

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

Sechszwanzigste Lieferung.

Geologische Beschreibung
der
Lepontinischen Alpen

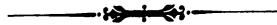
Zweiter Teil.

Oberes Tessin- und Maggiagebiet.

Mit Spezialkarte Nr. 81 in 1:50,000 und Profiltafeln Nr. 81 a und 81 b,
sowie einer tektonischen Skizze im Text (pag. 81).

Von

Dr. H. Preiswerk.



Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

1918.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Vorwort der geologischen Kommission.

Im Februar 1907 erhielt Herr Prof. Dr. *H. Preiswerk* den Auftrag, die Simplonkarte nach Osten fortzusetzen und damit die geplante „Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen“ weiter zu fördern. Im Vorworte des Verfassers (Seite IV) ist auseinandergesetzt, warum die Vollendung der Karte sich so lange verzögert hat.

Für den Inhalt von Text, Karte und Profilen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im Dezember 1918.

Für die geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, Prof.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Inhalt.

	Seite
Vorwort	IV
Erläuterung der Legende zur Karte	43—67
Alluvium	43—44
Diluvium	44—46
Jura	46—51
Trias	51—55
Trias-Permocarbon	55—56
Prätriadische kristalline Schiefer und Gneise.	57—66
A. Vorwiegend Sedimente (Paragneise)	59—61
B. Eruptivgesteine (Orthogneise)	61—66
Ausbeutungen	66—67
Fundstelle von Staurolith- und Disthenkristallen am Pizzo Forno	67
Quellen im obern Tessintal und im Pioratal	67
Tektonik: (Erläuterung der Profiltafeln 81 a und 81 b.)	68—74
A. Allgemeiner Teil	68—70
B. Spezieller Teil	70—73
Beziehungen zwischen Orographie und Tektonik	74
 Anhang.	
Gesteinsanalysen	75—77
Literaturangaben	78—80
Tektonische Skizze	81

Vorwort.

Die Arbeiten in der Region der vorliegenden geologischen Karte des obern Tessin- und Maggiagebietes habe ich im Jahre 1904 begonnen bei der geologischen Aufnahme der 1908 erschienenen Simplonkarte, als Mitarbeiter von Prof. *C. Schmidt* in Basel, dem ich die Einführung in die Geologie der Lepontinischen Alpen verdanke. Der im Jahre 1904 aufgenommene östlichste Teil der Simplonkarte wurde später von mir revidiert und in die vorliegende Spezialkarte Nr. 81 mit aufgenommen. In den Jahren 1905 und 1906 machte ich einige orientierende Touren im nördlichen Tessin und erhielt im Februar 1907 von der Geologischen Kommission den Auftrag, die mit der Simplonkarte begonnenen Spezialaufnahmen nach Osten fortzusetzen in dem Gebiet zwischen der Simplonkarte und dem Bleniotal. Leider konnten in den nächsten 4 Jahren die Aufnahmsarbeiten nur im Jahr 1908 wesentlich gefördert werden. Unterdessen wurde das Blatt Faido, sowie Teile des Blattes St. Gotthard topographisch neu bearbeitet, und dermassen umgestaltet, dass die geologische Kartierung zum grossen Teil neu gemacht werden musste. In den Jahren 1911 und 1912 schritt die Aufnahme bis zur Maggia und im Tessingebiet bis in die Gegend von Faido vorwärts. Das erste Projekt, zunächst eine Karte bis zur Maggia als Ostgrenze zu publizieren, wurde auf Wunsch des Präsidenten der Geologischen Kommission durch Einbeziehen der Campo-Tencia-Masse bis zum Tessin im Osten erweitert, woraus sich eine weit günstigere geologische Abrundung ergibt. Eine Reise nach Vorderindien im Jahre 1913 und die Mobilisation im Jahre 1914 zerstörten aber die Hoffnung auf baldigen Abschluss der Arbeit. Erst 1915 konnte wieder ausgiebiger im Campo-Tencia-Gebiet weiter gearbeitet werden, wobei mir Herr Dr. *O. Wermüller* aus Zürich ein wertvoller Begleiter und Mitarbeiter war. Unterdessen wurde das Pioratal von *L. Krige* kartiert, und es konnten seine Aufnahmen als Ergänzung mit auf die Spezialkarte Nr. 81 übernommen werden. Daraus erwuchs aber die weitere Aufgabe, den Raum zwischen dem Tessin und dem Pioratale neu aufzunehmen. Ferner stellte sich als notwendig heraus, die in den ersten Jahren der Aufnahme ausgeführte Kartierung der Quartärablagerungen zu ergänzen, wozu eine Reihe von Revisionstouren erforderlich waren. Da ich im Sommer 1916 wiederum als Armeegeologe zu dienen hatte, wäre die Aufnahme auch 1917 noch nicht zu Ende gekommen ohne die willkommene Mitarbeit von Dr. *A. Jeannet*, Adjunkt der Geologischen Kommission. Seiner eifrigen Arbeit und der energischen Förderung der Sache durch den Präsidenten der Geologischen Kommission, Herrn Prof. *A. Heim*, ist es zu danken, dass die Karte trotz der Kriegszeit nunmehr hat fertiggestellt werden können und bereits auf das Datum der geplanten Versammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Lugano 1918 die ersten Probedrucke vorlagen, nachdem die zugehörigen Profiltafeln 81a und 81b bereits im Anfang des Sommers gedruckt waren.

Basel, 11. Oktober 1918.

H. Preiswerk.

Erläuterung der Legende zur Karte.

Alluvium.

I. Talböden.

Talböden von einiger Ausdehnung finden sich nur im Tessintale: bei Stalvedro, Ambri-Piotta und oberhalb Lavorgo. Für die Ansicht mancher Geologen — besonders Stapf —, dass diese Ebenen alten Seebecken entsprechen, stehen mir bis jetzt keine beweisenden Beobachtungen zur Verfügung.

II. Gehängeschutt.

In den mit der Signatur von „Gehängeschutt“ bedeckten Kartenteilen sind nicht selten auch trockene Schuttkegel, Bergsturzmaterial und Moränen inbegriffen. Einesteils da, wo diese Bildungen für eine gesonderte Darstellung zu unbedeutend sind, andernteils in Fällen, wo Vegetation oder Schneebedeckung ihre Erkennung verhinderte. Auch die Lawinenschuttmassen sind im „Gehängeschutt“ inbegriffen, sofern sie nicht ausgesprochene Schuttkegel bilden.

III. Trockene Schuttkegel.

Als „trockene Schuttkegel“ sind namentlich die Schuttmassen dargestellt, die am untern Ende steiler, nur gelegentlich wasserführender Felsrinnen sich sammeln. Ein grosser Teil ihres Materials wird durch Lawinen zu Tal befördert. Von den gewaltigen Steilwänden des *Bavonatales* haben ihnen gelegentliche Felsstürze besonders grobes Blockmaterial zugeführt.

IV. Bachschuttkegel.

Typische, flach ausgebreitete Bachschuttkegel finden sich z. B. auf der *Alp Campo* am Ritomsee, ferner im Tessintale bei *Chinchengo*, bei *Faido*, *Mascengo*, *Quinto* und zwischen *Airolo* und *Valle*. Die steilern Kegel am südlichen Talhang zwischen Fiesso und Ambri sind vorwiegend Lawinenschuttkegel.

V. Terrassenränder.

Die Tieferlegung des Tessinbettes durch die fortschreitende Erosion hat besonders im Oberlauf steile Erosionsränder erzeugt an losem Material, das über den einst höher gelegenen Talgrund sich ausgebreitet hatte. Teilweise sind es primäre und auch verschwemmte Moränenablagerungen, teilweise alte, nunmehr ausser Funktion getretene Schuttkegel. Solche, von Erosionsrändern angeschnittene Schuttkegel sind besonders schön entwickelt westlich von *Ronco*, sowie am Eingang des *Canariatales*. Die beiden Dörfer *Valle* und *Madrano* liegen auf demselben Schuttkegel, der seinen Ursprung in der Gegend des Riale di Berri nahm und in den jetzt das Wasser des *Canariatales*, die *Garegna*, eine geräumige Erosionsrinne gegraben hat, die die beiden Dörfer heute trennt.

Ganz in Moräne gelegen sind die Bacherosionsränder von *Gribbio*.

VI. Bergstürze.

Bedeutendere Bergstürze sind niedergegangen bei Airolo, zwischen Pian'alto und Cè di Dentro im Canariatal, bei Vigera und Osco ob Faido, im Bosco Grande ob Dalpe, ob Monte Doro im Val Chironico, bei Peccia und bei Menzonio im Maggiatal, sowie im Bavonatal.

Historisch ist der Bergsturz von Airolo und zum Teil der von Peccia. Andere reichen bis in die Interglazialzeit zurück.

Der Bergsturz vom *Sasso Rosso*, der einen Teil des Dorfes *Airolo* zerstörte, ging im Jahre 1898 nieder. Das Ereignis ist von Ch. Tarnuzzer geschildert worden. (Frankfurter Umschau 1899, III, S. 101—106, vgl. auch J. Hardmeyer, „Die Schweiz“, schweiz. illustr. Zeitschr. 1899, Heft 22, ferner H. Lautensach, Geogr. Abh., Berlin 1912, pag. 47.)

Im Jahre 1834 wurde ein grosser Teil des Dorfes *Peccia* zerstört infolge eines Bergsturzes, der die Maggia staute und so zu verheerenden Ausbrüchen Anlass gab. Der Abrissrand des Sturzes ist auf der topographischen Karte südlich von der Bezeichnung „Alpe Arenò“ wohl markiert. Er liegt mitten in den Sturzmassen älterer, mächtiger Bergstürze, die von der Westflanke des Pizzo di Ruscada gegen die in der Talmündungsstufe stark erodierenden Maggia niedergegangen sind.

Die Stürze von *Bosco Grande* reichen bis ins Interglazial. Die Aufschlüsse an den neuen Holzwegen von Dalpe ins Bosco Grande zeigen aufs schönste, dass die dortigen Moränen auf das Bergsturzmateriale abgelagert sind.

Auf den abgesenkten Gneismassen der *Ruine d'Osco*, die vom Terrassenrand Vigera-Osco sich getrennt haben, lagert ebenfalls Moräne.

Auch für die Bergstürze vom *Pian'alto* gegen das Canariatal hat L. Krige nachgewiesen, dass sie zum Teil älter als die Moränen sind. (L. Krige, Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. — Eclog. geol. Helv., Vol. XIV, Nr. 5, 1918, pag. 533.)

Diluvium.

Von diluvialen Ablagerungen finden sich im Kartengebiet namentlich Grund- und Seitenmoränen des Hauptgletschers, Seiten- und Stirnmoränen der Lokalgletscher und diluviale, resp. postdiluviale Flussterrassen.

Als *Hauptmoränen* sind die Ablagerungen des Tessin-, Maggia-, Peccia- und Bavonagletschers aufgefasst. Unter *Lokalmoränen* sind die verschiedenen diluvialen und postdiluvialen Stadien der Seitengletscher zusammengefasst bis und mit den noch heute sich bildenden Moränen.

Für die Beschreibung der diluvialen Gletscher des Tessingebietes, besonders der Hauptgletscher, verweise ich auf die Arbeit von H. Lautensach: „Die Übertiefung des Tessingebietes“ (Geogr. Abh., Berlin 1912), und beschränke mich auf einige Bemerkungen über die für unser Kartenbild wichtigsten Gletscherwirkungen.

I. Hauptmoränen (q h).

Die Unterscheidung der Hauptmoränen von den Lokalmoränen lässt sich morphologisch oder durch die Heimatbestimmung der Geschiebe durchführen.

Charakteristische Geschiebe des *Tessingletschers* sind besonders der Rotondogranit und die schwarzen, belemnitführenden Liasgesteine des Nufenenpasses, sowie die Hornblendegarbenschiefer der Tromolaserie, letztere mit der Beschränkung, dass Hornblendegarbenschiefer auch oberhalb Mascengo bei Prato in geringer Verbreitung anstehen.

Für die Hauptgletschermoränen des *Maggiabeckens* sind in ihren untern Teilen jegliche Kalkschiefer und Dolomite des Mesozoikums bezeichnend.

Von *Ablagerungen des Tessingletschers* sind besonders zu nennen: 1. *Grundmoränen*, die von der neuen Strasse Airola-Fontana gut aufgeschlossen worden sind. Sie liegen auf Gyps und Rauhwacke und sind von Gehängeschutt bedeckt. 2. *Seitenmoränen*. In den Kalkschieferhängen der südlichen Talseite des Bedrettotales zieht sich 300 m über dem Talboden eine ausgeprägte Terrasse hin, begleitet von zahlreichen, im Anstehenden ausgefurchten Gesimsen und Rippen, die alle dem Haupttal folgen und von Moränenresten des Tessingletschers begleitet sind.

Weiter talabwärts findet man namentlich in der Gegend von Giof ob Piotta auf Terrassen verschiedener Niveaux seitliche Moränen des Hauptgletschers, die durch Rotondogranit wohl charakterisiert sind. Ebenso auf den die Steilwände des Tessinergneis querenden Gesimsen von Monti Raslumo und Rodont bei Lavorgo. Die auf den Terrassen über dem Tessinergneis ausgebreiteten grossen Moränenmassen von Gribbio sind auch zum Hauptgletscher zu zählen, ebenso, zum Teil wenigstens, die auf der Terrasse Chesso-Doro. Findlinge von Rotondogranit habe ich noch auf dem Plateau westlich über Monti Olina gefunden. Westlich von Monte Chesso am Fusse des Berghanges verläuft parallel dem Haupttale ein altes, zum Teil mit Moränen gefülltes Glazialtal.

Typische *Endmoränen* des Tessingletschers sind nicht konstatiert worden. Möglicherweise entspricht die grosse Moränenmasse zwischen Prato und Dalpe teilweise der Stirne einer Rückzugsphase des Hauptgletschers.

An den steilen Talflanken der stark erodierenden Flussläufe des *Maggiagebietes* blieben die Moränenreste der Hauptgletscher nur spärlich erhalten. Dagegen findet man hier besonders ausgeprägt gewisse *Oberflächenformen*, die für Gebiete einstiger Vergletscherung bezeichnend sind. Das Bavonatal kann als geradezu klassisches Trogtal gelten, soweit es ausschliesslich in Antigoriogneis eingeschnitten ist. Seine Trogwände erreichen gegen 800 m Höhe. Das Calneggiatal ist ebenfalls ein typischer Trog. Die Einmündung ins Bavonatal vermittelt eine schöne Mündungsstufe in Gestalt einer 250 Meter hohen Wand von Granitgneis, über die die cascata di Foroglio sich stürzt. Ohne auf den reichen Formenschatz weiter einzugehen, den die Maggiatäler als einst vergletscherte Gneisgebiete besonders schön zur Schau tragen, möchte ich hier doch auf eine besonders eigenartige Form *glazialer Erosionsrelikte* aufmerksam machen, die gelegentlich zwischen zwei einst vergletscherten Becken erhalten geblieben sind und als „Karrippen“ bezeichnet werden können. Das schönste Beispiel liefert der vom Pizzo del Piatto di Rodi ostwärts gegen Fusio sich senkende Grat. Er hat die Form einer in der Fallrichtung des Hanges verlaufenden Mauer mit flachem Rücken. Wobei die Rückenfläche einer frühern Oberfläche des Hanges entspricht. Die eigenartige Form ist in groben Zügen schon aus der topographischen Darstellung ersichtlich.

II. Lokalmoränen (q l).

Die Ablagerungen der Lokalgletscher sind oft weit besser erhalten als die der Hauptgletscher. Besonders instruktiv sind die Moränen der zahlreichen südlichen Zuflüsse zum Tessingletscher. Einige davon zeigen wohl erhaltene Endmoränen. So der Piumognagletscher, der Gletscher der Alp Prato ob Piotta und der Vallenggiagletscher. Errechnet man die Höhe der Schneegrenze dieser drei Gletscher, so erhält man ziemlich übereinstimmend zirka 1900 m. Dies entspricht dem *Bühlstadium*. Die gut entwickelten Moränen der Alp Sologna am Ostfuss des nun völlig eisfreien Pizzo di Sologna im Bavonatal gehören zum gleichen Stadium. Der Hauptgletscher des Tessintales muss zu dieser Zeit schon bis etwa All'Acqua zurückgegangen sein, denn der Vallenggiagletscher hat seine Stirnmoräne am Boden des Tessintales abgelagert, wie an den quer über den Talboden vorgeschobenen mächtigen Wällen bei Selva und Motta gegenüber Ronco sehr schön zu sehen ist. Die Seitenmoränen der Lokalgletscher überlagern die ältern Seitenmoränen des Hauptgletschers, wobei sich ihre Richtungen rechtwinklig kreuzen. Besonders schön zeigt dies die wohlerhaltene rechte Seitenmoräne des ehemaligen Cavagnologletschers, welche westlich von den Alphütten von Stabbiascio (P. 1903 m südlich von All'Acqua) die Längsterrasse des Haupttales mit ihren Moränenresten quert. Ähnliche Bilder geben die Ablagerungen der Lokalgletscher der Alpen Formazzora,

Cristallina, Ruino, Val Pozzola etc. Der Piumognagletscher schiebt seine mächtigen Stirnmoränen zwischen Prato und Cornone ebenfalls bis ins Haupttal vor.

Spätere Rückzugsstadien sind besonders gut am Gletscher der Alpe di Formazzora (Val Doggia) erhalten. Die neuen topographischen Aufnahmen in 1:10,000 geben hiervon eine prächtige Darstellung. Der Moränenbogen unterhalb Val Doggia gehört wohl dem *Gschnitzstadium* an. Lautensach rechnet zu diesem Stadium auch die Endmoränenwälle von Cantone dei Vitelli südlich vom Campolungopass. L. Krige vermutet, dass ein nach Westen gekrümmter Moränenwall am Boden des Lago Ritom liege.

Jura.

Zur Juraformation wurden die dunkeln, meist kalkreichen Phyllite, die sogenannten „*Bündnerschiefer*“, gerechnet, die von den Granitgneisen und Glimmerschiefern in der Regel durch die charakteristischen Triasgesteine getrennt sind.

Zur Deutung der „Kalkphyllite“ (Bündnerschiefer) als Jura führt lediglich die petrographische Analogie und der tektonische Verband mit den gleichartigen Bildungen in benachbarten Gebieten. Zu einer positiveren Bestimmung des Alters fehlen im Kartengebiet charakteristische Fossilien völlig. Die nächsten Fundstellen bestimmbarer *Versteinerungen* sind der Nufenen einerseits, das Skopigebiet anderseits. Die im Simplongebiet fossilführende Zone der Kalkphyllite: Ritzhörner-Faulhorn-Nufenen endet bei Cruina im obern Bedrettal zwischen Triasgesteinen auskeilend und erreicht unser Kartengebiet nicht. Innerhalb unseres Kartengebietes habe ich Fossilreste nur mikroskopisch aufgefunden, und zwar in schwarzen, hornfelsartigen Phylliten, die das Hangende der bei All'Acqua am Tessin anstehenden Trias-Rauhacke bilden. Es sind schwarz pigmentierte, sphärische Gebilde, die als *Radiolarien* angesprochen werden können. L. Krige erwähnt aus dem Pioratal einen *Echinodermenrest* in einem zur Bündnerschieferzone gehörenden Sericitmarmor (l. c. pag. 648). Bernhard Studer hat bei Fontana im Bedrettal Blöcke mit Belemniten gefunden (Mém. soc. géol. de France, 2^e sér., t. I, 1844, pag. 323), von denen er vermutet, dass sie aus den Schluchten oberhalb Fontana stammen. Da ich bei meinen Aufnahmen in den in Frage kommenden Schluchten weder die typischen Nufenengesteine noch Belemniten gefunden habe, muss ich annehmen, dass die fraglichen Blöcke vom Nufenen nach Fontana erratisch verschleppt worden sind.

