

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 6 (1926)
Heft: 1

Artikel: Beiträge zur Geologie- und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox
Autor: Kündig, Ernst
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-8209>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 15.03.2026

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

Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox.

Von *Ernst Kündig*.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	3
I. Stratigraphisch-tektonischer Teil	4
A. Die Muldenelemente (Marmorzüge etc.)	4
B. Die Aduladecke	8
C. Die Simanodecke	9
D. Die Leventinadecke	16
E. Die Roveredo-Wurzelzone	17
F. Übersicht	19
II. Morphologischer Teil (Bergformen etc.)	21
III. Quartärablagerungen	22
A. Moränen und andere Anzeichen glazialer Tätigkeit	22
B. Bergstürze, Felsrutsche	24
C. Quellen	26
IV. Petrographischer Teil (Übersicht über die Gesteinsvarietäten)	28
A. Für die einzelnen Decken nicht typische Gesteine	32
a) Die Marmore	32
Giova-Castanedazug und Calvaresezug.	
b) Amphibolite, Eklogite, Abkömmlinge peridotitischer Magmen	36
1. Die Paramphibolite	36
2. Die alten praetriadischen Orthamphibolite	38
3. Die jungen posttriadischen Abkömmlinge gabbroider Magmen, Amphibolite, Eklogite etc.	41
4. Die Magnesiumsilikatschiefer	54
5. Übersicht über die basischen Gesteine eruptiven Ursprungs (Typen)	57
c) Die Pegmatite. Zerrklufffüllungen	63
d) Die Breccien	68
B. Für die einzelnen Decken typische Gesteine	69
a) Die Gesteine der Leventinadecke	70
b) Die Gesteine der Simanodecke	73
c) Die Gesteine der Roveredozone	83
d) Die Gesteine der Aduladecke	84

	Seite
Zusammenfassung	94
Literaturverzeichnis	96

Tafeln.

- I. Tektonische Übersichtskarte.
- II. Querprofile in Kulissen längs dem Misox und Calancatal. 1 : 50 000.
- III. Längsprofile. 1 : 50 000.
- IV. Sammelprofil durch die Adula und die Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. 1 : 100 000.

Einleitung.

Das untersuchte Gebiet wurde ein erstes Mal in den Jahren 1880/81 im Auftrage der geologischen Kommission von Dr. *Fr. Rolle* aufgenommen (Blatt XIX, 1 : 100 000). Erst viel später begann man sich aus andern Ansichten heraus neuerdings für die penninischen Gebiete zu interessieren. *Argand* eröffnete den Reigen geologischer Tätigkeit in den penninischen Alpen. *R. Staub* versuchte unter den neugewonnenen Gesichtspunkten eine Decken- und Wurzelaufteilung der südöstlichen Schweizeralpen (Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen, Beiträge, 1916). Große Probleme sind darin aufgeworfen, doch mangelte noch überall die Detailaufnahme, ohne welche in solch kompliziert gebauten Gebieten nicht auszukommen ist. *Jenny*, *Frischknecht* und *Kopp* haben in den Sommern 1920/21 das ganze Adulagebiet im Maßstabe 1 : 50 000 aufgenommen. Die Karte mit den Erläuterungen ist 1923/24 ebenfalls in den Beiträgen erschienen. Der Stirnrand der penninischen Decken war damit in jeder Beziehung erforscht. *Argand*, *Schmidt*, *Preiswerk*, *Jenny*, *Frischknecht* und *Kopp* haben das Wesentlichste dazu beigetragen. Ein fehlendes Teilstück ist von *Bosshard* bearbeitet worden und es wird die zugehörige Karte bald veröffentlicht werden. Die Bindeglieder zwischen Wurzelzone und Deckenstirnen sind bis anhin nur in den Hauptzügen bekannt gewesen. Als meine Aufgabe habe ich es daher erachtet, ein solches Teilstück zu untersuchen. Über die Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox sind außer den Arbeiten der drei genannten Geologen im Verlaufe meiner Untersuchungen noch folgende kleinere Arbeiten erschienen:

Kopp, J.: Zur Tektonik des Pizzo di Claro und der Wurzelzone im unteren Misox. *Eclogae* 1923.

Kopp, J.: Bau und Abgrenzung der Simano- und Aduladecke im südöstlichen Misox. *Eclogae* 1923.

In der letzteren Arbeit ist bereits auf meine Aufnahmen Bezug genommen worden.

In folgenden drei Arbeiten ist die Tektonik der penninischen Gebiete besonders gewürdigt worden:

Jenny: Die alpine Faltung. Berlin 1924.

Staub: Der Bau der Alpen. Beiträge 1924.

Preiswerk: „Tessiner Gneis“, mit tektonischer Skizze. *Ecl.* 1925.

Im Jahre 1919 haben die Herren Prof. Dr. *H. Schardt* und Prof. Dr. *J. Weber* im Auftrage der Aluminium-Industrie A.-G. Neuhausen den südlichsten Teil der Gebirgskette untersucht. Das Material (Quellanalysen etc.) wurde mit Bewilligung der A.-I. A.-G. verwertet. Die Zukunft wird durch die Arbeiten, die sowohl südlich, westlich, als auch nordöstlich der Grovenokette im Gange sind, noch allerlei Neues bringen.

Die Kartenunterlage läßt leider recht viel zu wünschen übrig. Große Höhendifferenzen (im Mittel ca. 1900 m) gestalteten die täglichen Exkursionen recht mühsam, der mittlere Teil der Gebirgskette darf für den Einzeltouristen als beinahe unzugänglich bezeichnet werden. Die untersten Talhänge können nur im frühen Frühjahr besucht werden, im Sommer ist hier infolge der üppigen Vegetation ein Durchkommen und eine übersichtliche Beobachtung sozusagen ausgeschlossen.

Als notwendig erwies sich eine Zweiteilung dieser Abhandlung. Der sehr reiche Stoff wurde in einen stratigraphisch-tektonischen und einen petrographischen Teil gesondert. Um aber jedem Teil eine annähernd geschlossene Form zu geben, konnten einzelne Wiederholungen nicht vermieden werden. Petrographie und Tektonik hängen in Gebieten metamorpher Gesteine so enge zusammen, daß sie sich ohne Schaden nicht trennen lassen.

Wie die Karte, so schließen auch die Profile direkt an die Darstellungen von *Frischknecht* an. Das Sammelprofil wurde unter Mitbenützung der Untersuchungen von *Frischknecht*, *Kopp*, *Jenny* und *Bosshard* gezeichnet.

Handstücke und Dünnschliffe sind deponiert im mineralogischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule.

Die geologische Karte wird voraussichtlich von der schweizerischen geologischen Kommission in den „Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz“ veröffentlicht werden.

I. Stratigraphisch-tektonischer Teil.

A. Die Muldenelemente (Marmorzüge etc.).

Die wichtigste Problemstellung im vorliegenden Gebiet war die Abgrenzung und Bestimmung der einzelnen Decken und ihrer Teilelemente, sowie deren Verbindung mit den Wurzelzonen.

Die Marmorzüge. Sie sind nach Analogieschlüssen wohl triadischen Alters und bilden, abgesehen von Bündnerschiefern, die vorwiegend auf die Stirnregion beschränkt sind, im Gebiet der unterpenninischen Decken beinahe die einzigen Leitelemente zur Deckenabgrenzung. Damit ist ihre Bedeutung schon genügend gekennzeichnet. Triasquarzite konnten nirgends eindeutig bestimmt werden. Für die Erhaltung der jüngsten Sedimente bei der Entstehung eines Deckenpaketes ergeben sich aus einfacher Überlegung zwei begünstigte Stellen: Stirn und Wurzel. Im Deckenscheitel (überhaupt auf jeder Kulmination) wird der Betrag der Ausquetschung und tektonischen Reduktion ein Maximum erreichen. Dementsprechend wird sich auch ein etwas verschiedener Grad der Metamorphose bemerkbar machen müssen. Wurzelzone, Deckenscheitel und Stirn stehen unter wesentlich verschiedenen physikalischen Bedingungen. Diese vorläufigen Annahmen lassen schon vermuten, daß die Aufteilung der Decken im Gebiet der Deckenscheitel auf die größten Schwierigkeiten stoßen wird und daß, wenn hier einmal die Muldenzüge unterbrochen sind, deren Rekonstruktion und Verbindung mit den Synklinalen der Wurzelzonen nicht allzu leicht ausfällt. Alle diese Voraussetzungen haben sich im Felde bestätigt und gaben Berechtigung, das Gebiet in drei gesonderten Teilen zu behandeln.

a) Die NE eintauchenden Deckenelemente; sie fallen in der Hauptsache mit der Aduladecke zusammen.

b) Das Gebiet der Deckenscheitel; es deckt sich im Wesentlichen mit dem Gebiet der Simanodecke.

c) Die Wurzelzone, im Speziellen die südlich vom Giova-Castaneda Marmorzug sich anschließenden, nach S einfallenden Gesteinskomplexe.

Die ohne weiteres durch Marmorzüge gegebenen Grenzen seien nun in Kürze beschrieben. *Rolle* schon zeichnet in seiner Karte den Marmorzug von Calvarese ein. *Frischknecht* hat

ihn dann zum ersten Mal eingehend verfolgt und die allgemeine Ansicht, daß hier die Grenze zwischen Adula- und Simanodecke vorliege, widerlegt. Nach seiner und *Jennys* Auffassung entspricht er der tiefsten und zugleich mächtigsten Teilmulde der Aduladecke. Die eigentliche Deckengrenze liegt noch bedeutend tiefer und ist von *Jenny* aus der Val Soja herauf nach S verfolgt worden. Die Marmore von Calvarese treten nicht in einem durchgehenden Band auf, vielmehr in einem Zug von Marmorlinsen, die in ihren Dimensionen stark wechseln. Bedeutende Mächtigkeit besitzen sie in den im Calancatal am nördlichst gelegenen Aufschlüssen. Sie wechsellagern hier mit Kalkglimmerschiefern, die möglicherweise als Bündnerschiefer anzusprechen sind (Mti¹⁾ del Gaja). Mit nur 5—10 cm Mächtigkeit ziehen sie wenig ob den Mti di Rì di fuori durch den Riale von Ganano. Amphibolite und prächtige Muskovitgneise bezeichnen stets die Stellen, in deren Nähe man die Trias zu suchen hat. Erst ob den Mti di Lorlo erscheint wieder gebänderter Marmor. Dann vom Riale di Calvarese an lassen sich diese Gesteine fast ununterbrochen bis hinauf zu P. 2241 am Passo di Buffalora verfolgen. Die Mächtigkeit nimmt aufsteigend immer mehr zu und bei genanntem Punkt, der ganz aus freiliegenden Marmorplatten besteht, erreicht sie an die 30 m. Zudem stellen sich unter dem Hauptzug und von diesem durch Glimmerschiefer getrennt zwei wenig mächtige Nebenzüge ein. Ein Profil zeigt hier:

Glimmerschiefer, z. T. granatführend.

Marmor, gestreift, 20—25 m.

Glimmerschiefer, allmählich in

Glimmerreichen Marmor übergehend: 1 m.

Glimmerschiefer, 1 m.

Marmor, gestreift, 0,3 m.

Glimmerschiefer, grüne, mit Quarziten.

Im Riale, der zur Alpe di Nomnone hinunterfließt, hört die Trias plötzlich auf. In der NW-Wand des Fil di Nomnone finden sich noch vier ziemlich mächtige Marmorlinsen, die höchste davon bei 2350 m. Sie gehören nicht einem Zug an, sondern verteilen sich auf zwei Zonen und sind getrennt durch ein mit Amphiboliten durchsetztes Glimmerschieferlager von etwa 20 m Mächtigkeit. Vergeblich sucht man nun hier an der südlichsten Linse einen normalen Muldenschluß. Ganz normal liegt die Linse freilich nicht, sie erscheint leicht diskordant in die Glimmerschiefer eingeschlossen; aber von einer Umbiegung ist keine Spur vor-

¹⁾ Mti = Abkürzung für Monti = Maiensäß.

handen. Eine solche ist überhaupt nicht zu erwarten, wenn man den Charakter dieser Zone kennt. Die Glimmerschiefer und Amphibolite, die bis hierher die Trias begleitet haben, setzen ununterbrochen fort und die Annahme, daß von hier aus nach S die Trias nur infolge der enormen Ausquetschung fehle, ist nicht von der Hand zu weisen. Die Calvaresemulde besitzt ebensoviel Berechtigung als Hauptdeckenelement wie etwa die Sojamulde zwischen Simano- und Aduladecke, der im untersuchten Gebiet jegliche Trias fehlt. Eine Mulde hört, wenn schon keine Trias mehr vorhanden ist, noch nicht auf. Die Möglichkeit, daß die Calvaresemulde sich bis in die Wurzelzone fortsetzt und dort wieder Marmor führen kann, ist, solange kein eigentlicher Muldenschluß gefunden werden kann, nicht ohne weiteres zu bestreiten.

Auf der Misoxerseite der Gebirgskette fehlen die Calvarese-Marmore ganz, nur an Hand der Glimmerschiefer, Muskovitgneise und Amphibolite kann man den Verlauf derselben annähernd bestimmen. Es stellen sich in dieser Gebirgskette große Veränderungen im Längsprofil der Decken ein.

Vorwiegend Glimmerschiefer, aber auch Paragneise, Injektionsbändergneise, Muskovitgneise und Amphibolite treten mit den Marmoren abwechselnd in Berührung. Ein kontaktlicher Einfluß der Orthogesteine auf die Marmore konnte nirgends beobachtet werden. Das ist das einzige Marmorvorkommen, das im untersuchten Gebiet nördlich des Deckenscheitels liegt.

Weitere Marmore finden sich in der Wurzelzone. Es ist der Marmorzug Giova-Castaneda. Staub (Lit. 99) nennt ihn Algalettozug, der Beweis aber, daß die Algalettomarmore mit denen von Giova in Zusammenhang zu bringen sind, wird durch kommende Arbeiten noch zu erbringen sein. Die anfängliche Mächtigkeit von 9 m, die die Trias bei m 420 am Weg San Vittore-Giova aufweist, steigt nun rasch an, je höher man kommt. Zugleich verdoppelt sich der Zug zufolge einer Paragneis-Amphiboliteinschaltung. Ein letztes Mal ist er im nördlichen Riale von Caslascio aufgeschlossen, um dann unter Moränenbedeckung zu verschwinden. Westlich Lottano taucht der Zug wieder auf und seine Verbandverhältnisse lassen sich hier ausgezeichnet studieren. Nunmehr sind es drei, in ihrer Mächtigkeit wechselnde, durch gefaltete Amphibolite und Paragneise voneinander getrennte Lagen (vgl. Profil im petrographischen Teil, pag. 33), eine vierte noch bedeutend nördlicher gelegene Linse ist durch ca. 50—60 m Paragneise von den andern drei getrennt. Am Bächlein, das von Giova

über Lottano nach San Vittore fließt, setzen in einer mächtigen brecciösen Zone die Marmore plötzlich aus. Schon im Gelände erkennt man eine bedeutende Verwerfung. Folgt man ihr, so findet man südlich Giova verschleppte Marmorfetzen. Erst unterhalb der Wohnhäuser von Giova (die topographische Unterlage ist hier fast nicht zu gebrauchen) setzt der Marmorzug in weißen, freiliegenden Platten wieder ein. In dieser Fortsetzung nun sind nur noch zwei ca. 20—30 und 5—10 m mächtige Marmorlager vorhanden. Zwischen beide schaltet sich brauner Paragneis mit Amphiboliten ein. In den hangenden braunen Gneisen zeigen sich kleine Falten. Der Marmor ist leicht zugänglich bis an die steilen Gehänge der Val Calanca. Von da aus setzt eine bedeutende Reduktion ein, aber die Fortsetzung auf dem Tigliedo genannten Steilhang ist gut verfolgbar. Nach einer zweiten Verwerfung gegenüber P. 589, folgt ein völliger Unterbruch und von hier an ist der Verlauf des Marmorzuges nur noch zu vermuten.

Die Marmorlinse von Castaneda ist zweifellos eine Fortsetzung der Giovamarmore. *Staub* (Lit. 99) hat sie schon eingehend beschrieben. Es ist eine diskordant in Paragneise eingequetschte, maximal 8 m mächtige und 12—20 m lange Linse. Der Kalk wurde früher ausgebeutet, in der Nähe finden sich Reste eines Kalkofens. Folgt man in den südfallenden Gneisen der ausgehenden Schichtfläche auf welcher dieser Marmor auskeilt, so trifft man noch zwei weitere, weniger mächtige Marmorlinsen, die eine bei 755 m, die andere bei 720 m. Beide liegen tief versteckt in der Felswand. Sowohl Hangendes als Liegendes der Marmore sind z. T. stark verfaultet. Die Verbindung mit den Giovamarmoren ist nach Konstruktion über das Knie der Calancasca westlich Nadro zu ziehen. Jegliche Spur von Marmor, Amphiboliten und anderen Marmorbegleitern fehlt hier. Weiter nordöstlich Castaneda verschwindet die Trias ganz, die Deckengrenze ist auf der Misoxerseite an der Straße Nadro-Verdabbio noch durch Amphibolite und sillimanitführende Glimmerschiefer angedeutet. Am linken Talhang des Misox wurde sie noch nicht verfolgt.

Ein grauschwarzer, wenig kristalliner Marmor (Lias?) wurde in Lesestücken im Riale dei Cani (Tigliedo) gefunden. Das Anstehende dieser Gesteine konnte nicht aufgefunden werden.

