Süden und den Sedimenten der « Wildstrubeldecke » im Norden[1]. Die Wildstrubeldecke taucht südwärts unter diese Bündnerschieferplatte, die als Ganzes eine Mulde darstellt, zur Tiefe; über die Trias, welche bei Granges und Sitten den südlichen Flügel der Bündnerschiefermulde bildet, ist die Carbonantiklinale überschoben. (Fig. 2, Taf. 9.) Auf 18 Km. Länge westlich von Sierre bis zum Tal der Morge lagern sich so an den Berghang bis zu 900 M. maximaler Höhe Kalkphyllite. Wie bereits M. Lugeon es erwähnt, enthalten diese Bündnerschiefer Breccien, die der « Brèche du télégraphe » der Westalpen, der « Hornfluhbreccie » der exotischen Voralpen analog sind. Bei Château neuf, westlich Sitten, fand ich unter den Bestandteilen dieser Breccien Vallorcinekonglomerate. (Vergl. Fig. 7.)

Gleichwie bei Sitten und bei St. Léonard über den Bündnerschiefern Rauchwacke, Gyps und Quarzit auftreten, erscheinen im Liegenden derselben wiederum Triasgesteine. Im Bachbette der Sionne südöstlich von Drône werden die Kalkphyllite unterlagert von einem mächtigen System von Rauchwacken und bunten Mergeln zwischen welchen dunkle, dünnbankige Kalke auftreten, die reichlich *Avicula contorta* enthalten. Das Liegende dieser Trias mit Rhät bilden bergwärts die auf der geologischen Karte (Blatt XVII) mit JLS bezeichneten Kalke. — Am westlichen Ende dieses Bündnerschieferzuges der rechten Rhoneseite, tritt bei Conthey, östlich der Morge, unter den Schiefern ebenfalls Triasgyps zu Tage und derselbe liegt auf dünnplattigen Kalken, die in grosser Menge gestreckte Belemniten enthalten und unterlagert werden bis zum Eingang in die Schlucht bei Senzine von dunkeln glimmerigen, knolligen Kalkschiefern. Es zeigt dieser Schichtkomplex im Liegenden des Gypses von Conthey eine vollständige Analogie mit den jurassischen Gesteinen von Vence nordwestlich ob Sembrancher, was durch die Farbengebung auf Blatt XVII und XXII sehr schön zum Ausdrucke kommt. Zwischen Vétroz und Saillon steigen, entsprechend der gegen Südwesten sich hebenden Faltenachsen, die autochthonen Decken des östlichen Mont-

[1] Einzig bei der Station von Granges findet sich ein kleiner Rest von anthrazitführendem Carbon auf der rechten Rhoneseite und zwar liegt hier das Carbon auf dem Triasgyps, der den südlichen Schenkel der Sittener Bündnerschiefermulde darstellt.

blancmassivs aus dem Rhonetal empor und die unterste derselben die « nappe » der Dent de Morcles erhebt sich westlich Saillon in der Hochgebirgskalkmasse der Grande Garde, diskordant auf Carbon und altkrystallinen Schiefern aufliegend. (RENEVIER. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz*, XVI, pl. V.) Die Darstellung von E. RENEVIER bezüglich der nächsten Umgebung von Saillon (vergl. *loc. cit.* pl. V., coupe N⁰ 11) bedarf einer Berichtigung. Die Trias der Marmorbrüche von Saillon sinkt mit dem liegenden Karbon direkt südwärts zur Tiefe und mit ihr der darüberliegende Malm. Die nördlich

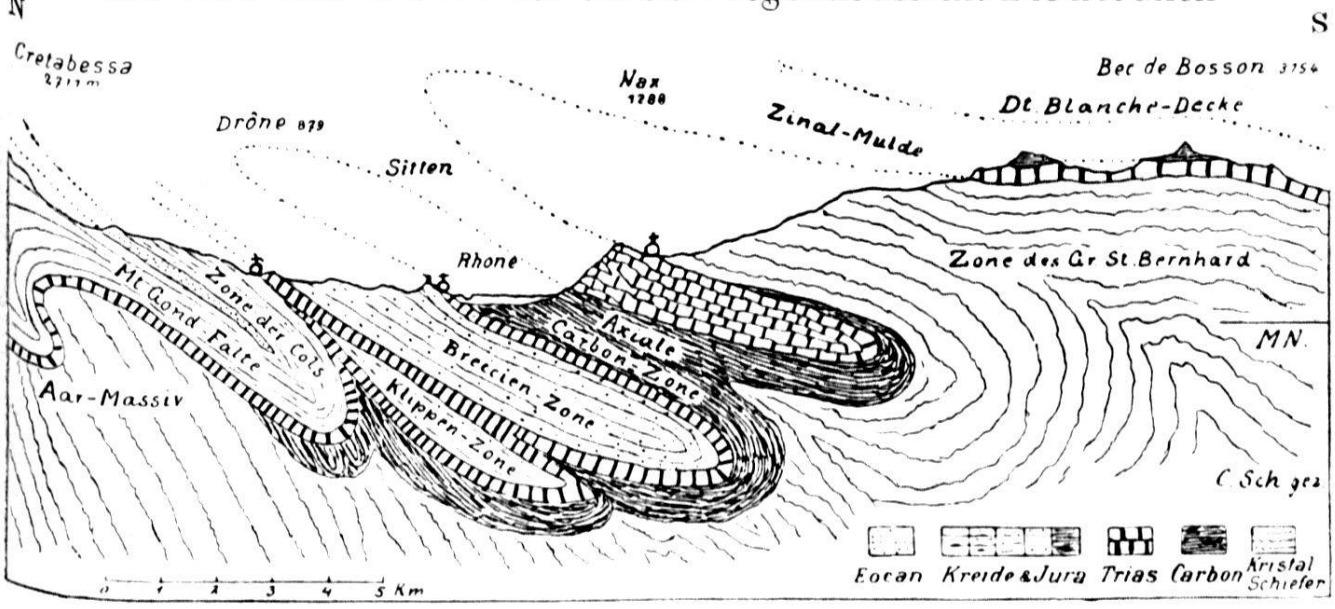


FIG. 7.

des Hügels von Saillon durchziehende, dem Malm aufliegende Rauchwacke stellt nicht eine Aufbiegung der autochthonen Dent de Morcles-Trias dar, sie bildet vielmehr die Basis einer neuen den Malm überschiebenden Schuppe und die darüber liegenden Schichten, welche den Hügel von Saillon zusammensetzen, sind nicht, wie E. RENEVIER es auf Karte und Profil angibt, Hochgebirgskalk, sondern sie bestehen aus belemnitenführenden Sandsteinen, Quarziten und schwarzen Schiefern, die wir zum Lias rechnen, dessen Aequivalente wir am Catogne finden.

Im Jahre 1896 hat E. HAUG [1] darauf hingewiesen, dass das Rhonetal oberhalb « Martigny » nicht ein normales isoklinales Längstal ist, welches zwei scharf getrennte Zonen der Alpenkette trennt. Die Gesteinszonen schneiden das Tal

[1] E. HAUG. Etudes sur la tectonique des Alpes suisses. — *Bull. soc. geol. de France*, 3e série, t. XXIV, p. 557.

unter spitzem Winkel und so greifen einige derselben von der linken Talseite auf die rechte Talseite hinüber.

Wo südlich der Rhone bei Martigny das Montblancmassiv, dessen Fortsetzung nördlich der Rhone den Untergrund der Dent de Morcles bildet, sich emporwölbt, biegt die gesamte Alpenkette westwärts im Streichen gegen Süden um.

Als Nordgrenze der penninischen Alpen habe ich die Innenseite des Montblancmassivs bezeichnet. Wir haben die Struktur des Val Ferret zu untersuchen. (Vergl. Fig. 3, Taf. 9.) Seit H. Gerlach hier kartiert hat, haben H. Schardt, Fr. Græff, E. Haug, E. Duparc, F. Pearce, R. Helbling und neuerdings C. G. S. Sandberg Mitteilungen über diese Gegend veröffentlicht [1].

Von Ost nach West unterscheiden wir folgende Zonen:

1. Die Berisalgneisse ziehen vom Ausgange des Saastales ununterbrochen in halbkreisförmigem Bogen nach dem Grossen St. Bernhard. (Zone: Gran S. Bernardo-Stella.)

2. Vom Kleinen St. Bernhard weg nordwärts über Morgez, den Grossen St. Bernhard, Chable bis Chippis im Rhonetal, gegenüber Siders, taucht ein Zug von Karbon alpeneinwärts unter die krystallinen Schiefer der Zone des Grossen St. Bernhard. Dieser Karbonzug wurde von den französischen Geologen als « zone axiale houillère » bezeichnet. Im Wallis erkennen wir, dass derselbe eine nordwärts aufgepresste Antiklinale darstellt, die als das mechanische Aequivalent des bei Mörel versunkenen Gotthardmassivs betrachtet werden kann. (Vergl. Taf. 9 und Fig. 2 und 3, Taf. 13.) Vom Rhonetal südwestlich von Sitten an bis zum Kleinen St. Bernhard hin enthält der Karbonzug eine Triassynklinale, deren Bedeutung Fig. 2 u. 3 der Taf. 9 erläutern.