Die Bündnerschiefer bilden in ihrer Gesamtheit hochmetamorphe Umwandlungsprodukte mergeliger Sedimente. Ihr Aussehen ist im einzelnen verschieden, je nach ihrem chemischen Bestand. Bald liegen mehr kalkreiche, meist etwas sandige Mergel und Kalke vor. Die entsprechenden Gesteine sind dann mehr hellgraue, *kalkitische Phyllite* und *plattige Marmoralkale*. Bald zeigen sich Übergänge in Tonmergel und mergelige Tone. Mit dem Tongehalt mehrt sich häufig auch das kohlige Pigment, so dass sich *schwarze, glimmerreiche, granat- und stanrolithführende Phyllite* und *hornfelsartige Gesteine* herausbilden. Oder endlich das Ausgangsmaterial bilden stark sandige Mergel mit Übergängen in Sandstein. Dem entsprechen *quarzitische Kalkphyllite* und *Quarzite*. Diese psammitische Fazies der „Bündnerschiefer“ stellt sich ganz besonders in den stratigraphisch tiefern Teilen ein und dürfte stellenweise unmerklich in die zur Trias gehörenden Bildungen überleiten. Dies gilt besonders für die faziellen Verhältnisse im Cavagnolgebiet.

Die grosse Mannigfaltigkeit der Bündnerschiefer in petrographischer Hinsicht illustrieren die eingehenden Beschreibungen von L. Krige (l. c. pag. 592—651).

In denjenigen Komplexen der „Bündnerschiefer“, die als schmalere Einfaltungen zwischen den prätriadischen kristallinen Gesteinen liegen, ist der sedimentäre Charakter stark verwischt. Der Habitus ist mehr gneisartig infolge vollkommenerer Kristallisation der Bestandteile. So in den Schuppungen am Südrand der Bedrettomulde, in den Zweigmulden von Fusio und Campo (Bavona), sowie in der isolierten Teilmulden am Pizzo Massari.

I. Kalkphyllite (Sg).

Die Kalkphyllite bilden weitaus den grössten Teil der mesozoischen Sedimente des Kartengebietes.

Als Typus dieser Gruppe können die Gesteine gelten, die durch den Leerlaufstollen des Tremorgiowerkes besonders schön frisch aufgeschlossen sind: Es sind graue Phyllite mit silberglänzendem, glimmerbedecktem Hauptbruch. Der Querbruch ist fein- bis grobbändrig, in dem Lagen und flache Linsen von Kalzit- und Quarzausscheidungen die graue Hauptmasse in wechselnder Menge durchziehen.

Der *mineralische Bestand* des Gesteins ist ein granoblastisches Gemenge von Kalzit, Quarz, einem hellrötlich braunen, phlogopitähnlichen Glimmer und Muscovit. Dazu gesellt sich sehr oft ein basischer Plagioklas (Andesin-Labrador), der in grossen Porphyroblasten als Matrix die übrigen Gemengteile einschliesst und durch seine rastrierten Spaltflächen dem Gestein im Querbruch fleckenweise einen feinen Seidenglanz verleiht.

Der Bestand der nur untergeordneten Mineralkomponenten der Kalkschiefer ist mannigfaltig und wechselnd. Ziemlich verbreitet wurden beobachtet: Turmalin, Rutil und Pyrit, ferner Epidot, Zoisit, Titanit, Zirkon, Magnetit, Magnetkies und Skapolith. Die Skapolithisierung der Kalkschiefer am Riale Fog hängt mit der Ausscheidung dieses Minerals in Klüften zusammen.

Die *Textur* der Kalkphyllite ist in der Hauptmulde (Bedrettomulde) vorwiegend ebenschiefrig, während in den Teilmulden Fältelung vorherrscht. Hohe Intensität erreicht diese besonders in den Kalkphylliten des Bavonatales.

Diese *Feldspathisierung* der mesozoischen Kalkphyllite, die im Simplongebiet nur vereinzelt beobachtet wurde, ist im Maggiagebiet weit verbreitet. Sie herrscht namentlich in den südlichen Muldentteilen und scheint mit der soeben erwähnten Änderung der Textur Hand in Hand zu gehen.

Die *chemische Zusammensetzung* eines typischen Kalkphyllits wird durch Analyse 16 der Erläuterungen Nr. 6 zur geologischen Karte der Simplongruppe wiedergegeben. Sie entspricht einem kalkreichen, sandigen Mergel. Unter den von L. Krige (l. c. pag. 650) zusammengestellten Analysen können die Nummern 19, XV, XVIII und XIX in die hier besprochene Gruppe eingereiht werden. Der von U. Grubenmann analysierte „Kalkglimmerschiefer“ aus dem Canariatal (Nr. XIX der Tabelle Krige) entspricht einem fast tonfreien sandigen Kalkstein. Nr. XV neigt zu den Tongesteinen unserer II. Gruppe.

Die starken Schwankungen in der Zusammensetzung treten im äussern Habitus der Kalkphyllite, der ein recht einheitlicher ist, sehr wenig auffällig in Erscheinung.

II. Granatführende graue und schwarze Phyllite (Sgr).

Den Kalkphylliten der Bündnerschiefer sind an vielen Stellen unregelmässig in der Masse verteilt untergeordnete Lagen von kalkärmeren, mehr tonigen Sedimenten eingeschaltet, die bei reichlicher Entwicklung von Granat ein knollig-schiefriges, knotig-flasriges oder massig-hornfelsartiges Aussehen haben. Durch Graphitoid intensiv schwarz gefärbte Gesteine dieser Art sind speziell dem obern Bedrettotal eigen. Hierher gehören die fossilführenden *schwarzen Phyllite* von All'Acqua. Ferner ein grosser Teil der zusammenhängenden Granatphyllitzone, die auf etwa 2000 m Höhe rechts über dem Tessin die Alpen Vallengia, Folcra, Cristallina und Ruino durchzieht.

Im Gebiet des Pizzo Cristallina und in der isolierten Teilmulde des Pizzo Massari finden sich feinkörnige, kalzitreichere *Granat-Hornfelse* von bräunlich grauer, ins Violett spielender Farbe. Stellenweise finden sich darin scharfumgrenzte Einschlüsse von Kalzit, die man versucht ist, als Reste von Fossilien zu deuten. Echinodermenstrukturen sind bis jetzt darin nicht gefunden worden.

Anderseits entwickeln sich lokal durch Anwachsen der Granaten grobknollige, konglomeratartig aussehende Gesteine, in denen die sericitumschmiegt, bis stark nussgrossen Granaten krastisch hervortreten. Der Gipfel des Pizzo Folcra besteht aus solchen *Knollen-Granatschiefern*.

Der *Mineralbestand* dieser Granatphyllite und Hornfelse ist folgender: Das Grundgewebe besteht wesentlich aus Quarz und Muscovit oder einem farblosen, kleinaxigen Glimmer (Sprödglimmer?). Kalzit tritt in den normalen Granatphylliten stark zurück. Dazu kommt das kohlige Pigment, das bei gleichmässiger Verteilung die übrigen Componenten verhüllt. Meist jedoch bildet es nur lose, oft mit dem ganzen Grundgewebe intensiv gefaltete Streifen.

Als Porphyroblasten, die das gefaltete Grundgewebe einschliessen (Helizitstrukturen), treten vor allem rötliche Granaten auf, die, soweit bestimmt, sich als Almandin erwiesen.

Als weiterer Porphyroblast findet sich regelmässig Biotit in glänzenden, oft quer zur Schieferung gestellten Blättchen, die durch ihre auffällige Härte und geringe Elastizität den Sprödglimmern gleichen.

Ziemlich häufig tritt auch Staurolith als Porphyroblast auf. In pigmentfreien Granatphylliten, wie sie auf der Alp Folera vorkommen, werden die Staurolithe als gelbliche Flecken im grauen Gestein sichtbar.

Von ~~w~~andern Gemengteilen wurden beobachtet: Epidot, Zoisit, Klinozoisit, Chlorit, Hornblende, Plagioklas, Disthen, Turmalin, Rutil, Zirkon, Apatit, Magnetit in geradlinigen, von Quarzausscheidungen umsäumten Stengeln und Pyrit.

Bemerkenswert ist das *Auftreten bestimmter Gemengteile in besondern geologischen Regionen*.

Ein Teil der genannten Mineralien ist auf die südlichen Teilmulden beschränkt. Basischer Plagioklas (bis Labrador-Bytownit) bildet einen Hauptbestandteil in den Granatphylliten und Granathornfelsen der Muldenzüge von Naret-Val Torta, Campo im Bavonatal und vom Pizzo Massari. Wie er ja auch in den Kalkphylliten dieser Zonen heimisch ist. Besonders schöne Plagioklasporphyroblasten mit prachtvoller Helizitstruktur zeigt der Granatphyllit von Pianazzo (Campo, Bavonatal).

Der Disthen hat ein ähnliches Verbreitungsgebiet wie der basische Plagioklas, auch Rutil, Zirkon und Apatit sind bis jetzt nur in den Teilmulden gefunden worden. Durch Vorherrschen des Disthens unter den Porphyroblasten sind die *Disthen-Granat-Hornfelse* des Pizzo Massari ausgezeichnet, die ebenfalls reichlich Plagioklas führen.

Hornblende tritt selten auf, und zwar als grosse Porphyroblasten, die auf den Schieferflächen kreuz und quer liegen, ganz ähnlich wie in dem „Hornblendegarbenschiefer“ der Tremolaserie. Oft sind die Hornblenden begleitet oder gänzlich ersetzt durch einen biotitähnlichen, etwas spröden Glimmer, der auch selbständige Porphyroblasten bildet mit quer zur Schieferung gestellten Spaltflächen. Fundorte dieser *mesozoischen „Hornblendegarbenschiefer“* sind: Der Waldhang zwischen Osasco und Pianazzo auf zirka 1450 m Höhe, ferner die Abhänge westlich vom Gipfel des Pizzo di Vespero auf 2260 m Höhe, sowie die Südhänge desselben Gipfels.

In ihrer typischen Ausbildung zeigen diese mesozoischen Granatphyllite des Maggiagebietes eine weitgehende Übereinstimmung mit den „hornfelsartigen, granatführenden Schiefern“ in den Bündnerschiefern des Simplongebietes. Die *chemische Zusammensetzung* dieser letztern zeigen die Analysen 19—21 der Erläuterungen zur Simplonkarte (pag. 68). Demnach liegen die Umwandlungsprodukte typischer Tongesteine vor, die sich prinzipiell unterscheiden von den aus Kalkmergeln hervorgegangenen „Kalkphylliten“, vor allem durch den viel niedrigeren Kalkgehalt, der zugunsten des Tongehaltes zurücktritt, den hohen Eisengehalt, der im Almandin namentlich gebunden ist und den für Tonschiefer so charakteristischen beträchtlichen Kaligehalt.

Die von C. Schmidt gegebenen Analysen Nr. 3—6 von Granathornfelsen aus dem Pioratal (C. Schmidt, Beiträge, XXV, 1891, Anhang, pag. 55) geben ein Bild der wechselnden Zusammensetzung dieser Gesteine entsprechend ihrer Verbindungsglieder mit den Kalkphylliten einerseits (Analyse Nr. 3) und ihrer mehr sandigen Fazies anderseits (Analyse Nr. 6 von U. Grubenmann).

Der grösste Teil der von L. Krige publizierten Originalanalysen von schwarzen Bündnerschiefern aus dem Pioratal bezieht sich ebenfalls auf Gesteine, die dieser tonreichen Gruppe der Bündnerschiefer angehören (l. c. pag. 650).

III. Staurolithführende schwarze Phyllite (S st).

Von den Granatphylliten unterscheiden sich die „Staurolithführenden Phyllite“ im wesentlichen nur dadurch, dass der Staurolith, der ja auch in vielen Granatphylliten zum mineralogischen Bestand gehört, in den Staurolithphylliten solche Dimensionen annimmt, dass er mit dem Granat rivalisiert und schon im Felde sich bemerkbar macht.

Ihr Vorkommen ist beschränkt auf die Südflanke des Bedrettotales in der Umgebung des Cristallinates. Sie schliessen sich aufs engste an die Granatphyllite an.

Als Typus mag das Gestein gelten, das zirka 500 m weit nördlich vom Naretpass am Kamm zum Madone, noch südwärts vom Lebendungneis ansteht und somit zur „Cristallinamulde“ gehört. Es ist ein schwarzgrauer, feinblättriger, seidenglänzender Phyllit, der von zentimetergrossen Staurolith- und Granatporphyroblasten durchspickt ist.

Mikroskopisch zeichnet sich das Gestein aus durch das Auftreten von Chloritoid mit dem charakteristischen Pleochroismus, sowie einem farblosen Sprödglimmer mit kleinem Axenwinkel.

IV. Quarzitische Kalkphyllite und Kalkquarzite (S q).

Die stratigraphisch tiefern Teile der „Bündnerschiefer“ unsers Kartengebietes zeigen vielfach eine stark *psammitische Fazies*, in dem die Kalkphyllite nach unten ersetzt werden durch *quarzitische Kalkphyllite, Kalkquarzite, Serizitquarzite, quarzitische Sandsteine, Arkosesandsteine* etc. Diese Gesteine dürften stratigraphisch am ehesten mit den Quarziten des Sinemurien und Pliensbachien im Massiv des Torrenthorns parallelisiert werden (M. Lugeon, Beitr. Lfg. 30, N. S., Spezialkarte Nr. 60).

Ihre Entwicklung ist nicht in allen basalen Teilen der Hauptmulde gleichmässig. Besonders im Westteil der Bedrettomulde wiegt die *psammitische Fazies* vor. Gegen Osten nimmt sie ab. Südlich und südöstlich von Airola ist der Südrand der Bedrettomulde ziemlich frei von quarzitischen Gesteinen. Dagegen stellen sie sich ganz im Osten, wo die Hauptmulde in die verschiedenen Teilmulden auskeilt, wieder häufiger im Dach der Triasablagerung ein.

Mächtig entwickelt sind quarzitische Kalkschiefer in der Teilmulde von Piumogna. Auch fehlen sie in der Teilmulde von Fusio nicht. Auch die schmale Zweigmulde des Canariatales ist reich an quarzigen „Bündnerschiefern“. In der Mulde von Campo im Bavonatal setzt die *Psammitfazies* erst westlich von der Bavona ein und erreicht eine starke Entwicklung im Pizzo della Medola, der aus mächtigen, massig entwickelten Kalkquarziten sich aufbaut.

Frei von Quarzitfazies ist dagegen die „Cristallinamulde“ mit ihren Zweigmulden.

Eine grosse Bedeutung erlangt die *Psammitfazies im Cavagnoligebiet*, d. h. der Gebirgsgruppe zwischen dem obern Bedrettotale und dem obern Bavonatal. Die tiefern Bündnerschiefer sind hier von mehreren mächtigen Kalkquarzitlagen unterbrochen. Aber auch die zwischenlagernden Schiefer erlangen durch ihren Quarz- und Biotitreichthum einen vom normalen Kalkphyllit abweichenden Typus. Auf der Simplonkarte ist dieser Typus als „Braune quarzige Schiefer mit Biotit“ besonders ausgeschieden. Diese Ausscheidung ist dort um so berechtigter, als diese „braunen Schiefer“ weiter westwärts im obern Formazza auch tektonisch eine selbständige Rolle spielen. Vom Giacomopass ostwärts ist dies aber nicht mehr der Fall, und so wurde für die Maggiagegend auf die Trennung der quarzreichen braunen Schiefer von den normalen Kalkphylliten mit denen sie durch alle denkbaren Übergänge verbunden sind, verzichtet.

Das Cavagnoligebiet zeichnet sich in fazieller Beziehung ferner noch dadurch aus, dass die *Psammitfazies* nicht nur auf die Basis der „Bündnerschiefer“ beschränkt bleibt, sondern auch auf die Trias und vielleicht sogar vortriadische Ablagerungen übergreift. Die sonst regelmässig an der Basis der Bündnerschiefer sich einstellenden typischen Triasgesteine fehlen hier streckenweise ganz, so zwischen dem Valeggia- und Cavagnoligletscher. An ihre Stelle treten marmorartige Kalkschiefer und quarzitische Glimmerschiefer in mehrfachem Wechsel. Die Unterscheidung der zahlreichen Umwandlungsprodukte dieser verschiedenartigen quarzreichen Ablagerungen ist nicht leicht.

Die Kalkphyllite können durch Zunahme des Quarzgehaltes in quarzitisches Kalkphyllit übergehen, die den normalen äusserlich durchaus gleichen. Bisweilen aber nimmt mit dem Quarzgehalt eine mehr massige Struktur überhand neben Abnahme des Pigments, und es entstehen helle oft porös anwitternde Kalkquarzitmassen, die quarzigen Triasmarmoren gleichen. Aus solchen Gesteinen besteht z. B. das gewaltige Felshorn des Pizzo di S. Giacomo. Andererseits bilden sich serizitische Quarzitschiefer heraus, die von den triadischen und permischen „Quarzreichen, hellen Glimmerschiefern“ schwer zu unterscheiden sind. Dazu kommt noch die Möglichkeit tektonischer Einwalzungen der ältern Gesteine in die jüngern.

Besondere Erwähnung verdienen noch die auf der Karte nicht besonders ausgeschiedenen *Arkosesandstein-Quarzite*. Solche Gesteine fand ich als Einlagerung im Kalkschiefer am untern Teil des Felssporn, der vom Punkt 2750 der Loita delle Camoscie in die Schutthalden des Val di Ruino hinabtaucht. Die hellgrauen, ziemlich massigen, wenig schiefrigen Gesteine bestehen wesentlich aus Quarz, Kalzit, Muscovit und Orthoklas. Diese Gemengteile bilden eine feinkörnige „Grundmasse“, in die eingestreut dem blossen Auge glashelle Quarzkörner, Orthoklasspaltstücke und kleine Linsen dunkelgrauen Dolomitgesteins auffallen.

Die grauen gneisartig aussehenden und vom dunklen Kalkphyllit scharf sich abhebenden Schichtbänke, die dem Besteiger des Ponc. di Vespero auffallen, da sie den obersten Teil des Ostgrates bis nahe zum Gipfel bilden, haben ganz dieselbe Zusammensetzung wie die eben beschriebenen Arkosesandsteine vom Val di Ruino. Sie führen gleichfalls vereinzelte Bruchstücke dunkelgrauen Dolomits, sind also ebenfalls polygener Natur und stehen zweifellos mit den Konglomeratschichten des Vespero genetisch in engster Beziehung.

V. Konglomerate und Blockschichten im Bündnerschiefer.

Die mesozoischen Phyllite der Bedrettomulde enthalten auf der Südseite des Bedrettotales mehrere Einlagerungen eigentümlicher Konglomeratschichten. Dieselben sind oft begleitet von Kalkquarziten und Arkosesandsteinen der basalen Bündnerschiefer oder von Marmoren, die zur Trias zu stellen sind. An manchen Stellen erhält man den Eindruck, dass die Konglomeratschichten von den Sandsteinen und Marmoren faziell vertreten werden. Stratigraphisch sind sie demnach zur Trias, oder doch an die Basis der jurassischen Bündnerschiefer zu stellen. Das bedeutendste dieser Konglomeratlager durchzieht die Valle Marscia im obern Maggialtal und lässt sich von hier dem Nordhang der Loita delle Camoscie entlang quer durch die Alp Cristallina bis ins Vallenggiagebiet hinein verfolgen.

Von den Konglomeraten im Simplongebiet, sowie denen von Campo im Bavonatal unterscheiden sich die Konglomeratschichten im Bedrettotal in ihrer geologischen Situation dadurch, dass sie mitten im Hauptstamm der Bündnerschiefer auftreten in mehreren, von mächtigen Bündnerschiefermassen getrennten Lagern. Ich bin der Ansicht, dass diese Verteilung der Konglomerate nicht stratigraphisch begründet ist, d. h. durch periodische Wiederkehr derselben Fazies, sondern auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden muss. Wir haben es wahrscheinlich mit mehrfacher Wiederholung derselben Schichtglieder durch mächtige Schuppung zu tun. Dies würde auch teilweise die stupende Mächtigkeit der Bündnerschiefer erklären.

Die schönsten Aufschlüsse in diesen merkwürdigen Gesteinen finden sich im obersten Teil der *Valle Marscia* oberhalb Garzonera, da wo das Tälchen die Senke im Kamm zwischen Ponc. di Vespero und der Loita della Camoscie trifft.

Die einzelnen Rollstücke der Konglomeratschicht schwellen hier zu gewaltigen Dimensionen an. Bis kubikmetergrosse Blöcke sind nicht selten, so dass förmlich Blockschichten entstehen. Die Lagen grober Konglomerate wechseln mit quarzitischen Sandsteinen und feinkonglomeratischen Schichten. Die grössten Blöcke sind meistens Granitgneise, Augengneise, wie sie in den peripheren Teilen des Maggialappens allgemein verbreitet sind. Ferner auch feinkörnige Aplitgesteine. Unter den feinern Konglomeraten findet man Quarzgerölle, sowie dunkelgrauen, zuckerkörnigen Dolomit.