Im Folgenden sollen nun die tektonisch wichtigsten Elemente der Grovenokette im einzelnen behandelt werden; nämlich von oben nach unten: Aduladecke — Simanodecke — Leventinadecke — und im S die Wurzelzone von Roveredo.

B. Die Aduladecke.

Das Bild der Aduladecke, wie man es aus den Arbeiten von *Jenny*, *Frischknecht* und *Kopp* kennen gelernt hat, hat sich im S in mancher Beziehung geändert. Die vielen Teillappen, welche für die Stirn und den nördlichsten Teil der Aduladecke so bezeichnend sind, fehlen, vielleicht sind sie von der Tambodecke abgequetscht und nach N geschoben worden. Nur die tiefsten, mächtigsten und einheitlichsten Teilelemente sind, freilich meist sehr stark reduziert, als für sich bestehende Teildecken erhalten geblieben. Auf ihnen sind die höheren Stirnlappen (Zervreilerlappen, Fanellalappen, Valserschuppen, Aulteildecke etc.) abgequetscht und nordwärts verfrachtet worden. Das ganze obere Teildeckenpaket, das am Marscholhorn z. B. eine Mächtigkeit von über 4 km hat (vom Calvaresezug an gerechnet), besitzt bei Soazza höchstens noch einen Viertel dieser Mächtigkeit. Umso mehr haben die tieferen Teildecken (**Grovenodecken**) an Umfang zugenommen und nur sie sind es, die in unserem Gebiet noch Bedeutung haben.

Die stratigraphischen Verhältnisse sind sehr einfach, es ist ein stetiger Wechsel von stark injizierten alten Paragneisen (Augengneise und Bändergneise vom Typus Piz Palo) mit Schiefen und Amphiboliten. Ein recht schönes Profil hat die Bahnanlage im Misox geschaffen. Vergleicht man dasselbe mit der Reihenfolge an anderen Orten, so zeigt sich sofort eine gewisse Einheitlichkeit, die sich überall, man mag zum Grat aufsteigen wo man will, wiederholt. Das ist wohl keine primäre Wechsellagerung von Graniten und Sedimenten, sondern entspricht vielmehr einer durch den Deckenschub bedingten Schuppung. *Frischknecht* hat mit der Annahme von Teildecken die Frage für die Aduladecke über dem Calvaresezug gelöst, was unter dem Marmor von Calvarese liegt, ist nach ihm ein einheitlicher Mittelschenkel der ganzen Decke. Die Triasmarmore fehlen der Calvaresemuldenzone auf der Misoxerseite. Die Lage derselben kann noch an Hand der in Glimmerschiefer liegenden Muskovit-Orthogneise vermutet werden. Ohne solche Marmore unterscheidet sich dieser Glimmerschieferzug in keiner Weise von höher und tiefer liegenden ähnlichen Gesteinszonen. Nördlich Soazza sind die Orthogneise vertreten durch phengitreiche Gneise, südlich davon durch die biotitreichen Gneise vom Typus Piz Palo. Braune Gneise, Glimmerschiefer, Mischzonen (Schiefer + Amphibolite + Sericitquarzitlagen), Eklogite und Amphibolite sind die Komponenten der Mulden. Ob schließ-

lich eine Mulde Trias führt oder nicht, ist nebensächlich und kann nur für die praktische Lösung von Bedeutung sein. Somit kann man alle jene Glimmerschieferzüge, die unter dem Calvaresezug liegen, vor allem wenn sie Amphibolite führen, als Teilmulden der Aduladecke bezeichnen (Grovendecken).

C. Die Simanodecke.

Das schwierigste tektonische Problem für das ganze Gebiet ist die Abgrenzung der Aduladecke von der nächst tieferen Decke, der Simanodecke (Decke III). In den Stirnteilen ist die Grenze ohne weiteres gegeben durch die eingefaltete Sojamulde. *Jenny* (Lit. 50) hat sie verfolgt durch die Val Malvaglia, die oberste Val Combra bis hinüber in die Val Pontirone. Ihr Verlauf ist bestimmt durch fast ununterbrochene Marmorzüge. In der Beschreibung der Val Pontirone von *G. End* (S. A. C. Jahrbuch 1923, Lit. 22) werden Marmorbrüche von der Alpe di Cava erwähnt. Oberhalb Alpe di Rossiglione beobachtete ich ebenfalls Triasmarmore und südlich davon, am Pizzo di Claro, wurden sie von *Kopp* (Lit. 61) in all ihren Verwicklungen studiert. Wie *Jenny* schon in seinen Profilen andeutet und wie es auch *Kopp* dargetan hat, sind die Marmore sehr verfaltet, sodaß einzelne zusammengehörige Stücke oft weit auseinanderliegen.

Da nun jegliche Spur von entsprechendem Mesozoikum in der Grovenokette fehlt, so ist es nicht allzu leicht, hier die Deckengrenze festzustellen. Mit dem E-Eintauchen der Decken sind die Marmore verschwunden und nur die Amphibolite sind als Leitgesteine verblieben. Diese haben aber nur eine wirkliche Bedeutung für die Annahme einer Deckengrenze, wenn sie zusammen mit anderen Merkmalen auftreten:

Gleitflächen, Harnische, Breccien.

Verfaltung des Liegenden.

Grüngesteine, Glimmerschiefer — Paragneise.

Diese wenigen Kennzeichen sind selten entwickelt, wenn sie sich aber finden, so treten sie so überzeugend auf, daß man an ihrer Bedeutung nicht zweifeln kann. Solche Stellen finden sich nördlich Santa Domenica beim großen Schuttkegel, am Wege von Santa Domenica nach Alpe di Nomnone, im Riale d'Ajone, ob Braggio zwischen P. 2103,1 und Alpe di Settola (in der Karte viel zu weit nördlich gezeichnet), dann ob Lostallo zwischen Pizetti

und Alpe d'Orgio. Stets liegt nahe über solchen Stellen ein mächtig entwickelter Zweiglimmerorthogneis, der vorwiegend als Augengneis entwickelt und, wie alle Adulagesteine, gut gebankt ist. Unter diesen Gneisen ist die Deckengrenze zwischen Simano- und Aduladecke anzunehmen. Unter der Deckengrenze folgt im allgemeinen ein zehn bis fünfzig Meter mächtiger Injektionslagengneis, der in manchen Handstücken an die Palogneise der Aduladecke erinnert. Erst darunter liegen Amphibolite und Glimmerschiefer, die meistens sehr massig sind und selten gute Schieferung zeigen.

Die Verfaltungen sind ungemein stark und greifen oft tief in die Simanodecke ein. Die Stirnen dieser Falten sind fast durchwegs nach S gerichtet, es sind Rückfaltungen. Die Aduladecke geht diskordant über sie weg und ist im allgemeinen nicht mit eingefaltet. Diese Falten sind nur lokal und selten im Detail auf der Karte vermerkbar. Auch in den Profilen sind sie dementsprechend nur schematisch angedeutet.

Nördlich Santa Domenica taucht die Simanodecke unter den Talboden. Nach S verfolgt man die Grenze über die Mti di Nonnone, Mti di Pian Conca, Mti di Ligné, Mti di Stabbiello ins Val d'Auriglia. Auf kurze Strecke fallen hier die Adula-Orthogneise steil nach S ein, um dann entsprechend steil an der Motta della Vacca wieder aufzusteigen und über viele Simanorückfalten hinweg ob den Lawinenverbauungen der Alpe di Settola den Grat zu erreichen und unter ca. 30° in die Luft auszusteichen. Gegen die Val Molera hinunter fallen die Gesteine immer steiler ein, um dann in der ganzen Val Molera, bis hinunter auf den Talgrund des Misox, saiger zu stehen. Die Adula-Orthogneise reichen damit vom Pizzo della Molera bis hinunter nach Sorte und ahmen in ihrem Fallen eine Wurzelzone nach. *Staub* (Lit. 99) hat sie ursprünglich als solche betrachtet. Unter diesen Adulagesteinen ist die Simanodecke bis tief in ihren Kern hinein verfaltet. Auf dem Wege von Verdabbio über Focola nach Alpe di Cimagno lassen sich in großer Zahl Umbiegungsstellen von Kernfalten beobachten. Zwei davon sind von besonderer Bedeutung, ihre saiger stehenden Mittelschenkel mit Amphiboliten und Lavezsteinen lassen sich bis auf den Talgrund (Mai) verfolgen. Die einzelnen Schichten verlieren gegen die Deckengrenze hin an Mächtigkeit und keilen dann völlig aus, entsprechend der gewöhnlichen Auswalzung liegender Mittelschenkel. Die Faltung wird intensiver, je tiefer man in die Simanodecke hineinkommt. Eine letzte Sekundärsynklinale liegt in der

Riale Polone, auf deren linkem Ufer die Schichten steil südlich einfallen, um dann bei den Mti di Canto und Scoladro entsprechend steil nach N einzufallen. Von hier ab steigen sie ganz flach zum eigentlichen Deckenscheitel des Mottano an und zwar an den höheren Hängen langsamer als an den tieferen. Ganz analoge Verhältnisse findet man, entsprechend dem Streichen, auf der Calanca-seite, ob den Mti di Polage und Madonna di Camarcuno. Südlich vom Mottano taucht die Simanodecke endgültig in die Wurzelzone hinein. Bevor aber diese Verhältnisse besprochen werden, sei noch kurz das **Fenster von Lostallo**

beschrieben. Die Adula-Orthogneise erreichen, eintauchend in die Simanodecke, bei Sorte im Misox den Talgrund. Nach N bis Dosseda hinauf stehen die Schichten mehr oder weniger saiger. Hoch oben in den unzugänglichen SE-Ausläufern des Pizzo di Groveno (Pizzo di Sajone) sieht man eine mächtige Umbiegung, es ist das nach W fortgesetzte Knie des Sasso di Castello (*Staub*) oder Pizzo di Cresem (*Kopp*), dessen Deutung bis anhin fraglich geblieben ist. Die Gesteine, die bei Dosseda saiger stehen, weiter nördlich immer flacher aufsteigen, sind die nämlichen Gesteine, die südlich Mai ebenso saiger in den Talboden einsinken.

Die Simanodecke taucht nördlich Sorte in einem mächtigen Fenster infolge tektonischer Bedingungen nochmals auf, um dann erst, wenig nördlich Cabbio, endgültig zu verschwinden (Fenster von Lostallo).

Die Orthogneise der Aduladecke, die schon bei Sorte den Talboden erreichten, sinken nördlich Cabbio wieder in die Tiefe; freilich sind sie hier nicht mehr so mächtig und ihre Struktur ist ausgezeichnet schiefrig geworden. Die Gesteine der wieder auftauchenden Simanodecke sind vorwiegend braune Gneise, Biotit-Paragneise, Injektionsgneise und Amphibolite. Nahe unter der Deckengrenze sind sie enorm verfaltet und das ganze Fenster setzt sich aus einer Anzahl rückliegender Falten zusammen, Beweis genug, daß hier wieder Simanodecke vorliegt. Diese Einfaltung der Adula-Orthogneise, so mächtig sie im Misox ist, verflacht sich sehr rasch nach NW, um schon im Calancatal den Talboden nicht mehr zu erreichen. Sie geht wahrscheinlich in dieser Richtung allmählich in eine gewöhnliche Rückfaltung über. Sie macht sich auf dem Calancatalboden noch bemerkbar durch einen jedermann auffälligen Wechsel im Fallen. Ist von Buseno bis

Selma das Fallen normal, d. h. ein E—NE gerichtetes, so fallen nun von Selma an die Schichten direkt entgegengesetzt, d. h. nach W—SW (30—50°) ein. Im unteren Val d'Auriglia laufen die Schichten dem Gehänge oft ziemlich konform (vergl. L. Profil III). Das Fallen wechselt rasch. Erst nördlich Cauco schwenken die Schichten wieder in ihre normale NE-Lage um. Diese Verhältnisse sind am ehesten zu erklären mit einer sich nicht nur nach S, sondern auch nach W schließenden Rückfaltung. Die genaueren Umstände konnten aber nicht klargelegt werden. Die beschriebene Einfaltung der Valle di Molera läßt sich verschieden deuten.

a) Sie kann durch das verspätete Nachdringen der Simanodecke bedingt sein, wäre also eine Rückfaltung. Dagegen aber sprechen die riesigen Ausmaße.

b) Eine zweite Erklärung erscheint wahrscheinlicher. Im Rücken der Simanodecke versuchte sich in einer sehr späten Phase der alpinen Faltung eine neue Decke zu bilden, sie kam aber über das Stadium einer gewöhnlichen Vorfaltung nicht hinaus, da ein mächtiger versteifender Lakkolith in der unteren Aduladecke ein weiteres Vordringen verunmöglichte. Die ganze vorpressende Kraft ist möglicherweise in Zusammenhang mit der insubrischen Faltungsphase und der Steilstellung der Wurzelzonen zu bringen. Damit lassen sich auch die jungen Pegmatite erklären, die in der Simanovorfaltung so verbreitet sind. Die ganze Vorfaltung wäre so als nicht weiter entwickelter „Faltenanfang“ aufzufassen und der Vorgang prinzipiell und zeitlich von den anderen Rückfaltungen abzutrennen. Die Untersuchungen im Sasso di Castello-Pizzo di Cresemgebiet werden vor allem zu zeigen haben, wie weit die gesamte Aduladecke an dieser Einfaltung teilnimmt und ob die ganze Erscheinung sich nur auf die eine Decke beschränkt, oder im Bau des ganzen Deckenpaketes wiederzufinden ist.

Wie oben erwähnt, sticht ob der Alpe di Settola die Grenze zwischen Adula- und Simanodecke flach in die Luft aus. Der Grat von hier aus nach S besteht nur aus Simanogesteinen und zwar bis zum Paßübergang 1911 m vorwiegend aus braunen, z. T. flaserigen Gneisen und weiter im S bis zum Mottano vorwiegend aus biotitfleckigen, oft hornblendeführenden, feinkörnigen Simanogneisen. Am Pian di Rentano wechselt das Streichen infolge des nach E eintauchenden Deckenscheitels rasch. Am Paß 1911 m ist es ein NE-Fallen, am Rentano und Mottano ein E—SE-Fallen. Der Fallwinkel selbst schwankt innert ziemlich weiter Grenzen, was wohl z. T. durch Rückfaltung, z. T. durch ursprüngliche

Sättel im Deckenscheitel bedingt ist. So fallen auf der Grathöhe die Schichten mit 30° ein, wenig tiefer aber, in den Hängen von Canto, liegen die Schichten oft schwebend, ja fallen sogar schwach W—NW ein (vgl. L. Profil I). Südlich der Linie Buseno-Mottano sinken die Decken langsam in die Wurzelzone ein. Der Fallwinkel wird mit zunehmender Tiefe immer größer und erreicht ein Maximum von 71° bei San Vittore.

In dieser Wurzelzone treten nun die eingangs beschriebenen Marmore von Giova-Castaneda auf. Die Ansichten über ihre Zugehörigkeit gehen noch bedeutend auseinander. Nach *Staub* (Lit. 99) sind sie mit der Misoxer Synklinale in Verbindung zu bringen, d. h. sie grenzen die Aduladecke von der Tambo-Surettadecke ab. Nach *Jenny*, *Frischknecht* und *Kopp* (Lit. 50, 29, 60), auch *Preiswerk* (Lit. 80) entsprechen diese Marmore denen vom Pizzo di Claro und würden so die Deckengrenze Simano-Adula bestimmen. Die Aufnahmen haben die letztere Ansicht bestätigt. Auf keinen Fall liegt der Marmorzug Giova-Castaneda südlich der Adulawurzel. *Kopp* hat die Verhältnisse der Pizzo di Claro-Marmore in ihren vielen Verfaltungen gezeichnet (Lit. 61). Ähnliche Schuppungen und Faltungen treten bei Giova wieder auf und man geht nicht fehl, sie den Rückfaltungen in der Simanodecke gleichzusetzen. Ob Nadro lassen sich über dem Marmor solche Falten recht schön beobachten. Die Gesteine südlich vom Marmorzug sind, petrographisch gesprochen, typische Simanogesteine, vor allem fehlen in der Wurzelzone die von der Molera her bekannten mächtigen Zweiglimmer-Orthogneise. Das legt den Gedanken nahe, daß diese Marmore wohl der Deckengrenze zwischen Simano und Adula im weiteren Sinne angehören, im engeren Sinne aber, infolge von mächtigen Rückfaltungen, in Simanogesteinen liegen. Es ist das eine Auffassung, die schon von *Jenny* angedeutet wurde, und ihr möchte ich mich ganz anschließen. Da die Adulawurzel (Roveredozone) nur in geringer Mächtigkeit aufgeschlossen ist, lassen sich die Verhältnisse nicht in gewünschter Weise überblicken.

Die Deckengrenze zwischen Adula und Simano ist also vom Giova-Castanedazug über das Pian di Rentano weg zur Einsattelung zwischen P. 2247 und Pizzo della Molera zu ziehen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß eine der Sekundärmulden, erzeugt durch Rückfaltung, am Fuße des Mottano in die Gebirgskette hineinstreicht. Amphibolite und Verfaltungen deuten das an.