3. Im Val Ferret wird die Carbonantiklinale gegen Nordwesten wiederum von einem Streifen triadischer Gesteine begleitet, der über einen breiten ebenfalls nach Südosten ein-

[1] Vergl. H. Schardt. *Eclog. geol. helv.*, déc. 1893, Bd. IV, p. 120. *Livret guid. géol.* 1894. Exc. X. — Fr. Græff, Geol. u. petr. Studien in der Montblancgruppe. *Ber. d. Nat. Ges.*, Freiburg i. Breisgau, 1894. — E. Haug, *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. XXIV, 1896. — L. Duparc u. L. Mrazec. Rech. géol. et petr. sur le massif du Montblanc. *Mém. soc. d. phys. et d'hist. nat.* Genève, 1898. — P. Pearce, Rech. sur le versant Sud-Est du massif du Montblanc. Thèse. Genève 1898. — R. Helbling, Die Erzlagerstätten des Mont Chemin. Inaug.-Diss. Basel 1902. — C. G. S. Sandberg, Etud. geol. sur le massif de la pierre à voir. Paris 1905.

fallenden Zug von jurassischen Kalkphylliten überschoben ist (H. GERLACH)[1]. Es ist dies die schistes lustrés-Mulde, der östliche Sedimentzug des Val Ferret. Im allgemeinen herrschen in dieser ganzen Zone vom Kleinen St. Bernhard, wo Prasinite vorkommen, bis ins Rhonetal einförmige Kalkphyllite. Am Ufer der Drance bei Sembrancher werden graue, plattige Kalke gebrochen. Dass diese schistes lustrés im wesentlichen jurassischen Alters sind, ergibt sich aus ihrer Lagerung und aus Fossilfunden[2]. Bei den Hütten von « Les Ars » ob Ferret habe ich Bänke von gestreckten Kalkkonglomeraten zwischen den Kalkphylliten gefunden und ferner entwickeln sich dieselben Konglomerate in grosser Mächtigkeit nördlich ob Chable innerhalb der Kalkschiefer[3]. Dieser östliche Zug mesozoischer Sedimente des Val Ferret erreicht bei Riddes das Rhonetal; das Streichen desselben biegt von NNE um gegen NE; während aber der im Süden die Kalkphyllite begleitende Karbonzug im wesentlichen auf der Südseite der Rhone bleibt, setzen die Kalkschiefer auf den Nordhang des Tales über und bilden die besprochene Bündnerschieferplatte von Sitten. — Das Rhonetal bei Sitten entspricht einer Zone starker Versenkungen und zugleich nordwärts gerichteter Ueberschiebungen. Die Fortsetzung der Val Ferretmulde von Sitten aus gegen Osten erscheint problematisch. E. HAUG hat es zuerst bezweifelt, dass die Schiefer von Sitten direkt mit denjenigen des Binnentales zusammenhängen, er glaubte ihre Fortsetzung nach Norden auf der Nordseite des Aarmassivs gefunden zu haben. Obwohl die Struktur der südlichen Rhonetalseite zwischen Visp und Sitten noch nicht hinreichend bekannt ist, scheint doch die ganze Tektonik der Gegend darauf hinzuweisen, dass das Karbon von Chippis bei Turtmann wieder einsetzt und dass die dasselbe begleitenden Bündnerschiefer die Fortsetzung derjenigen der « Brisés du Valais » sind. Der Karbonstreifen leitet nun von Turtmann aus die Schiefer gegen Südosten zurück zur Magenhorn- und Gantermulde, in welcher wir somit den

[1] Auf Blatt XVII unterschied H. GERLACH im Val Ferret einen westlichen Sedimentzug (LJ, Lias und Jura unbestimmt) und einen östlichen (SK, Kalkschiefer, schistes lustrés), die durch Trias getrennt sind. A. HEIM hat im Jahre 1891 (*Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, Lief. XXV, p. 286) gegen diese Zweiteilung polemisiert, H. SCHARDT hat jedoch im Jahre 1897 auf seiner « Esquisse géotectonique du versant nord des Alpes suisses » dieselbe mit vollstem Recht acceptirt.

[2] Vergl. S. FRANCHI. Nuove località con fossili mesozoici, etc. *Boll. R. Com. geol. d'Italia*. 1899, n. 4.

[3] Vergl. *Bull. soc. géol. de France* 4e série, t. I, 1902, p. 704.

Ansatz für die grosse Val Ferretmulde finden. Die Val Ferretmulde setzt also im östlichen Wallis wieder ein, hoch südwärts über der Bedrettomulde liegend. (Fig. 4, Taf. 7.)

Auf eine stratigraphische Besonderheit des östlichen Sedimentzuges im Val Ferret möchte ich noch hinweisen. Von Bedeutung ist es, dass wir in dem Bündnerschieferzug Siders-Riddes-Val Ferret die Aequivalente der « Brèche du Télégraphe» finden, die in der Maurienne, 90 Km. im Südwesten vom obern Val Ferret, zwischen St. Martin und St. Michel de la Porte (Vallée de l'Arc), und ebenso bei Moutiers in der Tarentaise, typisch auftritt, genau derselben Zone angehörend[1]. Wir wissen nun, dass die « Chablaisbreccie », ebenso wie die « Hornfluhbreccie » der Klippen am Nordrand der Schweizeralpen die gleiche Bildung sind wie die « Brèche du Télégraphe ». Somit hätten wir in den Breccien des Kalkschieferzuges von Sitten, Chable, Ferret und Pré St. Didier ein autochthones Aequivalent von Gesteinen gefunden, die in den Klippenregionen am Nordabhang der Alpen eine selbständige Zone bilden. In diesem Schieferzug des westlichen Wallis vermuten wir die Wurzel der «Nappes des Brèches» (Lugeon), der «Brecciendecke» (Steinmann).

Im Chablais und an der Hornfluh sind die « Breccien » von Flysch begleitet. Der Flysch überlagert z. T. in deutlicher Weise die Breccien und enthält jene ophiolitischen Massengesteine, deren exotische Natur wohl zuerst Quereau erkannt hat. Dieselbe Association von jurassischen Breccien, eogenen Flyschgesteinen und Ophiolithen finden wir nun auch in der supponierten Wurzelregion jenseits des Montblanc, in dem östlichen Sedimentzug des Val Ferret. Neuerdings glaubt W. Kilian[2], grossen Massen nordwestlich des Kleinen St. Bernhard, die auf der französischen Karte (Feuille Albertville) als « schistes lustrés supérieures ou jurassique moyen, II, » dargestellt sind, neogenes Alter zuschreiben zu müssen[3]. In nächster Nähe derselben entwickeln sich mächtige Komplexe von Ophiolithen und hier möchte ich die Heimat der Diabasgesteine des Plateau des Gets im Chablais suchen. (Vergl. Taf. 13.)

[1] Vergl. W. Kilian, *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. XIX, p. 602. — *Bull. soc. hist. nat.* Savoie 1893.

[2] *C. R. Ac. d. sc.*, 5 février 1905.

[3] Vergl. auch Zaccagna : Sulla geologia delle Alpi occidentali, *Boll. R. Com. geol.*, 1887, Tav. VIII.

4. Gegen Westen und gegen Nordwesten grenzen die Kalkphyllite des Val Ferret (östliche Sedimentzone des Val Ferret) an eine schmale Zone antiklinal gestellter Trias. (Vergl. Fig. 3, Taf. 9.) Wir finden dieselbe bei den Chalets de Ferrets, bei Ville d'Issert, bei Sembrancher im Val Ferret, ferner östlich von Saxon und endlich, wie oben beschrieben wurde, auf der Nordseite des Rhonetales bei Conthey und Drône. Die daran westwärts sich anschliessende Sedimentzone (westliche Sedimentzone des Val Ferret) bildet südwärts der Rhone den autochthonen Sedimentmantel des Montblancmassivs. Die antiklinale Zone zwischen den beiden Zügen jurassischer Sedimente erweitert sich bei Courmayeur, wo in derselben Karbon auftritt und fernerhin der Protogin des Mont Chétif und der Montagne de la Saxe hervorsticht. (Vergl. Taf. 13.)

Die westliche Sedimentzone des Val Ferret stellt tektonisch ebenfalls eine Mulde dar, deren Achse gegen Osten unter die Bündnerschiefermulde im Osten einfällt. In den französischen Alpen ist diese westliche Val Ferretmulde viel weniger tief herab erodiert und zusammengequetscht; sie enthält in der Tarentaise noch den aus den Nummulitensandsteinen und Breccien bestehenden Muldenkern (vergl. Aiguille du Grand Fond. Taf. 12)[1]. Diese dem Montblancmassiv gegen Südosten anliegende Sedimentmulde gehört zur «Zone der Aiguilles d'Arves» (Haug). Bei Saxon erreicht sie das Rhonetal und biegt hier ebenfalls gegen Nordosten um, sich immer mehr infolge von Ausquetschung verschmälernd. Bei Saillon, auf der rechten Talseite, liegen Trias und Lias des westlichen Schenkels der Mulde auf dem Malm der Dent de Morcles-Decke, wie ich oben gezeigt habe, und das gegen Nordosten keilförmig sich verjüngende Ende der Mulde treffen wir bei Conthey als Liegendes der breccienführenden Bündnerschiefer von Sitten, als Hangendes der Wildstrubel- und der Mont-Gonddecke.[2]

[1] W. Kilian und J. Révil, *Bull. soc. hist. nat.* Savoie 1893.

[2] Ob tatsächlich die hier gegebene Darstellung, nach welcher die Trias- und Liasgesteine des Hügels von Saillon der westlichen Sedimentzone des Val Ferret angehören, sich als zutreffend erweist, bedarf noch weiterer Untersuchung.

Eine andere Auffassung, zu welcher auf gemeinsamer Exkursion Herr Dr. A. Buxtorf gelangte, wäre die folgende: Trias und Lias von Saillon streichen direkt nordostwärts unter den Untern Jura (Ji) nördlich Leytron und bilden so den ältesten Kern der « Nappe des Diablerets ». Die Sedimentmulde von Saxon würde dann, ohne nach Saillon hin auszubuchten, erst bei Conthey wieder erscheinen.

Bezüglich der Facies der Sedimente (facies dauphinois) in dieser westlichen Hälfte der Val Ferretmulde (Zone des Aiguilles d'Arves) habe ich noch einige Bemerkungen zu machen. Ausser den namentlich von H. SCHARDT bekannt gewordenen, fossilführenden Schichten von Rhät und Lias, welche am östlichen Catogne-Abhang und bei Vence sich finden, sind schon lange die eigentümlichen, fossilreichen Ablagerungen von l'Amône im hintern Val Ferret bekannt geworden[1]. In einem schwarzen, tonig-sandigen, chloritoid-führenden Kalke, der über späthigen grauen Kalken mit *Pecten æquivalvis Sow.* liegt und somit dem untern Dogger (Bajocien) entsprechen dürfte, findet sich eine reiche Zweischalerfauna. J. B. GREPPIN führt namentlich: *Pholadomya*, *Lima*, *Gervillia*, *Pecten*, *Rhynchonella*, *Cidaris* und *Korallen* an. Diese Fossilassociation erinnert bei der vorliegenden stratigraphischen Analogie sofort an die Mytilusschichten der Freiburger und der Chablais-Alpen[2]. Das auch durch Erzlager interessante Profil von l'Amône habe ich mehrfach besucht und einiges Material gesammelt. Die Zugehörigkeit des Doggers zu den «Mytilusschichten» scheint mir unzweifelhaft zu sein[3]. Es verdient besondere Beachtung, dass die Mytilusschichten von Amône Gerölle von Quarzporphyren einschliessen, die dem in ihrem Liegenden auftretenden Porphyr des Montblancmassivs entstammen.