Die Abrundung der Stücke ist teilweise eine unvollkommene. Dies sowie die Dimensionen der Blöcke sprechen für einen ganz kurzen Transport des Materials bei der Bildung der Ablagerung.

Das Bindemittel zwischen den Konglomeraten entspricht seiner Zusammensetzung nach durchaus den oben beschriebenen Arkosesandsteinen.

Nach dem Gesagten hätten wir diese Konglomeratschichten aufzufassen als eine *besondere Fazies* der an der *Basis der „Bündnerschiefer“* des nördlichen Tessin weitverbreiteten detritischen Ausbildung der Sedimente. Für ihre Altersbestimmung ist wichtig, dass sie neben prätriadischen kristallinen Gesteinen auch zuckerkörnigen Dolomit der Trias enthalten.

Analoge Bildungen ähnlichen Alters sind im Simplongebiet bekannt. Vor allem sind zum Vergleich die Triasschichten ob dem *Obersee am Hohsandgletscher* heranzuziehen. Hier finden wir ein *polygenes Konglomerat über Triasmarmor* an der Basis der Kalkschiefer aufgeschlossen.

Zur selben Stufe gehören wahrscheinlich die von *Holst Pelekan* (Dissertation, Zürich 1913, pag. 73) gezeichneten *Dolomitgerölle im „Quartenschiefer“* des Skopigebietes. (Vgl. auch P. Niggli und W. Staub, Beiträge, XLV, pag. 69.)

In genetischer Beziehung sind für den Vergleich der Blockschichten in der Valle Marcia besonders wichtig die *Konglomerate zwischen Triasdolomit und Rofnaporphyr*, die bei *Canicul* (Avers, Graubünden) so schön aufgeschlossen sind. Sie haben eine unsern Blockschichten im Bedrett total durchaus ähnliche Zusammensetzung: Augengneis, Quarzit, Dolomit, und stehen ihnen an Grösse der Rollstücke nur wenig nach.

Aus den Dimensionen der gerundeten Blöcke im Valle Marcia müsste man auf eigentliche Küstenkonglomerate schliessen. Bei tektonischen Erklärungsversuchen wäre an Gesteinsverknüpfungen im Sinne von Königsberger oder an Mylonitbildung zu denken. Dass die Geröllschichten von der Gebirgsfaltung intensiv mechanisch bearbeitet sind, lässt sich nicht leugnen. Weitere Untersuchungen sind wünschenswert. Nach dem Beobachtungsmaterial, das mir bis jetzt vorliegt, möchte ich für die Erklärung der Blockschichten im Bedrett total der Annahme einer primären Konglomerat-ablagerung den Vorzug geben.

Trias.

Die auffallenden Gesteine marin-lagunärer Bildung: *Dolomit, Gyps, Rauhwacke*, die auf der Grenze von Bündnerschiefer und ältern kristallinen Gesteinen durchs Oberwallis hinaufziehen und über den Nufenen ins *Bedrett total* eintreten, sind zuerst von *H. Gerlach* (Neue Denkschr. Schweiz. Nat. Ges. XXIII, 1869) zur Trias gerechnet worden, gestützt auf die Arbeiten von Favre und Lory, die als erste die Rauhwackenbildungen in den Savoyer Alpen der Trias beizählten.

Ihre stärkste Entwicklung erlangen diese Bildungen im *Canariatal*, dessen gewaltige Gypsstöcke in der ältern Literatur schon viel genannt worden sind. Mächtige Rauhwackezüge ziehen vom Canariatal als Begleiter des Bündnerschieferkerns der *Pioramulde* und weiter ostwärts als Muldenkern bis zum Skopi.

Südwärts von der Hauptmulde fehlen mancherorts Gyps und Rauhwacke als Triasvertreter an der Basis der Bündnerschiefer. An ihre Stelle treten *Dolomit* oder *marmorartige körnige Kalke*.

In der einen oder andern Form finden wir die Triasbildungen regelmässig die Bündnerschiefer in die kühnsten Faltenwürfe begleiten und sie von verschiedenartigen ältern kristallinen Bildungen trennen. Das Ende einer aus Mesozoikum bestehenden Spitzfalte besteht in der Regel aus Triasgesteinen.

Am *Nordbogen des Maggialappens* sind die Triasbildungen, verglichen mit der Zone Airolo-Canaria-Piora, nicht sehr typisch. Dolomit und Rauhwacke sind seltener, die Trias überhaupt wenig mächtig, wohl infolge intensivster Verzerrung durch Faltung, die anderseits oft mehrmalige Wiederholung derselben Triaslagen übereinander bedingt.

Die den *Lebendungneis* beiderseits begleitenden *Triasbildungen* sind in der oben (Seite 49) beschriebenen *Psammitfazies* entwickelt und von den entsprechenden Schichten am Nordflügel der Bedrettomulde stark verschieden. Die zuckerkörnigen Dolomite vom Lago Sfundau und Lago Bianco

verknüpfen jedoch diese Psammittrias mit der Haupttriaszone im Bedretto durch das Bindeglied der Campolungodolomite. In der Campolungotrias sind Rauhwacke und zuckerkörniger Dolomit vereinigt, während der Psammitfazies die Rauhwacke fehlt.

Der Airoleser Trias in der Ausbildung näher stehend ist dagegen wieder der Triasbogen am Nordrand des Campo-Tencia-Lappens. Hier haben wir die auffallenden, schneeweissen, *zuckerkörnigen Dolomite des Campolungo*. Ihre Zugehörigkeit zur Trias hat F. Rolle (Beiträge XXIII, 1881, pag. 19) aus dem Vergleich mit den Verhältnissen im Avers hergeleitet. A. Heim parallelisierte sie in seinen schon 1871—85 aufgenommenen Profilen (Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, 1891, Tafel 1, Nr. 2) mit dem Rötidolomit und stellt sie damit ebenfalls zur Trias. Die durch die vorliegenden Aufnahmen klargelegten tektonischen Beziehungen der Campolungodolomite zu den Triasbildungen am Nordrand der Bedrettomulde zeigen die Zugehörigkeit beider Gesteinsgruppen zur selben Formation noch evident.

I. Quartenschiefer (Q).

L. Krige (l. c. pag. 522) hat fürs Pioragebiet einen zwischen Rauhwacke und Bündnerschiefer liegenden Schichtkomplex von der übrigen Masse der Bündnerschiefer abgetrennt und als *Quartenschiefer* kartiert. Es sind grünliche, graue Glimmerschiefer und Phyllite sowie helle Dolomitglimmerschiefer und weisse Quarzitbänke. Während sie im Pioratal in starker Entwicklung regelmässig im Dach der Rauhwacke sich einstellen, erreichen sie im Canariatal nur wenige Meter Mächtigkeit und scheinen westlicher zu fehlen.

Der *Riale di Berri* entblösst diese Quartenschiefer im Nordschenkel der Canariamulde, wo dieselben als Einlagerung in der jüngsten Rauhwackeschicht auftreten.

Es sind vorwiegend dunkle, kalkreiche, vielfach quarzitische Schiefer, wechselnd mit groblättrigen Biotit- und Zweiglimmerschiefern sowie Einlagerungen von Marmor, Rauhwacke und zuckerkörnigem Dolomit. Querklüfte in den Schiefen sind skapolithführend. Ferner sind dem Komplex granathaltige Sericitschiefer eingelagert, die mit den prätriadischen Gesteinen der Tremolaserie grosse Ähnlichkeit haben.

II. Körniger Kalk, Marmor (M).

Wo Gyps, Rauhwacke und Dolomit fehlen, stellen sich in der Regel zwischen Bündnerschiefer und den prätriadischen kristallinen Massen die marmorartigen, körnigen Kalke ein.

Ausnahmsweise findet man auch grobkristallinen Kalk in schlierenartigem Wechsel mit zuckerkörnigem Dolomit. So z. B. in der Marmorlinse auf der Alpe di Ravina ob Airole, östlich vom Punkt 1835.

In den Fällen, wo die körnigen Kalke mit Gyps und Rauhwacke zusammen vorkommen, derart, dass man aus den Lagerungsverhältnissen Schlüsse auf ihr relatives *Alter* ziehen kann, erscheinen die körnigen Kalke als die jüngere Formation. Die Umgebung von Airole liefert dafür Beispiele: Der Weg von Airole nach Nante, der aus dem Bündnerschiefer in die Trias eintritt, durchschneidet zuerst körnigen Marmorkalk, dann Rauhwacke, dann Gyps. Die Aufschlüsse am Tessinufer unter dem Bahnhof Airole lassen auf dieselbe Schichtenfolge am Nordschenkel der Canariamulde schliessen.

Der zuckerkörnige Dolomit dagegen erscheint, in den Aufschlüssen am Campolungo wenigstens, als eine ältere, unter der Rauhwacke liegende Bildung.

Die körnigen Kalke bestehen teilweise fast rein aus kohlensaurem Kalk. Häufiger sind sie glimmerführend. Grünlicher Biotit und Muscovit herrschen vor. Bei reichlichem Biotitgehalt gleichmässig dunkel gesprenkelter, massiger Marmor findet sich bei Garzonera. Von gefalteten dunkeln Biotitlagen durchzogen erscheint der Marmor von Gheiba im Pecciat. Der sonst glimmerfreie, bläulichweisse Marmor im Profil Airole-Nante enthält kleine Schüppchen von Talk.

Die körnigen Kalke sind von zahlreichen Gesteinsarten in untergeordneten Massen begleitet, die weder zum Bündnerschiefer noch zu den prätriadischen Gesteinen gehören, sondern eine cha-

rakteristische Gefolgschaft der Marmore bilden. Sie sind nicht besonders ausgeschieden, sondern mit den körnigen Kalken zusammen in der Farbe der Trias angegeben worden. Von solchen untergeordneten *Begleitgesteinen* der körnigen Kalke sind zu nennen: Zuckerkörniger, massiger Dolomit in kleinern Linsen und Lagern, gelblicher wohlgeschichteter Dolomit und dolomitischer Kalk, rostige gelbbraune Sericitschiefer. Häufig sind quarzreiche Gesteine: Braune quarzreiche Kalke und eigentliche Quarzite. Plattige quarzitisches Kalkphyllite findet man stellenweise in Wechsellagerung mit dem körnigen Kalk an dessen oberer Grenze. Quarzitisches Schiefer vertreten den Triaskalk ganz z. B. bei Corte della Fontana ob Fusio.

Eine bemerkenswerte petrographische Konstanz weitentfernter tektonisch gleichartiger Gebirgsglieder zeigt das Vorkommen weisser Sericitschiefer mit grossen Granat- und Staurolithkristallen an. Dieses auffällige, schöne Gestein findet sich in den Nordostabstürzen der Pizzo della Rossa im Pecciatale an der Basis des Triasmarmors, anderseits aber auch in völlig übereinstimmender Ausbildung am Gipfel des Pizzo Teggiolo über dem Simplontunnel, ebenfalls an der Basis des Triasmarmors den Antigoriogneis überlagernd.

Den biotitführenden Marmoren von Gheiba im Pecciatal sind ganz kleine Linsen (einige cm dick) von oxydischen *Manganerzen*, begleitet von Rhodochrosit, eingelagert.

III. Zuckerkörniger Dolomit (D).

Als Typus dieser Gesteinsart („zuckerartiger Dolomit“ nach Studer) mag der durch seine Mineralien berühmte *Dolomit des Campolungo*- und *Cadonighinopasses* (2141 m) gelten. Die gegen 200 m mächtige Dolomitschicht bildet weithin leuchtende, weisse Felspartien, und die Rinnsale in ihrer Umgebung sind von schneeweissem, feinem Dolomitsand erfüllt. Untergeordnet kommen auch, heller oder dunkler mausgraue und hellgelbliche Varietäten vor mit ganz unregelmässig durch den kompakten Dolomit verlaufenden Farbgrenzen. Die dunklern Gesteine sind nach G. Linck reicher an kohligter Substanz und flüchtigen organischen Produkten.

Neben dem reinen Dolomitgestein sind es namentlich noch zwei Gesteinstypen, die im Felde auffallen: Der *Tremolit-Dolomit* und der *Phlogopit-Dolomit*. Die gelblichen phlogopitreichen Dolomitschichten treten wegen ihrer grössern Widerstandsfähigkeit als scharfe Rippen hervor. So besonders in dem schönen Profil des Cadonighinopasses (Punkt 2141).

Der Dolomit vom Campolungo, der stellenweise durch eine eigenartige Biegsamkeit sowie durch Tribolumineszenz auffällt, ist vielfach beschrieben und auch analysiert worden (analysiert von Leopold von Buch, Lavizzari, Linck). Nach diesen Untersuchungen enthält das Gestein die Carbonate CaCO_3 und MgCO_3 nahezu in den Proportionen des Normaldolomites. An manchen Stellen wiegt indessen CaCO_3 vor.

Über den *Dolomit des Campolungo als Minerallagerstätte* orientiert J. Königsberger (Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXVI, pag. 517; 1908).

Innerhalb des *Triasgürtels*, der den *Campo-Tencia-Lappen* umfasst, dehnt sich der zuckerkörnige Dolomit nur zwischen dem Piumognatal und der westlich vom Campolungopass gelegenen Alp Pianascio aus. Weiter westlich bis Mogno ist nur mehr Rauhwanke allein der Repräsentant der Trias. Dort fehlen also die ältern Glieder der Trias, nämlich der zuckerkörnige Dolomit und der Quarzit, welche am Campolungo das Liegende der Rauhwanke bilden.

Im gegenüberliegenden, *nördlichen Muldenschenkel der Bedrettomulde* ist der zuckerkörnige Dolomit ebenfalls, wenn auch in geringerer Mächtigkeit, vertreten. Er bildet ein, zwischen den grossen Schuttkegeln unterbrochen sichtbares Band, das von *Prato bis Ambri* am Fusse des Steilhanges sich hinzieht. Hier zeigt der Dolomit mitunter Breccienstruktur, wobei die Bruchstücke durch Kalkstein verkittet sind. Tremolit findet sich im Gestein in feinfasrigen, seidenglänzenden Rosetten.

In der Trias des *Bedrettotales* wird ebenfalls hie und da zuckerkörniger Dolomit beobachtet, in kleinen Mengen die Rauhwanke lager begleitend (Schiavo, Riale di Berri).

Die ganze *Triasumrandung des Sambucoteillappens* führt zuckerkörnigen Dolomit in einzelnen abgequetschten Linsen. Den Triasbildungen zwischen Bedrettomulde und *Lebungneis* scheint er gänzlich zu fehlen. Dagegen stellt er sich in der „*Cristallinamulde*“, welche die Bedrettomulde mit der Mulde von Campo (Teggiolomulde) verbindet, wieder ein: Zuckerkörniger phlogopitführender Dolomit zeigt sich in geringer Menge südlich vom Naretpass. Und ferner bildet er die markante Felsrippe in dem bemerkenswerten Profil am Südufer des Lago Sfunda (Sciundrau der Karte). *Fritsch* erwähnt von dieser Stelle Skapolith?—Pseudomorphosen.

Auch im Südschenkel der *Teggiolomulde* östlich ob Campo habe ich zuckerkörnigen Dolomit noch beobachtet, während dagegen die mächtigen Triasmarmore des Pizzo di Castello aus grobkörnigem Kalk bestehen.

IV. Zellendolomit, „Rauhwanke“ (R).

Die in unserm Kartengebiet vorkommende Rauhwanke ist ein tuffartig aussehendes, gelbbraunes, cavernöses, von Talkschrüppchen silberfimmerndes Gestein. Die Zellenwände bestehen wesentlich aus kohlenurem Kalk. Die eckigen Zwischenräume sind an der verwitterten Oberfläche meist Höhlungen. Im Innern der Gesteinskörper sind sie in der Regel gefüllt mit Dolomitpulver, Talkblätter, Chlorit oder auch zuckerkörnigem Dolomit. Das ganze Gestein wäre wohl richtiger als „Zellenkalk“, statt dem gebräuchlichen „Zellendolomit“ zu bezeichnen.

Nach der Hypothese von *Alphonse Favre* (Mont-Blanc, t. III, pag. 441, Paris, Genève 1867) ist die Rauhwanke aus dolomitischem Salzgestein „une Dolomie intimement mélangée avec une substance soluble telle que du sel“ hervorgegangen. *L. Krige* vermutet Gyps als lösliche Substanz. Nach seinen Untersuchungen enthalten die verwitterten Rauhwancken des Pioragebietes regelmässig etwas Sulfat. *A. Heim* (Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, pag. 19) hält für wahrscheinlich, dass lediglich die Art der Verteilung der Dolomit- und Kalzitsubstanz die Rauhwankebildung als Verwitterungserscheinung bedinge. Die Strukturen mancher Dolomite unseres Gebietes sprechen durchaus für diese Ansicht.

Die Rauhwanke ist ein ständiger Begleiter der Gypslager. So ist es im Bedrettal und besonders auffällig im Canariatal, wo Gyps und Rauhwanke in der Mächtigkeit von mehreren 100 Metern aufgeschlossen sind.

Südlich von der Bedrettomulde ist Gyps nicht mehr beobachtet worden, wohl aber Rauhwanke. Sie schliesst sich hier aufs engste an den zuckerkörnigen Dolomit an. Nicht selten repräsentiert die Rauhwanke ganz allein die Triasformation, ganz besonders in den äussersten Endigungen der zwischen den prätriadischen kristallinen Gesteine eingeklemmten mesozoischen Mulden. So besonders in den Muldenzweigen die das Piumognatal durchqueren. Die Mulde von Fusio endet südlich Mogno ebenfalls in Rauhwanke. Endlich sei noch die Rauhwanke am Lago Nero erwähnt, die offenbar das abgequetschte Ende einer in den prätriadischen Gneisen verlorenen Triasmulde darstellt.

Von Gesteinen, die in untergeordneten Massen mit der Rauhwanke enge verknüpft sind, so dass Übergänge vom einen Gestein ins andere beobachtet werden, oder von solchen, die die Rauhwanke häufig begleiten, aber auf der Karte unter der Signatur der Rauhwanke subsummiert sind, seien folgende erwähnt: gelbe, schichtige Dolomite ohne oder mit nur vereinzelt Zellen, mit deren Zunahme in Rauhwanke übergehend. Plattige Glimmerdolomite (besonders am Kirchhügel von Cornone). Gelbe Dolomitsande und weicher, gelber Dolomitmulm, stellenweise chloritführend und in Chloritmulm übergehend. Grössere Massen dolomitischen Mulms sind besonders beim Stassenbau Airolo-Fontana angeschnitten worden, wo der Mulm durch den Grundmoränenlehm, vor der Abtragung geschützt war. Ferner sind zu nennen: grüne, feinschichtige, chloritische Schiefer (entsprechend den „chloritischen Schiefern“ in der Trias der Simplonkarte), chloritische Tremolitschiefer (Mogno), verkieselte Rauhwanke, tremolitführender Kalkquarzit und Strahlsteinquarzite.

V. Gyps (G).

Nur der *Nordschenkel der Bedrettomulde* sowie die beiden Schenkel der *Zweigmulde von Canaria-Piora* enthalten gypsführende Trias. Der Südschenkel der Bedrettomulde ist auf unserer Karte gypsfrei. Dagegen gehören ihm die grossen Gypsmassen südlich von Giacomopass im Valdösch (oberstes Formazzatal) an, wenig westlich der Kartengrenze. Der Gyps tritt stets in unregelmässigen Lagern auf, die lokal, wie im untern Canariatal, zu mächtigen Stöcken anschwellen. Rauhwacke ist ständiger Begleiter, und zwar in der Regel so, dass die Rauhwacke die Gypsstöcke beidseitig begleitet und vom Nebengestein scheidet.

Anhydrit ist besonders im Canariatal in Verbindung mit dem Gyps vorhanden. Er zeigt sich als schöne Reliktkristalle, die dem körnigen Gyps gleichmässig beigemennt sind und schon dem blossen Auge auffallen. Überaus verbreitet, geradezu charakteristisch, ist das Vorhandensein eines bräunlichen bis farblosen phlogopitartigen Glimmers. Auch Chlorit findet sich. Ein grosser Teil der Gypsgesteine kann sehr wohl als Glimmergyps bezeichnet werden. Der von der Strasse Airolo-Fontana aufgeschlossene Gyps enthält grössere Kristalle von grauem Dolomit.

Der Mineralreichtum dieser Gypse ist schon längere Zeit bekannt. *Fritsch* erwähnt: Dolomit, Quarz, Eisenkies, Zyanit, Glimmer und Turmalin. *Grubenmann* hat Zirkon nachgewiesen.