Es seien nun noch **Stratigraphie** und **Innentektonik** der Simanodecke gewürdigt. Bei der enormen Verfaltung der Simanodecke hält es schwer, irgendwo ein normales stratigraphisches Profil aufzunehmen. Zudem sind nur wenige Horizonte auf weitere Strecken hin verfolgbar. Das ist z. T. primärer Wechsel der Sedimente. Orthogesteine sind selten, wenn sie vorkommen, sind sie fast durchwegs höher metamorph als in der Aduladecke. Die größte Schwierigkeit bilden die Verhältnisse der Wurzelzone, nur wenige Gesteinskomplexe lassen sich aus dieser herauf bis zum Deckenscheitel verfolgen. So finden sich z. B. die Granatquarzite, die als oft 80—100 m mächtige Linsen in der Simanowurzel stecken, jenseits des Deckenscheitels nicht mehr. Ähnlich auch die Biotithornblendegneise u. a. m. Sowohl in der Karte als auch in den Profilen konnte diesem Verhalten nicht durchwegs Rechnung getragen werden. Der petrographische Wechsel innerhalb der Paragneise ist ein so großer, daß man oft nicht anders als schematisch vorgehen kann. Entsprechend dem raschen Wechsel von N nach S zeigt sich auch ein solcher von E nach W. Wie die Marmore nach E hin aufhören, so reduzieren sich nach W hin z. B. die Biotithornblendegneise.

Es sei hier ein bezeichnendes Profil wiedergegeben. Wohl die besten Aufschlüsse liegen am Wege Santa Maria-Piotta-Molina. Der erste südlichste Aufschluß liegt bei der Riale di Pistorello (Castaneda).

Biotitlagengneis, braune Gneise, rostig anwitternd.

Amphibolitlagen, 1—4 m.

Sericitquarzit, massig, z. T. granatführend, ca. 30 m, übergehend in Glimmerschiefer, grünlich, 10 m.

Biotitlagengneis, mit rostig gefärbten Quarzknollen = braune Gneise.

Glimmerschiefer, braune, 15 m.

Sericitquarzit, wie oben, übergehend in
Granatsericitquarzit, Granat, z. T. makroskopisch, | 80 m.

Biotitgranatgneis, wechsellagernd mit Bänderamphiboliten, 20 m.

Injektionsbändergneise (Biotit-), z. T. bedeckt, anfänglich mit Muskovitschiefer wechsellagernd, 120 m.

Granitgneis, grobkörnig, mit großem Biotit, Pegmatite, lamprophyrische Randfacies, 20 m.

Orthogneis, Injektionsbändergneise, ca. 300 m.

Bedeckung durch Gehängeschutt (Piotta).

Amphibolite in braunen Gneisen, 40 m.

Biotitlagengneise, braune Gneise, hin und wieder mit Amphiboliten, oft reichlich roten Quarz führend, feinblättrige Glimmerschiefer, 300 m.

Orthogneise, flaserig, stark schieferig.

Amphibolite,

Biotitlagengneise, braune Gneise,

Zweiglimmerorthogneise,

Biotitparagneise (im Dorf Molina),

Leventinadecke?

Vorherrschaft haben die „braunen Gneise“ *Preiswerks* (Lit. 79), ausgezeichnete, meist rostig anwitternde Zweiglimmerparagneise bis Schiefer.

Ein **stratigraphisches Sammelprofil der Simanodecke** zeigt:

Oben:

Marmor, Quarzite z. T. (Castaneda-Giova).

Injektionslagengneise, z. T. Paragneise, Amphibolite.

Zweiglimmerorthogneise (Straßenkehren ob Nadro, P. 556, Giova etc., vorwiegend im S.).

Amphibolite (Alpe di Settola, Lostallofenster).

Flasergneise, braune Gneise (nördlich vom Deckenscheitel, Lostallofenster).

Biotithornblendegneise, Paragneise (im N reduziert).

Granatglimmerschiefer mit Amphiboliten (Santa Maria, Mti della Motta etc.).

Zweiglimmerorthogneis(Flasergneise, Augengneise; Cauco-Selma).

Braune Gneise, Lagengneise (sehr mächtig und überall entwickelt).

Amphibolite (Tigliedo etc.).

Sericit-(Granat-)Quarzite (Riale Polone, Piotta).

Lagengneise, braune Gneise mit Amphiboliten.

Biotitorthogneis (Augengneis, Flasergneis).

Biotit-Injektionsbändergneis.

Braune Gneise.

Amphibolite.

Tigliedo.

Polone.

Piotta.

vord. Calanca.

Braune Gneise, Lagengneise.

Orthogneise (Flasergneise).

Braune Gneise.

Unten.

Irgendwelche Mächtigkeiten anzugeben, hat wenig Wert, da die Zahlen sehr schwanken. Die wichtigsten zwei Gruppen sind die braunen Gneise, oft über 300 m mächtig, und die biotitfleckigen Hornblendegneise, die in je zwei hauptsächlichen Horizonten von 100—200 m Mächtigkeit in der oberen Simanodecke auftreten. Die

Repetitionsfolge immer wieder gleicher Gesteine erschwert das Parallelisieren sehr, es sei nur hingewiesen auf die braunen Gneise, die in allen Decken in vielfacher Wiederholung auftreten können.

Die zahlreichen Grüngesteine ferner, die im Innern von Decke III auftreten, lassen vermuten, daß auch diese Decke wie die nächsthöhere, unter Umständen in mehrere Teildecken aufgeteilt werden kann. Als in einer solchen Mulde liegend kann man z. B. die Lavezsteine von Gualdpezza (Braggio) mit den entsprechenden vom Bosco di Canto (westlich Arvigo) ansprechen. Da aber Trias fehlt, soll dies nur als Vermutung ausgesprochen werden.

D. Die Leventinadecke. (?)

(Antigoriodecke, D. I.)

Fensterartig erscheinen zwischen Buseno und Arvigo im unteren Calancatal Biotit-Granitgneise. Sie reichen im Gebiet des Deckenscheitels, beim Riale Dabbio, auf maximal 960 m hinauf. Es sind vorwiegend Orthogneise, ausgebildet als Granitgneise, Augengneise und Flasergneise, über denen Injektionsbändergneise mit einzelnen Granitgneislagen (Molina) liegen. Es folgen nun im Profil braune Paragneise mit Amphiboliten und seltener Glimmerschiefern, all das in buntem Wechsel (Mischzonen). Ein ausgezeichnetes Profil gibt z. B. der Weg von Arvigo nach Braggio. Der ganze Gesteinskomplex taucht recht flach südlich Buseno aus seiner Wurzelzone auf, um aber noch bedeutend flacher einfallend bei Laura (nördlich Arvigo) wieder zu verschwinden. Das Fallen beträgt hier ca. 30° NE. Der ganze Verlauf ist recht ungestört. Der Biotit-Granitgneis zeigt sehr starke Anklänge an die Gneise von Claro, also die Leventinagneise (?). Diese tauchen südlich Claro aus der Wurzel auf, um weit hinauf die Talgehänge der Leventina zu bilden. Ihr Fallen und Streichen deuten schon darauf hin, daß sie eventuell im unteren Val Calanca noch auftreten können und ich spreche diese Annahme aus, ohne allerdings weitere Beweise zu besitzen. Wie aus den Aufnahmen von *Bosshard* hervorgeht, hat die Antigoriodecke (Leventinadecke Bosshards) eine wenig mächtige Schieferhülle; ihre Abtrennung von den übrigen Decken kann im S nur an Hand von tektonischen Elementen und Amphiboliten erfolgen. In der Wurzelzone entsprechen der Grenze wahrscheinlich die Serpentine, Amphibolite und Karbonschiefer der Mti di Moliago südlich von Claro. Eine solche Grenze ist auch

über den Granitgneisen der Val Calanca anzunehmen, sie läßt sich aber in der mächtigen Zone von braunen Gneisen, Glimmerschiefern mit Sericitquarziten und reichlich viel Amphiboliten, sowie Strahlsteinschiefern nicht unbedingt festlegen. Kleinere Verfaltungen, Rutschflächen zeigen sich hin und wieder. Marmore müssen hier entsprechend ihrem allgemeinen Verhalten (Auskeilen nach E) gar nicht erwartet werden. Untersuchungen am rechten Talhang der unteren Val Calanca mögen bessere Resultate ergeben. Auf jeden Fall ist das Auftreten der Leventinadecke in der Val Calanca noch recht fraglich.

Die vorangegangenen Betrachtungen wurden angestellt unter der Voraussetzung, daß eine **Decke II** (Sojateildecke — Lucomagnoteildecke — Lebendunteildecke) hier im S gar nicht existiere. Es scheint dies tatsächlich der Fall zu sein. Die schon in der Stirn recht schwächliche Sojateildecke (*Jenny*, Lit. 50) baut sich vorzüglich aus Verrucanoschiefern auf. Nach S verdünnt sie sich zusehends und scheint ganz aufzuhören. Die Aufnahmen von *Bosshard* bestätigen dies und zeigen die gleichen Verhältnisse auch für den tieferen und mächtigeren Teillappen der Decke II, die Lucomagnoteildecke. Gesteine, die den Soja- und Lebendungneisen entsprechen könnten, wurden in der Val Calanca nirgends gefunden. Das allein berechtigt zwar noch nicht zum Schluß, daß Decke II hier nun fehle und, wenn es unbedingt sein muß, so kann man sich in der unteren Val Calanca mit Leichtigkeit irgend einen Gesteinskomplex zwischen zwei Amphibolitzügen als Soja-Mittelstück und Soja-Wurzel auslesen. Das ganze Problem ist im übrigen abhängig davon, ob in unserem Gebiet die Leventinadecke auftritt oder nicht. Regionaltektonische Betrachtungen führen mich zum Schluß, daß die Sojadecke als abgequetschter Teil der Lucomagnodecke aufzufassen ist, diese aber selber wiederum, nach der Vermutung von *H. Schardt*, eine abgeschürfte oberste Schuppe der Leventinadecke ist, was auch für den Lebendungneis zutrifft. Analog verhalten sich bei der Adula die höheren Teildecken und Schuppen gegenüber der Adulastammdecke.

E. Die Roveredo-Wurzelzone.

Staub (Lit. 99) hat sie als solche bezeichnet und brachte sie in Verbindung mit der Tambo-Surettadecke. Sie wurde z. T. bereits im Abschnitt „Aduladecke“ behandelt, soll hier aber gesondert

beschrieben werden, weil sie im untersuchten Gebiet als Einheit auftritt und nirgends mehr im Deckenverband steht. Von der bei Roveredo ca. 3 km mächtigen Adulawurzelzone sind an den Gehängen von San Vittore-Roveredo-Grono nur maximal 500 m Schichten aufgeschlossen. Das sind fast ausschließlich braune Biotit-Paragneise. Über den Marmorlinsen von Castaneda sind sie intensiv verfaltet und unterscheiden sich nur wenig vom Liegenden der Marmore. Amphibolite, abgesehen von den Marmorbegleitern, fehlen.

Es sei hier ein stratigraphisches Sammelprofil gegeben:

Biotit-Paragneise, unbestimmte Mächtigkeit.

Injektionsaugengneise (Straßentunnel von San Vittore), 10—20 m.
Aplitisch und pegmatitisch injizierte Zone von Biotit-Paragneisen,
5 m.

Biotit-Paragneise, braune Gneise, 80 m.

Injektionsaugengneise, Flasergneise, 20 m.

Braune Gneise, feinblättrige Schiefer mit roten Quarzflasern,
200 m.

Biotit-Hornblendegneis, in Linsen (nördlich Lottano), 0—15 m.

Braune Biotit-Paragneise, Lagengneise, ca. 150 m.

Sericitquarzite, in Linsen (Giova), 30—40 m.

Braune Biotit-Paragneise mit roten Quarzflasern, Lagengneise,
100 m.

Marmore und Amphibolite (Bündnerschiefer?), wechsellagernd,
San Vittore-Giova.

Das Profil paßt gar nicht in die unterste Aduladecke hinein und es wurde, wie bereits erwähnt, vermutet, daß hier z. T. noch rückgefaltete Simanogesteine vorliegen. Die braunen Gneise entsprechen den Psammitgneisen *Staub*s (Lit. 99). Das Fallen der Schichten beträgt an den tieferen Hängen 55—70° SE—SSE, an den höheren Hängen 45—55° SE—SSE. Eine ganze Anzahl von **Verwerfungen** (Querverschiebungen) durchsetzt die Wurzelzone. Ihr Streichen ist einheitlich und beträgt ca. N 3—5° E, bei einem Fallen von 50° E. An einzelnen Harnischen lassen sich diese Werte direkt ablesen. Eine Hauptverwerfung zieht von Piazza (Roveredo) über Lottano ins Dorf Giova, um dann in einer tiefen Runse ins Tigliedo hinunter- und jenseits der Calancasca gegen Piotta hinaufzusteigen. Hier scheint sie sich zu verlieren. In den Riali nördlich Alberiglia findet man auf 1000 m Höhe eine Verwerfung mit Breccien, möglicherweise liegt hier eine Fortsetzung der Giova-

verwerfung vor. Mit einer Sprungweite von ca. 250 m durchzieht diese Verwerfung die Wurzelzone fast senkrecht zum Schichtstreichen. In südlicher Richtung nimmt sie ihren Verlauf direkt auf die Mündung der Traversagna zu. Im Gelände ist die Verwerfung als trockene Runse ausgeprägt, deren Bett aus brecciösen Gneisen, Glimmerschiefern und Marmoren besteht. Zwei kleinere Verwerfungen liegen unmittelbar daneben (Carasole). Westlich und östlich der Mti di Lucio liegt je eine Verwerfung, sie gaben Anlaß zur Bildung von tiefen Krachen auf der steileren Calancaseite. Die östlichere dieser Verwerfungen wird südlich Roveredo wieder als Einsattelung zwischen den Mti di Relli und dem Wachturm (692 m) sichtbar. Eine Verwerfung ist auch zu vermuten in der schuttbedeckten Rinne östlich Castaneda. Im Riale südlich Giova, östlich Mti di Brignone, finden sich zahlreichere kleine Verwerfungen. Im W, außerhalb des Gebietes, hat *Kopp* (Lit. 61) eine entsprechende mächtige Verwerfung zwischen Monticello und Lumino verfolgt.

Es besteht in den Wurzelzonen der Adula- und Simanodecke ein ganzes System parallel laufender Querverwerfungen, die älter als die erste Glacialzeit, aber wahrscheinlich jünger als die letzte (insubrische) Auffaltungsphase der penninischen Decken sind; jünger auch als die Tonalit- und Pegmatitintrusionen. Wahrscheinlich durchziehen sie die ganze Wurzelzone. Östlich Giova sind jeweils die östlicher gelegenen Stücke gegenüber den westlicheren nordwärts verschoben worden.

F. Übersicht.

Eine ganze Anzahl von Veränderungen hat innerhalb des Deckenverbandes statt.

Die Zusammensetzung der einzelnen Decken aus verschiedenen Gesteinen wechselt:

	Orthogesteine %	Paragesteine %	Grüngesteine
Aduladecke	40	60	reichlich
Adulawurzel	10	90	spärlich
Simonadecke (im S)	20	80	reichlich
Simanodecke (im N)	70	30	„
Leventinadecke (?)	90	10	spärlich

Von der Tessiner Kulmination her fallen die Decken normalerweise nach NE ein. Das Fallen im Gebiet wird intensiver gegen die Deckenstirn zu, d. h. der Deckenscheitel im Mottanogebiet liegt näher an der Tessiner Kulmination als z. B. die untersuchten Adulateilstücke. Das SE-Einfallen ist kein regelmäßiges, sondern ein mehr wellenförmiges. Es bilden sich der Tessiner Kulmination mehr oder weniger parallel verlaufende Sekundärkulminationen, die sich meistens gegen die Stirn zu ausflachen (z. B. südlich der Alpe di Groveno).

In der Richtung SW—NE geht eine ganze Anzahl von Veränderungen vor sich:

- a) Ausquetschung der Trias, sowohl in der Wurzelzone als auch nördlich des Deckenscheitels (Giova-Castanedazug, Pizzo di Claromarmore, Calvaresezug und höhere Adula-Teilzüge, San Bernardino-Forcolazug).
- b) In der Aduladecke Übergänge der Granatglimmerschiefer in gewöhnliche Glimmerschiefer.
- c) Übergang der Eklogite in Granatamphibolite und gewöhnliche Amphibolgesteine infolge erhöhter Beanspruchung.
- d) Vermehrte Ausquetschung der oberen Adulateildecken.
- e) Die Granitlakkolithen der Simanodecke sind in die Stirn vorgequetscht, ähnlich auch die Orthogneise der Aduladecke. In den Wurzeln herrschen Paragesteine vor.
- f) Wahrscheinlich vollständige Ausquetschung von Decke II.

In der Streichrichtung der Wurzelzone ergeben sich ebenfalls bedeutende Veränderungen:

- a) Breiterwerden der Roveredozone von W nach E, gleichzeitiges Aussetzen der Marmorzüge und linsenartiges Auftreten sämtlicher Gesteine.
- b) Vermehrte Teilnahme der Orthogneise am Aufbau der Wurzelzonen.
- c) Vertiefung und Ausweitung der Adulaefaltung von der Valle Molera.
- d) Vermehrte pegmatitische Injektion.

Regionaltektonische Schlüsse möchte ich beiseite lassen, da zukünftige Detailkartierungen in Nachbargebieten in absehbarer Zeit dazu eine bessere Grundlage abgeben werden.