Für die Frage nach der Natur der sog. « Préalpes romandes » erscheint mir der Nachweis von Mytilusschichten in der westlichen Val Ferretmulde, die, wie gezeigt wurde, eng zusammengepresst successive von West nach Ost dem Montblancmassiv, der Dent de Morcles und der Wildhorn-

[1] J. B. GREPPIN, Verhdl. der Schweiz. Nat. Ges. 1875-1876, p. 59.

[2] Vergl. P. DE LORIOL et H. SCHARDT, *Mem. soc. pal. suisse*, vol. X, 1883. — E. FAVRE and H. SCHARDT. *Mat. p. la carte géol. de la Suisse.* LXXII, 1887. — M. LUGEON, *Bull. d. services de la carte géol. de la France.* No 49. 1895-1896, p. 67.

[3] Dr A. TOBLER hatte die Freundlichkeit, die alten Greppinschen Stücke ebenso wie das neue Material aus den Mytilusschichten von l'Amône einer summarischen Revision zu unterwerfen: Einige sehr gut erhaltene *Modiola* von Amône stimmen mit der von LORIOL als *Modiola imbricata Sow.* (Pl. IX, Fig. 1—8) bestimmten Form überein, ebenso finden wir die aus den Mytilusschichten beschriebene grosse *Lima* (Pl. IX und X) sehr häufig und eine *Alectryonia* steht der von LORIOL als *Ostrea costata Sow.* bezeichneten Form (Pl. XI, Fig. 16 und 25) recht nahe. Statt der gerippten *Pteroperna costatula*, *Lycett.* (Pl. XI) der Mytilusschichten von Laitmaire in den Freiburgeralpen finden sich bei Amône glatte Formen von *Gervillia.* Reguläre Seeigel und Korallen sind den Faunen beider Lokalitäten gemeinsam. Fremdartig ist ein einziges Exemplar eines Belemniten, das in diesen Schichten bei l'Amône gefunden worden ist.

und der Wildstrubel-Decke aufliegt, von einiger Bedeutung. Die Mytilusschichten von Amône repräsentieren ein zweites für die « Préalpes » charakteristisches Sediment, das wir auf der Innenseite der Centralmassive anstehend finden. Wir hätten somit die Indikation vor uns für eine Wurzel der « Préalpes médianes » (Klippendecke), die der Zone der Aiguilles d'Arves angehören würde. Verfolgen wir die Zone der Aiguilles d'Arves vom Val Ferret aus weiter nach Südwesten, so sehen wir, wie dieselbe sich immer breiter entwickelt und immer mehr Sedimente aufnimmt, die in ihrer Facies mit derjenigen der Klippendecke übereinstimmen. — Wir werden somit darauf geführt, die Zone der Aiguilles d'Arves als die Wurzelregion der « Préalpes médianes », der « Klippendecke zu betrachten[1]. — In den Voralpen liegen die Mytilusschichten in einer tiefern, die Chablaisbreccien in einer höhern Decke (Klippendecke, südliche Zone einerseits, Brecciendecke andrerseits). Auf diese Trennung weist schon das Vorkommen der beiden analogen Bildungen in ihrer Wurzelregion im Südosten des Montblanc hin; die Mulde mit den Breccien und Ophiolithen liegt über derjenigen mit den Mytilusschichten. (Vergl. Taf. 13 und Taf. 9, Fig. 3.)

Die penninischen Alpen, deren Struktur westlich des Simplon jetzt zu untersuchen ist, sind, wie gezeigt wurde, im Süden begrenzt durch die Amphibolitzone von Ivrea; ihre nördliche Begrenzung, markiert durch die äusserst kompliziert gebaute Versenkungs- und Ueberschiebungszone der Rhonetalnarbe, haben wir eben kennen gelernt. Die so begrenzte Gebirgsmasse, die vom Monte Rosa dominiert wird, gehört zum krystallinen Hauptstamm der Alpen, dessen prækarbonische krystalline Schiefer durch Trias und Jura in der Facies der « schistes lustrés » eingedeckt worden sind. Man bezeichnet dieselbe wohl auch als « Zone des Piemont ». Konkordanz zwischen altkrystallinen und mesozoischen Gesteinen ist im Gegensatz zu der Zone der nörd-

[1] Der Ausspruch von M. Lugeon « entre le Gurnigel et le Lac Majeure toutes les nappes des Préalpes peuvent trouver leur glace, sauf celle des préalpes médianes » hat glücklicherweise keine Berechtigung mehr. — Bemerkenswert ist es, dass E. Haug die Wurzeln der zwischen Pelvoux und Mercantour liegenden Ueberschiebungsdecken (Embrunais und Ubaye) welche der Freiburger Klippendecke analog sind, ebenfalls in die Zone der Aiguilles d'Arves versetzt. (*C. R. Ac. sc.*, 4. janvier 1904.)

lichen Centralmassive charakteristisch für diese axiale Zone der Westalpen.

Die konkordant über den altkrystallinen Schiefern liegenden « Schistes lustrés » der Zone des Piemont sind in neuerer Zeit namentlich von M. BERTRAND[1], S. FRANCHI und A. STELLA[2] untersucht worden. Es ist bemerkenswert, dass dieselben, wie später gezeigt werden soll, tektonisch getrennt sind von den mesozoischen Schiefern der Bedretto- und der Val Ferret-Mulden, und in Uebereinstimmung damit auch in ihrer Ausbildung gewisse Differenzen mit den Bündnerschiefern der nördlichen Grenzzone der penninischen und lepontinischen Alpen zeigen[3]. Graue, dünnplattige, glimmerige Kalkschiefer sind die vorherrschende Ausbildungsform der Bündnerschiefer « calcescisti » in der Zone des Piemont; gelegentlich wie z. B. bei Zermatt (Hohlicht) entwickeln sich aus den Kalkschiefern mächtige Kalke. Versteinerungen fehlen, im Wallis wenigstens, vollständig.

Im Piemont südlich Saluzzo hat A. STELLA in der rauchwackeartigen Trias im Liegenden der Kalkschiefer *Crinoiden* gefunden. In den Kalkschiefern von Valle Grana bei Cuneo sammelte ich unter der liebenswürdigen Führung von S. FRANCHI *Belemniten* und in den liegenden Kalken und Dolomiten bei Pradleves *Gyroporellen*, *Pleurotomaria solitaria* und *Avicula exilis*. Die mesozoischen Sedimente der « Zone von Piemont » zeigen somit in den kottischen Alpen einen faziellen Uebergang zu mediterranen Typen einerseits, zu Typen des Briançonnais (Zone delphino-provençale) andrerseits.

Die « Zone des Piemont » enthält in grosser Menge und Ausdehnung basische Eruptiva (Ophiolithe) eingeschaltet, so dass GASTALDI dieselbe als die der « Pietre verdi » bezeichnet hat. Die Typen dieser Ophiolithe sind sehr mannigfaltig[4]. Es sind durchweg Intrusivgesteine, die in Stock- bis

[1] M. BERTRAND, Etudes dans les alpes françaises. — *Bull. soc. geol. de France*, 3e serie, t. XXII, 1894.

[2] Vergl. *Boll. d. R. Com. geol.*, Nr. 3 e 4, 1898, und Fasc. 2, 1904.

[3] Vergl. E. HAUG, *Bull. soc. geol. de France*, 1896, p. 547, Fussnote.

[4] Vergl. C. SCHMIDT, *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz* Anhang, Lief. XXV. — K. W. SCHAEFER, *Tschermaks min. u. petr. Mitteil.*, Bd. XV, 1895. — V. NOVARESE, *Nomenclatura e sistematica delle Roccie verdi nelle Alpi occidentali*. — *Boll. R. com. geol.*, 1895. — H. PREISWERK, *Verhandl. d. Naturf. Ges. in Basel*, Bd. XV, Heft 2, 1903. — *Centralblatt für Mineralogie*, Nr. 10, 1901. — *Beitr. geol. Karte d. Schweiz*. Lief. XXVI, 1.

Lagergangform auftreten und durchweg durch dynamometamorphe Facies ausgezeichnet sind. Tuffe sind bis jetzt nicht nachgewiesen worden, wohl aber kontaktmetamorphe Veränderung der Kalkschiefer, z. B. im Allalingebiet. Die Maximalentwicklung dieser Ophiolithe finden wir in Piemont, am Monte Viso und zwischen dem Tal der Dora Riparia und der Stura westlich Turin, ferner im Val Tournanche und bei Zermatt und Saas; in gleicher Weise finden wir dann die Ophiolithe wieder in den Gebieten der Bündnerschiefer, welche an die Granitmassen des Julier in Graubünden angrenzen[1]. Die Ophiolithe sind in der Regel den tiefern Horizonten der Kalkphyllite eingeschaltet.

Die Tektonik der penninischen Alpen zwischen Simplon und Aostatal ergibt sich aus der Verfolgung und richtigen Deutung der mesozoischen Zonen einerseits, aus der Charakterisierung der Typen des Grundgebirges andrerseits. Die wesentlichen Massen altkrystalliner Gesteine, die umgrenzt von mesozoischen Sedimenten mehr oder weniger individuell sich gestalten, sind, mit Ausschluss des Simplon, von Nordost nach Südwest, vom Tocetal bis zum Tal der Dora Riparia, folgende: 1. Camughera, 2. Berisal-Grosser St. Bernhard, 3. Sesia, 4. Monte Rosa, 5. Dent Blanche, 6. Monte Mary-Monte Emilius, 7. Grand Paradis. (Vergl. Taf. 12) Nach M. Lugeon und E. Argand (Comptes rendus, 15 et 29 mai 1905) besteht das Simplongebirge aus drei aufeinander sich schichtenden Gneissdecken (nappes): Antigorio (I), Lebendun (II), Monte Leone (III) und über denselben sollen westwärts als je höhere Decken liegen: Camughera-Grosser St. Bernhard (IV), Monte Rosa-Grand Paradis (V), Monte Mary-Monte Emilius (VI) und Dent Blanche (VII). — Die folgenden Darlegungen, die mit den Anschauungen von M. Lugeon und E. Argand nur teilweise sich decken, wollen nur als der Versuch einer vorläufigen Synthese aufgefasst sein.