VI. Konglomerat an der Basis der Trias.

Bei Campo im Bavonatal finden sich Bruchstücke von Antigoriogneis in den Triasmarmoren eingeschlossen. Diese für die Altersfrage des Antigoriogneises wichtige Stelle ist bereits auf der geologischen Simplonkarte vermerkt (vgl. H. Preiswerk: Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. *Eclog. geol. Helv.*, Vol. XIII, Nr. 2, 1914, pag. 174 u. 175).

Trias-Permokarbon.

Zwischen die typischen Triasbildungen und die Hauptmasse des vortriadischen kristallinen Gebirges schalten sich quarzreiche sedimentäre Bildungen ein, die detritischen Ablagerungen aus der Zeit des Bundsandsteins und des Permokarbons entsprechen dürften. In den verschiedenen tektonischen Einheiten des Kartengebietes zeigen diese Bildungen eine ungleiche Entwicklung, wie im folgenden für die einzelnen Abteilungen gezeigt werden soll.

I. Quarzite (Qu).

In dieser Gruppe sind Gesteine zusammengefasst, die genetisch nicht alle zusammengehören.

Die ausgedehntesten und regelmässigsten, sicher sedimentären Quarzitlager sind die, welche im Campolungogebiet das Liegende der Trias-Dolomite bilden. Als ihr Typus mag das Vorkommen der *Alpe della Piotta* im Piumognatal gelten. Die Quarzitschicht, die dort die Rauhwacke unterlagert und auf prätriadischen Granitglimmerschiefern aufruht, erreicht 6 m Mächtigkeit. Es ist weisser, wohlgebankter, ziemlich reiner Quarzit, etwas muscovitführend. Auf den Schichtflächen und in Klüften tritt häufig Turmalin auf. Am Campolungopass ist die Quarzitschicht wenig über 1 m mächtig und lässt sich westwärts nicht mehr mit Sicherheit nachweisen.

Im *Pioragebiet* beobachtet *Krige* ebenfalls an der Basis der Trias Quarzite, die er zur untern Trias stellt. Sie sind meist sehr wenig mächtig. Nur auf der Südseite des Ritomsees, wo unsere Karte sie verzeichnet, erreichen sie bis 20 m. Sie führen Turmalin in auffallender Übereinstimmung mit den Quarziten des Piumognatales. An Strukturrelikten lassen sie ihre Entstehung aus Quarzgeröllen erkennen.

Ein auch in technischer Hinsicht bemerkenswertes Quarzitlager bedeckt am *Monte Piottino* den Tessinergneis und scheidet ihn von prätriadischen Sedimenten. Das Gestein enthält neben Quarz Muscovit, einen lichtbraunen Glimmer, hie und da Reste von Orthoklas, Kalzit, Epidot,

Titanit und ziemlich regelmässig Pyrit in beträchtlicher Menge. Diese Zusammensetzung, besonders die Anwesenheit von Karbonaten und dem hellbraunen, phlogopitähnlichen Glimmer, scheint mir für sedimentären Ursprung des Quarzitlagers zu sprechen.

Quarzite in kurz anhaltenden, mehr linsenförmigen Lagern begleiten da und dort Intrusionen saurer Orthogneise und sind als deren Spaltungsprodukte aufzufassen, also eruptiven Ursprungs. Hierher gehört das Vorkommen der Alp Morghiola im Piumognatal und wohl auch die Quarzitmasse westlich vom Pizzo Meda ob Ambri. Auf der Karte sind diese Gesteine als saure Eruptivgesteine mit der Farbe der Granitgneise angegeben.

II. Quarzitreiche, helle Glimmerschiefer (V).

Diese Kategorie von Gesteinen entspricht den „hellen, quarzitischen Schiefern mit Sericit“ der Simplonkarte. Sie sind lediglich in der *Sedimenthülle des Lebendungeises* vertreten und schalten sich dort zwischen die Schiefer und Quarzite der Juraformation einerseits und die prätriadischen kristallinen Gesteine anderseits ein. Sie wechsellagern häufig mit den triadischen Kalken. Diese Faziesverhältnisse im Gebiet des Lebendungeises sind Seite 49 besprochen worden.

Die mächtigste Entwicklung erlangen die hier besprochenen Gesteine südlich vom Cavagnoligletscher in der Gegend der Alp L'Arzo. Es sind helle, mittelkörnige, oft wenig schiefrige, eher massige Gesteine, die zwei Glimmer und häufig Granat führen. Das Mikroskop zeigt den hohen Quarzgehalt neben ganz spärlichem, sekundärem Feldspath.

Charakteristisch für diese quarzreichen Glimmerschiefer, besonders im Abschnitt östlich und nordöstlich vom Cavagnoligletscher, ist das Auftreten von Nestern eines bläulichen, zertrümmerten, späthigen Minerals. Es erweist sich als bestäubter Orthoklas, der den blauen Orthoklasen in der intrusiven Granitmasse am Pizzo Ganna im Campo-Tencia-Lappen entsprechen dürfte.

Offenbar sind diese quarzreichen Schiefer detritische Produkte der benachbarten prätriadischen Massen.

III. Karbon.

Am Fussweg von Faido nach *Gribbio* fand ich auf zirka 1180 m Höhe im Hangenden der ausgewalzten Triasmulde zwischen Rauhwacke und den Granatglimmerschiefern schwarze, quarzige, gequälte, an Karbon erinnernde Schiefer in Begleitung von Quarzit.

Auf der andern Talseite, bei *Mattengo*, fand *A. Jeannet* im Liegenden derselben Triasmulde zwischen Dolomit und den Paragneisen graphitische Schiefer, die er für Karbon anspricht. Sie sind vom Triasdolomit durch wenige Meter mächtige magnetitführende Quarzite — ein charakteristisches Gestein der Tremolaserie (pag. 61) — getrennt, von den Paragneisen durch schiefriges Quarzkonglomerat. Dieser Fund bestimmte mich, auch die schwarzen Schiefer von *Gribbio* als Karbon auszuscheiden.

L. Krige konstatiert (*Eclogae*, April 1918, pag. 569) Graphitoidphyllite als Mulden eingefaltet im Orthogneis des Cadlimotales. *J. Königsberger* (*Eclogae*, Dezember 1908, pag. 527) berichtet von kohlenführenden Schichten am Giubing. Diese letztern liegen stratigraphisch an der Basis der Tremolaserie. Das gleiche dürfte von Kriges Graphitoidphylliten gelten.

Parallelisiert man beide Vorkommen kohligler Schiefer mit den von Dr. Jeannet gefundenen bei *Mattengo* sowie mit denen von *Gribbio* und stellt sie alle ins Karbon, so ergeben sich als wichtige stratigraphische Resultate: 1. dass das Alter der Tremolaserie zwischen Karbon und Trias liegt; 2. dass die Tremolaserie bei *Mattengo* nur durch den wenige Meter mächtigen Magnetitquarzit vertreten ist und auch bei *Gribbio* auf ein Minimum sich reduziert.

Prätriadische kristalline Schiefer und Gneise.

Folgende tektonische Einheiten des Gebietes: „Antigoriogneis“, „Maggialappen“, „Campotencia-Lappen“, „Lebendungneis“, „Molaremassiv“, „Tessinergneis“ bestehen in ihrer Hauptmasse aus prätriadischen kristallinen Gesteinen. Sie sind grösstenteils durch mesozoische Sedimente voneinander geschieden.

Die Parallelstruktur dieser kristallinen Gesteine geht in den meisten Fällen mit der Schieferung sowie auch mit den Schichtflächen der hangenden mesozoischen Ablagerungen parallel. Die beiden Formationsgruppen befinden sich demnach scheinbar in konkordanter Lagerung.

Die Tatsache jedoch, dass die Basis der mesozoischen Bildungen, d. h. die Trias-Dolomite und -Quarzite, ganz verschiedene Teile des prätriadischen „Grundgebirges“ berühren, indem sie bald Granitgneisen, bald Granat- und Staurolithglimmerschiefern und bald amphibolführenden Schiefern aufgelagert sind, ferner das Auftreten von Bruchstücken des Grundgebirges, die in den Triasmarmoren eingeschlossen sind — eine Erscheinung, die im benachbarten Simplongebiet noch weit häufiger ist —, zeigt deutlich, dass *Diskordanzen zwischen Trias und prätriadischem Gebirge* bestanden haben müssen.

Die durch die tertiäre Gebirgsbildung bedingte Schieferung aller vortertiären Formationen hat an vielen Stellen diese Diskordanz verwischt, an andern aber ist sie durch die Gebirgsbewegung offenbar noch mehr akzentuiert worden infolge von Abscheerungen und dgl. Es muss noch gelingen, im einzelnen Falle die Unterscheidung zu treffen zwischen primärer Diskordanz der Ablagerung und rein tektonischer Diskordanz.

Bei der Aufnahme der mächtigen kristallinen Massen der obern Maggiatäler ist besondere Sorgfalt verwendet worden auf die Scheidung der eruptiven von den sedimentären Gesteinstypen. Es ist in der Hauptsache gelungen, diese Gliederung durchzuführen, und es hat sich gezeigt, dass sie allein das Verständnis des innern Aufbaues der einzelnen Massive und Massiflappen sowie ihres Zusammenhanges untereinander ermöglicht. Auf der Karte sind die Eruptivgesteine in dunkeln, die Sedimente in hellern Farben dargestellt, um die Übersicht über den Bau der Massive zu erleichtern.

Gewaltige Massen typischer *Eruptivgesteine* sind leicht erkennbar an den Resten von Eruptivgesteinsstrukturen sowie ihrer charakteristischen Mineralassociation. Ebenso sind weitaus der grösste Teil der restierenden Gesteinsmassen an ihrem Mineralgehalt als typische, meist sehr tonreiche, metamorphe *Sedimente* zu erkennen, in denen, selten allerdings, noch Reste primärer Schichtung sich zeigen.

Die *mikroskopische Untersuchung* kann in manchen Fällen die Unterscheidung von Eruptiv- und Sedimentgneisen ermöglichen. Zwar kommen die meisten Gemengteile in beiden Gesteinsgruppen unserer Karte vor. Aber doch sind manche derselben für die eine oder die andere Gruppe charakteristisch, je nach der Rolle, die sie im Gestein spielen punkto Häufigkeit oder durch ihre verschiedenartige Ausbildung. Einige Beispiele:

Der Biotit ist in den Orthogneisen meist olivengrün bis olivenbraun. In den Paragneisen ist er stets braun, meist ins Rötlichbraune spielend, regelmässig in isolierten Blättchen im Gestein verteilt.

Der Orthoklas zeigt sich in den Orthogneisen häufig mit Gitterstruktur und granophyrischen und perthitischen Verwachsungen, in den Paragneisen recht selten, als kleine Einschlüsse in Plagioklas.

Die Plagioklasse sind in den Paragesteine meist basischer als in den Orthogesteinen und durch verkehrte Zonarstruktur ausgezeichnet.

Der Quarz zeigt in den Paragneisen mehr Neigung zu lagenförmiger Anordnung.

Epidotmineralien, Apatit, Titanit finden sich mehr in Orthogneisen, Rutil, Turmalin und besonders Granat mehr in Paragneisen.

Orthit habe ich im Tessin nur in Orthogneisen gefunden, Disthen, Staurolith und Sillimanit nur in den Paragneisen.

Schwierig wird die Zuteilung zur einer oder andern Gruppe da, wo die Sedimente von reichlichem Eruptivmaterial in feiner Verteilung intrusiv durchsetzt werden. Es entstehen dann sogenannte *Injektionsgneise*, die in Form von „*Bändergneisen*“ häufig die grossen Eruptivkörper peripher umlagern und von den typischen Sedimenten trennen. Diese Disposition ist besonders in den zentralen Teilen des Maggialappens ausgeprägt entwickelt.

Von Sedimenten, die in ihrer chemischen Zusammensetzung weniger von granitischen Gesteinen verschieden sind als die typischen Tongesteine, sind die Umwandlungsprodukte im Felde oft schwer von denen der granitischen Intrusionen zu unterscheiden, besonders in Regionen, wo beide Gesteine durch intensive Umkristallisation ihre ursprünglichen Strukturen gänzlich eingebüsst und einen gleichförmigen Gneischarakter angenommen haben. Dies trifft besonders für die Gebirgsgruppe des Pizzo Brunescio zwischen Peccia und Bignasco zu, die in dieser Hinsicht der Kartierung erhebliche Schwierigkeiten bereitet.

Die *Verteilung von prätriadischen Eruptivmassen und Sedimenten in den verschiedenen tektonischen Körpern* ist eine durchaus ungleiche.

In der Antigoriogneismasse z. B. fehlen Sedimente bis auf geringe Spuren. Die Trias transgrediert direkt über Granit. Im Campo-Tencia-Lappen dagegen erreichen die Sedimentbildungen eine Mächtigkeit von mehreren Kilometern.

Die Hauptgranitmassen bilden die *Kerne* der als „*Lappen*“ übriggebliebenen Faltenreste. Sie stellen die tiefsten Teile der aufgefalteten Erdkruste im Kartengebiet dar. Ich möchte sie aber nicht als die ältesten Bildungen auffassen, wie dies früher geschehen ist (Rolle etc.), sondern als tiefliegende *Intrusionen* in den prätriadischen tonigen Sedimentmassen. Ihr Alter dürfte *Oberkarbon* oder *Perm* sein.

Die wichtigsten Granitmassive sind: *Antigoriagneis*. Im Maggialappen: *Alpigiagranit* und *Matorellogranit*. Im Campo-Tencia-Lappen: die *Granitmassen des Pizzo Ruscada* und des *Pizzo Barone*. Im Molaremassiv: der *Tessinergneis*.

Ausser diesen tiefen, granitischen Massen finden sich auch höhere, den oberen Teilen der prätriadischen Schiefer eingelagerte Intrusionen, die als langgestreckte Einlagerungen in den peripheren Lappenteilen erscheinen. Grosse Massen solcher Einlagerungen finden sich namentlich im Westteil des Maggialappens in der Gegend des Pizzo Cristallina und des Ponc. di Braga. An manchen Stellen (Campo la Torba) bilden sie direkt das Liegende der Triasmarmore, vielleicht als permische Oberflächenenergüsse.

Diese *höhern Intrusivlager* unterscheiden sich deutlich in der Struktur von den *tiefen Intrusivmassen*. Die höhern Lager sind in der Hauptsache Augengneise von sehr grobflaseriger Struktur, in den höchsten Horizonten feinkörnig, porphyrisch, während die tiefen Intrusionen mehr gleichkörnige Granite sind, die nur in ihren peripheren Teilen Augenstruktur annehmen.

Es spricht manches dafür, dass die beiden Gruppen der Intrusionskörper gleichzeitig entstanden sind. So hängt z. B. die Augengneiseinlagerung des Carragletschers und des Pizzo Sassello im Sambuco-Teillappen direkt zusammen mit dem Granitmassiv des Matorello im Zentrum des Maggialappens. Trotzdem machen sich Altersunterschiede zwischen den zwei Eruptivgesteinsgruppen bemerkbar. In den peripheren Teilen des Maggialappens, in der Gegend des Pizzo Cristallina findet man häufig die grobflaserigen Augengneise von eugranitischen *Gängen* diskordant zur Flaserung durchbrochen. Das Gestein der Gänge ist, abgesehen von etwas geringerer Korngrösse, mit dem der zentralen Granitmasse des Matorello völlig identisch. Der Matorellogranit wäre demnach jünger als die peripheren Augengneislager. Dies ist leicht verständlich, wenn man bedenkt, dass auch bei gleichzeitiger Intrusion beider Gesteinsgruppen die tiefer liegenden und grössern Massen langsamer erkalten und sich verfestigen mussten als die vom Herd entfernteren. Somit können die beiden Gesteinsgruppen dennoch als konsanguin angesehen werden.

Die grossen Granitmassen zeigen häufig Abspaltungen basischeren Magmas in Gestalt von *dioritischen und gabbroiden Gesteinskörpern*. Im Granitmassiv von Alpigia westlich von Fusio zeigen diese basischen Gesteine eine deutlich randliche Anordnung. Mehr isoliert von den zugehörigen

granitischen Gesteinen finden sich grössere Massen von basischen Tiefengesteinen namentlich oberhalb der Alp Prato auf dem Gebirgskamm zwischen Piotta am Tessin und dem obern Maggial. Ausser diesen grössern Massen, die mehr Tiefengesteinscharakter haben, findet man in verschiedenen Stufen der sedimentären Gneise und Glimmerschiefer untergeordnete Lagen von Amphiboliten und amphibolreichen Gneisen, die als Intrusionen von basischem Eruptivmaterial anzusprechen sind, äquivalent den höhern Intrusivmassen granitischen Magmas.

Die Trennung zwischen den basischen Tiefengesteinen und den von basischem Eruptivmaterial durchschwärmten Sedimenten ist im Zentrum des Sambuco-Teillappens kartographisch nicht ganz leicht durchzuführen. Dagegen sind auch hier zwischen den beiden Gesteinsgruppen Altersunterschiede deutlich zu erkennen, indem von den tiefer liegenden Massengesteinen aus basische Eruptivgänge in die höhern amphibolreichen Schichten eindringen.

A. Vorwiegend Sedimente (Paragneise).

I. Glimmerschiefer, feinkörnige, braune Biotitgneise, Bändergneise, Injektionsgneise (G n).

In dieser Gruppe sind alle Paragneise und Glimmerschiefer, d. h. alle metamorphen Sedimente des „Grundgebirges“ vereinigt. Abgesehen von den schon (pag. 56) besprochenen prätriadischen quarzreichen Glimmerschiefern. Besonders aufgeführt sind in der Legende alle diejenigen Paraschiefer, die durch auffallende Mineralgemengteile wie Granat, Staurolith, Disthen oder Amphibol schon bei der Feldaufnahme sich ausscheiden lassen.

Die Granat- und Staurolithglimmerschiefer sind weder geologisch noch genetisch von den übrigen Paraschiefern und Gneisen zu trennen. Die sie im Felde charakterisierenden Gemengteile sind mikroskopisch auch Bestandteile der übrigen Paraschiefer. Die Granat- und Staurolithglimmerschiefer sind daher auch nur durch Signaturen ausgeschieden, ohne scharfe Abgrenzung. Es muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass die Durchführung dieser Ausscheidungen wegen der mangelnden Kontinuität der betreffenden Gesteinsvarietäten in manchen Teilen der Karte nur an den direkt beobachteten Stellen möglich war, so dass noch manche Lücke auszufüllen bleibt.

Die Hauptmasse der unter der Bezeichnung „Gn“ ausgeschiedenen Gruppe bilden Gesteine, die man summarisch zweckmässig als „*Braune Gneise*“ bezeichnen könnte. Die Oberflächenfarbe unterscheidet sie in der Regel schon von den mehr grauen Orthogneisen.

Der *verbreitetste Typus* ist ein ziemlich feinkörniger, mehr oder weniger schiefriger Gneis, gleichmässig gesprengelt durch braune Biotitblättchen, die in einer hellen, feinkörnigen, sericitischen Quarzfeldspathmasse schwimmen. Häufig sind kleine rötliche Granatkörnchen eingestreut.

Hier und da lässt sich in diesen Gesteinen noch ursprüngliche Schichtung erkennen an der lagenweisen Anordnung der Gemengteile. Dabei ist die Schichtenlage unabhängig von der Schieferung. Derartige Reliktstrukturen fand ich am Pizzo Ganna ob der Alpe del Lago und an der Motta di Gribbio im Campo-Tencia-Lappen, ferner bei Predelp im Molaremassiv.

Weit verbreitet sind sodann auch mehr grobschiefrige Typen, bei denen die reichlich vorhandenen Glimmer kontinuierliche, flasrige Häute bilden, die um die augenförmigen Teile des feinkörnigen in der Regel granatführenden Grundgewebes gewickelt sind.

Die chemische Untersuchung hat gezeigt, dass diese Gesteine die Zusammensetzung von typischen, ziemlich eisenreichen *Tonsedimenten* haben.

Die grösste Masse der „braunen Gneise“ findet sich in der Campo-Tencia-Gruppe. Sie erreichen dort Mächtigkeiten bis zu mehreren Kilometern. Ihre Grenze gegen die intrusiven Eruptivmassen ist dort meist wohl erkennbar und scharf.