II. Morphologischer Teil.

Lautensach (Lit. 65) und *Heydweiller* (Lit. 46) haben sich schon eingehend mit den geomorphologischen Problemen des Misox und Calancatales befaßt und sei deshalb zu speziellerem Studium auf diese Arbeiten verwiesen. Einige Beobachtungen von Bedeutung mögen hier noch nachgetragen werden, es betrifft dies die **Bergformen**. Auffällig ist der plötzliche Wechsel der Bergformen in der Grovenokette, der mit dem Pizzo di Groveno selbst eintritt; südlich Simano-, nördlich Aduladecke. Die Aduladecke mit dem einheitlichen Streichen und Fallen, der gleichmäßigen Bankung der Gesteine ergibt ganz andere Bergformen als die vielfach verfaltete, selten aus einheitlich geschieferten Gesteinen sich aufbauende Simanodecke. Die Berge der Aduladecke flachen meist in freien Plattenhängen nach NE ab, die Schichtköpfe aber bilden jähe Abstürze nach SW, S und SE. So sind die Gipfel von NE her im allgemeinen leicht zu ersteigen. Ganz anders die Berge im Simanogestein. Wilde Zacken und Gipfel, allseitig steil abstürzend, tief zerrissen, sind oft nicht zu erklettern (Pizzo della Molera). Dieser Gegensatz in der Gestalt der Gipfel ist natürlich nicht nur beschränkt auf die Grovenokette, sondern er stellt sich, von weitem sichtbar, auch in der westlich und östlich gelegenen Gebirgskette wieder ein. An seiner Hand allein schon kann man eine ungefähre Deckenabgrenzung durchführen. Ähnlich den Simanobergen und ebenso gegensätzlich zu den Gipelformen der Adulagesteine sind die massigen Klötze der Tambogneise; mit der Val della Forcola stellen sich diese großen Gegensätze ein.

Gräte, Felsrippen, markante Gipfel bestehen vorzüglich aus Grünschiefern, die gegen Verwitterung und Erosion besonders widerstandsfähig sind. Gratsättel, Terrassen, flache Hänge liegen sehr oft in Glimmerschiefern, die dem Gelände meist eine sanftere Form geben.

Eine Anzahl unbedeutender Verwerfungen macht sich auch im morphologischen Bild bemerkbar. Schartige Kerben im Gebirgsgrat, tiefeingeschnittene Runsen sind meist durch Verwerfungen bedingt (Grat östlich Ajone, Giova, Mottano, Rentano etc.).

III. Quartärablagerungen.

A. Moränen und andere Anzeichen glacialer Tätigkeit.

Moräne bedeckt recht große Teile des Gebietes. Eine Trennung von Lokal- und Hauptmoräne ist selten möglich.

In den zahlreichen Karnischen, die meist entsprechend dem Schichtfallen südwärts flache, nordwärts aber sehr steile Hänge besitzen, finden sich recht zahlreiche Lokalmoränen, mit oft schönen Stirnwällen (Alpe di Calvarese, Alpe di Ganano, Alpe di Gangella, Alpe di Lughezone, Alpe di Groveno).

Tal moräne bedeckt hauptsächlich die Talhänge im Misox, wo sie auf den ins Tal einfallenden Schichten sich eher ablagern konnte. Vor allem sind es die Hänge ob Soazza (Mte Grande, Mti di Dentro), die z. T. recht dick mit Grundmoräne überlagert sind. Längs der verschiedenen Riale, die meist in Anstehendem fließen, rutscht die angeschnittene Moräne oft in diese hinein. Die Moränenbedeckung an den Hängen ob Cama, Leggia, Castaneda und Santa Maria ist besonders ausgedehnt und in höheren Lagen meist von Gehängeschutt und Bergsturz bedeckt. Es mag hier z. T. noch Moräne des Calancagletschers vorliegen.

Im Calancatal ist die Moränenbedeckung vor allem an Terrassen gebunden, aber bedeutend geringer als im Misox. Die Mti von Cauco und Selma liegen auf einer solchen Terrasse, ferner auch Braggio mit all seinen Fraktionen. Hier fließen im allgemeinen die Bäche in der Moräne, die sehr mächtig ist. Zwischen den einzelnen Rialen liegen gewaltige Moränenrücken, die durch die Erosion modelliert worden sind. Ähnliche Landschaftsformen zeigen sich südlich Buseno (Tigliedo, Aurello). Auch hier ziehen sich, meist durch Rutschungen aufgeschlossen, breite Moränenrücken von den höheren Terrassen bis hart an die Calancaschlucht hinunter. Vielleicht handelt es sich z. T. um die rechten Seitenmoränen eines Lokalgletschers aus der Valle di Mosghe. Moränenreste finden sich in den oberen Teilen der Calancaschlucht hin und wieder. Die große Erosion der Calancasca ist also interglacial und, was der Fluß seither an Gestein durchsägt hat, ist verhältnismäßig wenig. Der Calancagletscher, von dem ehemals eine Abzweigung über Giova hinwegging, hat natürlich neben den Rundhöckern auf Giova noch andere Spuren hinterlassen, nämlich eine bedeutende Moränenbedeckung auf Giova

selbst und an den Südhängen bei den Mti di Lottano. Ein großer erratischer Block liegt inmitten der erwähnten Rundhöcker. Was an Moräne auf den tieferen Hängen ob Roveredo, San Vittore liegt, darf als Ablagerung des Misoxergletschers angesprochen werden. Häufig findet man an diesen Südhängen feine, glimmerreiche Sande in Verbindung mit Moräne. Ein Aufschluß eigener Art ist durch die Wasserversorgung von San Vittore geschaffen worden. Auf 600 m Höhe bei Caslascio wurde an einem isoliert stehenden, vorspringenden Hügel folgendes Profil gefunden:

Grundmoräne mit vielen Blöcken.

Kies, geschichtet, gutgerundete Adulagesteine von mittlerem Korn,
1 m.

Sand, feingewaschen.

Vielleicht ist dies ein Überrest eines interglacialen Stausees am Rande des Misoxergletschers. Die Moräne, die an den untersten Hängen westlich Roveredo liegt, bedeckt z. T. in großer Mächtigkeit einen älteren Bergrutsch, der damit interglacial wäre.

Sowohl Calancasca als Moesa fließen stellenweise in epigenetischen Rinnen. Ein alter Lauf der Calancasca wurde von *Prof. H. Schardt* und *Prof. J. Weber* anlässlich einer Begehung unterhalb Buseno festgestellt. Er ist vollständig von Moräne zugedeckt und beginnt nordöstlich Buseno, geht unter Buseno-Madro durch und mündet beim „o“ von Stabbiucco (topographischer Atlas) in den alten Lauf, der damit auf 600 m Länge zugedeckt ist. An dieser Stelle soll auch ein Kraftwerk mit Stausee gebaut werden. Die Staumauer des ca. 1,6 Mill. m³ fassenden Stausees soll unterhalb Molina di fuori angesetzt werden. Nach dem Projekt der A. I. A.-G. soll ferner das Wasser in einem Hangstollen ins Tigliedo und von hier in einem Druckstollen von 1400 m Länge unter dem Felskopf von Giova hinweg nach Lottano (Quote 655,90 m) geführt werden. Die Zentrale käme in die Nähe des Straßentunnels von San Vittore zu stehen und das Gesamtgefälle würde ca. 400 m betragen.²⁾

Ein epigenetischer Lauf der Moesa liegt südöstlich des Castello di Mesocco.

²⁾ Ich möchte an dieser Stelle der A. I. A. G. Neuhausen, sowie Herrn Ing. J. Büchi, Zürich, für die bereitwillige Überlassung der erwähnten Gutachten danken.

B. Bergstürze, Felsrutsche.

Zahllos sind die Bergrutsche im Calanca und Misox. Die wichtigste Ursache für das Abrutschen ganzer Gesteinskomplexe ist das starke Einfallen der Schichten gegen die Täler zu. So kommen denn in der Val Calanca, wie im Misox alle Rutschungen von den W-Hängen, in der Wurzelzone aber von den N-Hängen. Durch die Flüsse und ihre Nebenbäche werden ganze Plattenhänge ihrer Stützen beraubt und rutschen auf den ausgezeichneten schiefen Ebenen ins Tal, häufig wohl Stauungen und damit Murgänge der Nebenbäche verursachend.

Das ganze Gebiet ist praedestiniert für Bergrutsche. Meist rutschen ganze Platten ab, die dabei ihren Zusammenhang bewahren. Dieser Umstand bietet dann oft erhebliche Schwierigkeiten, solche Felsmassen vom wirklich Anstehenden zu trennen.

Praeglaciale Bergrutsche. Unter der Moräne westlich von Roveredo sieht man hin und wieder scheinbar Anstehendes, das aber in Streichen und Fallen sehr stark wechselt und von den Mittelwerten der Wurzelzone abweicht. Zudem sind die Felsen intensiv zerrüttet und lokal oft zu mächtigen Hügeln angehäuft. Mit ziemlicher Sicherheit ist anzunehmen, daß es sich um prae- oder interglacialen Bergrutsch handelt, der nunmehr von Moräne bedeckt ist. Über diese Moräne hinweg ist dann später, westlich Carasole, ein kleinerer Bergsturz niedergegangen.

Etwas zweifelhafter, aber meines Erachtens den vorerwähnten durchaus analog, sind die Verhältnisse nördlich und südöstlich Castaneda. Unterhalb dieses Dorfes, über der Calancastraße, liegt eine ziemlich hohe Felswand, von der sich beständig kleinere Bergstürze lösen und die nahe Straße bedrohen. Das scheinbar Anstehende ist stark zerrüttet, Fallen und Streichen wechseln stets und das Gestein mit den vielen Pegmatiten läßt sich südlich Santa Maria, wo es entsprechend dem Streichen auftreten sollte, nirgends finden. Wahrscheinlich ist auch das eine Platte, die in interglacialer Zeit eine kurze Strecke talwärts gewandert ist.

Postglaciale Bergstürze. Der Mottano, der letzte Ausläufer der Grovenokette, ist tief zerklüftet. Eine mächtige Spalte von 3—8 m Breite und 10—20 m Tiefe zieht sich durch den ganzen Berg hin. Die Zerklüftung wird gefördert durch zahlreiche kleine und größere Verwerfungen. So sind denn von hier eine ganze Anzahl Bergstürze niedergegangen und liegen nun in den

großen Wäldern ob Santa Maria versteckt. Ähnlich auch weiter nördlich am Fuße des Pian di Rentano. Gerade hier, wo im Waldboden sich nur kleine Aufschlüsse finden, ist die Ausscheidung vom Anstehenden nicht immer möglich. Bei den Mti di Oppio, Canto, Scoladro ist, z. T. in kleinen Felstürmen, der Biotithornblendegneis aufgeschlossen und gab in seiner ebenfalls starken Zerrüttung Anlaß zu Bergstürzen, die hin und wieder heute noch lebendig werden. Die Grotten von Cama sind in einem solchen Bergsturz verborgen. Sowohl Grono als Mai werden immer wieder von niederstürzenden mächtigen Felsstürzen bedroht. Auf einem Bergsturzhügel, der mitten im Tal liegt und der von seinesgleichen in großer Zahl umgeben ist, liegt die Ruine von Norantola. Dieser Bergsturz ist von der linken Talseite gekommen.

Südlich Lostallo liegt, durch einen langen Wall vom Tale abgesperrt, ein mächtiger Bergsturz, der schätzungsweise 2 Mill. m³ Material umfassen mag. Am Fuße des Bosco grasso hat ein Bergsturz die Moesa an das jenseitige Ufer gedrängt und gibt diese Sperre heute noch Anlaß zu kleineren Überschwemmungen. Unheilvoll für das Dorf Soazza sind die stets in Bewegung sich befindenden Gesteinsplatten ob dem Dorf. Hier rutschen von den Ausläufern des Piz Palo her beständig Platten in den Riale di Lughezone hinein, sperren und stauen diesen Bach und verursachen Murgänge. Ein Zeichen der großen Gefahr sind die, jeweils einige Zeit nach starkem Regenfall plötzlich ausbrechenden Bäche, die sich mit ihren großen Wassermengen mitten ins Dorf hinein ergießen, um bald wieder zu versiegen.

In der Val Calanca, wo, wie gesagt, die Bergstürze fast durchwegs vom rechten Talhang herunterkommen, dürfte ein Fall von besonderem Interesse sein. Bei **Cauco** rauscht der Fluß durch mächtigen Bergsturzsutt, auf dem auch z. T. das Dorf liegt. Flußaufwärts ändert sich der Charakter des Tales plötzlich, der Talboden ist ausgeebnet und der Fluß pendelt zwischen den beiden Steilhängen hin und her. Durch geschichtliche Daten wurde dann die Annahme, es möchte hier der Fluß durch einen Bergsturz zum See gestaut worden sein, bestätigt. Die Gesteinsmassen gingen im regenreichen Jahr 1513 nieder, sperrten das Tal und verschütteten einen Teil des Dorfes. Es entstand ein See, der bis gegen Santa Domenica hinaufreichte. Das Seebecken scheint aber rasch vom Flusse aufgefüllt worden zu sein. Auf einer Karte des Grauen Bundes aus dem Jahre 1791 findet sich der See noch eingetragen. Die Bewohner aber können sich an einen eigentlichen

See nicht mehr erinnern. In jeder Beziehung ist dieser Fall ein Analogon zum Bergsturz von Biasca, der auch im Jahre 1513 niedergegangen ist.

C. Quellen.

Wären die ausgedehnten Bergsturzmassen nicht, so möchte es schlimm bestellt sein um die Wasserversorgung dieser Täler. Die Alpbewohner nehmen fast durchwegs das Wasser aus offenen Bächen. Quellen größerer, z. T. sehr großer Ergiebigkeit treten fast nur an den tiefsten Talhängen auf, meist aus Bergstürzen. Bergsturzquellen von Bedeutung, die zumeist gefaßt sind, treten auf bei Roveredo, Nadro, Leggia, Verdabbio, Lostallo, Soazza, Braggio. Die Quellen von Leggia-Verdabbio vereinigen sich zum mächtigen Bach, der 50 m unterhalb von seinem Austritt zum Antrieb einer Mühle benutzt wird. Auf der linken Talseite des Misox, südlich Norantola, treten, z. T. aus der Felswand, eine ganze Anzahl konstanter, mächtiger Quellen nebeneinander zu Tage. Sie wurden von *Prof. Schardt* schon auf ihre Entstehung hin untersucht. Es sei nur deshalb auf diese Quellen hingewiesen, weil nördlich Lostallo, bei den letzten Häusern des Dorfes, unter ähnlichen Verhältnissen Wasser erscheint. Es tritt hier eine Quelle mit einer ungefähren Ergiebigkeit von 900 Min./Lit. (9,5° C.) aus etwas Bergsturzmasse aus. Gleich dahinter steht Fels an. Ein Riale, der hier herunterkommt, führt nur bei Regenwetter Wasser. Irgendwelche Seen oder andere wasserreiche Riale kommen als Nährer kaum in Frage und könnte man diese Quellen, wie auch die von Norantola, als aufsteigende Grundwasserquellen bezeichnen. Sie werden zum Emporkommen durch bedeckten Bergsturz oder durch sich unterirdisch fortsetzende Felssporne gezwungen. Zahlreiche Grundwasserquellen und Grundwasserbäche finden sich in der Ebene von Dosseda. Auch die Schotterauffüllung von Cauco-Santa Domenica speist zahlreiche Grundwasserbäche.

Das Wasser fließt an diesen, der Sonne so stark exponierten, steilen Hängen sehr rasch ab und versickert nur zum geringsten Teil. Das hat dann natürlich zur Folge, daß bei Gewittern die Bäche unheimlich rasch anwachsen und oft Gefahr bringen. Dort aber, wo Verwerfungen und Verwerfungsbreccien ein Versickern des Wassers ermöglichen, wie dies auf Giova der Fall ist, ver-

schwindet ein guter Teil des Regenwassers. Vor einigen Jahren sind an diesen Hängen die meisten Quellen eingegangen und muß z. B. Giova, trotzdem es auf mächtiger Moräne liegt, sein Wasser weit her beziehen. Zudem ist in der Wurzelzone der Schichtverlauf ein für die Quellbildung denkbar ungünstiger. Für das geologische Gutachten des Calancasca-Kraftwerkes ist die Zusammensetzung einer Anzahl Quellwässer von Prof. Schardt untersucht worden.

IV. Petrographischer Teil.

Übersicht über die verschiedenen Gesteinsvarietäten.

Um im Gebiet der penninischen Decken die großen Deckeneinheiten und Teildecken verfolgen zu können, ist man gezwungen, systematisch die Muldenzonen mit ihren Leitgesteinen zu untersuchen. Die, im allgemeinen leicht kenntlichen, typischen Gesteine der Mulden sind Bündnerschiefer, Dolomite und Marmore, Triasquarzite und (meist Graphit führende) Karbonschiefer. Von all diesen Vertretern des Jura, der Trias und des Permo-Karbon, finden sich im Gebiet der Grovenokette nur die Marmore und auch diese nur an tektonisch wenig beanspruchten Stellen. Nur auf Grund von Analogieschlüssen kann für diese Marmore triadisches Alter angenommen werden, da sie sich, wie gesagt, nirgends in Verbindung mit anderen, stratigraphisch genauer zu umschreibenden Begleitgesteinen vorfinden. Studiert man aber die Verbandsverhältnisse der benachbarten und vollständig gleich ausgebildeten Marmore des San Bernardino-Forcolazuges näher, so kommt man zur Überzeugung, daß es sich auch bei den Marmorzügen des Calancatales um Abkömmlinge mesozoischer Sedimente handelt. Etwas heikler ist die Beurteilung der Altersfrage der Marmorzüge in der Wurzelzone, denn diese konnten (wenigstens im östlichen Tessin und südwestlichen Graubünden) noch nirgends bis in die Zone der Bündnerschiefer hinauf verfolgt werden.