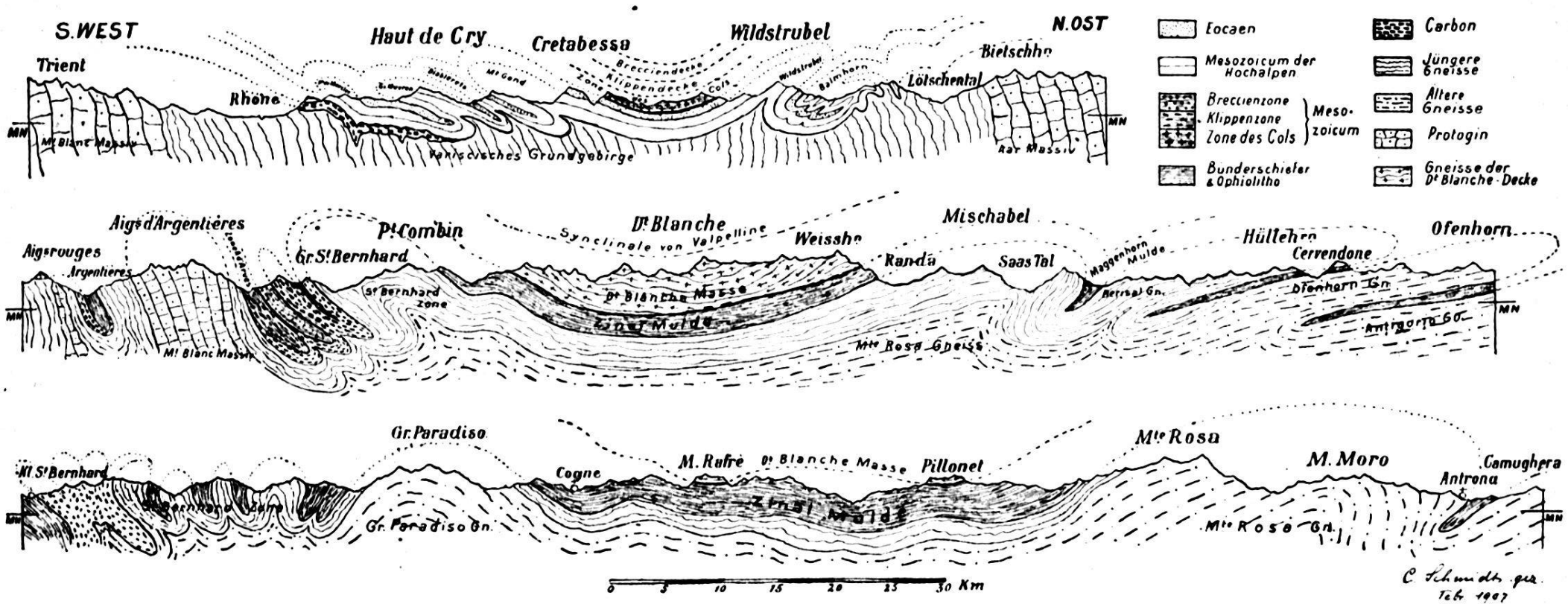
[1] Es ist beachtenswert, dass da, wo in den Bündnerschiefern Gabbro sich findet (Aiguilles rouges südöstlich von Evolena, Saas, Oberhalbstein) in den benachbarten Grundgebirgsmassen ganz ähnliche Typen aus basischen Tiefengesteinen sich entwickeln. So finden wir als Facies des Juliergranites den Gabbro von Gravesalvas; zum sog. Arollagneiss der Dent-Blanche gehören die Gabbro des Mont Colon am Arollagletscher und diejenigen der Tête du Lion am Matterhorn. Es deutet dies Verhältnis auf eine genetische Beziehung hin zwischen den basischen Eruptiva der Zone von Ivrea und der Ophiolithe der Bündnerschiefer. Eine analoge Beziehung finden wir zwischen dem archäischen Serpentin des Geisspfades und den in Bündnerschiefern liegenden Prasiniten des Binnentales.

Die zentralen Teile der penninischen Alpen mit ihren im Monte Rosa und in der Dent Blanche kulminierenden Massen liegen südlich der Senke zwischen Aar- und Montblancmassiv. (Fig. 8, 9, 10.) Auch von Osten her senken sich die Gebirgsglieder des Simplon gegen das Saastal und dringen zugleich nordwärts gegen das Rhonetal vor. Im Simplongebiet ist die Erdkruste auf mindestens den zehnten Teil ihrer früheren Ausdehnung zusammengestaut und nordwärts geschoben.

Südwärts der Rovalekette findet die oberste Gneissantiklinale des Simplon, die der Berisal-Gneisse (A) — Fig. 3 u. 4, Taf. 7 — ihre Wurzel. Die Berisalgneisse fallen hier steilsüdwärts und bilden dann wiederum eine west-oststreichende Mulde, die vom Bognancatal über Domodossola ins Val Vigezzo sich verfolgen lässt. Im obern Val Bognanca enthalten die alten krystallinen Schiefer als normales Hangendes in der Mulde Bündnerschiefer und Ophiolithe. Diese Bognanca-Mulde liegt ausserhalb des Systems der Simplondeckfalten im Norden. Unter derselben steigt im Tal von Antrona in kuppelförmiger Lagerung die Gneissmasse des Camughera empor, die nach Lagerung und lithologischer Beschaffenheit ihrer Gesteine als wieder auftauchende Monte Leone- oder Antigoriogneisse aufgefasst werden muss. Die Schiefer der Bognancamulde selbst umfassen diese Gneisskuppel, indem sie vom obern Bognancatal aus südwärts über Antrona bis ans Nordgehänge des Val Anzasca streichen und von da in scharfer Biegung den Pizzo Grande umfassend (Taf. 13), nach Nordosten sich wenden. Ein anderer Zweig derselben Mulde zieht vom Hintergrund des Bognancatales aus durch das obere Zwischenbergental über den Zwischenbergenpass nach Saas im Grund und Saas-Fee und von da über Alphubel und Täschalp nach Zermatt. Aus der Karte der Tafel 13 ist es klar ersichtlich, wie von Zermatt aus der von Val Bognanca über Zwischenbergen heranziehende Schieferzug in mannigfachen Verzweigungen alle die Gneissmassen, die zwischen den Val Sesiagneissen im Süden und den Schiefern der Zone des Grossen St. Bernhard im Norden liegen, kontinuierlich umsäumt.

Im Norden des Schieferzuges Bognanca-Zermatt erreichen die vom Simplon aus gegen Südwesten zu ihrer Wurzelregion sich senkenden Berisalgneisse in der Masse des Fletschhorn und der Mischabel ihre Maximalentwicklung (Fig. 1, Taf. 6); sie bilden zwischen St. Niklaus und Simplonpasshöhe eine gewaltige Ausbuchtung nach Südwesten, während

Fig. 8, 9 et 10. — Die Walliser Alpen.



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

sie dann von Stalden aus westwärts bis zum Grossen St. Bernhard kontinuierlich in etwa 12 Km. breiter Zone, wie oben gezeigt wurde, dem Zuge der karbonischen Gesteine vom Rhonetal zum Val Ferret folgen. Die Täler des Unterwallis: Turtmanntal, Val d'Anniviers, Val d'Hérens und Val d'Hérémence, Val de Bagne und endlich Val d'Entremont zeigen alle analoge Profile: Am Ausgange der Täler treffen wir auf die Carbonzone Simplonhospiz-Chippis-Grosser St. Bernhard, die nordöstlich von Bagne südwärts von dem triadischen Zug: Quarzit und Pontiskalk begleitet wird (Fig. 2, Taf. 9). Im Mittelstück der Täler herrschen die Gesteine vom Typus der Casannaschiefer, der Zone des Grossen St. Bernhard angehörend[1]. L. Duparc und U. Grubenmann[2] haben einige der hier auftretenden Gesteinstypen untersucht; ich habe Albitchloritschiefer, Glaucophanepidotchloritschiefer, Hornblendeschiefer, chloritische Sericitschiefer, Chloritgneisse etc. gesammelt. Die ganze Masse dieser Schiefer, in welcher mannigfache Erzlager auftreten, ist schwach gefältelt und fällt im Allgemeinen gegen Südosten ein; die Mulden des Rhonetales unterteufen gegen Süden die krystalline Schieferzone des Grossen St. Bernhard auf zehn bis zwanzig Kilometer Länge. Auf den Kämmen zwischen Val d'Hérens, Val d'Anniviers und Turtmanntal finden wir über den Casannaschiefern an den Becs de Bossons, an der Bella Tola und am Roc de Budri (Fig. 2, Taf. 9) noch Reste der die krystallinen Schiefer in normaler Lagerung bedeckenden Triasgesteine. Südwärts bei Zinal und bei Evolène erreicht diese Decke den Talgrund und unter ihr tauchen die krystallinen Schiefer in die Tiefe. Im Val de Bagne bilden sie noch eine kleine Aufwölbung (Cupola di Boussine, Stella). Vergl. Fig. 3, Taf. 9 u. Taf. 10. Nach unserer Auffassung stellt die Zone des Grossen St. Bernhard einen nordwärts übergelegten Gewölbekern dar (Fig. 2 und 3, Taf. 9). Die Möglichkeit aber, dass sie auch hier als « Nappe » aufgefasst werden könnte, ähnlich wie ihre östliche Fortsetzung, z. B. die Berisalgneisse auf der Höhe des Bortelhorns (Fig. 1, Taf. 9), hängt ab von dem Betrag des südwärts gerichteten Untertauchens der Val Ferretmulde. Tatsächlich mag die Ueberschiebung eine beträchtlichere sein, als ich sie auf den Profilen dargestellt habe, aber für die Annahme, dass die Val Ferretmulde in

[1] H. Gerlach, *Das südwestl. Wallis.* — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lief. 9, Profiltafel.

[2] *Comptes rend. d. l'Ac. d. sc.* Paris, 20 mai 1901. — Festschrift Rosenbusch. 1906.

gleichem Maasse weit oder noch weiter nach Süden ausgezogen sei, wie die tektonisch weit tiefer liegende Bedrettomulde am Simplon haben wir keine Anhaltspunkte[1].