Anders im Zentrum des Maggialappens. Hier — besonders in der Gegend der Alp Rodi — treten zwischen den Granitmassen und den typischen Sedimentgneisen eigenartige „*Bändergneise*“ auf, deren Natur noch nicht festgestellt ist. Es sind schiefrige Gneise, die einen scharfen Wechsel von dunkeln, biotitreichen und hellen aplitähnlichen Lagen zeigen und an sogenannte Injektionsgneise erinnern. Ihre Grenze gegen die richtigen Sedimentgneise ist oft schwer zu finden, dagegen

setzen sie gegen das Granitmassiv deutlich ab. Sie sind mit zu den Sedimenten gestellt worden, da eine Abgrenzung gegen diese bei der Feldaufnahme vorläufig nicht durchführbar erschien.

In einigen Teilen des westlichen Maggialappens, z. B. bei Laiozza am Ostfuss des Pizzo Cristallina und auf der Alp Lielpa im Bavonatal, sind die „braunen Gneise“ grobkörnig und gleichförmig massiv ausgebildet, so dass sie im Felde kaum als Paragneise erkennbar sind. Trotzdem möchte ich sie auf Grund ihres mikroskopischen Verhaltens, das ich später zu beschreiben gedenke, zu den Sedimenten zählen.

Ferner sind zu der Gruppe „Gn“ Gesteine gestellt, die mit eruptivem Material derart gemischt, resp. von ihm durchdrungen sind, dass ihre sedimentäre Natur verwischt ist und stellenweise kaum mehr erkannt werden kann. Hierher gehören namentlich im südlichen Teil der Alp Brunescio verbreitete Gesteinstypen, die als *Injektionsgneise* anzusprechen sind. Sie dürften den „Bändergneisen“ im Maggialappen entsprechen.

II. Granatglimmerschiefer (Gt).

Da, wo die braunen Gneise (Sedimentgneise) in grössern Massen auftreten, entwickeln sich in der Regel zonenweise einzelne oder mehrere Gesteinsgemengteile zu grössern Porphyroblasten namentlich: Granat, Staurolith, Disthen und Plagioklas. Besonders Granat und Staurolith treten in grossen und zahlreichen Individuen auf und geben ausgedehnte Gesteinskomplexen das charakteristische Aussehen der Granat- und Staurolithglimmerschiefer.

Es bleibt weiterer petrographischer Untersuchung vorbehalten, zu entscheiden, ob diese letztgenannten Gesteinstypen durch das Vorhandensein von Sedimenten bedingt sind, die stofflich von den übrigen „braunen Gneisen“ sich unterscheiden, oder ob sie ihren Typus nur einer besondern Art von Umkristallisation verdanken, die in solchen Teilen der „braunen Gneise“ eingetreten ist, die mechanisch in höherem Grade beeinflusst worden sind. Ihr geologisches Auftreten spricht für diese letzte Annahme.

Die Hauptverbreitungsgebiete der *Granatglimmerschiefer* sind: 1. der Campo-Tencia-Lappen, besonders in seinen westlichen und nördlichen Randteilen; 2. die bogenförmige Paragneiszone zwischen den Granitmassiven Matorello und Alpigia; 3. die Region des Poncione Tremorgio im Sambucolappen; 4. im Molaremassiv: die höher gelegenen Abhänge ob Faido, besonders die Alp Chierra.

Südlich vom Campolungopass zeichnen sich die Granatschiefer durch hohen Quarzgehalt aus. Sie gehen in *Granatquarzite* über. Diese widerstandsfähigen Gesteine bilden die markanten Gipfel des Pizzo Campolungo und seines nordwestlichen Ausläufers, den kühnen Felszahn des Pizzo del Prevat am Campolungopass.

III. Staurolith-Disthenglimmerschiefer (St).

Die *Staurolithglimmerschiefer* sind stets mit den Granatglimmerschiefern verknüpft. Beide Verbreitungsgebiete decken sich annähernd. Im südöstlichen Teil unserer Karte nehmen die Staurolithglimmerschiefer als Vertreter der sedimentogenen Bildungen stark überhand. Vor allem in den flachen Südhängen des Pizzo Forno im obersten Teil des Val Chironico. Hier liegt auch die auf der Karte eingetragene weltberühmte *Fundstelle von Disthen- und Staurolithkristallen*, die stellenweise in weissen Paragonit (Natronglimmer) eingebettet sind. Abgesehen von diesem Mineral, enthalten diese schönen grosskörnigen Gesteine dieselben Gemengteile wie die normalen Staurolithglimmerschiefer, in denen sie liegen. Grosskörnige Stufen der Staurolith-Disthenglimmerschiefer findet man auch in der Nordwand des Pizzo Forno und am Ostgrat. Es scheint, dass die Lagerstätte dieser Gesteine eine der allgemeinen Paralleltextur folgende Schicht bildet, die das Fornomassiv durchschneidet. In diesem, seiner Gestalt nach offenbar tektonisch bedingten Gesteinskomplex haben demnach die Tonsedimente eine eigenartige Umwandlung erfahren, die in ihrem Charakter sich wohl mit der von L. Hezner geschilderten Metamorphose der Tremolaserie vergleichen lässt, die ja ebenfalls mit erheblicher Natronzufuhr verbunden ist.

Auf der Alp Lareccio und in Cinghina habe ich Knollen von *Andalusit* im Staurolithglimmerschiefer gefunden, am Nordostfuss des Pizzo Barone *Pleonast*, als Oktäder in Quarzknuern.

IV. Amphibolführende Gneise und Amphibolite (S a).

Mannigfaltige amphibolführende Gesteine, die in geringer Mächtigkeit den sedimentären braunen Gneisen und Glimmerschiefern eingelagert erscheinen, gehören hieher. Auffallend häufig begleiten solche den Rand saurer Intrusivmassen (z. B. an der Basis der Barone-Gneismasse). Sie nehmen auch Teil an der Bildung der „Bändergneise“. Namentlich in der Gegend des Pizzo di Rodi.

Genetisch sind sie wohl grösstenteils von intrusiven basischen Eruptivgesteinen herzuleiten und sind dann gleichzusetzen mit den „basischen Eruptivmassen in den Paragneisen“ (A unserer Legende).

V. Gneise mit schlierigen Knauern, Typus Lebendungneis (L b).

Diese auffallenden Gesteine sind hauptsächlich im Gebiet der Simplonkarte zu Hause. Namentlich im Gebiet des Cavagnoligletschers sind sie typisch entwickelt (vgl. die Erläuterungen zur Simplonkarte, pag. 12 und 13). Ihre genaue Untersuchung steht noch aus. Die Deutungsversuche schwanken zwischen Konglomeraten, Injektionsgneisen und Schlierenbildungen.

Breccie bei Airolo. Nördlich vom Gotthardtunnelportal bei Airolo, 70 m über der Gotthardstrasse, in einem linken Zufluss des Stueibaches am Fussweg nach „Al Teccio bianco“, findet sich eine zirka 2 m mächtige Breccienschiefer. In Glimmerschiefer eingebettet liegen bis 20 cm grosse eckige Stücke von Quarz, Augengneis und Quarzit. Im Hangenden findet man dunkle Glimmerquarzitschiefer, im Liegenden Granat-Hornblendegarbenschiefer. Die Breccie bildet somit eine eigenartige Einlagerung in der *Tremolaserie*.

VI. Die „Tremolaserie“ (T r).

Der südliche, an die Trias anstossende Rand des *Gotthardmassivs* besteht auf unserer Karte aus jener bunten Serie von Gesteinen, die L. Hezner als *Hornblendegarbenschiefer*, *Amphibolite*, *phyllitische Glimmerschiefer*, *Gneise*, *Quarzite* und *silikatführende Karbonate* unter der allgemeinen Beziehung „Tremolaserie“ beschrieben und als metamorphe sandige und mergelige Tongesteine, Sandsteine und Konglomerate gedeutet hat.

Dem Alter nach möchte ich die Tremolaserie zum *Permo-Karbon*, in den jüngsten Teilen eventuell zur untern *Trias* rechnen. Es scheint, dass bei Airolo jüngere Schichten der Tremolaserie an die Rauhwacken der Trias grenzen als weiter westwärts, wie dies schon v. Fritsch angedeutet hat. Im Riale di Berri im Canariatal haben diese jüngsten Glieder der Tremolaserie auffallende Ähnlichkeit mit einigen zu den Quartenschiefern gestellten Gesteinen, die stratigraphisch über der Rauhwacke liegen.

Neben den genannten Typen der Tremolaserie erwähne ich noch einen grauen Sandstein, resp. Quarzit, der runde Magnetithörner in reichlicher Menge enthält. Dem Gestein scheint eine gewisse stratigraphische Bedeutung zuzukommen. Zuerst habe ich diesen *Magnetitsandstein* im untersten Teil des Pesciorabaches bei Ronco (Bedretto) anstehend gefunden. Später entdeckte Dr. Jeannet das gleiche Gestein im Leventinermassiv bei Mattengo, und zwar zwischen kohligem Karbonschiefer und dem Triasdolomit. L. Krige hat auf der Alp Campo im Pioratal entsprechende *Magnetitglimmerschiefer* aufgefunden und genauer untersucht (l. c. pag. 583).

Charakteristische Gesteine vom Typus der Tremolaserie habe ich ausserhalb des Gotthardmassivs auch noch in jener Teilantiklinale des *Campo-Tencia-Lappens* gefunden, die südlich oberhalb Prato bei Sontra und im Riale Fog sich zwischen die Kalkphyllite einschiebt. Es sind dort grobkörnige Hornblende- (und Biotit-) Garbenschiefer, auffallend reich an blauem Disthen.

B. Eruptivgesteine (Orthogneise).

I. Granitgneise (G r).

Die bedeutendsten Granitmassive sind: Der „Antigoriogneis“ im Südwesten, der „Tessinergneis“ im Osten, die Massive von „Matorello“ und „Alpigia“ im Kern des Maggialappens, ferner die Granitmassen des Pizzo Ruscada und des Pizzo Barone, die beide nur die nördlichen Enden grösserer nach Süden sich ausdehnender Granitkörper bilden.

gneise, die zu *mikrogranitischen Typen* überleiten. Solche Gesteine treten in grossen Massen an der Nordwand des Pizzo Forno und in der Umgebung der Alp Crozlina und bis zu den Campolungospitzen als Intrusionen in den Granat- und Staurolithschiefern des Campo-Tencia-Lappens auf. Mit Unrecht bezeichnet *J. Königsberger* (N. J. f. Min., 1908) diese Gesteine als „normalen Tessinergneis“.

Andere langgestreckte, schmale Lager saurer Eruptivgesteine, die den mesozoischen Schichten eingeschalt sind, verdanken ihre Gestaltung tektonischen Vorgängen, besonders der Bildung von überkippten Tauchfalten.

II. Augengneise und „Medelsergranit“ (A g).

Augengneise finden sich als dynamisch veränderte Fazies porphyrtiger Granite zonenweise in den grossen Granitgneismassiven hauptsächlich an deren Peripherie. Besonders ausgeprägt ist diese *porphyrtige Randfazies* beim Matorellogranit.

Die eigentliche Heimat der Augengneise unseres Gebietes sind aber die die Hauptgranitmassive in geologisch höherem Niveau begleitenden, etwas schmälern Intrusivlager. Hervorzuheben ist besonders die Region des Taneda und der Ponc. di Braga im Pecciatal und der Gebirgsstock des *Pizzo Cristallina*, wo zahlreiche mächtige Lager grobfaserigen Augengneises den zentralen Matorellogranit in weitem Bogen konzentrisch umlagern.

Ganz ähnlich ist die Anordnung im Sambuco-Teillappen. Auch der Tessinergneis wird an seiner Nordflanke in einiger Entfernung von einem mächtigen langgestreckten Lager grobkörnigen Augengneises begleitet, das seine Hauptentwicklung am *Croce di Pettano* zeigt und westwärts in gerader Linie bis gegen Stalvedro, am Westende des Leventiner- (Molare) Massives, sich verfolgen lässt.

Die schmalen Ausläufer solcher Eruptivgesteinslager im Sedimentgestein, besonders in der Region von Altanca, ferner auch die dem Maggialappen im Norden vorgelagerten, im Bündnerschiefer gegen Osten sich verlierenden schmalen und langgestreckten Orthogneisbänder sind feinkörniger, mehr porphyrisch, als die eigentlichen Augengneise. Sie dürften von *Quarzporphyren* herzuleiten sein.

III. Glimmerreiche, schiefrige Zonen im Tessinergneis (G l).

In der Gegend von Faido, besonders an der Steilstufe im Unterlauf der Piumogna, findet man im Tessinergneis ausgedehnte Lagen von dunkeln, grau bis graugrünlischen, wellig-schiefrigen Gesteinen. Die herrschenden Gemengteile sind die Glimmer: Dunkelolivbrauner Biotit, Muscovit und Chlorit wechseln in Lagen mit granoblastischem Quarz-Plagioklasgemenge und einzelnen reinen Quarzlagen. Apatit, Zirkon und etwas Eisenerz sind regelmässige Begleiter.

Zu entscheiden, ob diese Gesteine durch Resorption von Sedimentschollen im Granitmagma entstanden sind oder als basische Ausscheidungen aufzufassen sind, muss wohl eingehender chemischer Untersuchung überlassen bleiben. Ihre Beziehungen zu Amphiboliten bei Osoglio und in der Dazio-Grande-Schlucht sowie ihr ganzer mineralischer Bestand sprechen mehr dafür, dass es eruptive Bestandteile des Tessinerganitmassives sind.

IV. Basische Zonen in den Granitgneisen, basische Eruptivmassen in den Paragneisen (A).

Jedes der grössern Granitmassive hat seine basischen Magmaspaltungsprodukte, die hauptsächlich als Amphibolite ausgebildet sind.

Im Kern des Sambuco-Teillappens treten basische Gesteine als selbständiges kleines Massiv auf.

Im **Tessinergneis** sind die amphibolitischen basischen Ausscheidungen spärlich. Sie schliessen sich an die glimmerreichen Zonen (G l der Legende) an.

Bemerkenswert ist besonders das Vorkommen in der *Dazio-Grande-Schlucht* an der Gotthardstrasse. In der bewachsenen Rinne, die ob der Kapelle die Felsen unterbricht, findet man Einlagerungen dunkler Gesteine zwischen den hellen Augengneisen des Tessinergneises. In der Rinne, zirka 2 Meter vom Augengneisriff entfernt, steht ein schöner grobkörniger Biotitamphibolit an mit vorherrschendem Biotit.

Der mineralische Bestand und die Struktur lassen keinen Zweifel übrig, dass es sich um ein umgewandeltes Gestein dioritischer Natur handelt.

Näher am Kontakt mit dem Augengneis geht das Gestein in einen dunkeln, etwas feinkörnigen Biotitgneis über, der mit dem dioritischen Gestein, ausser dem Fehlen der Hornblende, völlig übereinstimmt und gleich diesem als Eruptivgestein aufzufassen ist. Der Kontakt zwischen dem Augengneis und diesen basischen Gesteinen ist rein mechanisch, wie aus der intensiven Fäلتelung des Biotitgneises längs dem Kontakt und der auffallenden Diskordanz der Schieferung beider Gesteine deutlich zu sehen ist. Für die Ansicht von G. Klemm (Sitzungsber. Preuss. Akad. 1904, pag. 2), dass die dem Augen(Tessiner)gneis hier eingelagerten dunkeln Gesteine kontaktmetamorphe Hornfelsen und ihr Kontakt zum Augengneis primär sei, kann ich keine Anhaltspunkte finden.

Ein ganz ähnlicher Biotitamphibolit wie in der Dazio-Grande-Schlucht findet sich in einer glimmerreichen Zone des Tessinergneises bei *Osoglio* oberhalb Chiggiogna. Nur ist der Amphibolit von *Osoglio* stärker geschiefert und etwas granatführend.

Die basischen Gesteine des **Antigoriogneises** lagern in einer von W-S-W nach E-N-E laufenden Zone, einige Kilometer vom Nordrand des Massivs entfernt. Sie finden sich am Pizzo di Sologna-Gipfel und queren in mehreren Lagern den Gebirgskamm zwischen dem Bavona- und Pecciatal. Hier sind sie stellenweise sehr schwer zugänglich, und ihre Kartierung konnte nicht durchgehend mit der wünschbaren Genauigkeit ausgeführt werden.

Am *Pizzo di Sologna* findet sich ein flaches Lager basischer Gesteine auf zirka 2600 m Höhe im Südgrat. Blöcke unter der Ostwand zeigen mannigfaltige Gesteinstypen: glimmerreiche, basische Granite, die in Diorit, namentlich Quarz-Glimmer-Hornblende Diorit und titanitreichen normalen Hornblendediorit, übergehen. In der Lokalmoräne bei Corte nuovo fanden sich Blöcke von feldspatharmen Glimmer-Hornblendegesteinen, die von Peridotit herzuleiten sind und ihren Ursprung ebenfalls am Solognagipfel haben müssen.

Die Einlagerung basischer Gesteine auf der Ostseite des Bavonatales oberhalb der *Alp Oglie* bestehen aus amphibolreichen Gesteinen, die zum Teil das Gepräge massiger Diorite aufweisen, lokal in sehr glimmerreiche und feldspatharme schiefrige Typen übergehen, die zu Peridotit (Ofenstein) überleiten.

Am untern Eingang der engen Schlucht östlich über *Roseto* findet man dunkelgrüne Gesteine in Blöcken, die aus den genannten Einlagerungen bei *Alpe Oglie* oder noch höher aus den Felswänden über der *Alp* stammen. Es sind für die Schweiz einzigartig schöne und frische Amphibolperidotite und Harzburgite mit völlig unveränderter Erstarrungsstruktur. Charakteristisch ist die Poikilitstruktur der Hornblende, ein oft beträchtlicher Hypersthengehalt und das reichliche Auftreten von grünem Spinell in myrmekitischer Verwachsung mit Hornblende. Dioritgesteine begleiten den Peridotit.

Am Grat zwischen den Alpen *Sovenodo* und *Croso* findet sich die Fortsetzung der basischen Gesteinszone. In der Region der alten Giltsteingrube zeigen sich im Antigoriogneis mannigfaltige Schlierenbildungen. Dioritgneise, feinkörnige Amphibolite, Aplit und Granit wechseln miteinander. Die sauren Spaltungsprodukte treten unterhalb der Grube auch gangartig auf. Aus dem Diorit entwickeln sich lokal Linsen eines peridotitischen Gesteins, das wesentlich aus Biotit und Tremolit in diablastischem Gefüge besteht. Es ist dies der früher hier ausgebeutete Topfstein.

Bedeutende Mächtigkeit erlangen die Hornblendegesteine südlich von *S. Carlo* auf der rechten Seite des Pecciatales, wo prachtvolle Quarzdiorite entwickelt sind. Ähnliche Gesteine müssen nördlich ob *S. Carlo* anstehen, doch sind sie bisher nur im Schuttkegel von Cortignelli konstatiert worden.

Am *Pizzo del Mascarpino* schliesst sich eine Amphibolitzone der tektonischen Begrenzungslinie des Antigoriogneises an.

Die basischen Gesteine im *Alpigiamaassiv* bilden die Randfazies des **Alpigiagranites**. Wir finden Übergänge vom Granit zu dioritischen, gabbroiden und noch basischeren Spaltungsgesteinen, ein schönes Beispiel magmatischer Differentiation, das eingehenderer Erforschung wert wäre. Im nord-östlichen Ausläufer der basischen Zone der *Alp Alpigia* sind durch chemische Analyse Gesteine von Anorthositcharakter festgestellt worden.

Völlig gleichen Charakter wie die Randfazies des Alpigiagranites tragen die an den Strassenkehren ob *Peccia* aufgeschlossenen Amphibolgesteine, die ebenfalls zu den Spaltungsprodukten des Alpigiagranites gehören.

Im **Matorellogranit** sind die basischen Einlagerungen auf schmale Zonen in der Region von *Piatto* beschränkt. Die Gesteine gehen bis zu recht kieselsäurearmen Diorittypen und sind vielfach mit sauren Spaltungsprodukten verknüpft (vgl. pag. 63).

Ohne Verbindung mit einem grössern Granitmassiv bildet eine direkt den **Paragesteinen eingelagerte basische Zone** die Gipfelreihe zwischen dem Sasselopass und dem Ponc. die *Sambuco im Kern des Sambuco-Teillappens*. Anschliessend an biotitreiche Granitgneise entwickeln sich hier hellere und dunklere Amphibolite von etwas feinkörnigem dioritischem Typus. Oft sind sie als Granatamphibolite ausgebildet und zeigen stellenweise Tendenz zur Ausbildung der eigenartigen Augenamphibolite, Gesteine, bei denen in hellerem Amphibolitschiefer dunkle, aus Hornblende bestehende Augen hervortreten.