Durch das seltene Vorkommen der Triasgesteine sieht man sich gezwungen, praetriadische Gesteine beliebiger Abstammung als Leithorizonte heranzuziehen. Wie weit man dabei gehen kann und darf, darüber könnte am ehesten eine auf Grund möglichst umfangreichen Materiales aufgestellte Statistik Auskunft geben.

Die Mineralien von regionaler Verbreitung, die im Gebiet auftreten, sind folgende:

Quarz, Plagioklase, Orthoklas, Mikroklin, Biotit, Muskovit (Phengit), Sericit, Granat, Epidot, Zoisit, Orthit, Titanit, Hornblenden, Magnetit, Pyrit, Turmalin, Rutil, Zirkon, Apatit.

Rhombische Augite, Diopsid, Omphacit, Na-Hornblenden, Aktinolith, Grammatit, Chlorit, Ilmenit, Talk, Calcit, Breunerit, Phlogopit, Staurolith, Disthen, Andalusit, Sillimanit, Beryll.

In der ersten Reihe stehen die Gesteinskomponenten, die an Gesteine gebunden sind, welche von Decke zu Decke wechseln können (Orthogneise, Paragneise). Die Gesteinskomponenten des zweiten Abschnittes gehören durchwegs Gesteinen an, die für die einzelnen Decken nicht bezeichnend sind (Grüngesteine, Marmore, Glimmerschiefer, Pegmatite). Will man also für die einzelnen Decken leitende Gesteine finden, so werden nur die Mineralien der ersten Gruppe maßgebend sein. Es zeigt sich aber, daß alle Mineralien, vom Quarz bis zum Apatit, in den entsprechenden Gesteinen jeder Tessinerdecke gefunden werden können. Es schwanken nur die Mengenverhältnisse. Eine Ausnahme davon macht der Phengit, der streng an die obersten Teildecken der Adula gebunden erscheint. Um über die quantitative Verteilung der Gesteinskomponenten in den einzelnen Decken einen ersten Anhaltspunkt zu gewinnen, wurden die Dünnschliffe von *Bosshard*, *Jenny*, *Frischknecht* auf die wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien hin untersucht und mit den Dünnschliffen aus dem eigenen Gebiet verglichen. Es wurden dabei die Orthogneise von den Paragneisen möglichst scharf abgetrennt, um richtigere Vergleichszahlen zu gewinnen.

In der folgenden Tabelle bedeutet jede Zahl, in wieviel von hundert Dünnschliffen das betreffende Mineral jeweils in deutlich wahrnehmbarer Menge auftritt.

Mineral		Kali- feldspat	(Phengit) Muskovit	Epidot	viel Epidot	Zoisit	viel Zoisit	Orthit	Granat	grün. Biotit	braun. Biotit	Titanit	Horn- blende	Magnetit	Pyrit
Adula	O. Gneis	57	93	87	27	43	13	13	43	93	20	60	3	40	13
	P. Gneis	8	85	75	40	65	38	8	48	90	55	48	7	40	7
Simano	O. Gneis	78	70	17	4	43	22	4	9	91	65	—	—	22	9
	P. Gneis	33	47	47	13	37	27	3	7	100	70	7	3	27	10
Leventina	O. Gneis	100	100	90	?	6?	—	47	—	100	35	—?	—	70	—
		K	K	Fe (Ca)	Fe (Ca)	Ca	Ca	Ca, Fe	Ca Fe, Mg	Fe	Fe _[Mg]	Ti, Ca	Horn- blende	Fe	Fe

Plagioklas, als fast überall vorkommendes Mineral, konnte in die Tabelle nicht einbezogen werden.

Es können sich in den Zahlen folgende Verhältnisse wieder spiegeln.

1. Wechselnder Grad der Metamorphose in den einzelnen Decken. Ein diesbezüglicher Unterschied ist wenig deutlich, z. T. ist jedoch steigender Muskovit-, Epidot-, Zoisitgehalt mit der Abnahme der Deckenüberlagerung bemerkbar.

2. Unterschiede zwischen Ortho- und Paragneisen. In den Orthogneisen wiegen vor: Kalifeldspat (Muskovit), Orthit, Titanit; in den Paragneisen: Zoisit, Granat, brauner Biotit, Hornblende.

3. Primärer regionaler Wechsel im Chemismus. Er drückt sich vor allem aus im Verhalten der Orthogneise: Kalifeldspat (Muskovit) tritt, in je höhere Decken man gelangt, zu Gunsten der Plagioklase zurück. Ein Minimum an diesen beiden Komponenten ist in der tieferen Aduladecke zu verzeichnen. In den höheren Teildecken tritt wieder in reichlichem Maße K (an Phengit gebunden) auf. Im abgewinkelten Profil der unterpenninischen Decken scheint sich also von N nach S ein Übergang von der Kali- in die Kalkalkalireihe geltend zu machen. Es mag dies jedoch auch nur ein Facieswechsel sein, zumal sich ja Eruptiva verschiedensten Alters am Aufbau des Gebirges beteiligen. Letzterer Ansicht entspricht, daß sich die Paragneise genau so verhalten wie die Orthogneise. Die begonnenen Untersuchungen im Gebiet der Tambodecke werden zeigen, wie sich die Verhältnisse weiter südlich gestalten. Chemisch-analytische Untersuchungen sind zur Abklärung dieser Fragen notwendig.

Jenny (Lit. 50) weist schon darauf hin, daß das Fehlen von Epidot für die Simanogesteine bezeichnend ist und führt zur Erklärung dieser Tatsache die nach *Niggli* umgewertete Analyse von *Klemm* an. Eine relative Armut an Eisen bedingt das Zurücktreten von Epidot, Orthit, Eisentonerdegranat, Magnetit und Pyrit. Noch vorhandenes Eisen ist wohl in braunem Biotit angereichert, einer Gesteinskomponente, die als Porphyroblast für die Simanogesteine so bezeichnend ist. Zwei Gruppen von Biotiten sind auseinander zu halten, die hell- bis tiefbraungefärbten und die grünen Biotite. *Preiswerk* (Lit. 79) will an Hand von diesen Farbenunterschieden (zusammen mit anderen Merkmalen) Ortho- und Paragneise auseinanderhalten; es zeigt sich aber, daß das nicht immer angeht. Eigenartig verhalten sich noch Granat und Titanit. Der Granat ist vorwiegend gemeiner Fe-Mg-Ca-Granat. In den Orthogesteinen der Aduladecke ist er recht häufig, das mag mit der Zunahme von Fe zusammenhängen. Von Bedeutung ist schon mehr die Verbreitung des Titanits und anderer Ti-haltiger Mineralien. In je südlichere Decken wir kommen, um so mehr nimmt der Gehalt an Titanit, Rutil und Ti-haltigem Biotit (Sagenit) zu. Es gilt dies sowohl für die Ortho- als auch für die Paragesteine, und es

ist dies wohl von all den gewonnenen Resultaten das zuverlässigste.

Faßt man kurz noch die Resultate zusammen, so ergibt sich:

Die tiefste Decke (Leventina?) hat großen Kaligehalt (Orthoklas, Muskovit), großen Fe-, Ca-Gehalt (Epidot, Zoisit, Magnetit) und wenig Ti.

Die Simanodecke besitzt mittleren Gehalt an K-, Fe-, Ti-Verbindungen (Orthoklas, Muskovit, Epidot, Orthit, Magnetit und Titanit).

Die Aduladecke weicht von den anderen Decken ab durch ihre geringe Führung von K-Mineralien (ausgenommen Phengit), durch das Führen einer größeren Menge von Fe-, Ca-, Ti-haltigen Komponenten (Epidot, Magnetit, Zoisit, Orthit, Titanit).

Im Felde haben diese Angaben wenig Bedeutung und nur etwa der in der Simanodecke reichlich auftretende, typisch ausgebildete Biotit (biotitfleckige Gneise) kann, neben dem Phengit der Aduladecke, als mitbestimmend für die Deckenaufteilung benutzt werden. Auch für den einzelnen Schliff sind die Zahlen nicht maßgebend.

Die Decke II (Soja) wurde nicht mit einbezogen, weil, wie im geologischen Teil dargetan wurde, ihr Auftreten in unserem Gebiet sehr fraglich ist. Die Schliffe von Jennys Gesteinen ergeben übrigens für diese Deckfalte vermittelnde Werte zwischen Leventina- und Simanodecke.

So zeigt sich also, daß im allgemeinen typische Handstücke selten geschlagen werden können und daß das Parallelisieren der Decken auf Grund nur petrographischer Befunde nicht zu eindeutigen Ergebnissen führen kann. Ein wichtiger Umstand bedingt hier die große Ähnlichkeit der verschiedenen Gesteine: wir befinden uns in der Wurzelzone. Wenn man auch annimmt, daß die synklinalen Umbiegungsstellen der einzelnen Horizonte sich in bedeutender Tiefe befinden, so liegt es doch auf der Hand, daß hier die Verschiedenheit der Gesteine zweier aufeinanderfolgender Decken verhältnismäßig am geringsten ist.

Die steilgestellten Wurzelzonen müssen bei ihrer Entstehung wesentlich anderen Bedingungen unterworfen gewesen sein, als etwa die nördlich des Deckenscheitels gelegenen Deckenteile. Ist diese Voraussetzung richtig, so müssen sich diese verschiedenen Druck- und Temperaturverhältnisse im gegenwärtigen Mineralbestand, in Struktur und Textur der Gesteine äußern. Das ist aber in ganz geringem Maße der Fall. Es hängt dies wahrscheinlich damit zusammen, daß die Wurzelzonen erst nachträglich steil-

gestellt wurden. Diese letzte Bewegungsphase hat die schon hochmetamorphen Gesteine wenig zu verändern vermocht. Die Reihenfolge der zu beschreibenden Gesteine ist zweckmäßig folgende:

Ein erster Teil umfaßt die für die einzelnen Decken nicht typischen Gesteine, das heißt die „Mulden-gesteine“.

- a) Die Marmore und Kalkglimmerschiefer.
- b) Die basischen Gesteine.
- c) Die Pegmatite.
- d) Die Breccien.

Im zweiten Teil werden die für die einzelnen Decken charakteristischen Gesteine behandelt und zwar die der

- a) Leventinadecke,
- b) Simanodecke,
- c) Roveredozone,
- d) Aduladecke.

A. Für die einzelnen Decken nicht typische Gesteine.

a) Die Marmore.

So wichtig sie für den Tektoniker sind, eine umso untergeordnetere Rolle spielen sie für den Petrographen. Sie nehmen einen außerordentlich geringen Anteil am Aufbau der Gebirgsketten, meist sind es dünngepreßte Bänder bis Schmitzen, oft auch tektonisch stark beanspruchte Linsen. So sind sie im allgemeinen sehr schwer aufzufinden. Der Umstand jedoch, daß die Talbewohner den Marmor früher zur Kalkbrennerei benutzten, was den älteren Leuten noch in guter Erinnerung ist, hilft dem Geologen beim Aufsuchen der Züge. Überall, wo Kalk ist, finden sich denn auch alte Öfen (*fornacci*) z. T. nur noch in Spuren, z. T. recht wohl erhalten. So standen auf A. di Nomnone drei, auf A. di Calvarese acht solcher Öfen. Man kann deshalb verstehen, daß schon *Rolle* (Lit. 84) ohne Spezialaufnahmen diese meist nur wenig mächtigen Marmorzüge kartieren konnte. *Tarnuzzer* (Lit. 114) führt dann die verschiedenen Vorkommnisse in einer kleinen Arbeit an. In der späteren Literatur werden diese Lagerstätten oft wieder erwähnt. Neue Vorkommnisse von Bedeutung konnte ich nicht hinzufügen.

Nach dem Vorkommen sind zwei Gruppen zu unterscheiden, es sind die Marmore der Wurzelzone und die des Calvaresezuges.

Der Marmorzug von Giova-Castaneda — Staub (Lit. 99) verbindet ihn mit den Algalettomarmoren — tritt ob San Vittore in das untersuchte Gebiet ein und läßt sich dann schön bis nach Giova hinauf verfolgen. Hier setzt er plötzlich aus, um, infolge einer großen Verwerfung weiter nördlich, direkt unter den Häusern von Giova, in Form freiliegender Platten wieder aufzutreten. Wo der Weg von Castaneda nach Verdabbio zum Steilhang ansetzt, findet sich tief verborgen eine ehemals ausgebeutete, ca. 8 m mächtige und 15 m lange, tektonisch sehr stark gestörte Linse. An der Straße Nadro-Verdabbio ist keine Spur von Marmor mehr zu finden, er keilt hier, d. h. gegen E völlig aus.

Geht man von Buseno aus, dem rechten Talhang der Calancasca nach, ins Tigliedo, so findet man kurz nach den Monti in einem Riale, das in der Karte nicht eingetragen ist (Riale dei Cani), eine Anzahl grauer Marmorblöcke, die auf den ersten Blick wie dichter Kalk aussehen. Steigt man dann den Riale hinauf, so gelangt man, immer wieder solches Gestein findend, an die große Giovaverwerfung. Das Anstehende dieses Marmors konnte aber nicht aufgefunden werden. Eine verschleppte Scholle von Giovamarmor ist es kaum, ähnliche Gesteine finden sich dort nicht, zudem ist dieser Marmor absolut nicht brecciös, wie es etwa einzelne Linsenmarmore sind, die sich in der Verwerfung von Giova finden. Ferner ist auch ausgeschlossen, daß diese Marmortrümmer vom anstehenden Giovamarmor heruntergestürzt sein könnten.

Der Giovazug ist kein einfacher Zug, sondern eine Zone von verfalteten Marmorschuppen, Paragneisen, Amphiboliten und Orthogneisen. Der Gesteinswechsel ist ein außerordentlich reicher. Ein Profil, das sich aber nicht überall in gleicher Weise zu wiederholen braucht, mag darüber Auskunft geben.

S. psammitische Biotit-Paragneise mit Linsen von Zweiglimmer-orthogneisen.

Marmor, 0—8 m.

Amphibolit, 10—20 m.

Paragneise mit Amphiboliten (mesozoisch?).

Marmor, 0—10 m.

Paragneise mit Amphiboliten, stark verfältelt, 5 m.

Marmor mit Amphibolitschmitzen, 0—30 m.

Amphibolit.

Paragneise mit Injektionsgneisen, Orthogneisen und Pegmatiten.

N. Muskovit-Granatquarzite.

Es gilt dieses Profil speziell nordwestlich Lottano. Weiter im N findet sich nochmals eine Marmorlinse. Die Verbandsverhältnisse der Linsen von Castaneda sind wieder andere und wohl kaum primäre. Immer aber finden sich Amphibolite und massige, muskovitreiche Orthogneise in der Nähe.

Die Farbe der Marmore variiert zwischen rein weißen und bräunlichen Tönen. Selten sind die Gesteine gebändert oder gefleckt, durchwegs sind sie mittel- und stets gleichmäßig-körnig.

Der Mineralbestand ist normalerweise:

Kalzit, gleichmäßig granoblastisch ausgebildet, und Phlogopit ($2V = 8 - 10^\circ$), makroskopisch hellbraun, im Dünnschliff fast farblos mit z. T. sehr schwachem Pleochroismus. Letzterer ist stets parallel gelagert und meist als scharf umgrenzte Blättchen im Gestein gleichmäßig zerstreut. In den weniger metamorphen Gesteinen tritt Quarz in Form kleiner runder Körnchen reichlich auf. Ausrostender Pyrit bedingt oft die rostbraune Farbe bestimmter Horizonte. Das Gestein ist massig bis leicht schiefrig (Phlogopit), die Struktur granoblastisch. Es handelt sich um einen Meso-Marmor.

Etwas anders ausgebildet sind Marmore tektonisch stärker beanspruchter Stellen, so die stark geschieferten randlichen Teile der Linsen von Castaneda. Die Korngröße wechselt hier außerordentlich, die Schiefrigkeit ist infolge eines Mehrgehaltes an Phlogopit deutlicher. Zu den zwei Mineralien gesellt sich, im Dünnschliff farbloser (makroskopisch hell-lauch bis dunkelgrün-grauer) Aktinolith bis Grammatit, der sich in kleinen Nestern ansammelt und typische kristalloblastische Formen besitzt. Von allen Komponenten hat im allgemeinen der Phlogopit die beste Begrenzung. Grammatit ist eher als maschiges Netz mit vielen Einschlüssen, und buchtig in Phlogopit eingreifend, entwickelt. Die Marmorlinse stellt einen tektonisch stark mitgenommenen Gesteinskomplex von triadischen, reinen und dolomitischen Kalken dar. Es handelt sich nicht, wie Kopp (Lit. 61) z. B. annahm, um Amphibolgesteine im Kontakt mit Trias. Reine Marmore liegen mehr zentral, während die phlogopit-grammatitreichen randlich ausgebildet sind.

Der grün bis braun gefärbte Marmor, der wenig ob San Vittore ansteht, zeichnet sich aus durch einen Gehalt an idioblastisch entwickeltem, genau auf den Schieferungsebenen liegenden Titanit. Sein Pleochroismus ist, im dicken Schliff, außerordentlich hoch und tief rotbraun bis farblos. An wenigen Stellen ist er (meist zusammen mit Magnetit) angereichert.