Die über der St. Bernhard-Zone im Hintergrund der Täler des Unterwallis zur Tiefe tauchenden Bündnerschiefer werden südwärts überlagert von den Arollagneissen der Dent Blanche-Masse. Die von M. LUGEON gegebene Klassifikation der Walliser Gneissmassen hinsichtlich ihrer relativen Höhenlage ist richtig, die Dent Blanche (VII) stellt den höchstliegenden Gneisskomplex dar. Die Bündnerschiefer von Mont Pleureur, Evolène, Zinal, Barrhorn, bilden eine flachliegende Mulde, die der Zone des Piemont angehörend über derjenigen des Val Ferret liegt, wir nennen sie Zinal-Mulde. Diese Zinalmulde ist als typisches Beispiel für Typus 3 der oben angeführten Repräsentanten von Sedimentzonen zu betrachten. Sie erreicht in mannigfachen Sekundärstörungen die grösste Ausdehnung, d. h. die Länge von 60 Km. in der Richtung von Nordwest nach Südost.

Die Zinalmulde ist in Westost-Richtung vom Val de Bagne über Evolène, Zinal bis zum Barrhorn, westlich ob St. Niklaus aufgeschlossen. Von da aus verfolgen wir sie gegen Süden am Westabhang des Zermattertales und am Ostfusse des Matterhorns vorbei über den Theodulpass (Fig. 2 und 3, Taf. 9) durch das Val Tournanche und Val Barthélemy bis St. Marcel im Aostatal. Von Aosta aus erreichen die Kalkschiefer über den Grand Combin wieder das Val de Bagne. Die ganze Masse der Dent Blanche wird somit von einem Bündnerschieferzug umfasst. Ueberall fallen die Schiefer flach ein unter die Gneisse der Dent Blanche. (Fig. 2 und 3, Taf. 8.) — In den Lieferungen 9 und 27 der *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz* hat H. GERLACH sechs Profile durch die penninischen Alpen veröffentlicht.

[1] Vergl. STELLA, *Boll. R. Com. geol. d'Italia*, 1905. Tav. III, 1 und 2. — Wenn wir mit LUGEON die Zone des Grossen St. Bernhard sowie Monte Rosa-Grand Paradis als « Nappes » auffassen würden, kämen wir dazu als Substrat dieser Massen Carbon anzunehmen, d. h. wir müssten folgerichtig voraussetzen, dass das Carbon der« Zone axiale » vom Val d'Aosta und der Tarentaise aus unterirdisch sich mit den vereinzelten Resten von Carbon zwischen Ivrea und Lanzo und den Graphiten bei Pinerolo verbinden würde. Die ganzen Westalpen würden sich dann als eine aus der Poebene heraus nach Norden deplazierte Masse darstellen. Auf diese Weise den « Nappismus » ins Unbegrenzte ausdehnend, würde es nur einen kleinen Schritt weiter bedeuten, wenn man die miocäne Nagelfluh des Rigi unterirdisch mit derjenigen des Monte Olimpino bei Como verbinden und die ganzen Alpen darauf schwimmen lassen würde.

Profil II der *Beiträge* (Lief. 27). (Vergl. auch *Neue Denkschr. d. Schweiz. Naturforsch. Gesellsch.* 1869) ist besonders instruktiv. Wir sehen, wie die mesozoischen Gesteine von Norden und von Süden unter die Masse der Dent Blanche einschiessen, wie sie aber im Gegensatz dazu die Gneisse des Monte Rosa am Nord- und am Südabhang dieses Massivs überlagern.

Gerlach spricht direkt von einer « Ueberschiebung » des Arollagneisses über die Grünschiefer, da er aber für den Arollagneiss zentralmassivische Stellung annahm, erscheinen die das vermeintliche Centralmassiv umsäumenden Schiefer als randlich unter dasselbe einschiessende, in dessen Flanken eingeklemmte Mulden, zwischen welchen der autochthone Gneiss aus der Tiefe aufsteigt. Noch im Jahre 1896 braucht E. Haug den Ausdruck « le grand massif en éventail de la Dent Blanche ». C. Diener [1] hat dann entsprechend der Darstellung von Giordano [2] auf die im Allgemeinen flache Lagerung des Arollagneisses wieder hingewiesen; er kam aber zu ganz unrichtigen Schlussfolgerungen infolge unrichtiger stratigraphischer Deutung der Kalke und Schiefer [3].

Hinsichtlich ihrer petrographischen Natur sind die Gesteine der Dent Blanche-Masse in erster Linie vollständig verschieden von jenen krystallinen Schiefern von jungarchäischem Typus, die das Liegende der Zinalmulde, die Zone des Grossen St. Bernhard, bilden. Die Dent Blanche-Gesteine sind zuerst von H. Gerlach und G. v. Rath (Lief. 9 d. *Beitr. z. geol. K. d. Schweiz*) eingehender beschrieben worden; neben dem ältern Namen *Arkesin* braucht Gerlach für dieselben allgemein die Bezeichnung *Arollagneiss*. L. Milch [4] hat im Jahre 1901 einige charakteristische Typen von Dent Blanche-Gesteinen untersucht und darin stark dynamometamorphe Typen granito-dioritischer Tiefengesteine erkannt. In ihrer Gesamtheit zeigen die Dent Blanche-Gesteine in ihrer ganzen Ausdehnung von Valpelline im Südwesten bis zum Weisshorn im Nordosten eine auffallende Gleichförmigkeit, es sind

[1] Vergl. *Sitzungsber. d. K. Ak. d. W.* Math. nat. Cl. Bd. XCVIII. Wien., Januar 1889.

[2] Giordano, Notice sur la constitution géologique du Mont Cervin — avec une planche — *Arch. d. sc. phys. et nat. de Genève*, t. 34, p. 255, 1869.

[3] Vergl. C. Schmidt, Géologie de Zermatt et sa situation dans le système alpin, *Eclog. geol. helv.*, Bd. IV, p. 361, 1895.

[4] *Neues Jahrb. f. Min.* etc. 1901, Bd. I, p. 49.

überall deutlich erkennbare, oft in weitgehender dynamometamorpher Facies entwickelte Vertreter der Reihe granitodioritischer Tiefengesteine vom Serpentin und Olivingabbro[1] bis zum Hornblendegranit. Hinsichtlich ihrer petrographischen Natur unterscheiden sie sich scharf von allen andern altkrystallinen Gesteinen der Zone des Piemont, wir konstatieren vielmehr ihre vollkommene stoffliche Identität mit den Gesteinen der Zone von Ivrea[2].

Als eine wurzellose Deckscholle habe ich auf Fig. 2 und 3 der Taf. 9 die Dent Blanchemasse gezeichnet; ganz gleich hat schon vor 36 Jahren GIORDANO die « Formation de gneiss talqueux » der Dent Blanche über der « Formation calcario-serpentineuse » liegend dargestellt. Durch Luftlinien deute ich den Ursprung des Arollagneisses in der Zone von Ivrea an.

Westlich von Zermatt ist durch das Tal des Zmuttgletschers die Arollagneissmasse durchsägt und die darunter durchstreichenden Kalkschiefer sind als « Fenster » entblösst. (Fig. 2, Taf. 9.) V. NOVARESE[3] bespricht neuerdings namentlich die südwestliche Hälfte der Dent Blanchemasse. Die Struktur des Matterhorns habe ich im Jahre 1898 kursorisch untersucht. Seit den Mitteilungen von GIORDANO aus dem Jahre 1869 haben R. SCHÆFER[4] und A. BRUN[5] geologische Beobachtungen am Matterhorn ausgeführt. DIENER zeichnet die Falten an der Westwand der gewaltigen Felspyramide. Nach meinen Beobachtungen besteht die Basis des Berges vom Schwarzsee aus über das Hörnli bis auf zirka 3000 M. Höhe aus Kalkschiefern, die schwach gegen Nordwesten geneigt sind. Darüber folgen, den Körper der Pyramide bildend, Dent Blanche-Gesteine und zwar setzen dieselben an ihrer Basis mit einer mächtigen, am Col de Lion anschwellenden Gabbrolinse ein, worüber die in liegenden Fältelungen zusammengestauten Arollagneisse bis über den Tyndallgrat und die Achsel hinaufreichen. In der Gipfelpartie fand ich Kalkschiefer und an der Basis derselben gegen

[1] Vergl. A. BRUN, Roche à Péridot d'Arolla, etc. *Arch. sc. phys. et nat.* t. XXVII. Genève, mars 1892.

[2] Vergl. V. NOVARESE. La zona d'Ivrea, *Bolt. soc. geol. d'Italia.* Vol. XXV. Fasc. I, 1906.

[3] V. NOVARESE, *Die Geologie des Matterhorn* in REY Das Matterhorn, p. 249.

[4] Vergl. *Tschermaks Min. u. petr. Mitteil.*, Bd. XV, 1895.

[5] Vergl. *Arch. sc. phys. et nat.*, t. VII, janvier 1899.

Gneiss eine wenig mächtige Kalkbank. Diese Kalkschiefer enthalten die von SCHÆFER und BRUN erwähnten Grünschiefer, die reichlich Blitzspuren aufweisen[1]. Die zur Masse der Arollagneisse gehörenden krystallinen Gesteine des Bergkörpers liegen auf mesozoischen Schiefern und werden wiederum von solchen bedeckt. (Fig. 2, Taf. 9.) Vom Matterhorn aus sinkt gegen Südwesten das Gebirge und in der Achse des Tales von Valpelline liegt auf und in Arollagneissen, Glimmerschiefern und dioritischen Gesteinen ein System von Kalkbänken, denen ich triadisches Alter zuschreibe. Diese über den Arollagneissen liegenden Kalke entsprechen einer synklinalen Zone in denselben, der « Synklinale von Valpelline. » (Taf. 9 Fig. 2 und 3.) Eine ähnliche synklinale Zone in den Arollagneissen ist der Mont Dolin im Arollatal.