Von den übrigen, mehr vereinzelt Amphibolitvorkommen seien genannt: Der Gipfel des *Pizzo Forno*, der aus einem mittelkörnigen Dioritgestein besteht, das offenbar ein basisches Spaltungsprodukt der den Gipfel tragenden sauren Intrusivmassen darstellt. Auch im Leventiner (Molare) massiv treten solche Amphibolite als Begleiter grösserer, saurer Intrusivkörper auf. Bei der Brücke über den Piorabach, kaum 200 m östlich von *Altanca*, stehen helle, feinkörnige Gesteine an, die sich als Quarzporphyr erkennen lassen. Sie bilden als Fortsetzung der Augengneise am Croce di Pettano eine Einlagerung in den Paraschiefern. Der Quarzporphyr ist begleitet von basischen Gesteinen vom Charakter von Glimmerlamprophyren. Und zwar sind solche vom Piorabach sowohl im liegenden als beim hangenden Kontakt angeschnitten worden, so dass wir das Bild eines gemischten Lagerganges erhalten.

V. Metamorpher Peridotit, „Topfsteine“, „Pietre ollare“ (S z).

In Begleitung basischer Eruptivmassen findet man als extrem-basische Spaltungsprodukte Peridotitgesteine. *Hornblendeperidotit* mit noch guterhaltener primärer Erstarrungsstruktur habe ich bei Roseto im Bavonatal gefunden (vgl. pag. 65). An den andern Stellen ist der Peridotit völlig umgewandelt und bildet so ein gesuchtes Material als *Ofenstein*, *Topfstein* etc. Auf der Karte sind die wichtigsten Vorkommen angegeben, an denen das Material meist in kleinen Linsen gefunden wird und ehemals ausgebeutet worden ist.

Das eine Vorkommen liegt auf zirka 2450 m Höhe am Nordhang des Grates zwischen *Fornà di Matorello* und dem Pizzo di Rodi. Das Gestein besteht aus Talk, Breunerit mit viel Tremolit oder Strahlstein, der ihm eine gewisse Härte gibt.

Sehr schönen Giltstein findet man bei den Almhütten von *Bena*. Das grobkörnige Gestein besteht wesentlich aus Talk (mit Chlorit) und Breunerit (Mg Fe) CO₃ und ist durchspickt von weissen Anthophyllit-Büscheln und Rosetten, die bis 2 cm Durchmesser erreichen.

Der Topfstein der Alp *Sovenedo* (vgl. pag. 65), der linsenförmig in einer Zone basischer Schlieren des Antigoriogneises auftritt, besteht in den bräunlichen Varietäten wesentlich aus Biotit und Tremolit (Strahlstein). In den grünlicher gefärbten Varietäten ist der Biotit mehr oder weniger durch Chlorit ersetzt. Das Gestein ist als umgewandelter Peridotit zu betrachten. Mikroskopische Strukturreste deuten auf diese Herkunft.

Ausbeutungen.

Von verwertbaren Rohstoffen im Kartengebiet sind folgende zu erwähnen:

Der **Rotondogranit**, einer der schönsten Granite der Schweiz, wird da und dort im Bedrettotale als Haustein ausgebeutet. Er ist vom Piz Rotondo und seiner Umgebung durch Wildbäche und Gletscher ins Bedrettotal transportiert worden. Besonders in dem grossen Schuttkegel gegenüber Selva zwischen All'Aequa und Ronco wurde zeitweise lebhaft gearbeitet. Grössere einzelne Findlinge wurden auf der Terrasse von Albinasca ausgebeutet.

Tessinergneis (Granitgneis) wurde lange Zeit gegenüber der Station Rodi-Fiesso gebrochen. Das Gestein ist stark gefältelt, wie überhaupt die Tessinergneise des Dazio-Grande-Durchschnittes.

Im normalen Tessinergneis finden sich in der Gegend von Chiggiogna und Lavorgo eine Reihe von Steinbrüchen der Bahn entlang.

Nur als Mauersteine wurden gelegentlich auch die **Granatglimmerschiefer** bei Scrungo, nördlich von Piotta, verwendet.

Gyps ist bisher nur im Canariatal nordöstlich neben der Mündung des Riale di Berri gewonnen worden.

Am Monte Piottino wird **Quarzit** im Hangenden des Tessinergneises zur Herstellung von Ferrosilicium an zwei Stellen abgebaut. Die eine liegt bei Morasco, die andere an der Poststrasse nördlich von Prato.

Im Maggiatal ist der **Marmor** von Fusio zu erwähnen, der südlich vom Dorfe an der Poststrasse neuerdings als Schmuckstein gebrochen worden ist.

Seit alten Zeiten wurde auf der Alp Sovenedo ein geschätzter **Topfstein** und **Ofenstein** gebrochen. Die wichtigsten Gruben: „Croso“ und „Predora“ liegen auf dem Grat zwischen den Alpen Croso und Sovenedo oberhalb Al Piano auf 1700—1800 m Höhe. Eine weitere Grube „Vena nuova“ befindet sich nördlich vom Punkt 2492 noch auf der Alp Sovenedo, und endlich wurde auch über der Alp Oglie ganz nahe beim Passübergang 2434 Topfstein gebrochen. Alle diese Vorkommen liegen im Antigoriogneis. Weitere alte Gruben liegen in den Granitmassiven von Alpigia und Matorello: Die eine auf der Alp Bena auf 2080 m Höhe, die andere am Grat zwischen Fornà di Matorello und Pizzo di Rodi auf zirka 2450 m Höhe. Auch bei Menzonio finden sich Ofensteine an mehreren Punkten.

Von **Erzlagerstätten** sind zu nennen:

1. Die **Bleigrube** (Silbermine) im Cadlimotal. Nördlich vom Lago di Dentro sind ums Jahr 1905 auf bleiglanzführenden Gängen Schürfarbeiten ausgeführt worden. Es sind in Abständen von je zirka 50 m drei Gänge entdeckt worden, die N 20° W streichen und 75° nach Osten einfallen. Sie setzen im plattigen NNE fallenden Orthogneis des Val Cadlimo auf. Der westliche ist der reichste, die andern zeigen nur spärliche Erzspreuen. Die Gangmasse ist Quarz mit schwach silberhaltigem Bleiglanz. Das Erzmittel, das oft auch die einzige Gangfüllmasse bildet, erreicht 1—2 cm Dicke, an einer Stelle bis 10 cm anschwellend. Die Erzführung lässt sich nur zirka 5 m weit in Gangstrichen verfolgen.

2. Die **Goldmine** der Alp Formazzolo im Calneggiatal. An der auf der Karte bezeichneten Stelle sind Spuren alter Schürfungen auf pyritführende Quarzgänge sichtbar. Die höchstens bis 20 cm mächtigen Gängchen stehen saiger und durchsetzen den Antigoriogneis mit N 20° W-Strichen. Der Pyrit, der goldhaltig sein soll, findet sich in Lagen oder einzelnen Kristallen. Im Ausgehenden findet man oft nur dessen Hohl pseudomorphosen. Bestimmte Angaben über den Goldgehalt liegen mir nicht vor. Die Lagerstätte zeigt grösste Ähnlichkeit mit der von Gondo an der Simplonstrasse, die ebenfalls im Antigoriogneis liegt.

Fundstelle von Staurolith- und Disthenkristallen am Pizzo Forno.

Von den verschiedenen Mineralfundstellen des Gebietes ist auf der Karte nur die vom Pizzo Forno eingetragen. Von hier stammen die allbekannten, meist mit der Fundortangabe Alpe Sponda versehenen, schönen Stufen von Disthen, Staurolith und andern Kristallen, die in weissem Paragonit eingebettet sind (vgl. pag. 60). Beschreibungen der Lagerstätte haben gegeben: *G. Weinschenk* (Zeitschr. f. Krist. 1900, pag. 261) sowie *J. Königsberger* (Neues Jahrb. Beil. Bd. XXVI 1908). *Königsberger* gibt hier auch eine Übersicht über die übrigen Mineralfundstellen unseres Gebietes.

Quellen im obern Tessental und im Pioratal.

Die Quellen im Tessental sind nach den militärgeologischen Aufnahmen des Jahres 1916 eingetragen. Es sind sowohl gefasste als ungefasste Quellen mit demselben Zeichen angegeben. Die Eintragungen im Pioratal sind aus der Karte *L. Krige* übertragen.

Tektonik.

Erläuterung der Profiltafeln 81 a und 81 b.

A. Allgemeiner Teil.

Der Gebirgsbau in der Region der obern Maggiatäler und der südlichen Flanke des obern Tessintales ist auf den der Karte beigegebenen *Profiltafeln 81 a und 81 b* dargestellt. Den Anschluss an die nächstbenachbarten Regionen veranschaulicht die diesen Erläuterungen beigegebene *tektonische Skizze* (pag. 81).

Der Norden des Gebietes unterscheidet sich vom Süden durch seine vorwiegend steile, zentral-massivartige Schichtstellung. Ein System flachliegender Deckfalten brandet von Süden gegen Norden am Gotthardmassiv an und richtet sich dabei auf.

Für die tektonische Übersicht teilen wir die verschiedenen Formationen in zwei Gruppen: 1. die *mesozoischen Sedimente*, die als Mulden in die ältern Massen eindringen und sie in einzelne Lappen zergliedern, und 2. die *prätriadischen kristallinen Gesteine*, die als antiklinale Köpfe in die nachgiebigern mesozoischen Sedimente eingepresst sind.

Die Scheidung der prätriadischen Massen in die einzelnen *Lappen* ist leicht durchführbar, soweit diese von mesozoischen Sedimenten umzeichnet sind. In den Muldenenden sind es meist nur die Triaskalke und Dolomite, die zwischen den Gneisen und Glimmerschiefern als Repräsentanten des Mesozoikums eingequetscht sind. Ihren Spuren bis ans Ende nachzugehen, ist eine der wichtigsten Aufgaben der tektonischen Erforschung dieser Regionen. Solche *Muldenenden* sind an mehreren Stellen des Kartengebietes aufgeschlossen: 1. oberhalb Tencia (etwas ausserhalb der Karte): das Ende der Mulde vom Pizzo die Molare; 2. zwischen Faïdo und Gribbio: das Ende der Triasmulde von Dalpe (Profil 47 auf Profiltafel 81 a); 3. am Wasserfall zwischen Dalpe und Piumogna: das Ende einer kleinen Teilmulde (Profil 43); 4. über der Alpe della Piotta: das Ende der Triasmulde des Pizzo Lambro und Piumognatales (Profil 45 und 49); 5. bei Cambleo und Mogno im Maggiatal: das Ende der Campolungomulde (Profil 4); 6. bei der Alp Lielpa endet ein Zweig der halbkreisförmigen Mulde, die südlich Airolo von der Hauptmulde sich abzweigt und über Naret- und Cristallinapass als „Cristallinamulde“ ins Bavonatal streicht und dort mit der vom Simplongebiet herkommenden „Teggiolomulde“ sich verbindet; 7. bei Ghaiba im Pecciatal endet scheinbar die Teggiolomulde. Jedoch findet man in Verfolgung ihrer Streichrichtung eine Linie, die scharf als Grenze differenter prätriadischer Bildungen markiert ist. Auf dieser Linie stellen sich nun zunächst am Südwesthang des Pizzo del Piatto di Rodi und des Pizzo Mascarpino, sodann nochmals weit unten im Maggiatal, bei Someo (ausserhalb der Karte, vgl. die tektonische Skizze pag. 81), wieder Marmore ein, die ich als ausgewalzte Reste der Teggiolomulde auffassen muss. Es zeigt dieses Verhalten, wie vorsichtig man in der Beurteilung der Muldenenden sein muss.

Es bleibt zu untersuchen, ob die Grenzlinie zwischen Glimmerschiefer und Granitgneis, welche südlich Faïdo im Streichen der Dälpemulde sich südwärts zieht, einer ähnlichen tektonischen Linie entspricht. Einem wirklichen Muldenschluss scheint das Ende der mesozoischen Bildungen von Mogno-Cambleo (5) zu entsprechen, welche südwärts durch gewaltige Granitmassen umschlossen werden, die aus dem hangenden und dem liegenden Gneislappen (um einen kurzen Ausdruck für die Gesamtheit der prätriadischen Gesteine, die den Kern einer Deckfalte bilden, zu gebrauchen) sich vereinigen.

Auch bei der Alpe della Piotta liegt meines Erachtens ein wirkliches Muldenende vor.

Alle die Zweigmulden vereinigen sich nordwärts mit der grossen Bedrettomulde, deren Bündnerschiefermassen weithin die Berghänge südlich vom obern Tessinlauf aufbauen.

Die Beurteilung der Muldenenden und damit die Feststellung ihrer Entfernung von der Stammmulde ist natürlich ausschlaggebend für die Anschauungen über Form und Grösse der dazwischenliegenden Deckfalten. In dieser Beziehung ist von Bedeutung, dass im östlichen Teil unseres Gebietes der Bündnerschieferkern der Hauptmulde allmählich auskeilt und das Überhandnehmen der Trias ein Seichterwerden der Mulde ankündet. Dies gilt auch für die nordwärts abzweigende Pioramulde, die am Pizzo Columbo nur noch aus Trias besteht. Auch die auffallende Übereinstimmung der Gesteinstypen vom Südhang des Skai mit denen vom Nordhang des Pizzo Solo, d. h. vom Liegenden der Trias beiderseits der Mulde, spricht für deren mässige Tiefe.

Es ergibt sich aus dem Gesagten eine enge *Verwandschaft der Gneislappen, die über der Teggiolomulde, d. h. östlich der Linie Ghaiba-Someo, liegen, unter sich, sowie mit dem Gotthardmassiv*. Bemerkenswert in dieser Hinsicht ist das Vorkommen der Hornblendegarbenschiefer — Fazies der jüngsten prätriadischen (Perm?) Bildungen sowohl im Gotthardmassiv als auch in den Antiklinalen von Dalpe, die sich dem Campo-Tencia-Lappen angliedern (Profil 19, 22, 24 und 39—43).

Die „Teggiolomulde“, resp. ihre Fortsetzung in der Linie Ghaiba-Someo *scheidet den liegenden Antigoriogneis*, der längs der ganzen Linie nach Osten zur Tiefe taucht, *von den höhern Lappen*: 1. dem Maggialappen mit dem Lebendungneis, 2. dem Campo-Tencia-Lappen mit den Teilantiklinalen von Dalpe und 3. dem Molaremassiv mit dem Tessinergneis. Die Beziehungen dieser drei hangenden Lappen zueinander sind weiterhin zu erörtern. Ihre Lagebeziehung zum Antigoriogneis erläutert Profil A und B (pag. 81).

Das *ganze Deckensystem* legt sich in der Campo-Tencia-Region (Profile A und B der tektonischen Skizze pag. 81) zu einer *flachen Mulde*. Ihren Kern bilden die Granitgneise des Pizzo Barone (Profil B). Die Oberfläche des Antigoriogneises liegt hier nach der Konstruktion in 4—5 Kilometer Tiefe. Im Tessintal steigen die Gebirgsglieder wieder zu einem *flachen Gewölbe* empor, das im Monte di Sobrio seinen Scheitel hat. Dies ist der „*dôme des Alpes tessinoises*“ von Lugeon, das „*bombement transversal tessinois*“ von Argand. Der eigentliche *Tessinergneis*, d. h. der Granitgneis, der den grössten Teil der schroffen Talwandungen der untern Leventina bildet, kann nicht dem Antigoriogneis entsprechen, sondern ist mit den mächtigen Granitgneisen zu verbinden, die auf der Ostseite des Maggialappes, zwischen Broglio und Val Pertusio, unter den Barone tauchen. Diese Granitgneise sind die *vereinigten Granitkerne des Maggialappens und des Campo-Tencia-Lappens*. Die Vereinigung dieser beiden Lappen und ihrer Granitkerne gegen Süden zeigen die Profile 2, 3 und 4, Tafel 81 a. Die hochmetamorphen Staurolithschiefer ob Sornico repräsentieren wahrscheinlich den die zwei Lappen trennenden Muldenkern. Die Mächtigkeit der Schiefer verringert sich rasch nach Süden. Talabwärts von Prato sind sie bis jetzt nicht mehr gefunden worden. Das rasche Überhandnehmen der Granitgneise in den basalen Teilen des Campo-Tencia-Lappens gegen Süden kommt auch in den Profilen A und B (pag. 81) zum Ausdruck. Die flachmuldenförmig gelagerten kristallinen Paraschiefer, die den Orthogneis des Baronegipfels tragen (Profil B), entsprechen den Gipfelgesteinen des Campo-Tencia (Profil A), während die unter Crozolina liegenden Schiefer des Profils A mitsamt dem mesozoischen Muldenkern von Magno im Profil B dem Granitgneis Platz gemacht haben.

Der Antigoriogneis muss nach der Konstruktion der Profile A und B noch tief unter dem Tessintal begraben liegen.

Die Ansicht von *Ed. Suess* (Antlitz III/2, pag. 140), der den Antigoriogneis, abgesehen vom Verampiogranit, als das tiefste Glied im Deckensystem auffasst, stimmt mit diesem Resultat meiner Aufnahmen wohl überein.

Falls die Paragneise des Maggialappens, die den Antigoriogneis vom Tessinergneis scheiden, gegen Osten auskeilen, muss allerdings eine Vereinigung der beiden Granitgneise zu einer Masse stattfinden. Dann hat die Vermutung *M. Lugeons*¹⁾, dass der Tessinergneis die äussere Hülle

¹⁾ Bull. soc. geol. France 1901, pag. 814.

(„carapace“) der Antigoriogneisfalte bilde, eine gewisse Berechtigung. *E. Argand* jedoch, in seiner allerdings ausdrücklich als hypothetisch bezeichneten Konstruktion der Decken in der Leventina¹⁾, wölbt die Antigoriodecke im Tessintal entschieden viel zu hoch herauf.

Nicht das „bombement tessinois“, sondern der *Verampiogranit* bildet nach meinen Aufnahmen den *Kulminationspunkt der transversalen Aufwölbung der Lepontinischen Decken*.

B. Spezieller Teil.

Die Gestalt der einzelnen Faltenteile der „Massivlappen“ und der sie trennenden Mulden ist eine sehr komplizierte und bietet wegen den überaus wechselreichen Schichtstreichen ganz besondere Schwierigkeiten für die Darstellung. Ich habe versucht, auf den Profiltafeln 81 *a* und 81 *b* davon ein Bild zu geben.

Profiltafel Nr. 81 a enthält 50 Spezialprofile im Massstab der Karte zu einer Serie zusammengestellt.

Die Profilzeichnung ist nur soweit unter die Oberfläche ausgeführt, als die Aufschlüsse eine sichere Deutung zulassen.

Es ist der Versuch gemacht, die theoretische Ergänzung der Profile nach unten durch geeignete Anordnung der Nachbarprofile zu ersetzen. Der kontinuierliche Wechsel im Schichtstreichen bedingt einen entsprechenden Wechsel der Schnittlagen. Trotzdem waren Stellen nicht ganz zu vermeiden, an denen die Profillinie auf kurze Strecke mit dem Schichtstreichen parallel läuft. Die Lage der einzelnen Profile ist auf der beigedruckten Übersichtskarte 1 : 200,000 eingetragen. Bei der kulissenartigen Aufstellung der Profile in der Serie wurden Verschiebungen notwendig, um gegenseitige Überdeckung der Profile als Folge der Höhendifferenzen zu vermeiden.

Die Formationsgrenzen an der Basis der Aufschlüsse sind von Profil zu Profil durch unterbrochene Linien vereinigt. Die Gesamtheit dieser Linien gibt das geologische Kartenbild. Dasselbe ist gegenüber der richtigen Karte etwas verzerrt. Die Fehler infolge der Höhendifferenzen, der Verschiebung der Profile, der Knickung ihrer Grundlinien, sowie der Trassierung der Formationsgrenzen an der Aufschlussbasis häufen sich in diesem Kartenbild, das nur als *Kartenskizze* aufzufassen ist. Immerhin gibt dasselbe den oberflächlichen Verlauf der Formationen genügend richtig wieder, um das Verständnis der Tektonik wesentlich zu erleichtern.

Durch leichte Kolorierung der Kartenskizze sind die mesozoischen Sedimentmulden einerseits, die kristallinen Massive und Massivlappen andererseits besonders hervorgehoben.