Wesentlich anders ausgebildet und schon ganz in die Epizone gehörig ist der Marmor vom Riale dei Cani. Seine Farbe ist gleichmäßig tiefbraun, das Grundgewebe ist feinkörnig und nur wenige, oft verbogene Porphyroblasten von Kalzit, Quarz, Kalk, Strahlstein, Zoisit-Epidot und seltener Albit treten auf. Die Textur ist massig, die blätterigen Komponenten, vor allem Phlogopit, fehlen fast ganz.

Bedeutend höher, und mit diesen besprochenen Wurzelmarmoren auf keinen Fall in Verbindung zu bringen, ist der Marmorzug von Calvarese. Er entspricht einer tiefen Teilmulde in der Aduladecke und ist ein System von lang ausgezogenen, in ihrer Mächtigkeit sehr wechselnden Linsen. *Heydweiller* (Lit. 46) und *Frischknecht* (Lit. 29) haben ihn bereits verfolgt.

Der Marmor ist vorwiegend schön graugelbweiß gebändert, eine Folge des wechselnden Gehaltes an organischer Substanz. Im Marmor von Mti del Gaja wechsellagern dolomitische, phlogopitreiche Fläsern mit rein kalzitischen. Die letzteren sind bedeutend widerstandsfähiger gegen die Atmosphärien, es resultiert deshalb eine gerippte Oberfläche des Gesteines. Oft auch finden sich kleine, stark zerpreßte Linsen grob-kristallinen Marmors, die in sehr phlogopitreiche Kalkschiefer regelmäßig eingebettet sind.

Im Dünnschliff erweisen sich die Marmore in den meisten Fällen der Mesozone zugehörig, sie sind gleichmäßig granoblastisch, von feinstem bis zu größtem Korn. Als untergeordnete Nebengemengteile erscheinen Phlogopit, seltener Pyrit und Quarz. Die Kalzitkörner sind meist getrübt durch feinste Einschlüsse kohligter Substanz. Eine ausgesprochene Bänderung entsteht auch durch den Wechsel der Korngröße. Die Grenzen zwischen fein- und grobkörnigen Lagen sind sehr scharf und es ist wohl die Ursache zu diesem Verhalten in primärer Wechsellagerung des Sedimentes zu suchen.

Die Kalkglimmerschiefer von Mti del Gaja wechsellagern mit Marmoren. Sie führen neben lagenweis angeordnetem, verzahntem Quarz und hellrotbraunem Biotit einzelne größere Karbonatkörner, die meist ganz in schmale Biotitfetzen eingebettet sind. Untergeordnet erkennt man noch Plagioklas, schwarz pigmentierten Sericit und Pyrit. Aus dem Biotit hat sich oft Rutil in Form von Sagenit ausgeschieden. In karbonatärmeren Schiefen treten reichlich großer Apatit, Epidot, Zoisit und Zirkon auf.

Diese Gesteine können Bündnerschiefer sein. Es kann sich jedoch auch um tektonisch mit Marmoren verknüpfte ältere Glimmerschiefer handeln. Vergleiche Profil pag. 5.

b) Amphibolite. Eklogite. Abkömmlinge peridotitischer Magmen.

In einer umfangreichen Literatur liegen schon zahlreiche Untersuchungsergebnisse über diese Gruppe von Gesteinen vor und fast in jeder Arbeit über die penninischen und ostalpinen Decken beanspruchen sie ein besonderes Kapitel. Auch im Gebiet der Grovenokette sind diese Gesteine allgemein verbreitet und es fehlt fast keine ihrer vielen Abarten. Das hat mich veranlaßt, ihnen besondere Aufmerksamkeit zu schenken. Schon *Frischknecht* (Lit. 29) betont ihre Bedeutung für die Tektonik in all jenen Gebieten, wo ausgesprochene Triaszüge selten sind oder gar fehlen. Ihre große Häufigkeit aber in den südlichen Ausläufern der Adula läßt es fraglich erscheinen, ob sie allzu hoch als tektonische Leithorizonte eingeschätzt werden dürfen. Bevor man sie überhaupt als solche benutzen kann, muß man sich über ihre Genese und ihr Alter im Klaren sein.

Es handelt sich bei den Grüngesteinen in der Tat sowohl um Abkömmlinge von Sedimenten als von Eruptivgesteinen verschiedensten Alters, die nicht immer leicht voneinander unterschieden werden können. Es gilt hier wiederum, was schon im allgemeinen Teil hervorgehoben wurde: nicht ein einzelnes Merkmal, sondern die Summe der Erscheinungsformen, sowohl der geologischen als petrographischen, ist maßgebend um die Zugehörigkeit eines Gesteins zu einer bestimmten Gruppe zu rechtfertigen. Ich möchte hier meinen Schlußbetrachtungen zu diesem Kapitel etwas vorgehen und die basischen Gesteine unter folgenden Gesichtspunkten besprechen.

Erste Gruppe: Gesteine, herstammend von Sedimenten, die Paramphibolite.

Zweite Gruppe: Gesteine, herstammend von basischen Tiefen- und Ergußgesteinen, eventuell Tuffen.

Und zwar: metamorphe gabbroide Gesteine,
metamorphe peridotitische Gesteine.

1. Die Paramphibolite.

Schon lange weiß man, daß unter den vielen bekannten Amphiboliten ein Teil wohl sedimentogenen Ursprunges ist. Sie mögen

nach *Grubenmann* von dolomitischen Tonmergeln abstammen, sind aber meines Wissens, wenigstens für das Gebiet der Alpen, noch nie eingehender beschrieben worden. Außerordentlich schwierig hält es, diese Gesteine von den Orthamphiboliten zu unterscheiden, da durchgehende, bezeichnende Merkmale, wie etwaige Relikte meist ganz fehlen. Zudem treten sie oft mit Orthamphiboliten zusammen auf, sind gebändert wie diese, treten aber sicher in Bezug auf Häufigkeit gegenüber den Orthamphiboliten zurück.

In psammitischen Paragneisen kann sich die Hornblende derart anreichern, daß schließlich ein Hornblendegneis bis Amphibolit daraus wird.

Ein solches feinkörniges, grauschwarzes, leichtgebändertes Gestein findet sich anstehend, wenige Schritte nördlich der Hütten von Piotta. Seine Textur ist ziemlich massig, die Struktur grano- bis leicht lepidoblastisch. Makroskopisch entdeckt man größere Biotitporphyroblasten.

Mineralbestand³⁾:

Oligoklas-Andesin, grüne Hornblende, Quarz, Biotit (z. T. chloritisiert).

Titanit, Zoisit, Epidot.

Der auffälligste Bestandteil ist der Quarz, der in rundlichen Körnern gleichmäßig verteilt ist. Neben ihm tritt als vorherrschender Hauptgemengteil Oligoklas-Andesin auf, oft mit schöner Zwillingslamellierung und meist recht frisch. Sowohl Quarz als Plagioklas zeigen Spuren starker Kataklyse. Die gewöhnliche, grüne Hornblende erfüllt, ohne je scharfe Umgrenzung zu besitzen, gleichmäßig kleine Lücken im Grundgewebe. Mit ihr tritt in kleinen, nahezu parallel gelagerten Leisten, ein oft schon chloritisierter, brauner Biotit auf. Ziemlich stark vertreten ist xenoblastischer Titanit. Auf sedimentogene Herkunft weist vor allem der Quarz hin.

Ähnliche Gesteine finden sich im Riale pistorello, der westlich Castaneda zur Calancasca fließt. Hier tritt der Quarz nun in ausgesprochenen, oft 2 cm dicken Flasern auf. Zu den schon erwähnten Gemengteilen kommt noch etwas Granat hinzu.

Im untersten Riale Polone, unterhalb vom mächtigen Amphibolitzug, wechsellagern solche stark geschieferten Amphibolite bis Hornblendegneise mit muskovitquarzitischen dünnen Lagen die wohl aplitischer Herkunft sind. Überhaupt treten solche Muskovit-

³⁾ In einer ersten Kolonne stehen von nun an die Hauptgemengteile, in Kolonne 2 die Nebengemengteile, zu unterst eventuell die Übergemengteile.

quarzite fast immer nur da auf, wo Grünschiefer vorkommen, wahrscheinlich sind sie in diese Amphibolite intrudiert. Im Gestein vom Riale Polone ist Quarz recht spärlich, die Hornblende hat mehr braunen Farbenton, neben reichlich Titanit findet sich viel Erz (Magnetit). Möglicherweise hat man es hier schon mit einem Orthamphibolit zu tun.

Die Aduladecke führt analoge Gesteine, z. B. auf der A. d'Ajone, wo oft feinste quarzitisches Lagen mit psammitischen Biotit-Paragneisen und anderen Lagen die nur Hornblende führen, wechsel-lagern.

Im ganzen ist zu sagen, daß im Felde ein Unterschied zwischen Para- und Orthamphiboliten nicht gemacht werden kann. In vielen Fällen werden auch chemische Analyse und Untersuchung der Dünnschliffe kaum zum eindeutigen Resultat führen. Ein einziges Kennzeichen mag die reichliche Quarzföhrung sein. In der Hauptsache ist aber das Fehlen aller jener Kennzeichen, die für Orthamphibolite typisch sind, mitbestimmend.

2. Die alten praetriadischen Orthamphibolite und ihre Verwandten.

Diese Gesteine haben im untersuchten Gebiet allgemeine Verbreitung. Man mag zum Grat der Gebirgskette aufsteigen wo man will, man wird immer wieder auf diese bezeichnenden Grünschiefer stoßen. Nicht in rasch anschwellenden Linsen und Schlieren treten sie auf, sondern als langgezogene, den anderen Gesteinen konkordant eingeschaltete, meist stundenweit zu verfolgende Züge. Es sind keine einheitlichen Bänder, vielmehr eine oft über hundert Meter mächtige Repetition von Gröngesteinen, psammitischen Biotit-Paragneisen, seltener Glimmerschiefern, aplitischen Sericit-quarzitlagen und Aktinolithschiefern. So etwas läßt sich natürlich in der Karte nicht eintragen und man wird gezwungen, schematisch die wichtigsten amphibolitischen Horizonte zu verzeichnen. Es sind oft ganz analoge Verhältnisse, wie sie *Radeff* (Lit. 82) aus der Zone von Ivrea beschreibt. Wie muß man sich die Entstehung dieser Bänderung, oft verbunden mit Kleinfältelung, vorstellen? Eine rhythmische Lagerinjektion eines basischen Magmas erscheint wenig wahrscheinlich. Am ehesten gefällt die *Heim'sche* Annahme, daß es sich in der Hauptsache um submarine Ergüsse und Tuffe handle, die jeweils wieder mit Sedimenten bedeckt wurden. Eine Kontaktwirkung in diesen amphibolitischen Zonen konnte ich nie beobachten. Die Gesteine mögen jedoch z. T. auch von verschiedenem Alter sein.

Es hat keinen Sinn, diese vielen amphibolitischen Horizonte mit ihren Aufschlüssen alle aufzuzählen, ein kurzer Überblick mag genügen.

Als Deckengrenze zwischen Leventina- und Simanodecke ist wahrscheinlich ein mächtiger amphibolitischer Zug, eingeschlossen in Paragneise, anzunehmen. Er ist am schönsten am Wege Arvigo-Braggio in seiner ganzen Mannigfaltigkeit aufgeschlossen. In der unteren Val d'Auriglia, ferner im Tigliedo stehen massige Amphibolite der Simanodecke an. Ein ähnliches Gestein liegt östlich von den Mti della Motta in Granatglimmerschiefern. 150--200 m darüber findet sich ein ausgezeichnet gebänderter Amphibolit, er entspricht den Gesteinen von P. 2247, A. di Gardinelli und Visec (Lostallo). Er mag etwas unter der Deckengrenze Simano-Adula liegen, oft ist der Zug, z. B. bei Mti die Nomnone, nördlich A. di Settola, A. d'Orgio intensiv tektonisch verfaltet. Ähnlich mächtige amphibolitische Zonen weist auch die Aduladecke auf. Wiederum sind es weithin sichtbare, meist rostig anwitternde, gebänderte Züge, begleitet von Paragneisen. Wenn man von der A' d'Ajone aus den Fil di Nomnone besteigt, so folgt Amphibolit über Amphibolit. Im Gebiet der Wurzelzone fehlen diese Zonen, oder sind doch ganz schwächlich geworden.

Ganz im N, wenn man von Rossa über den Passo di Ganano wandert, ist das Auftreten der Gesteine ein ganz anderes. Nicht mehr diese im Großen einheitlichen, mächtigen Zonen, sondern einzelne Linsen, oft Hangendes und Liegendes buckelig auftreibend, petrographisch die verschiedenartigsten und schönsten Gesteine aufweisend, beherrschen hier das Bild. *Heydweiller* und *Frischknecht* haben sie schon so beschrieben. Bald sind es Amphibolite, bald Eklogite, die als massige Schlieren und Linsen den Glimmerschiefern eingelagert sind.

Weitaus am reichsten vertreten sind die Bänder amphibolite, die zonenweise mit Paragneisen wechsellagern. Die einzelnen hornblendereichen Lagen innerhalb der Bänderamphibolite sind verschieden breit. Die Übergänge zu den Begleitgesteinen sind meist nicht scharf. Die umgebenden Paragneise sind häufig ebenfalls gebändert infolge von wechselndem Biotitgehalt. Die einzelnen amphibolitischen Bänder lassen sich hie und da über hundert Meter weit verfolgen. Untergeordnet treten einzelne Linschen von feinschuppigem Strahlstein, oft ganz in Biotit eingehüllt, auf. Hie und da schaltet sich auch ein etwas breiterer, massiger Amphibolitzug ein.

Mineralbestand:

Hornblende, Oligoklas (Biotit).

Titanit, Zoisit, Epidot, Pyrit.

Die braungrüne, gewöhnliche Hornblende ist meist feinkörnig, isometrisch ausgebildet und nur ihre durch Spaltbarkeit ausgezeichneten Flächen, (110), sind gut entwickelt. Gleichmäßig verteilt finden sich dann die Plagioklaskörner. Meist handelt es sich um Oligoklas bis Andesin. Polysynthetische Zwillinge finden sich oft vor. Die Körner sind recht frisch und halten in ihrer Menge der Hornblende ungefähr das Gleichgewicht. Titanit ist steter Nebengemengteil, oft findet er sich in großen Körnern. Wenn Biotit vorkommt, ist er gewöhnlich chloritisiert. Als Umwandlungsprodukt der Hornblende tritt Chlorit selten auf.

Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch, die Textur vorwiegend massig. Die Kataklaste ist im allgemeinen sehr gering. Die Gesteine gehören der Mesozone an und sind als Feldspat-Amphibolite zu bezeichnen. Unter allen Grüngesteinen sind diese Gesteine weitaus die häufigsten. Sie bauen (die Hornblende wechselt dabei nur an Menge) fast sämtliche Bänderamphibolite auf. Epigenetisch entstandene Quarzfasern durchsetzen die meisten dieser Amphibolite, sie rühren von einer späteren aplitischen Injektion her oder sind z. T. als eingepreßte Kluftfüllungen zu betrachten. Im Kontakt der Amphibolite mit den Paragneisen reichert sich gewöhnlich viel Granat an.

Als nicht allzu häufige Begleiter der beschriebenen Amphibolite kenne ich z. B. im Tigliedo Strahlsteinschiefer. Sie bilden nicht etwa Randzonen der Amphibolite, sondern treten für sich, bald in feinschuppiger, seidenglänzender Ausbildung als 1—20 m lange und 5—20 cm mächtige Züge, bald als massige, grobkristalline, kleine Linsen auf. Die Linsen bilden meist über faustgroße Augen und sind ganz von Biotit eingehüllt. Solch ein feinschuppiger Aktinolithschiefer zeigte folgenden Mineralbestand:

Aktinolith, Plagioklas.

Chlorit.

Der hellgrüne, fast farblose Aktinolith (z. T. Grammatit) ist leicht pleochroitisch und langnadelig entwickelt. Er gibt dem Gestein die ausgezeichnete Schieferigkeit. Häufig entdeckt man, daß er in großen, an ihrer Zwillinglamellierung noch leicht kenntlichen Albitkristallen liegt. Es stellt dieses Gestein ein Über-

gangsglied zwischen den Magnesiasilikatschiefern und den Amphiboliten dar.

Im Mineralbestand ganz ähnliche, in Struktur und Textur ganz abweichende Gesteine finden sich in den Aktinolithlinsen. Auch hier herrscht bei weitem der Aktinolith vor, er ist aber kurzprismatisch bis breittafelig entwickelt und verworrenstrahlig angeordnet. Die Linsen sind von reinem, tiefschwarzem Biotitschiefer eingehüllt. Die mit dem Strahlstein im Kontakt stehenden Biotitblätter sind poikiloblastisch von runden Quarzkörnern durchsetzt. Auch hat sich dort wo die Linsen auskeilen, zwischen Biotit und Aktinolith, in Zerrungshohlräumen, Quarz angereichert. Wahrscheinlich handelt es sich bei dieser Biotitbildung um Neubildung bei ausgesprochenem Streß und bei linsiger Ausquetschung.

Die bis jetzt besprochenen Orthamphibolite und Begleiter bilden eine Gruppe für sich, die sich durch geringe Variation, vollständiges Fehlen irgendwelcher Relikte und Auftreten in Schwärmen kennzeichnet. Sie sind nicht an bestimmte Horizonte gebunden und kommen nirgends in Begleitung von Granat-Stauroolithglimmerschiefern vor, wie die nächstfolgende Abteilung. Ich möchte sie als praetriadische, alte Amphibolite bezeichnen. Im wesentlichen kennt man sie an ihren Verbandsverhältnissen.