Das Massiv von Mont Mary-Mont Emilius (Nappe VI. LUGEON) besteht aus Glimmerschiefern und dioritischen Gesteinen, ähnlich denjenigen von Valpelline. Es legt sich hart an das südöstliche Ende des Dent Blanche-Ellipsoides und ist von demselben nur durch einen schmalen Kalkschieferzug getrennt, der von Aignod im Val d'Ollmont nach Val Tournanche sich hinzieht und mit der Hauptmasse der Kalkschiefer des Aostatales in offener Verbindung steht. Nach A. STELLA ist dieser trennende Kalkschieferzug eine Synklinale im Arollagneiss, und auf den Profilen bringt STELLA die auf seiner Karte angegebene direkte Verbindung mit den Kalkschiefern des Aostatales nicht zum Ausdruck. Ich kenne leider diese Gegend nicht genügend aus eigener Anschauung. Es scheint mir aber naturgemäss, Mont Mary genau so wie das Matterhorn zur Dent Blanchemasse zu rechnen und die zwischen beiden liegenden Kalkschiefer analog wie diejenigen des Zmuttgletschers als ein « Fenster » zu betrachten, dessen Schichten etwas aufgepresst sein können. (Vergl. Taf. 13.)

Wir verdanken A. STELLA neuerdings den Hinweis auf die isolierte Kappe von Arollagneiss, die zwischen Val Tournanche und Val di Ayas am Pilonet den Kalkschiefern aufliegt. Schon GIORDANO zeichnet dieselbe auf seinem Profil

[1] Ob die Kalk- und Grünschieferformation am Matterhorngipfel genau « jener rötlichen Haube der Pyramide », die schon SAUSSURE im Jahre 1792 bemerkte und für Serpentin hielt, entspricht, möchte ich nicht behaupten. GIORDANO erwähnt gar keine Kalkschiefer von der Matterhornspitze. Ich hoffe, noch Gelegenheit zu finden, auf der luftigen Höhe lange genug verweilen zu können, um genauere Beobachtungen zu machen.

(Pl. II, *Arch. d. sc.* 1869, t. XXXIV) und verbindet sie mit den Arollagneissen des Matterhorn und der Dent Blanche. Tatsächlich stellt diese Kappe des Mont Pilonet ein interessantes Erosionsrelict dar der einstigen Verbindung von Ivreazone mit Dent Blanche. (Fig. 2 Taf. 9.)

Wir kommen zu dem Schluss, dass Dent Blanche und Mont Mary keine domartigen Gewölbe sind, in deren Flanken rings die Bündnerschiefer als bergwärts fallende Mulden eingedrückt sind. Beide zusammen stellen eine den Bündnerschiefern aufliegende Platte dar [1], sie sind eine Deckscholle, welche die abgeschobene kulminierende Partie des langgestreckten Massivs der Ivreazone darstellt. Es ist aber diese typische Deckscholle nicht, wie das LUGEON tut, ohne weiteres mechanisch zu identifizieren mit den Gneissdecken im Simplongebiet, denn während wir am Simplon aufgepresste und nordwärts übergeschobene Gneisse finden, die der « Zone von Piemont » selbst angehören, ist die Dent Blanchedecke tatsächlich eine dieser Zone fremdartige, ihr aufliegende, von Süden her importierte Decke, sie ist die einzige wahre « Nappe », die wir im Wallis kennen. Wie weit gegen Nordosten über Simplon, über Tessinergneissen, über Gotthard- und Aarmassiv sie sich erstreckt hat, wissen wir nicht, sie ist uns nur erhalten geblieben in der das Alpengebirge durchquerenden Senkungszone zwischen Biella und Bulle. (Vergl. Fig. 8, 9, 10.) Auf dem altkrystallinen Kern dieser Deckscholle lagen die Sedimente zum Teil in mediterraner Facies. — Finden wir in der Annahme eines einstigen Vorhandenseins dieser Schubmasse über dem hochgehobenen zentralen Teil der Alpen am Gotthard eine Erklärung für den Ursprung gewisser exotischer Blöcke im Flysch der Nordalpen und einen Hinweis auf die Heimat derjenigen Bestandteile der mittelschweizerischen Klippen, die typische ostalpine, resp. südalpine Facies besitzen, wie Roggenstock und Mördergrube bei Iberg und die Giswilerstöcke? (Ostalpine Decke — STEINMANN) [2]

Die Gneissmasse der Silvretta in Graubünden ist mit der Dent Blanche im Wallis zu vergleichen [3], und beide ent-

[1] Entsprechend dieser Erkenntnis haben einst GIORDANO, GASTALDI und nach ihnen auch DIENER die Arollagneisse selbst als ein jüngeres Glied der « Pietre verdi » aufgefasst.

[2] Vergl. G. STEINMANN, Die SCHARDTsche Ueberfaltungstheorie etc. *Ber. Nat. Ges.* Freiburg, Bd. XVI, Sept. 1905.

[3] Vergl. E. SUESS, Das Inntal bei Nauders. *Sitzungsber. Kais. Ak. d. W. Math. nat. Kl.*, Bd. CXIV, Okt. 1905.

sprechen ihrer Lage nach den versenkten variscischen Zentralmassiven im Norden.

Wir haben nun weiter die Struktur der die Dent Blanche-Scholle unterlagernden penninischen Alpen zu untersuchen. Vom Val Bognanco über Zermatt bis zum Grossen St. Bernhard liegen unter den Schiefern der Bognanco-Zinalmulde in grosser Mächtigkeit die Glimmerschiefer und Gneisse der Grossen St. Bernhardzone. Von Bedeutung ist die geologische Position von Zermatt. Zermatt selbst steht auf der grünsteinreichen Kalkschiefermulde von Zinal-Bognanco, der Ort ist umgeben von den Bergriesen der Dent Blanche-Weisshorngruppe gegen Westen, von denjenigen der Mischabel gegen Nordosten und vom Monte Rosa im Süden. Jede dieser drei Berggruppen ist durch eine besondere Art der Entwicklung ihrer altkrystallinen Schiefer ausgezeichnet. Am Westabhang des Nikolaitales ist die Beziehung von Glimmerschiefern der Mischabelgruppe, Zinalmulde und Arollagneiss des Weisshornes klar. (Fig. 3, Taf. 9.) Zwischen Zermatt und Saas im Grund fallen Kalkschiefer und darüber lagernde Glimmerschiefer der Mischabel nordwärts ein, hoch darüber ist entsprechend dem allgemeinen Aufsteigen der tektonischen Elemente gegen Osten die Dent Blanchedecke erodiert und wir erkennen in der Zermattermulde eine gegen Norden in die Tiefe eindringende Ausstülpung der hochliegenden erodierten Zinalmulde. (Fig. 3, Taf. 9; vergl. Typus N° 6.) Die tiefsten Teile dieser Mulde sind durch das Saastal bei Im Grund angeschnitten und es ist hier klar ersichtlich, dass unter dem liegenden Schenkel der Mulde im Süden dieselben krystallinen Schiefer emporsteigen, welche den hangenden Schenkel im Norden überlagern. Dieselbe Erscheinung zeigt sich östlich vom Saastal am Zwischenbergenpass und westlich davon am Hohtäligrat und Findelengletscher bei Zermatt. Am Nordrand der Monte Rosamasse findet sich demnach als jüngstes Glied der krystallinen Schiefer ein in der Mächtigkeit zwar bedeutend reduziertes Aequivalent der Zone Berisal-Grosser St. Bernhard. — Längs des italienisch-schweizerischen Grenzkammes vom Lysskamm über das Breithorn, den Furggengrat zum Matterhorn gestalten sich die Beziehungen von Monte Rosa zu Zinalmulde und zu Dent Blanche einfacher. (Fig. 2, Taf. 9.) Ueber den granitoiden Gneissen des Monte Rosa folgen Glimmer- und Hornblendeschiefer, dann die Serie der Kalkschiefer mit Serpentinen etc., und endlich der Arollagneiss, der wieder Kalkschiefer trägt auf der Spitze des Matterhorns. Wir müssen annehmen, dass die

südwärts übergelegte Glimmerschiefer-Antiklinale der Mischabel gegen Südwesten rasch sinkt und in der Tiefe sich ausglättet, um unter der Zinalmulde und der Dent Blanchedecke hindurch sich zu verbinden mit den Casannaschiefern des Unterwallis.

Nach M. LUGEON ist der Monte Rosa ebenso eine « Nappe » wie die Dent Blanche. Die Monte Rosamasse besteht im wesentlichen aus dickbankigen, zweiglimmerigen Augengneissen, die von Glimmerschiefern etc. überlagert werden. Bei Plattje im Gornergletscher tritt als Intrusivkern ein massiger, grobkörniger, etwas gequetschter, zweiglimmeriger Granit zu Tage. Die Gneissschichten sind im ganzen domförmig gelagert. Im Norden wird das Massiv begrenzt durch die Mulde Bognanco-Zwischenbergen-Saas-Zermatt. Die Westgrenze bilden im Challant-Tal die unter der Dent Blanchemasse hervortauchenden Schiefer der Zinalmulde, die nun nach Westen umbiegen und am Südfuss des Massivs die Alagnamulde bilden, welche STELLA bis nach Bannio im Val Anzasca verfolgt hat. Nach LUGEON wären alle diese mesozoischen Schiefer im Umkreise des Massivs als « Fenster » zu deuten. Dem widerspricht nun die Tatsache, dass, wie die Profile auf Taf. 8 zeigen, die Schiefer den Gneissen aufliegen und nicht wie das im Umkreis der Dent Blanchemasse der Fall ist, dieselben unterteufen. Eine Ueberkippung der Monte Rosagneisse über die Grenzmulde kenne ich nur bei Antrona am Ostende des Massivs. (Fig. 3, Taf. 9.) Ich bemerke noch, dass in der nordöstlichen Ecke des Massivs im Hintergrund des Val Bognanco eine kleine Teilmulde von der Hauptgrenzmulde sich abzweigt, die gegen Südwesten bis ins Furgtal südlich Saas sich verfolgen lässt, eine Synklinalzone im Massiv bezeichnend[1]. (Fig. 1, Taf. 9.) Sämtliche Schieferzonen im Umkreis des Monte Rosa betrachte ich als in Gneiss eintauchende, synklinal gestellte Muldenteile, deren Wurzel die hochliegende, erodierte, durch die Dent Blanchedecke einst überlagerte Zinalmulde ist.