Zur Ergänzung der Profilerie dienen die Übersichtsprofile auf **Profiltafel 81 b**. Es sind hier einige Durchschnitte ausgewählt, die am ehesten einen Überblick über den Aufbau der Gegend verschaffen können, und auch solche, die Zusammenhänge zur Evidenz bringen, welche in der Profilerie weniger auffallen. Die Profile sind theoretisch ergänzt bis zum Meeresniveau. Die hypothetischen Verbindungen über und unter den Profilen sind durch blasse Farbtöne verdeutlicht, die denen der Kartenskizze auf Tafel 81 *a* entsprechen.

Es ist gelungen, die Kenntnis auch von der innern Struktur der Massivlappen durch systematische Aufnahme der verschiedenen Gesteinstypen wesentlich zu fördern, während die Tektonik innerhalb der grossen Bündnerschiefermulden noch kaum erschlossen ist.

Zur weitem Erläuterung des Gebirgsbaues sollen im folgenden die einzelnen Massive und Massivlappen kurz besprochen werden.

Gotthardmassiv.

Das Gotthardmassiv fällt nur mit seinem Südrand ins Kartengebiet. Derselbe zeigt durchgehend steile oder, infolge der Fächerstruktur, nach Süden überkippte Schichtstellung. Sein regelmässiger Verlauf wird östlich von Airolo durch eine starke Einbuchtung nach Norden unterbrochen an der Stelle, wo südlich davon das Molaremassiv (Leventinermassiv) emportaucht.

¹⁾ Beiträge z. Geol. d. Schweiz, Lief. 27, Tafel III, 1911.

Molaremassiv¹⁾ und Tessinergneis.

Das Molaremassiv bildet mit dem Tessinergranitgneis einen zusammenhängenden Körper, dessen Gesteinslager in der Leventina ein flaches Gewölbe bilden, während sie sich nordwärts gegen den Rand des Gotthardmassivs hin in der Lucomagnokette steil aufrichten zu einer annähernd W-E streichenden Antiklinale, dem eigentlichen Molaremassiv.

Das Nordende des Tessinergranitgneises bildet am Monte Piottino den etwas exzentrischen Kern der Antiklinale, welcher deutlich gewölbeartig von den Paragneisen des Molaremassivs umhüllt wird.

Das *eigentliche Molaremassiv* bildet eine West-Ost streichende Antiklinale mit beiderseits zur Tiefe tauchender Axe. Bei Stalvedro unterhalb Airolo taucht der kristalline Kern der Falte unter der Trias empor, steigt ostwärts erst an, dann wieder ab und verschwindet im Osten wiederum unter die ihn allseits umhüllenden Triasbildungen zwischen Olivone und Aquila im Bleniotal.

Dieses Verhalten spricht durchaus nicht für Deckennatur des Molaremassivs, und es geht nicht an, von vornherein von der „Molaredecke“ zu sprechen, wie dies mitunter geschieht. Die starke Verengung der mesozoischen Mulde zwischen Pizzo Lucomagno und Skai und besonders die überraschende Ähnlichkeit der kristallinen Gesteine beiderseits der Triasmulde an dieser Stelle sprechen ebenfalls gegen sehr tiefgreifende Deckenbildung. Auch *Krige* weist besonders auf diese Ähnlichkeit der Gotthard- und Lucomagnogesteine hin (lit. 70, pag. 530).

Dem axialen Auf- und Niedertauchen der Molareantiklinale entsprechen im Süden, in der untern Leventina, die beiden Schenkel des grossen *Tessinergneisgewölbes*, des „bombement tessinois“, dessen Längsaxe quer zum allgemeinen Alpenstreichen liegt (Profil A und B der tektonischen Skizze, pag. 81). Die Beurteilung, ob das Tessinergewölbe selbst eine Decke sei, muss ich auf die Aufschlüsse im Westen, d. h. im Maggialapp, stützen. Hier streichen die Äquivalente des Tessinergneises zutage und werden vom Antigoriogneis unterteuft, von ihm getrennt durch Paragesteine des Maggialappen und ausgewalzte Reste der mesozoischen Teggiolomulde (vgl. *H. Preiswerk*, *Eclogæ* XII, 2, pag. 171).

Die weit nach Süden ausgedehnte Trennungsfläche zwischen Antigoriogneis und Tessinergneis deutet auf ein beträchtliches Ausmass der Deckenüberschiebung, während weiter ostwärts die nahe Verwandtschaft der benachbarten Teile des Molare- und Gotthardmassives auf weit geringere Überschiebungstätigkeit hinweist. Dieser Gegensatz deutet auf *rasche Änderung der Deckengliederung in der Streichrichtung des Gebirges*.

Die Annahme einer *Vereinigung der verschiedenen Deckenkerne zu gemeinsamer Wurzel im Gebiet des Tessinergneises*, vermöchte den beobachteten Tatsachen am ehesten gerecht zu werden.

Campo-Tencia-Lappen.

Der Campo-Tencia-Lappen ist in seinem nördlichen Teil durch die mesozoischen Mulden von Dalpe und Fusio vom liegenden Tessinergneis und Maggialappen abgetrennt. Südlich von den Endpunkten dieser Mulden vereinigt sich der Campo-Tencia-Lappen mit dem Tessinergneis im Osten sowie mit dem Maggialappen im Westen.

Der Campo-Tencia-Lappen enthält drei granitische Kerne, von denen zwei gegen Süden stark anschwellen. Der tiefere der beiden letzten, die Granitmasse des Pizzo di Ruscada vereinigt sich zweifellos unter der Baronegruppe mit dem Tessinergranitgneis. Der höhere, der Augengneis des Pizzo Barone, bleibt als flache Decke vom Tessinergneis getrennt durch Granat- und Staurolithglimmerschiefer, die sich noch weit nach Süden verfolgen lassen (Profil B der tektonischen Skizze). Der *Campo-Tencia-Lappen* ist das *oberste Glied im Deckensystem* unserer Karte. Er formt eine flache NNW-SSE streichende *Quermulde*, an der sich auch die tiefern Decken beteiligen.

¹⁾ Leider hat sich in der neuen Literatur der Name „Molaremassiv“ resp. „Molaredecke“ eingebürgert — der Pizzo di Molare selbst besteht aus Bündnerschiefer —, obschon *Heim* schon 1891 die weit geeignetere Bezeichnung „Leventinermassiv“ gebraucht hat.

Am Nordende, in der Region des Campolungo, wölbt sich die Mulde schiffskielartig steil empor an den zwischen Sambucolappen und Campo-Tencia-Lappen eng zusammengepressten, steilstehenden Jura- und Triassschichten der Campolungomulde.

Das Anbränden gegen den Widerstand im Norden ist durch das Auftreten einer schön aufgeschlossenen überkippten Tauchfalte am Campolungopass markiert.

Maggialappen.

Das merkwürdigste Gebilde, das hauptsächlich der Gebirgsstruktur unseres Kartengebietes ihren absonderlichen Charakter verleiht, ist der Maggialappen. Die kristalline Masse dieses Lappens wird, wie die Karte zeigt, von mesozoischen Bildungen nahezu kreisförmig umschlossen. Die Teggiolomulde und die Campolungo-Fusio-Mulde schnüren ihn nördlich von Peccia bis zu einem nur zirka 2 Kilometer mächtigen, ostfallenden Gesteinskörper zusammen, durch den er mit dem Campo-Tencia-Lappen und dem Tessinergneis in Verbindung bleibt (Tektonische Skizze, pag. 81). Offenbar liegt in diesem gerundeten Gebilde die *antiklinale Stirne einer Decke* vor, die durch das Einpressen in die Bündnerschiefer eine starke Anschwellung erfahren hat.

Die Antiklinalenaxe fällt nach Osten ein, so dass die Oberfläche einen schiefen Querschnitt durch die ganze exagerierte Stirnwölbung liefert.

Die *innere Struktur des Maggialappens* entspricht seiner äussern Gestalt und könnte nicht unpassend mit der einer Zwiebel verglichen werden mit nach Süden gerichtetem Stiel. Im wesentlichen sind die untern Teile der liegenden Falte, d. h. der Übergang vom Gewölbescheitel zum Mittelschenkel, erhalten geblieben, so dass das ganze Gebilde mehr löffelförmige Gestalt hat. Die im Innern dieses Löffels lagernden Gesteinskörper bilden den Kern der Deckfalte. Es sind dies namentlich die durch basische Eruptivmassen ausgezeichneten Regionen der Alp Alpigia und der Sambuco-Massari-Kette.

Ausserdem wird der Maggialappen durch eine *antiklinale Querfurche*, die ungefähr die Richtung des Maggiatales bei Sambuco ob Fusio hat, in zwei Teile geteilt, den *Rodi-Teillappen* und den kleinern *Sambuco-Teillappen*.

Der **Rodi-Teillappen** zeigt im Nordwesten flach-löffelförmige Gestalt, während gegen Südosten, d. h. gegen die Wurzelregion hin, die Ränder des Löffels sich steil aufrichten, gleichzeitig mit der Zusammenquetschung des ganzen Maggialappens. In der Region dieser Einschnürung werden an der Peripherie des Rodilappens, besonders im Pecciatal bei Ghaiba, weitgehende *Abscheerungen* der Schichtsysteme des Lappens an der Peripherielinie beobachtet. Sie entsprechen analogen Abscheerungen am Sambuco-Teillappen.

Der **Sambuco-Teillappen** erlitt eine starke Zusammenpressung zu einer der Maggia ebenfalls parallel laufenden *Quersynklinale* mit steiler Schichtstellung: N W-S E. Durch das Einpressen in die Bündnerschiefer erfolgte eine *Abscheerung* des Lappens an der rechtwinklig zu seinem Schichtstreichen verlaufenden Campolungomulde. Immerhin so, dass die innern Strukturlinien des Lappens sich der Abscheerungsfläche einigermaßen anschmiegen. So erhielt der Sambucolappen fast völlig die Gestalt eines Kahns, die auf der Profiltafel 81 a deutlich zur Darstellung gelangt.

Die Mulde des Sambucolappens ist die nordwestliche Fortsetzung der ausgedehnten *Quermulde*, die der Campo-Tencia-Lappen bildet.

Der nördliche und nordwestliche Stirnrand des ganzen Maggialappens ist kompliziert durch zahlreiche Tauchfalten und *Rücktauchfalten* (*überkippte Tauchfalten*), sogenannte „*enroulements*“.

Dieselben sind markiert durch schmale, langgezogene Gneiseinlagerungen im Bündnerschiefer, oft begleitet von Triasbildungen. Die zwei wichtigsten durchschneiden die Alp Campo la Torba in ihrer ganzen Länge, queren die Bergkette des Mezzodi ob Airolo und lassen sich tessintalabwärts bis oberhalb Piotta verfolgen. Köpfe solcher Tauchfalten sind am Naretpass prachtvoll aufgeschlossen. Hier tauchen sie nach Norden. Weiter östlich, auf ihrem Verlauf durch die Alp Campo la Torba, gehen sie durch die Saigerstellung in Südfalten über und sind somit schon am

Mezzodi überkippt. Entsprechend den überkippten Tauchfalten des Campolungopasses an der Nordstirne des Campo-Tencia-Lappens, haben wir somit dieselben Bildungen auch an der Nordstirne des Sambuco-Teillappens.

Auch am Westabhang des Pizzo Cristallina treten analoge Erscheinungen auf.

Zur Deutung der dem Triasmarmor eingelagerten Lamelle von Granitgneis in den Gipfeln des Pizzo di Castello und des Pizzo della Rossa am Südwestrand des Maggialappens dürfte vielleicht dieselbe Auffassung dienen.

Anderseits begleiten den Rand des Maggialappens *mesozoische Teilmulden*, die den prätriaschen Massen des Lappens eingesenkt sind. Die auffallendste ist diejenige des *Ponc. di Sambuco* und des *Pizzo Massari*, die am Südfuss des Pizzo Massari in scharfer Umbiegung der Campolungomulde sich parallel stellt.

Der *innere Kern des Maggialappens*, der Alpigiagranit, vereinigt sich allem Anschein nach südlich vom Kartengebiet mit den Granitmassen des Pizzo die Ruscada, d. h. mit dem Kern des Campo-Tencia-Lappens, und damit auch mit dem Tessinergneis. Die zum Maggialappen gehörigen ostfallenden Paragneise unterteufen bis weit ins untere Maggialtal hinab den Tessinergneis resp. seine Äquivalente.

Im Westen und Südwesten wird der Maggialappen seinerseits auf einer NNW-SSE verlaufenden Linie, die bis ins untere Maggialtal reicht, von der Teggiolomulde und ihren ausgequetschten Resten unterteuft sowie vom Antigoriogneis, der das tiefste Glied im Deckensystem bildet.

Lebendungneis.

Der Lebendungneis tritt im Gebiet des Basodino und des Cavagnoli in der Breite von mehreren Kilometern ins Kartengebiet ein. Ostwärts nimmt er kontinuierlich an Mächtigkeit ab und verliert sich als schmales Band in den Bündnerschiefern am Nordabhang des Mezzodi oberhalb Airolo. In den Erläuterungen zur Simplonkarte (Tafel II, Profil 1) habe ich den Lebendungneis als Tauchfalte dargestellt. Sein Verhalten im nördlichen Tessin spricht durchaus für diese Auffassung. Ich stehe daher nicht an, den Lebendungneis mit dem Maggialappen deckentheoretisch direkt zu verbinden. Von der nach Norden vorbrandenden Stirn des Maggialappens bildet der Lebendungneis nach meiner Auffassung einen zur Tiefe sich senkenden und ausgewalzten Teil, der durch Erosion völlig vom Maggialappen getrennt wurde (vgl. die Profile B—E der Profiltafel 81 b).

Das *Zusammenhängen des Maggialappens mit dem Lebendungneis* hat für die Tektonik der Simplonregion und das südliche Tessin wichtige Konsequenzen, deren Tragweite durch weitere Untersuchungen festgestellt werden sollte.

Antigoriogneis.

Der Antigoriogneis taucht in unserem Gebiet halbkreisförmig nach NW, N, E und ESE unter die Teggiolomulde und den Maggialappen unter. Der Bogen entspricht einer Umbiegung im Streichen der ganzen, antiklinal aufgewölbten Antigoriogneismasse, die dadurch wieder als obere Decke auf sich selbst zurückgefaltet wird. Im Knie der Umbiegung liegen bei Bosco die Reste einer hangenden Decke eingeklemmt, die dem Lebendungneis resp. dem Maggialappen entsprechen müssen.

Beziehungen zwischen Orographie und Tektonik.

Die Form der Gebirge im nördlichen Tessin erweckt leicht den Eindruck weitgehender Unabhängigkeit von der geologischen Struktur.

Die Bergketten zeigen sich in ihrem Verlauf mehr als reine Erosionskämme zwischen zwei Tälern, weniger als Richtungen geologisch wichtiger Linien. Der Eindruck wird wesentlich durch das Fehlen einer einheitlichen Struktur durch das ganze Kartengebiet hindurch und durch den bunten Wechsel der Streichrichtungen der geologischen Körper hervorgebracht. Tatsächlich lässt sich aber der Zusammenhang von Gebirgsform und Tektonik in manchen Teilen sehr wohl erkennen.

Vor allem springt in die Augen der gewaltige, gegen Norden konvex gewölbte Bogen des Tessintales, das zwischen All'Acqua und dem Monte Piottino genau dem Nordrand der gebogenen *Bedrettoschiefermulde* folgt. Weniger deutlich macht sich die *Pioramulde* in der Topographie bemerkbar. Die *Teggiolomulde* vollends scheint nicht den geringsten Einfluss auf die Gebirgsgestalt auszuüben, während anderseits die *Zweigmulde des Campolungo* eine tiefe Querrinne durchs Gebirge hervorruft.

Die Gebirgskette, die vom *Cavagnoligletscher* zum *Ponc. di Vespero* bei Airolo zieht, folgt der Streichrichtung der geologischen Formationen. Indessen wird die Kammhöhe abwechselnd von Bündnerschiefer oder von Lebendungneis gebildet.

Die Gebirgskette des *Lucomagno* folgt im allgemeinen dem Streichen des kristallinen Massives, aus dem es besteht (Leventinermassiv), biegt aber im westlichen Teil etwas nach Norden aus, so dass der genau West-Ost streichende Augengneiskern vom Pizzo Pettano an westwärts die Kammlinie verlässt und am Südabhang ausstreicht.

Auch die Kette vom *Tanedo* zum *Skai*, die das Pioratal im Norden begleitet, folgt dem Schichtstreichen.

Die drei genannten Ketten gehören dem *nördlichen* Gebiet an, in dem *zentralmassivische Struktur* vorherrscht. *Südlich* davon sind die Verhältnisse völlig andere. Streichende Kämme sind selten, Querkämme die Regel. Ein neues, für die Gebirgskettenbildung bedeutsames Moment kommt zur Geltung: die *Querfaltung der Decken*.

Die streichende Kette Cavagnoli-Vespero setzt sich südlich von Airolo fort im Mezzodi, Sassello, Massari und jenseits der Campolungosenke in den hohen Gipfeln des Pizzo Ganna, Campo-Tencia und Pizzo Barone. Die ganze Kette vom Mezzodi bis zum Barone bildet nun, wie Karte und Profile zeigen, den Muldenkern einer flachen, quer zum Alpenstreichen verlaufenden Faltung, während der NW-SE verlaufende Teil des Maggiatales in der entsprechenden antiklinalen Aufwölbung liegt.

So sehen wir die das Alpenstreichen querenden Strukturlinien im Maggiagebiet orographisch auffallend stark ausgeprägt. Vielleicht hat dies seinen Grund darin, dass diese Strukturlinien ihre Entstehung einer relativ späten Gebirgsbewegung verdanken.

Anhang.

Gesteinsanalysen.

In der untenstehenden Tabelle (Seite 77) sind die Resultate der 8 chemischen Analysen eingetragen, die an Gesteinen des Kartengebietes von Herrn Dr. *Fritz Hinden* im Mineralogischen Institut der Universität Basel ausgeführt worden sind. Zu den 6 ersten Analysen sind die Mittel von der Geologischen Kommission bewilligt worden.

Nr. 1. Grauer, feinkörniger Augengneis, der aus **Granitporphyr** hervorgegangen ist. Der Fundort ist der zweite Gneiskeil am Grat südlich vom Naretpass. Der Gneis bildet eine Einlagerung zwischen Trias- und Juragesteinen. Der Typus ist bezeichnend für den grössten Teil der Orthogneislamellen, die an der Peripherie des Maggialappens als überkippte Tauchfalten in die Bündnerschiefer eingewalzt sind.

Die Bestandteile des Gesteins sind: *Orthoklas*, der als bis 1 cm grosse, gerundete Einsprenglinge in schönen Zweihälftern auftritt. Mikroskopisch zeichnet er sich durch Gitterstruktur und perthitische Verwachsungen aus und bildet oft Relikte in grössern *Albitporphyroblasten*, die als Neubildungen aufzufassen sind. *Quarz* bildet den überwiegenden Bestandteil des granoblastischen Grundgewebes. Fast schwarzer *Biotit* findet sich regelmässig verteilt im Grundgewebe sowie einsprenglingsartig. Daneben reichlich *Muscovit*. Nebengemengteile sind *Epidot*, *Apatit*, *Titanit* und *Chlorit*. Das spezifische Gewicht des Gesteins ist 2.67.

Nr. 2. **Porphyrtiger Biotitgranit** (Granitit) mit nahezu normalem Granithabitus von der Costa auf der Alp Ceresa im obersten Maggialtal. Das Gestein entspricht dem Normaltypus des grossen Matorellogranitmassives im Kern des Maggialappens.

Die Bestandteile sind: Bis 2 cm grosse *Orthoklaseinsprenglinge* von weisser oder etwas grünlich-gelblicher Farbe, schwachvioletter *Quarz* in Nestern und schwarzer *Biotit* in bis 1 cm grossen Putzen. So erscheint das Gestein schwarz-weiss-violett gefleckt. Untergeordnet finden sich *Chlorit*, wenig *Muscovit* sowie zonargebaute Plagioklase aus der Reihe des *Oligoklas-Albit*. Ferner wurde *Epidot*, *Apatit* und *Zirkon* bestimmt. Das spezifische Gewicht des Granits ist 2.70.

Nr. 3 ist die Analyse eines gangförmigen *Aplites*, der im normalen Matorellogranit der Analyse Nr. 2 aufsetzt. Fundort ist Piatto auf der Alp Ceresa.