3. Die jungen, posttriadischen Abkömmlinge gabbroider Magmen.

Sie sind Gemeingut aller drei Decken und finden sich stets gebunden an die Mulden, liegen also nahe an der Trias. So können sie tatsächlich zur Deckenabgrenzung herbeigezogen werden. Sie sind außerordentlich mannigfaltig entwickelt, sowohl infolge einer primären magmatischen Differentiation, als auch einer verschiedenen Metamorphose. Selten sind Gesteine in breiten Zonen von ihnen durchschwärmt. Meist ist ein 2—20 m mächtiger Hauptzug vorhanden, begleitet von wenigen kleinen Nebenzügen. Im südlichen Teil der Grovenokette sind diese Amphibolite ebenfalls in langen, weithin verfolgbaren Bändern ausgebildet, ganz im N aber sind sie als Linsen und Schlieren entwickelt.

Mesozoische Amphibolite von Giova. In schönem Kontakt mit Triasmarmoren stehen Grünschiefer auf Giova an (vergl. Profil p. 33). Es sind oft 20 m mächtige, massige, schwarzgrüne Bänke die meist von Glimmerschiefern und Paragneisen begleitet sind. In den Marmoren selbst finden sich kleine und kleinste Linsen von diesen Gesteinen.

Mineralbestand:

Hornblende, grüne; Oligoklas-Andesin, Augit.

Titanit, Zoisit, Epidot, Pyrit, Granat.

Quarz.

Die lagenweis angereicherte Hornblende ist isometrisch entwickelt und zeigt im allgemeinen gute Kristallumgrenzung, gegenüber Augit ist sie jedoch xenomorph. Relativ frisch finden sich stark kataklastische Oligoklas-Andesinkristalle in Begleitung der Augite. In buchtigen Formen stoßen sie an die Augite und Hornblenden an. Sie sind hier ganz durchsetzt von Zoisit, Epidot und Hornblende. Der Augit ist leicht grünlich und kaum pleochroitisch, die verschiedenen Werte weisen auf eine diopsidische Zusammensetzung hin. Er ist oft durchsetzt von neugebildeter Hornblende die in ihrer Längsrichtung quer zur Schieferungsfläche steht. Titanit und Apatit finden sich primär im Augit eingeschlossen. Die Anfänge der Uralitisierung sind sehr schön zu beobachten und die Neubildung der Hornblende ist meistens an Spalt- risse gebunden. Der Augit tritt lagenweise als großer Porphyroblast auf, im Gegensatz etwa zum frischen, bruchfreien Quarz, der nur in Flasern (an die augitfreien Lagen gebunden) sich findet. Pyrit tritt ziemlich häufig auf.

Die Struktur ist grano- bis porphyroblastisch, die Textur ist ausgesprochen lagenförmig und zwar unterscheidet man:

a) Porphyroblastische, ungerichtete Lagen von Diopsid, Plagioklas; randlich mit Titanit, Erz, Hornblende.

b) Feinkörnige Lagen mit nur Hornblende und etwas Erz, nicht gerichtet.

c) Sehr feinkörnig texturierte, ausgezeichnet gerichtete Lagen von Hornblende, Plagioklas (z. T. Albit), Quarz, Granat, Biotit.

d) Übergang in Paragneise, Anreicherung von Biotit und Granat. Der Biotit ist feinschuppig und zeigt fetzige bis leistenförmige Formen.

An diesem Gestein ist somit deutlich an einzelnen reliktschen Lagen zu sehen, daß zum mindesten ein Teil der Hornblende aus Augit entstanden ist. Die hornblendereichen Lagen sind im allgemeinen arm an Plagioklas, da zur Bildung der grünen Hornblende Tonerde aufgenommen wird.

Ganz ähnliche Verhältnisse weist ein ca. 20 m mächtiger Amphibolitzug auf der am Südfuß des Mottano ansteht. Hier interessiert der Amphibolit weniger als einige darunterliegende,

dünne, stark gequetschte Linsen von Aktinolith bis Grammatitfels. Seine Hauptkomponente ist ein blaßgrüner bis etwas rötlichgrauer Aktinolith bis Grammatit. Er ist langspießig entwickelt und ganz wirr gelagert. Ganz selten finden sich in Flasern einzelne Quarzkörner angereichert. Einziger Übergemengteil ist Rutil. Als Begleitgestein erscheint linsenförmiger Aktinolith-Biotitschiefer. In den wirren Gemengen von Strahlstein treten einzelne hellbraune Biotitflecken auf. Der Fe-arme Strahlstein geht teilweise in hellbraunen Biotit über. Auf den Mti di Briagno (Santa Maria) entdeckt man unter prächtigen Lesesteinen von Granat-Staurolithschiefern auch solche von tiefgrünem Granat-amphibolit. In einem mikrodiablastischen, maschigen Gewebe von grüner Hornblende finden sich makroskopisch kaum sichtbare, rote Granate eingebettet. Das Gestein besitzt genau die Struktur, wie sie schon von *Hezner* (Lit. 48) beschrieben worden ist. Größere Hornblendekristalle scheinen in einzelne Körner zerfallen zu sein und ihre Zusammengehörigkeit wird noch deutlich durch gemeinsame Auslöschung angedeutet. Die Granate sind rundlich und führen gleichmäßig verteilte Einschlüsse von Rutil und Epidot. Jedes Granatkorn ist von einer klaren, schmalen Hülle umgeben, die nur aus radialstrahlig um den Granat gewachsenem Plagioklas besteht. Hornblende wird nicht eingeschlossen, selten auch findet sich Hornblende in Granatrisen. Es handelt sich also hier um eine besondere Art von Kelyphitbildung. Die Grenze zwischen Granat und Plagioklas ist sehr scharf. In der Hornblende finden sich zahlreiche Rutil- und Magnetitkörner eingestreut. Mit diesen Kelyphit-Amphiboliten zusammen findet sich ein Oligoklas-Andesin-Quarz-reiches Gestein von feinem Korn. Quarz tritt in großen Flasern auf. Granat (ohne Kelyphitrans) ist häufig. Die Hornblende tritt etwas zurück und ist nadelig entwickelt. Die Textur zeichnet sich z. T. durch schöne Fältelung aus.

Wandert man von Cauco nach den Mti di Pian Conca, so findet man unterhalb der Brücke, die über den Riale d'Ajone führt, mitten im Granat-Staurolith-Glimmerschiefer einen mächtigen, massigen Amphibolit anstehend. Wendet man sich dann gegen W und steigt in einem kleinen Riale am Waldrand auf 1420 m Höhe hinauf, so entdeckt man im basisch und salisch injizierten Gneis eine quer zum Streichen eingelagerte Linse von Amphibolit. Aber es zeigt sich keine tektonische Grenze, sondern die Grenze zwischen Gneis und Amphibolit ist haarscharf und ohne irgendwelche Störung. Man hat es hier mit einem **amphibolitischen Gang** zu

tun. Ein alter, ca. 40 cm mächtiger Amphibolit, ein konkordant eingequetschter Pegmatit und die Paragneise werden wie mit dem Messer abgeschnitten. Der Gang wechselt sehr in seiner Mächtigkeit, verzweigt sich einmal und in ihn eingebettet liegen einige kopfgroße Quarzblöcke, wahrscheinlich abgetrennt von ihrem Muttergestein, dem erwähnten Pegmatit. Leider ist der Gang nur auf kurze Strecke aufgeschlossen. Als eine Art von Kontaktwirkung erkennt man längs dem Amphibolit makroskopisch eine intensive Chloritisierung des Nebengesteins.

Das Ganggestein erweist sich u. d. M. als ein vom gewöhnlichen amphibolitischen Gestein nicht abweichender Typus.

Mineralbestand:

Hornblende, Oligoklas-Andesin, Quarz, Titanit (mit Ilmenitkern). Chlorit, Zoisit.

Struktur: granoblastisch, feinkörnig. Textur: massig. Begreiflicherweise unterlag dieser Gang einer intensiven Kataklyse. Die Hornblende besaß vor der Kataklyse gute Kristallformen. Der Plagioklas ist stark saussuritisiert. Fast ebenso reichlich wie Quarz tritt auch Titanit auf. In Form großer Fetzen ist Chlorit allgemein verbreitet.

Betrachtet man das im Kontakt stehende Nebengestein, einen Biotit-Paragneis, so zeigt er vom üblichen Mineralbestand abweichende Komponenten, wie: durchwegs chloritisierten Biotit, viel, z. T. kristallographisch gut entwickelten Granat und hin und wieder Klinozoisit in großen gestreckten Körnern.

Es zeigt dieser Aufschluß, daß wenigstens **ein Teil der Plagioklas-Amphibolite eruptiven Ursprungs ist**. Wahrscheinlich sind sie intrusiver Natur. Der diskordante Kontakt zweier Amphibolite zeigt, daß die Intrusionen zu verschiedenen Zeiten erfolgten.

Den übrigen, bis jetzt besprochenen Grüngesteinen sind zwei große Hauptmerkmale gemeinsam: sie sind in langen Bändern den Paraschiefern eingelagert und sind gleichsam mit den Begleitgesteinen zu einer Einheit verwachsen. Sie zeichnen sich ferner aus durch eine große Einheitlichkeit, Plagioklas-Amphibolite wiegen weitaus vor, relativ selten sind Granat-Amphibolite. Es sind durchwegs Gesteine der Mesozone. Mitunter sind sie von Strahlsteinschiefern begleitet, deren engere Zugehörigkeit zu den Amphiboliten noch fraglich erscheint.

Die Eklogite und ihre Begleiter. Ganz gewaltig ändern sich die Erscheinungsformen der Grüngesteine im N. Wenn man von Rossa über den Passo di Ganano nach Soazza geht, so zeigen

sich bereits im Aufstieg, ob den Mti di Rì, Gesteine, wie sie in ihrem bunten Farbenwechsel wohl kaum irgendwo beisammen sind. Schon *Heydweiller* (Lit. 46) erwähnt diese Fundgrube von amphibolitischen Gesteinen. Kleinere und größere Linsen eines tiefgrünen Amphibolites erscheinen ganz verknetet in Injektions- und Paragneise. Die Grüngesteine sind sehr frisch und massig und zeigen keine Übergänge zu den Gneisen hin. In der Kontaktnähe ist im Nebengestein, vor allem in quarzreichen Lagen (oft bereits wieder chloritisierter) Granat erkennbar. Der Biotit erscheint ebenfalls chloritisiert. Meist sind die Gneisplatten buckelig aufgetrieben.

Außer den Plagioklas-Amphiboliten treten noch Eklogite und erzeiche, quarzführende Grüngesteine auf.

Mineralbestand der Eklogite:

Omphacit, Granat.

Quarz, Rutil.

Magnetit.

Der Omphacit ist leicht blau-grünlich, besitzt, da er randlich meistens ausgefasert und in Hornblende übergegangen ist, keine Grenzflächen. Der Granat kommt ihm an Menge und Korngröße ungefähr gleich. Durch kleinste, unbestimmbare Einschlüsse erscheint sein Zentrum meist getrübt. Regelmäßig ist er von Quarzkörnern umgeben. Viel Rutileinschlüsse finden sich sowohl im Augit als im Granat. Das Gestein ist dem von *Frischknecht* (Lit. 29) westlich von San Giacomo liegenden, quarzführenden Amphibolit zu vergleichen. Der Quarz ist sekundär ins Gestein gelangt und stets mit dem Erz verbunden.

Noch mehr Quarz führt ein eine selbständige Linse bildendes Begleitgestein.

Mineralbestand:

Hornblende, Quarz.

Ilmenit (— Leukoxen), Andesin, Karbonat, Chlorit.

Die Hornblende ist kurzprismatisch, groß entwickelt und zeigt deutliche Formen, der Quarz ist groß und kataklastisch. Der Ilmenit ist in längliche dünne Linschen mit Leukoxenrand ausgezogen. Recht spärlich findet sich etwas Karbonat. Erz und Quarz hängen, wie später noch gezeigt werden wird genetisch zusammen.

Unter ganz ähnlichen Verhältnissen finden sich Eklogite und Begleitgesteine am Passo di Ganano. *Frischknecht* (Lit. 29) beschrieb sie eingehend von der Südabdachung der Cima di Gangella.

Dem Streichen und Fallen entsprechend treten diese Linsen im gleichen Granat-Glimmerschieferhorizont am E-Ausläufer des Fil di Dragiva wieder auf. Es sind stark gewundene Linsen in großer Zahl. Innerhalb einer jeden Linse wechselt der Gehalt an Granat und Pyroxen schlierig und ist nicht an bestimmte Zonen gebunden. Das Gestein ist massig und frisch. Einzelne Klüfte mit Disthen, Muskovit, Rutil, Quarz und Erz, seltener Turmalin durchsetzen die Linsen. Begleitet sind diese Linsen oft von Granat-Amphiboliten mit ausgesprochener Bänderung. Diese haben das Nebengestein injiziert. Die Granat-Amphibolite sind viel feinkörniger als die Eklogite. Abwechselnd herrschen in einzelnen Lagen Hornblende, Granat oder Feldspat vor. Prächtige Fältelungserscheinungen sind mit den Gesteinen verbunden. Ich möchte hier die Beschreibungen *Frischknechts* nicht wiederholen, dagegen seien einige etwas abweichende Typen betrachtet.

Eine *Randfacies*, möglicherweise durch Kontakt verursacht, ist an einer Eklogitlinse nordwestlich A. di Lughezone entwickelt und zeichnet sich durch ihren großen Muskovitgehalt aus.

Mineralbestand:

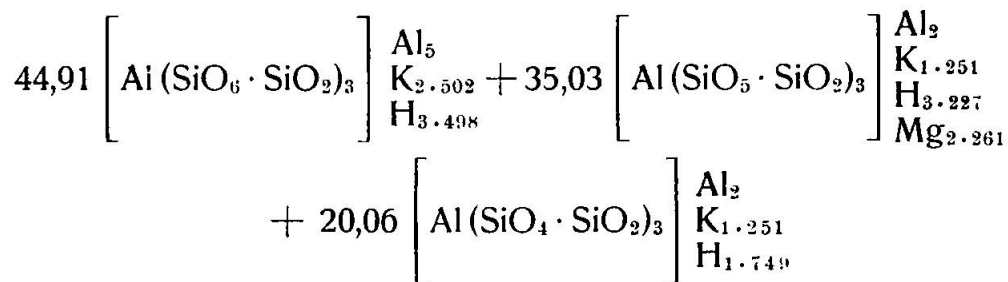
Omphacit, Diopsid, Granat, Muskovit.

Rutil.

Der xenoblastische Omphacit scheint randlich in gelblich-grauen Muskovit überzugehen. Muskovit ist in großen Blättern gut entwickelt und besitzt zahlreiche, oft idioblastische Einschlüsse (Diopsid?). Der Granat, der seine Kristallformen nur schwach andeutet, zeigt optische Anomalien, der Kern bleibt dunkel und randliche Zonen hellen abwechselnd auf. Einschlüsse von Rutil und Omphacit sind ebenfalls zonar angeordnet. Eine Schieferung ist angedeutet durch Parallellagerung von Muskovitblättern. Entsprechende Rißsysteme finden sich in den Granaten. **Muskovit** (bzw. heller Glimmer) als Nebengemengteil der Eklogite wurde häufig beobachtet, hier tritt er als Übergemengteil randlich auf. Auf Klüften, sowohl randlich, als in zentralen Teilen der Stöcke findet man Muskovit als Füllmasse. Gern führt er dann große, meist gut entwickelte Rutilkristalle. Es ist dieser Glimmer, seines besonderen Vorkommens wegen, in verdankenswerter Weise von *Prof. Dr. J. Jakob* untersucht worden. Seine Zusammensetzung ist:

SiO₂ : 49,01; TiO₂ : 0,74; Al₂O₃ : 29,01; Fe₂O₃ : 2,25;
 FeO : 0,77; MnO : 0,06; MgO : 3,91; CaO : 0,00;
 Na₂O : 1,87; K₂O : 8,86; + H₂O : 3,77; - H₂O : 0,00.

Prof. *Jakob* gibt ihm folgende Konstitutionsformel:



Es ist dieser Glimmer verhältnismäßig reich an SiO_2 , Al_2O_3 und Na_2O . Sein Achsenwinkel ist klein.

Übergangsglieder zu mesozonaren *Eklogit-Amphiboliten*. Eine besondere Abart dieser Gesteine hat folgenden Mineralbestand:

Zoisit, Granat.

Hornblende, Quarz, Rutil.

Der Zoisit ist randlich mit Hornblende verbunden und zeigt Einschlüsse von stets gut entwickeltem Granat. Auch dieser ist stets von einem Hornblendekranz umgeben. Die Hornblende ist gewöhnlich mikrodiablastisch gefügt und besitzt vorwiegend einen Pleochroismus von Grün zu Blaugrün. Quarz ist recht selten als Einschluß in Zoisit und Hornblende vorhanden. Die Struktur ist porphyroblastisch (Zoisit), mit diablastischem Grundgewebe. Die Textur ist massig.

Die kristalloblastische Reihe aller Eklogite ist:
Rutil-Granat-Pyroxen-Quarz.

Einzig in ihrer Art sind ebenfalls randlich ausgebildete **Plagioklas-Turmalingesteine**. Sie gehören zu den Eklogiten, gehen in diese über und sind scharf abgegrenzt gegen die Paragneise. Nur der Turmalin findet sich noch injiziert in den Nebengesteinen. Turmalinführung konnte nur in diesen schmalen Zonen beobachtet werden. Ein Übergangsglied von diesen Gesteinen zum Eklogit hat folgenden Mineralbestand:

Chlorit, Hornblende, Granat.