Als die südwestliche tief versenkte Fortsetzung des Monte

[1] Die Marmore und Grünschiefer am Sonnighorn im Furgtal (Fig. 1 und 3, Taf. 9) werden von Gneiss unterteuft. Der Behauptung von LUGEON und ARGAND : « Dans le Furgental apparaît, d'après GERLACH, une petite fenêtre mésozoïque sous le gneiss du Mont Rose », kann ich nicht beistimmen. A. STELLA opponiert ebenfalls gegen diese unrichtige Interpretation der Angaben von H. GERLACH. — *Rassegna Mineraria*, 11 marzo 1906, p. 144. — *Bull. soc. geol. d'Italia*. Vol. XXV, fasc. I, 1906.

Rosagewölbes betrachte ich die kleine Gneisskuppel von Arceza im Val de Challant, deren Gneisse identisch sind mit den tiefern Monte Rosagneissen und die ebenso wie diese bei Macugnaga, wie die Camugheragneisse bei Antrona und der Antigoriogneiss bei Gondo Quarzgänge mit goldhaltigen Pyriten enthalten [1]. Im Grand Paradis taucht eine neue dem Monte Rosa analoge Gneissmasse aus der mesozoischen Schieferhülle empor.

Südlich der Bündnerschiefermasse zwischen Alagna und S. Marcel bis zur « Amphibolitzone von Ivrea » finden wir die Sesiagneisse. ARTINI und MELZI haben das Gebiet untersucht [2]. Die Sesiagneisse können in ihrer Gesamtheit als den Monte Rosagneissen äquivalent betrachtet werden. Sie liegen zum Teil flach, verbinden sich unter der Mulde von Alagna hindurch mit den Monte Rosagneissen und bilden einige südwest-nordoststreichende Gewölbe, in deren Mulden Marmore und Grünschiefer erhalten sind. Schliesslich bildet die Grenze zwischen Sesiagneiss und Ivreazone der von Kalken begleitete Schieferzug von Fobello und Rimella, der bis Bellinzona sich verfolgen lässt. (Vergl. oben.) Die autochthonen Gneisse von « Monte Rosa » und « Sesia » verschmelzen im Anzascatal, wo die Antronamulde auskeilt; hier vereinigen beide sich ebenfalls mit den Camugheragneissen und den Wurzeln der nordwärts übergelegten Gneissantiklinalen im Simplongebiet, die ihrerseits mit der ebenfalls autochthonen Gneissmasse des Tessins in ununterbrochener Verbindung stehen. Beiderseits des Tosatales sind alle Gneisse steil aufgerichtet, im Süden der Simplonüberfaltungen hat auch die Auffaltung und Zusammenpressung der autochthonen Gneisse ihre grösste Intensität erreicht.

Nach meiner Auffassung sind alle Schiefermulden, die südlich der Dent Blanchemasse in die Gneisse und Glimmerschiefer des Grundgebirges eintauchen Apophysen der Zinalmulde. Es ist nun auffällig, dass alle diese Mulden nach Norden einfallen, dass somit die tiefliegenden Gneissantiklinalen, entgegen dem Sinne der Bewegungsrichtung der Dent Blanchescholle, nach Süden übergelegt sind, während doch z. B. die Falten im eocänen Muldenschenkel der Glarnerfalte unter dem

[1] Vergl. C. SCHMIDT. Goldführende Gänge bei Brusson (Val de l'Evançon) in Piemont. Bern, Jent & Cie, 1900.

[2] Vergl. ARTINI e MELZI. Ricerche petrografiche e geologiche sulla Val Sesia. Milano 1900.

Mittelschenkel des Lochseitenkalkes und dem nordwärts sich vorschiebenden Gewölbekern auch im Sinne der Bewegung nach Nordenüber gelegt sind. (Vergl. Taf. 12 Fig. 3.) Auch P. TERMIER[1] zeichnet die unter der « Surface de trainage des Dinarides » liegenden Falten nördlich und südlich vom Aostatal alle nach Süden übergelegt und in seiner neuesten Arbeit bespricht P. TERMIER[2] dasselbe Phänomen, « qui l'a longtemps troublé. » Gewiss haben wir es mit einer « Rückfaltung » zu tun, die Frage aber, ob dieselbe, wie TERMIER und KILIAN meinen und auch M. LUGEON vermutet, wirklich jünger ist, als die Ueberschiebung der Deckscholle im Hangenden, möchte ich vorläufig nicht diskutieren. Es liegt auch nahe in der Resistenz der nördlichen Zentralmassive die Ursache für diese südwärts gerichtete Rückstauung zu suchen. — Gegenüber der Glarnerdeckfalte zeigt sich eine weitere Differenz : während wir bei der Dent Blanchedecke finden, dass die über einander getürmten, tektonischen Elemente sekundäre Staufaltungen zeigen, die durch die ganze Masse hindurch einander parallel verlaufen, bilden bekanntlich in Glarus Muldenkern und Muldenschenkel, in der Tiefe liegend, unter dem nordwärts sich senkenden Gewölbekern und unter dem ausgewalzten Mittelschenkel für sich separate Sekundärfalten (plis roulés sous la nappe).

Das Ende der Zinalmulde erreichten wir im Schieferzug von Rimella-Fobello. Der Weg, auf dem die Kalke von Varallo im Süden der Ivreazone (Eyenhorn Fig. 3 Taf. 9) mit denen von Rimella im Norden derselben ihre Verbindung finden, ist ein weiter. Indem wir demselben folgen, umfassen wir die Deckscholle der Dent Blanche. Die schmale Kalkzone von Passo J. Jorio im Osten bis Varallo im Westen habe ich erklärt als ein Stück der dinaridischen Decke von Seegebirge und Ivreazone, das in das Grundgebirge eingekeilt worden ist. Folgen wir dem Südrand dieser Kalkzone so gelangen wir südwärts hoch in der Luft über die Granite von Baveno hinweg zur Basis der Lombardischen Kalkalpen. Folgen wir dem Nordrand derselben Kalkzone, im Hangenden der Amphibolite von Ivrea, so gelangen wir wiederum hoch in der Luft

[1] *Bull. soc. geol. de France.* 4e série, t. III. Pl. XXII, 1903. Eine der wesentlichen Differenzen, die meine Profile (Taf. 9) gegenüber denjenigen von TERMIER zeigen, besteht in der verschiedenartigen Auffassung des Alters der Gneisse von Monte Rosa, Sesia, Antigorio etc., für deren permokarbonisches Alter ich keine Beweise finden kann.

[2] Vergl. P. TERMIER. Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. *Bull. soc. geol. de France,* 4e série, t. V, 1905.

nordwärts über dem Relict des Pilonet hinweg zu den Kalkschiefern auf der Spitze des Matterhorns, dann am Talhang über Evolena und Zinal tauchen wir unter die Arollagneisse, erreichen das Fenster am Zmuttgletscher, unterteufen das Matterhorn, hoch in der Luft gelangen wir über den Monte Rosa, unterfahren das Arollagneiss-Relict des Pilonet, senken uns jeweilen mit den Muldenstücken von Alagna, Val Artogna und Val Sorba bis wir bei Balmuccia an der Nordgrenze der Ivreazone, entsprechend dem Südrand der Schieferzone von Rimella-Fobello, uns in die Tiefe bohren, um sofort am Nordrand dieses schmalen Schieferstreifens wieder emporzutauchen. Nun werden wir immer im Liegenden der Kalkschiefer und Grünschiefer, im Hangenden der autochthonen altkrystallinen Schiefer der « Zone von Piemont » auf demselben Wege nur tiefer im Gebirge wieder nach Norden zurückgeführt, treten ob Zinal und Evolena wieder ans Tageslicht, steigen über Bella Tola ins Rhonetal hinab, wo die Trias als Synklinale das Hangende der auftauchenden Karbonantiklinale der « Zone axiale » bildet.

Unsere Rundreise durch die penninisch-lepontinischen Alpen zwischen Dora Baltea und Tessin haben wir beendet. Wir sehen, dass, um die Tektonik dieses weiten Gebirgslandes zu verstehen, wir weit über dessen Grenzen hinausgreifen müssen, dass aber auch die hier gewonnene Einsicht das Verständnis anbahnt für manche Besonderheiten im Aufbau des ganzen Gebirges. Ueber den Zusammenhang der penninisch-lepontinischen Alpen mit den gesammten Schweizeralpen gebe ich weiterhin einige Andeutungen. Immer mehr verschwinden im Alpengebirge die auf Kombination geologischer und geographischer Vorstellungen beruhenden Grenzen zwischen den supponierten Gebirgszonen, denen als tektonischen Einheiten höherer Ordnung eine weitgehende Selbständigkeit zugeschrieben worden ist. Nicht die Selbständigkeit von tektonischen oder faciellen Provinzen im Gebirge ist zu erweisen, sondern im Gegenteil die vermittelnden Uebergänge sind zu erforschen. Stratigraphische Ueberlegungen haben uns in gleicher Weise zu leiten, wie tektonische.

Die « Zone des Piemont », die carbonische « Zone axiale », die « Briançonnaiszone » (Val Ferretmulde) im Wallis sind in ihrem Nebeneinander nur zu begreifen, wenn wir ihre Entwicklung von Südwesten her aus den französisch-italienischen

Alpen verfolgen. M. BERTRAND zeigte, wie die Carbonzone vom Kleinen St. Bernhard bis Briançon als Centralzone der Alpenkette einen Fächer bildet, der gegen Süden immer mehr sich senkt und im Durancetale bei Montdauphin eingedeckt wird von mesozoischen und eocänen Sedimenten. An den ostwärts einfallenden westlichen Schenkel des Karbonfächers reihen sich bis zum Centralmassiv der Belledonne Synklinalen, deren Axen unter das Karbon ostwärts einfallen. Die grösste dieser Synklinalen nimmt Eocän auf[1], das W. KILIAN bis zum Col de Bonhomme südöstlich des Mont Blanc verfolgt hat, und das nach TERMIER im Briançonnais (*Bull. soc. geol. de France*, 4e série, t. II, p. 12) ganz nach Art der Bedrettomulde in der Tiefe alpeneinwärts weit gegen Osten sich ausspitzt. Die breite Karbonantiklinale trägt Erosionsrelicte von Perm, Trias und Lias (Mont Tabor, etc.). Ihr Ostschenkel fällt, spiegelbildlich zum Westschenkel, nach Westen ein und daran reihen sich alpenauswärts wiederum Synklinalen mit westlich einschiessenden Axen, die durch die mesozoischen « calcescisti » der cottischen Alpen gebildet werden[2]. Unter diesen mesozoischen Schiefern tauchen weiter im Osten wieder empor die permo-carbonischen und archäischen krystallinen Schiefer der Massen von Savona, Dora Val Maira und des Gran Paradiso[3], die autochthone Kernmassen der Zone des Piemont sind. Der carbonische Centralfächer des Briançonnais ist unsymmetrisch, die Ueberfaltung nach Westen ist viel stärker, als diejenige nach Osten[4]. Im Südosten des Mont-Blancmassivs ist aus dem Fächer ein isoklinal nach Nordwesten übergelegtes Faltensystem geworden, der östliche Flügel des Fächers ist verschwunden, d. h. er ist überschoben durch die nordwärts vordringenden krystallinen Schiefer der Zone des Grossen St. Bernhard. Immer mehr wird im Wallis die « zone axiale » zusammengepresst. Das Gleiche geschieht mit den nordwärts daran sich anschliessenden Sedimentmulden. Immer mehr werden die Glimmer-

[1] Dieses Eocän der Zone der Aiguilles d'Arves betrachte ich als die Wurzelregion für die Zone des Niesenflysches.