Die Gemengteile sind: *Orthoklas* mit und ohne Gitterstruktur, mit Perthitspindeln und häufiger Myrmekitbildung an der Peripherie der Körner. *Quarz* in reichlicher Menge, oft mit Zahnstruktur ohne jede mechanische Umwandlung. Der *Biotit* ist sehr dunkelfarbig, nur von ganz wenig *Muscovit* begleitet. Vereinzelt ist einschlussreicher *Plagioklas*. Ferner sind *Apatit* und *Zirkon* beobachtet. Das spezifische Gewicht des Aplites ist 2.61.

Nr. 4 ist eine **basische Ausscheidung** aus dem Matorellogranit, ein dunkelgrünes, weissgesprenkeltes, hornblendereiches Gestein von **gabbroidem Charakter**. Es tritt schlierenartig in Begleitung der Apliten im Granit von Piatto auf der Alp Ceresa auf.

Die vorherrschenden dunkeln Gesteinsgemengteile sind *Hornblende* und *Biotit*. Letzterer bildet grössere Porphyroblasten, die alle andern Gemengteile gelegentlich als idiomorphe Kristalle einschliessen, wodurch Siebstruktur entsteht. Das farblose Grundgewebe besteht vorherrschend aus stark zonarem, basischem *Plagioklas* und etwas *Quarz*. Untergeordnet finden sich Erze, *Apatit*, *Rutil* und *Turmalin*. Das spezifische Gewicht des Gesteins beträgt 3.00.

Der Aplit der Analyse Nr. 3 einerseits und die gabbroiden Schlieren Nr. 4 andererseits sind *Spaltungsprodukte des Granitmagma des Matorellogranites*, der die chemische Zusammensetzung von Analyse Nr. 2 hat. Die Proportion der Magmaspaltung ist im vorliegenden Falle so, dass die Zusammensetzung des Granits einer Mischung von drei Teilen Aplitsubstanz (Nr. 3) mit einem Teil Gabbrosubstanz (Nr. 4) entspricht. Errechnet man unter dieser Voraussetzung die Zusammensetzung des Granits, so erhält man die in der Tabelle Seite 77 unter 4a stehenden Zahlen. Die Übereinstimmung mit der unter 2 gegebenen Analyse des Granits ist nahezu für alle Bestandteile eine überraschend gute. Damit in völligem Einklang errechnet sich das spezifische Gewicht des Granits unter denselben Voraussetzungen aus den spezifischen Gewichten der Aplit- und der Gabbrosubstanz zu 2.707, eine Zahl, die mit der des vorher experimentell bestimmten spezifischen Gewichtes (2.70) tatsächlich recht genau übereinstimmt.

Nr. 5. Hornblendegabbro aus der Randfazies des Alpiagranites. Fundstelle unterhalb der Hütten der Alpe di Rodi westlich oberhalb Fusio. Das Gestein ist der Typus der basischen, hornblendereichern Abarten der mächtig entwickelten dioritischen Randfazies, die das Alpiagranitmassiv im Nordwesten umrandet und gegen die Granatglimmerschiefer und braunen Gneise der Alpe di Rodi abgrenzt.

Vorherrschend sind die dunkeln Gemengteile grüne *Hornblende* und gelblichbrauner *Biotit*. Die Pigmenteinschlüsse der Hornblende deuten auf Entstehung aus einem primären Gemengteil (Diallag). Der helle Gemengteil ist *basischer Plagioklas*. Nebengemengteile sind Zoisit und Rutil. Das spezifische Gewicht des Gabbro ist 3.01.

Nr. 6 ist die Analyse eines streng parallelstruierten, hellen, feldspathreichen **Gneises** mit schwarzen, dünnen Biotitlagen. Der Fundpunkt ist auf Alpe di Rodi nahe Punkt 1717 m. Seiner eigenartigen, chemischen Zusammensetzung nach kann er unter den Orthogneisen nur bei Abkömmlingen von Anorthositgesteinen untergebracht werden und ist dann zur gabbroiden Grenzfazies des Alpiagranites zu zählen.

Die zurücktretenden dunkeln Gemengteile sind *Biotit* und *Hornblende*. Die Hauptmasse ist das farblose Grundgewebe, das wesentlich aus *Plagioklas* besteht. Die meist kleinen Individuen bilden eine Art Pflasterstruktur. Sie zeigen inverse Zonenbildung und sehr starke Differenzen in der Zusammensetzung von Kern und Schale. Auch etwas *Quarz* ist vorhanden. *Granat* tritt schwarmweise auf in kleinen Kriställchen, *Titanit* in Körneraggregaten. Das spezifische Gewicht ist 2.75.

Nr. 7. Hornblende-Peridotit. Das Gestein findet sich in Blöcken am Ausgang des Tobels bei Roseto im Bavonatal. Es entstammt den basischen Einlagerungen im Antigoriogneis, welche an den Steilwänden über der Alp Oglie anstehen und mit den Topfsteinvorkommen der Alpen Oglie, Sovenedo und Croso in Zusammenhang stehen. Der Hornblende-Peridotit von Roseto ist in der Tat als Primärgestein der berühmten Topfsteine des Pecciales aufzufassen. Das dunkelgrüne, frische, äusserst zähe Gestein präsentiert sich als „Schillerfels“ durch die glänzenden poikilitischen Hornblendespaltflächen.

Die Bestandteile des Gesteins sind: Blassgrüne *Hornblende*, *Hypersthen*, gelbbrauner *Biotit*, *Olivin*, oft in Körnerform poikilitisch in Hornblende eingewachsen, spärlicher *Plagioklas* mit 50 bis 60 % Anorthitgehalt und endlich reichlich *Pleonast* in grössern Körnern oder aber meist myrmekitartig in Hornblende eingewachsen. Das spezifische Gewicht beträgt 3.23.

Nr. 8. Feinbändriger, gefältelter Granatgneis (Paragneis), anstehend an der Strasse von Fusio nach Sambuco, etwa 1 Kilometer nördlich von Fusio unmittelbar vor der Schlucht des Baches von Fontanalba.

Das Gestein besteht wesentlich aus einem granoblastischen Quarz-Feldspath-Grundgewebe, das von Biotithäuten durchzogen und von kleinen, rötlichen Granaten durchspickt ist. Die Gemengteile sind folgende: *Biotit* von rötlichbrauner Farbe, seltener *Muscovit*, *Granat* in etwas abgerundeten Rhombendodekaedern. Als weiterer Einsprengling ist *Disthen* vereinzelt gefunden worden. Im Grundgewebe: *Oligoklas* mit 15—20 % Anorthitgehalt, *Quarz* sehr reichlich, gelegentlich Rutil, Erze, Zirkon. Das spezifische Gewicht ist 2.78.

Dieser Granatgneis kann als Typus der „braunen Gneise“ (vgl. pag. 59) gelten. Seine chemische Zusammensetzung stellt ihn zu den Paragneisen und weist auf ein Tonsediment als Primärgestein.

	Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3	Nr. 4	Nr. 4 a	Nr. 5	Nr. 6	Nr. 7	Nr. 8
	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Si O ₂ . . .	70.35	68.35	74.80	46.70	67.70	50.25	57.80	43.85	58.30
Ti O ₂ . . .	0.50	0.40	0.20	1.40	0.50	0.90	0.80	0.30	—
Al ₂ O ₃ . . .	16.60	15.86	13.85	17.47	14.75	14.89	24.06	11.67	27.54
Fe ₂ O ₃ . . .	0.79	0.78	0.35	2.61	0.90	2.35	0.40	2.80	1.36
Fe O . . .	2.03	2.97	0.63	10.07	2.99	7.11	3.12	9.57	6.12
Mn O . . .	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.	—	—
Mg O . . .	0.47	1.22	—	5.50	1.26	8.02	0.38	22.07	2.14
Ca O . . .	1.10	3.10	1.05	8.60	2.94	9.85	8.28	4.81	1.35
K ₂ O . . .	3.14	3.07	4.57	1.65	3.84	0.91	1.22	0.99	} 0.87
Na ₂ O . . .	3.94	3.08	4.26	2.59	3.85	2.11	3.41	2.19	
H ₂ O (Glühverl.)	1.38	1.18	0.32	2.65	0.90	2.66	1.06	2.72	0.87
Summa	100.30	100.01	100.03	99.24	—	99.05	100.52	100.97	99.05

Berichtigungen.

Seite 47, Linie 20, lies: Die Feldspathisierung, statt: Diese Feldspathisierung.

- „ 52, „ 21, „ Es sind hier vorwiegend
- „ 53, „ 22, „ G. Linck (43)
- „ 54, „ 7, „ Pseudomorphosen.
- „ 57, „ 2, „ „Molaremassiv—Tessinergneis“.
- „ 57, „ 40, „ in den Paragneisen tritt er selten auf, und zwar
- „ 60, „ 31, „ und seinen nordwestlichen Ausläufer.
- „ 61, „ 20, „ Bezeichnung, statt: Beziehung.
- „ 62, „ 22, „ G. Klemm (44).
- „ 63, „ 20, „ dass einige der schmalen, in Bündnerschiefer
- „ 64, „ 34, „ sprechen durchaus dafür.
- „ 65, „ 10, „ Hornfelse.
- „ 69, „ 23, „ zu einer flachen Quermulde. Den Kern dieser „Deckenmulde“
- „ 69, „ 25, „ Im Tessintal steigt das Deckensystem wieder zu einem flachen Quergewölbe
- „ 69, „ 42, „ muss, entsprechend der Darstellung auf Profil A und B
- „ 71, „ 21, „ muss sich auf
- „ 72, „ 1, „ wölbt sich die Quermulde im Streichen schiffskiartig
- „ 72, „ 4, „ Das Anbränden des Campo-Tencia-Lappens gegen
- „ 72, „ 10, „ durch den der Maggialappen, statt: durch den er
- „ 74, „ 1, „ Die Formen der

Literaturangaben

zur

Geologie des Obern Tessin- und Maggiagebietes.

1783. 1. *E. Pini*. Memoria mineralogica sulla montagna e sui contorni di San Gottardo. — Milano.
1796. 2. *H.-B. de Saussure*. Voyages dans les Alpes. — Neuchâtel. T. VII, p. 10 ff.
1804. 3. *J. G. Ebel*. Anleitung auf die nützlichste und genussvollste Art die Schweiz zu bereisen. — Zürich. II. Teil, p. 13 und 239.
1806. 4. *C. Amoretti*. Viaggio di tre laghi. — Milano.
1815. 5. *Ch. Lardy*. Bericht über einen Ausflug nach dem Campolungo. — Taschenb. f. Min., C. Leonhard. I, p. 69—81.
1815. 6. *Ch. Lardy*. Über den Gips aus dem Tale Canaria. — Taschenb. f. Min., C. Leonhard. I, p. 11.
1823. 7. *L. von Buch*. Über Dolomit als Gebirgsart (Analyse des Dolomit vom Campolungo). — Berlin.
1833. 8. *Ch. Lardy*. Essai sur la constitution géognostique du St-Gothard (Karte des Bedretto- und Pioratales). — Schweiz. Denkschr. I, 2. Abt.
1844. 9. *B. Studer*. Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du St-Gothard. — Mém. de la Soc. géol. de France, 2^e série, t. I, p. 323, 326 und 327.
1845. 10. *L. Lavizzari*. Sui minerali della Svizzera italiana.
1849. 11. *L. Lavizzari*. Istruzione popolare sulle principali rocce del Cantone Ticino.
1851. 12. *B. Studer*. Geologie der Schweiz (Bd. I. Die Tessiner Alpen, p. 226—35).
1853. 13. *B. Studer und A. Escher*. Carte géologique de la Suisse 1 : 380,000.
1862. 14. *G. vom Rath*. Geognostisch-mineralogische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., XIV, p. 376, 382, 401.
1863. 15. *B. Studer*. Geschichte der physischen Geographie der Schweiz. — Bern, Stämpfli & Cie., p. 31, 66, 180, 198, 640, 642, 644.
1865. 16. *H. Gerlach*. Geologische Karte der Schweiz 1 : 100,000. Blatt XVIII, Brig-Airolo.
1869. 17. *L. Rütimyer*. Thal- und Seebildung. — Schweighauser, Basel (Livinental, p. 44).
1869. 18. *H. Gerlach*. Die Penninischen Alpen (mit Karte 1 : 200,000). — Neue Denkschr. Schweiz. naturf. Ges., XXII.
1873. 19. *F. Giordano*. Esame geologico della Catena Alpina del San Gottardo (mit Karte 1 : 50,000). — Memorie p. s. a. descr. della carta geologica d'Italia. R. Comitato geologico. Vol. II.
1873. 20. *K. v. Fritsch*. Das Gotthardgebiet (mit Karte 1 : 50,000). — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, XV, p. 63—66, 77—92, 110 ff.
1874. 21. *F. M. Stäpf*. Geologische Tabellen und Durchschnitte über dem grossen Gotthardtunnel. — Spezialbeilage zu den Berichten des Schweiz. Bundesrates, Bern. Dazu geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke, Kilometer 38—149 in 1 : 25,000.
1877. 22. *Th. Engelmann*. Über den Dolomit des Binnentales und seine Mineralien, verglichen mit dem vom Campo Lungo. — Dissertation Bern. (Referat: Zeitschr. f. Krist. Bd. 2, p. 311, 1878).
1880. 23. *F. M. Stäpf*. Generelles geologisches Profil in der Ebene des Gotthardtunnels. — Quartalsbericht des Schweiz. Bundesrates, Bern.

1881. 24. *F. Rolle*. Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin (Karte 1 : 100,000, Blatt XIX, Bellinzona-Chiavenna). — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXIII, p. 10, 12, 19, 32.
1881. 25. *F. M. Stapf*. Geologische Beobachtungen im Tessental. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., Bd. 33, p. 604, 606.
1882. Idem. Bd. 34, p. 41, 65, 71, 511, 543, 548.
1882. 26. *F. M. Stapf*. Wie am Monte Piottino die Parallelstruktur des Gneises in Schichtung übergeht. — Neues Jahrb. f. Min., p. 77, 80, 87.
1884. 27. *F. M. Stapf*. Geologische Übersichtskarte entlang der Gotthardbahn. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., XXXVI, H. 1, p. 197.
1888. 28. *U. Grubenmann*. Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. — Thurgauische naturf. Ges. H. VIII.
1890. 29. *T. G. Bonney*. On the crystalline schists and their relation to the mesozoic rocks in the Lepontine Alps. — Quart. Journ. of the geol. soc. London, XLVI.
1891. 30. *A. Heim*. Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, XXV, p. 316, 346, 348.
1892. 31. *F. M. Stapf*. Crystalline schists of the Lepontine Alps. — Geol. Magazine. January.
1894. 32. *A. Baltzer*. Geologische Exkursionen im Berner Oberland und Gotthardmassiv. — Livret-guide géol. Congrès géol. intern. à Zurich, Librairie Payot, Lausanne, p. 168.
1894. 33. *C. Schmidt*. Geologische Exkursionen durch die zentralen Schweizeralpen. — Livret-guide géol. Congrès géol. intern. à Zurich.
1894. 34. *T. G. Bonney*. On mesozoic rocks and crystalline schists in the Lepontine Alps. — Quart. Journ. geol. soc. London 50, p. 285—301.
1900. 35. *E. Weinschenk*. Über einige bemerkenswerte Minerallagerstätten der Westalpen (Alpe Sponda). — Zeitschr. f. Krist. B. XXXII, p. 258.
1900. 36. *W. M. Davis*. Glacial Erosion in the valley of the Ticino. — Appalachia IX.
1900. 37. *A. Heim*. Gneisfältelung in alpinem Zentralmassiv . . . (Dazio Grande). — Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich.
1901. 38. *M. Lugeon*. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. — Bull. Soc. géol. de France, 4^e série, t. I, p. 814.
1905. 39. *A. Stella*. Il problema geo-tettonico dell'Ossola et del Sempione (Tafel 1). Roma.
1906. 40. *H. Schardt*. Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. — Verhandl. d. Schweiz. naturf. Ges., p. 319 und Tafel I.
1906. 41. *A. Heim*. Über die nördlichen Lappen des Tessinermassives. — Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich (Geol. Nachlese Nr. 17).
1906. 42. *E. J. Garwood*. The Tarns of the Canton Ticino. — Quart. Journ. geol. soc. London, vol. LXII, p. 165—193.
1907. 43. *G. Linck*. Orthoklas aus dem Dolomit vom Campolungo. — Neues Jahrb. f. Min. Bd. I, p. 21—31.
1904. 44. *G. Klemm*. Bericht über Untersuchungen an den sogenannten Gneisen und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. — Sitzungsber. d. K. Pr. Akad. d. Wissensch., Berlin. 4 Berichte: 1. 7. Januar II, p. 46—65. 2. 13. April 1905 XX, p. 442—453. 3. 26. April 1906 XXII, p. 420—431. 4. 7. März 1907 XII, p. 245—258.
1908. 45. *C. Schmidt und H. Preiswerk*. Geologische Karte der Simplongruppe 1 : 50,000. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. 26. Spezialkarte Nr. 48 mit Erläuterungen.
1908. 46. *J. Königsberger*. Geologische Beobachtungen am Pizzo Forno und Beschreibung der Mineral-lagerstätten des Tessinermassivs (mit Literaturverzeichnis). — Neues Jahrb. f. Min., Beil. — Bd. XXVI, p. 488—564.
1908. 47. *L. Hesse*. Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). — Neues Jahrb. f. Min., Beil. Bd. XXVII, p. 157—218.
1908. 48. *J. Königsberger*. Über Kohle in Granatglimmerschiefern des Gotthard etc. — Eclog. geol. Helv. T. 10.

1909. 49. *Ed. Suess*. Das Antlitz der Erde. — III/2, p. 138 u. 139.
1909. 50. *L. Hezner*. Der Peridotit von Loderio. — Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich.
1909. 51. *J. Königsberger*. Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aar-, Gotthard- und Tessinermassiv. — Eclog. geol. Helv. Vol. X, Nr. 6, p. 852—896.
1910. 52. *J. Königsberger*. Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive etc. — Comptendu XI, internat. Geologenkongress Stockholm, p. 644.
1910. 53. *H. Schardt*. L'éboulement préhistorique de Chironico. — Boll. soc. ticinese sc. nat.
1911. 54. *G. Klemm*. Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. Bd. 63, Monatsber. Nr. 8/10.
1911. 55. *E. Argand*. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Liefg. 31.
1912. 56. *J. Königsberger*. Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., p. 501—529.
1912. 57. *E. Gutzwiller*. Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. — Eclog. geol. Helv. XII, p. 1—64.
1912. 58. *E. Gutzwiller*. Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin. — Zentralblatt f. Min., Nr. 12, p. 354.
1912. 59. *H. Preiswerk*. Die Struktur der nördlichen Tessiner Alpen. — Eclog. geol. Helv. XII, p. 169.
1912. 60. *H. Lautensach*. Die Übertiefung des Tessingebietes. — Geogr. Abhandl. von A. Penk, N. F. I, Teubner, Leipzig.
1913. 61. *W. van Holst-Pellekaan*. Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. — Dissertation. Zürich.
1914. 62. *P. Niggli und W. Staub*. Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. 45, p. 69 u. 70.
1914. 63. *H. Lautensach*. Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen. — Zeitschr. f. Gletscherkunde. Bd. IX, Leipzig.
1915. 64. *J. Weber*. Geologische Wanderungen durch die Schweiz (Clubführer des S. A. C.). III, p. 181 bis 196. Rascher, Zürich.
1916. 65. *R. Staub*. Zur Tektonik der südlichen Schweizer Alpen. — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. 46.
1916. 66. *F. Becke*. Fortschritte auf dem Gebiet der Metamorphose. — Fortschritte der Mineralogie etc. Deutsche Min. Ges. Bd. V, p. 242.
1917. 67. *R. Staub*. Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen (mit Literaturverzeichnis). — Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. 46, III. Abt.
1917. 68. *M. F. Rabowski*. Les lames cristallines du Val Ferret etc. — Procès-verbaux soc. vaud. sc. nat. 5. Dezember.
1917. 69. *H. Preiswerk*. Über neue Skapolithfunde in den Schweizer Alpen. — Verh. Nat. Ges. Basel. Bd. 28, p. 165—190.
1918. 70. *L. Krige*. Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung (mit Literaturverzeichnis). — Eclog. geol. Helv. XIV. p. 519—654.
1918. 71. *E. Argand*. Die Tektonik des Val Blegno. — Eclog. geol. Helv. XIV, p. 685.