[2] S. FRANCHI. Sull'età mesozoica ecc., p. 171. — Ancora sull'età mesozoica ecc. (*Boll. R. Com geol. d'Italia*, 1904, Tav. II e III).

[3] V. NOVARESE. Le Alpi Piemontesi. — *Mem. Soc. Geogr. ital.* Vol. IX, 1899.

[4] In vollständigem Einverständnis mit W. KILIAN glaube ich mich zu befinden, wenn ich zur Erklärung des geologischen Baues der französisch-italienischen Alpen, die Notwendigkeit der Annahme von drei vollständig erodierten « Nappes » nicht anerkenne. (Nappe IV, V, VI. TERMIER, *Bull. soc. géol. de France*, Dec. 1902).

schiefer der Grossen St. Bernhardzone gegen Norden vorgedrängt. Die sämtlichen Sedimentfalten, die in den französischen Alpen zwischen dem Karbon von St. Michel und dem Massiv der Belledonne in einer Breite von 20—30 Km. sich entwickeln, sind, im Val Ferret und im Rhonetal immer mehr sich senkend, zuletzt vollständig ausgequetscht. Sie sind nur noch in ihren tiefsten Muldenteilen kümmerlich erhalten, ihre Hauptmasse liegt als «Klippen» im Chablais und in den Freiburger Alpen. Die Wurzelregion für diese Klippenmasse finden wir in der Narbe des Rhonetales[1].

Die südlich des Gran Paradiso in breiter Zone entwickelten Schiefer der « Pietre verdi » drängen sich in den penninischen Alpen zu jenen schmalen Muldenzügen zusammen, deren Verlauf wir verfolgt haben. Die Verbindung der Grajischen Alpen mit den Penninischen ist zu untersuchen. (Taf. 13.)

Die Glimmerschiefer der Zone Berisal-Grosser St. Bernhard erscheinen zuerst im Hintergrund von Val Grisanche und Vallée de Rhème südlich des Aostatales, wo sie im Nordwesten unter dem Karbon des Kleinen St. Bernhard emportauchen[2]. Jenseits der versenkten Sedimentbrücke von Val d'Isère steigen sie im Südwesten wieder auf in der Masse des Mont Pourri.

Von dem Komplex der Bündnerschiefer bei Aosta zweigt gegen Südwesten eine dreizipfelige Mulde ab, die den Berisalgneissen eingesenkt ist und sich bis zum Ruitor erstreckt. Fernerhin verbinden sich die Schiefer von Aosta, das südwestliche Ende der Grossen St. Bernhardgneisse gegen Nordosten, Osten und Süden umfassend, über Cogne mit jenem Schieferzug, welcher das Gneiss-Ellispsoid des Gran Paradiso umsäumt.

Höchst eigenartig ist das geologische Kartenbild der Gegend von Aosta. Von Cogne aus zweigen in geschwungenem

[1] Herr E. Haug macht mich darauf aufmerksam (*Compte rendu sommaire des séances de la Soc. géol. de France.* Nr. 4. 1907), dass er schon i. J. 1903 die Vermutung ausgesprochen habe, die Wurzel der « Préalpes » möchte im Rhonetal reduziert sein « à une simple cicatrice ». Diese Notiz in den *C. R. Ac. d. Sc.* 4. Jan. 1904 ist mir leider erst jetzt bekannt geworden.

[2] Die zur Grossen St. Bernhardzone gehörenden krystallinen Schiefer, die nördlich an den Bündnerschieferzug Valsavaranche-Cogne (Grivolamulde) angrenzen, enthalten hochgradig metamorphosirte basische Gesteine, die den basischen Einlagerungen in den sogenannten Casannaschiefern des Val de Bagne vielleicht äquivalent sein dürften. (Vergl. V. Novarese. Dioriti granitoidi und gneissische della Val Savaranche (Alpi Graje). *Boll. R. Com, geol.*, 1894, N° 3.)

Verlaufe vier Bündnerschieferzüge nach Südwesten und Südosten, nach Nordwesten und nach Nordosten ab. Zwischen Aosta und S. Marcel liegen auf diesen Bündnerschiefern als Decke die Glimmerschiefer von Monte Mary und Monte Emilius. Die Glimmerschiefer der St. Bernhardzone von Val Grisanche und Val de Rhême[1], ebenso wie die Gneisse des Gran Paradiso, erscheinen als das normale Liegende der Bündnerschiefer. M. LUGEON und E. ARGAND haben in aphoristischer Kürze eine Deutung der Tektonik im Aostatal gegeben, die von meiner Anschauung etwas abweicht. Das fast ausschliesslich aus den neuern Aufnahmeberichten (Rilevamenti) der italienischen Landesgeologen zu konstruierende Bild erscheint mir bei mangelhafter eigener Kenntnis der Gegend noch zu unsicher, als dass ich es wagen möchte, die tektonische Erklärung weiter zu diskutieren.

Die senkrecht zum Alpenstreichen verlaufende Linie Ivrea-Aosta-Martigny markiert das Südwestende der Zone von Ivrea bei Ivrea, das Südwestende der Dent Blanchedecke bei Aosta, und das Nordostende des Mont-Blancmassives bei Saxon. Hier beginnt auch im Rhonetal die eingehend beschriebene Verquetschung der Carbonantiklinale und der nördlich daran sich anschliessenden Sedimentmulden. Die weit nach Süden sich erstreckende Zinalmulde, die darüber lastende Deckscholle der Dent Blanche bedingen den Bau der mittleren Walliseralpen. Nach Südwesten endet nach A. STELLA die Deckenscholle der Dent Blanche im Aostatal an einer Verwerfung, jedenfalls ist sie hier stark versenkt, ob sie weiter gegen Südwesten sich einst höher gehoben war und auch Gran Paradiso überdeckt hat, auch hier die Basis der Schubmasse der Dinariden darstellend, wie TERMIER meint, wissen wir nicht.

Ich habe eingehend geschildert, wie im nordöstlichen Wallis mit dem nördlich der Rhone aufsteigenden Aarmassiv auch die tektonischen Elemente der penninischen Alpen sich heben. Das nordöstliche Ende der Dent Blanchedecke ist nicht versenkt, wie das südwestliche; die dinaridische Schub-

[1] Vergl. *Boll. Com. geol. d'Italia.* Anno 1892 : Carta geologica della parte centrale delle Alpi graje; ferner *Carte géol. de la France,* 1 : 80 000, 169 bis. (1899) und « Carte géologique de la France, 1 : 1,000.000, 1905 ». Auf der französichen Uebersichtskarte ist am Mont Rafré, südlich Chatillon Gneiss eingetragen, der nach M. LUGEON den Rest einer « Nappe » darstellen soll. Gegen diese Deutung der Mont Rafré-Gesteine opponiert A. STELLA; nach ihm sind die vermeintlichen Gneisse « parte integrante della formazione dei calcescisti » (*Boll. soc. geol. It.*, XXV, 1906, Fasc. I).

masse kann sich weit nach Osten erstreckt haben, Dent Blanchedecke und Silvrettadecke können einst zusammengehangen haben. Das Eintreten der Val Ferretmulde östlich von Visp in das autochthone Ueberfaltungssystem des Simplon bedeutet einerseits wieder ein südliches Zurückweichen der penninischen Alpen, die bei Sitten am weitesten nordwärts vorgedrungen sind, anderseits eine Auffaltung und eine Ueberschiebung nach Norden der tiefstliegenden Elemente der Zone des Piemont. Die carbonische Axialzone der Westalpen erscheint nicht mehr in den centralen Alpen, an deren Stelle tritt das Gotthardmassiv. Beim Versinken des Gotthardmassivs gegen Osten dringen die Bündnerschiefer von Mittelbünden, die dort das Hangende der noch zur « Zone von Piemont » gehörenden Adulamasse bilden, wieder nordwärts vor, die Narbe des Rheintales, aus der einst der Gewölbeschenkel der Glarner Deckfalte emporgestiegen ist, überdeckend. Von Süden her schiebt sich über die Bündnerschiefer ganz analog wie im mittleren Wallis das System der ostalpinen und der dinaridischen Deckschollen.

Wir sehen, in zwei Kardinalfragen gipfelt sich heute das Problem der Mechanik der Schweizeralpen :

Was liegt begraben in der Narbenzone des Rhonetales und des Rheintales, was hat einst sich aufgebaut über den Höhen des Gotthard, des Finsteraarhorns und des Mont Blanc ?

III. Bau der Schweizeralpen im Süden und im Norden des Rheines und der Rhone.

Die in ihren Hauptzügen nun abgeschlossen vorliegenden Resultate unserer Detailuntersuchung der Simplonberge, führten mich ebenso wie A. Stella dazu, einen Ueberblick über das ganze Gebiet der Walliser- und Tessineralpen zu gewinnen. Wir fanden, dass die Alpen im Norden und im Süden von Rhein und Rhone genetisch innig mit einander verbunden sind. Auf einige wesentliche Punkte hinsichtlich der modernen Anschauungen über den Bau der Schweizeralpen möchte ich hier vorläufig hinweisen.

Die sogenannte Umprägung der geotektonischen Auffassung unserer Alpen, die auf die Arbeiten von M. Bertrand, Lugeon, Schardt, Rothpletz, Termier und andere zurück-