Oligoklas-Andesin, Zoisit.

Magnetit.

Struktur: grano- bis porphyroblastisch.

Textur: massig.

Die blau- bis blaßgrüne Hornblende besitzt schlechte Formentwicklung und mag z. T. noch Omphacitkerne führen, sicher ist sie sehr alkalireich (Karinthin?), stellenweise hat sich oliv-

brauner Chlorit angereichert. Der xenoblastische Granat ist frei von Einschlüssen und meist stark chloritisiert. Oft liegen vollständige Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat vor. Der reichlich vertretene Feldspat ist frisch, meist nur im Grundgewebe vorhanden und voller Chloriteinschlüsse. Zoisit in gut entwickelten großen Körnern scheint hier z. T. ursprünglicher Gemengteil zu sein. Das Gestein ist als Granat-Chlorit-Amphibolit zu bezeichnen.

Durch Zunahme von Plagioklas und Hinzukommen von Turmalin geht es in die erwähnten randlichen Turmalin-Plagioklasfelse über.

Mineralbestand:

Plagioklas, Chlorit.

Turmalin, Titanit.

Struktur: porphyroblastisch bis blastopegmatitisch.

Textur: massig.

Die großen porphyroblastischen Feldspäte sind relativ frisch, selten schwach kataklastisch (Mörtelkränze). Sie besitzen z. T. undulöse Auslöschung. Durch beginnende Saussuritisierung ist oft eine leichte Zonarstruktur angedeutet. Die Bestimmung deutet auf Oligoklas-Andesin hin. Chlorit tritt als Lückenfüller und Einsprengling auf und scheint aus Hornblende hervorgegangen zu sein. Der gern idioblastische Titanit findet sich stets an diesen gebunden. Turmalin ist ebenfalls idioblastisch, hier im Dünnschliff aber selten. Das Gestein entstammt wohl einem ossipitischen bis anorthositischen Magma und ist als Turmalin-Titanit-Plagioklasfels zu bezeichnen. Es entspricht den später zu beschreibenden Pegmatiten von La Trona.

Der Turmalin, der hier erst vereinzelt auftritt, ist dann lokal zu eigentlichem Turmalinfels mit sehr wenig, nachträglich eingedrungenem Plagioklas angereichert worden. Hie und da ist er auch in das Nebengestein eingedrungen. Diese Turmalinbildung steht mit den Eklogiten in genetischem Zusammenhang. *Frischknecht* (Lit. 29) führt aus den gleichen Horizonten turmalinführende Amphibolite an.

Auf **Klüften** und **Spalten**, sowohl im Kern der Eklogite als auch randlich (nicht aber im Nebengestein) findet sich:

a) Disthen, wohl z. T. als Streßmineral, z. T. auch wohl als Produkt der hydrothermalen Phase der Eklogitintrusion. Im Dünnschliff konnte Disthen, der sonst häufig ein Nebengemengteil der Eklogite (Ötztal etc.) ist, nicht beobachtet werden.

b) Muskovit mit Rutil.

c) Quarz mit Ilmenit, z. T. reine Ilmenitschnüre.

Es zeigt sich also, daß lokal und innerhalb eines kleinen Stockes eine Mineralseparation statthaben kann und jede der Komponenten des Eklogites für sich aggregiert auftreten kann (Granat, Omphacit, Plagioklas, Turmalin, Disthen, Quarz, Muskovit, Erze). Es ist dies eine Erscheinung, wie sie so recht bezeichnend ist für gabbroide Gesteine.

Granatführende, gebänderte Amphibolite sind als Randfacies aufzufassen.

Das Bild, das hier gewonnen wurde fand dann eine gute Ergänzung durch ein Vorkommen auf Mte Grande ob Soazza (**La Trona**, m 1120). In der Teilmulde, die über den Muskovitgneisen bei Rossa (Mti di Ri) Eklogite führt, stecken auch auf der Misoxerseite Linsen basischer Gesteine. Eine solche wurde ehemals bei La Trona auf Lavezstein abgebaut. Dieser Aufschluß ist einzigartig. Die Hauptmasse dieser ca. 30 m langen und 10 m mächtigen Linse besteht aus Amphibolfels, im wesentlichen nur aus Hornblende aufgebaut. Randlich findet sich Granat-Amphibolit. Hangendes und Liegendes bilden Injektionsgneise vom Typus Piz Palo. Als Einschluß findet sich ein unregelmäßiger, nicht schlierenartiger Kalksilikatfels (ca. 50 × 60 cm) von folgendem Mineralbestand:

Granat, Zoisit α , Klinozoisit.

Rutil, Epidot (?).

Struktur: granoblastisch.

Textur: massig. Ein Granat-Zoisitfels.

Die Komponenten sind durchwegs xenoblastisch.

In der Umgebung einer Kluft hat sich die Hornblende in ein Gemenge von Chlorit und Talk umgewandelt und dieses Gestein wurde ehemals trotz seiner minderwertigen Qualität ausgebeutet.

Die Pegmatite von La Trona. Diese basische Linse nun, und nur diese, nie das Nebengestein, ist von Plagioklas-Turmalin-Pegmatiten kreuz und quer durchsetzt. Bis 0,5 m mächtige Klüfte sind mit grobkörnigem, stellenweise vorwiegend aus Plagioklas, andernorts nur aus Turmalin zusammengesetzten Gesteinen erfüllt. Zwischen Dach und Amphibolit sind die Pegmatite bedeutend feinkörniger. Turmalin, hin und wieder auch Plagioklas, sind kristallographisch sehr gut entwickelt. Meist endigt ein ursprünglich reiner Feldspatgang in reinem Turmalinfels.

Ein Dünnschliff aus dem Kontakt des Pegmatites mit dem Amphibolfels zeigt folgenden Mineralbestand:

Albit-Oligoklas.

Prehnit, Turmalin, Zoisit.

Chlorit.

Struktur: typisch pegmatitisch.

Textur: massig.

Der Albit-Oligoklas ist stark zersetzt, nirgends lamelliert, zeigt aber hie und da einzelne Flächen. Er wurde als solcher bestimmt durch Messung von Auslöschungsschiefen und nach der Einbettungsmethode. Der Prehnit füllt stets nur Zwickel aus und bildet Pseudomorphosen nach einem nicht mehr erhaltenen Mineral; zudem durchsetzt er die Feldspäte und findet sich auch in der Hornblende des Nebengesteins. Ausgezeichnete Parquettierung, verbunden mit optischen Anomalien, kennzeichnen dieses Mineral besonders. Die gemessenen optischen Konstanten sind:

$$2V = \pm 60^\circ \text{ (z. T. wechselnd), opt. Charakter } +,$$

$$n_{\perp} = 0,03-0,05; n = \pm 1,6.$$

Gute Spaltbarkeit nach 001.

Prehnit, als zeolithähnliches Mineral, $(\text{SiO}_4)_3 3 \text{Al}_2\text{Ca}_2\text{H}_2$, ist ein letztes hydrothermales Produkt. Der leicht kataklastische Turmalin weist Zonarstruktur auf. Der Zoisit mit guter Spaltbarkeit und in großen idioblastischen Kristallen findet sich nur im engsten Kontakt mit dem Amphibolgestein. Dieses setzt sich zusammen aus gewöhnlicher, grüner Hornblende, die längs dem Pegmatit fluidal gerichtet ist.

Die feinkörnige Abart zwischen Dach und Stock zeigt folgenden Mineralbestand:

Albit-Oligoklas, Turmalin.

Titanit, Prochlorit, Mikroklin.

Struktur: pegmatitisch.

Textur: massig.

In diesem Gestein macht sich der Kontakt mit der Schieferhülle bemerkbar. Der Plagioklas ist hier frischer und häufiger etwas lamelliert, Kataklaste fehlt. Der Turmalin ist kataklastisch vorwiegend $\perp$ zerrissen, zeigt aber stets gute Kristallformen. Die Zonarstruktur ist oft ganz unregelmäßig, aber fast durchwegs vorhanden. Auf feinen Rissen ist undulös auslöschender, seine Zwillingstruktur nur schwach andeutender Mikroklin eingedrungen und erfüllt das Innere der Turmaline oft ganz. Stellenweise bilden sich regelrechte Pseudomorphosen von Mikroklin nach Turmalin, eine

Erscheinung allerdings, die nur in Kontaktnähe aufzutreten pflegt. Ebenfalls nur an diesen Stellen entdeckt man wurmförmige, sphärolithische bis radialstrahlige Gebilde von grüner Farbe und hoher Brechung, wahrscheinlich Prochlorit.

Deutlich sind im Schliff drei getrennte Prozesse zu verfolgen:

- a) Turmalin-Plagioklasbildung.
- b) Kataklyse.
- c) Verheilung der Risse durch Mikroklin. Chloritbildung.

Ein negatives Merkmal dieser Pegmatite ist das völlige Fehlen von Quarz und Glimmern.

Irgendwelche Intrusivgesteine, jünger als diese basische Linse, sind in stundenweiter Umgebung nirgends zu finden. An telepneumatolytische Bildung ist deshalb kaum zu denken. Auftreten, Mineralbestand und ähnliche Verhältnisse bei den Eklogiten von Gangella, machen es wahrscheinlich, daß diese **Turmalin-Plagioklas-Pegmatite Ausscheidungen aus Restschmelzen eines basischen Magmas sind.**

Die basische Linse von La Trona, Amphibolfelse, Granatamphibolite, sind metamorphe Produkte eines Eklogites, darauf deuten Lagerungsform und eklogitisch ausgebildete Äquivalente der Mti di Rì hin. Die verhältnismäßig geringe Metamorphose der Eklogite von Gangella erklärt sich dadurch, daß sich der Streß in den von ihnen so stark abweichenden Nebengesteinen, den Glimmerschiefern, ausgewirkt hat. Anders hier auf La Trona, wo die Nebengesteine feinkörnige, wenig schiefrige Para- und Orthogneise sind, entsprechend der tektonischen W—E-Auswalsung der Mulden. Auffällig ist auch der geringe Grad der Metamorphose der Pegmatite. Saussuritisierung der Feldspäte, Kataklyse der Turmaline sind die einzigen Anzeichen.

Die physiko-chemischen und stratigraphischen Verhältnisse der Eklogite.

Ohne auf weitläufige und oft noch zweifelhafte Begründung einzugehen, möchte ich die Eklogite mit *Eskola* (Lit. 24) als primärmagmatisch gebildet ansehen, oder besser noch nach *Niggli* als autometamorph umgewandelte Gabbros.

Für die Geschichte der basischen Intrusiva und Extrusiva im Gebiet der penninischen Decken kommen folgende **Phasen** der geologischen Geschichte besonders in Frage:

- a) peridotitische und gabbroide Intrusionen als Auftakt zur varistischen Faltung (alte Amphibolite, Serpentinstöcke).

b) varistische Faltung, Metamorphose, im wesentlichen eine Belastungs- und Kontaktmetamorphose.

c) Auftakt zur alpinen Faltung. Starke Differentiation gabbroider Magmen, getrennte Intrusionen unter wechselnden Bedingungen. Vermutlich erstarren Eklogite in der Tiefe, Gabbros und Peridotite bilden sich näher an der Oberfläche heraus.

Die Eklogite machen dabei folgende Phasen durch:

aa) Differentiation innerhalb eines Stockes, wie die schlierigen granat-, diopsid- und feldspatreichen Zonen zeigen.

bb) perimagmatische Anreicherung von Turmalin und Plagioklas.

cc) Restschmelzen füllen die Kontraktionsrisse aus; Turmalin-Plagioklas-Pegmatite.

dd) pneumatolytisch-hydrothermale Bildung von Prehnit und Mikroklin.

ee) Bildung von Rutil-Muskovitzerrklüften.

ff) Quarz-Ilmenitklüfte.

gg) Disthenklufftfüllung.

Intramagmatisch ist die Phase aa), perimagmatisch die Phase bb) und apomagmatisch bis hydrothermal die Phasen cc) bis gg).

Die Eklogite sind wahrscheinlich jurassisch (Triaskontakte nach *Frischknecht*) und haben ihre heteromorphen Äquivalente höherer Zonen in den Ophioliten der Bündnerschiefer.

d) Alpine Faltung; vorwiegend Dislokationsmetamorphose. Eklogite und Gabbros (Diabase) werden zu Granat-Amphiboliten und Amphiboliten umgewandelt. Grad der Metamorphose je nach Lagerung verschieden. Die varistischen Amphibolite erleiden eine zweite Metamorphose. Die hydrothermalen Phasen des Eklogit-Magmas reichen z. T. bis in die alpine Dislokation hinein.

Diese ganze Übersicht soll aber nur als Versuch aufgefaßt werden und bedarf in mancher Beziehung noch der Bestätigung. Interessante Aufschlüsse würde z. B. ein Studium über die Verteilung der Eklogite im penninischen Deckenverband bringen.

Der Andesin-Hornblendefels von Cavigno.

(Hornblendediorit).

Ein hervorragend massiges, quarzdioritähnliches Gestein findet sich recht spärlich unter dem Schutt, der eine schmale Felsrinne ob den Mti di Cavigno (P. 1499 m, Verdabbio) bedeckt. Trotz eifrigen und mühsamen Suchens war das Anstehende nicht zu entdecken, aber reichlich vertretene amphibolitische Züge lassen an-

nehmen, daß es sich um ein extremes Spaltungsprodukt eines gabbroiden Magmas handelt.

Mineralbestand:

Andesin (Quarz), Biotit, Hornblende.

Apatit, Epidot.

Struktur: grano- bis poikiloblastisch.

Textur: massig.

Der Feldspat liegt in großen, frischen Kristallen vor, gute Spaltbarkeit und gute Lamellierung kennzeichnen ihn. Er wurde nach der Fedorow'schen Methode als Andesin bestimmt ($2V = 82^\circ$). Das Auffälligste ist nun, daß er poikilitisch ganz von Quarztröpfchen durchsetzt ist. Diese sind in keiner Weise an die verschiedenen Lamellen gebunden, noch zeigen sie je Kristallform. Quarz in anderer Form fehlt. Der olivbraune Biotit ist meist chloritisiert und liegt richtungslos zerstreut im ganzen Gestein. Die braungrüne Hornblende ist klein, spärlich, besitzt gute kristallographische Formen und dürfte primär sein. Die Struktur ist noch ausgezeichnet magmatisch und der Grad der Metamorphose ein minimaler. Das Gestein erinnert in mancher Beziehung an die Tonalite der Zone von Bellinzona.

Ein **Hornblende-Plagioklas-Gneis**, anstehend im Tigliedo, sei hier noch beschrieben. Der anstehende Fels konnte zwar nicht aufgefunden werden, wohl aber entdeckt man zahlreiche Lesestücke im Riale dei Cani. Makroskopisch fällt das Gestein sofort auf durch große, oft gedrehte Hornblendeporphyroblasten.

Mineralbestand:

Hornblende, Quarz.

Albit-Oligoklas, Biotit, Chlorit.

Titanit, Magnetit.

Struktur, porphyroblastisch.

Textur: schiefrig.

Die schwach pleochroitische, blaßgrüne Hornblende findet sich in Form von großen Porphyroblasten mit stark ausgefranstem Rande. Ihre Entwicklung ist mehr oder weniger isometrisch. Unregelmäßig verteilt in der Hornblende treten Biotit, Quarz, Feldspat, Titanit und Magnetit auf. Die Spaltrisse stehen quer zur Schieferung. Die gleiche Hornblende findet sich auch in losen Aggregaten in die Schieferungsebene einbezogen. Quarz bildet kleine Flasern und ist ziemlich stark kataklastisch. Der Plagioklas ist gut lamelliert, der Biotit meist ausgebleicht, chloriti-

siert und steht dann in Verbindung mit Titanitkörnern. Epidot in rundlichen Körnern ist ziemlich reichlich vertreten.

Das Gestein, der Mesozone zugehörig und sicher sedimentogenen Ursprungs, darf als Hornblendegarbenschiefer eigenartiger Ausbildung bezeichnet werden.

4. Die Magnesiumsilikatschiefer.

Viel einheitlicher und geschlossener treten die metamorphen Produkte von Peridotiten und verwandten Gesteinen auf. Stets finden sie sich in mehr oder weniger mächtigen Linsen, meist in Begleitung von Amphiboliten. Nirgends ist, wie z. B. in Loderio, ein wenig metamorpher Kern aufgeschlossen, nur die Randzonen lassen auf einen peridotitischen zentralen Teil schließen. Hauptsächlichste Vertreter dieser Gesteinsgruppe sind: Talkschiefer, Lavezsteine (Pietra olare, la Preda), Strahlsteinschiefer verschiedenster Ausbildung, Serpentine, seltener Chlorit- und Biotitschiefer.

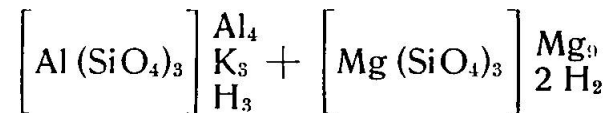
Die Talkschiefer, nie rein, sondern meist gespickt mit Karbonat, wurden und werden z. T. noch ausgebeutet. A. d'Ajone, Bogano, Mai, La Trona lieferten Material zur Herstellung von Kochtöpfen und Öfen. In Pian di Verdabbio wird heute noch zeitweise dieses Gestein verarbeitet. An den meisten Lavezsteinstöcken findet man noch Spuren der ehemaligen Ausbeutung.

Sozusagen über das gesamte Gebiet sind die Vorkommnisse verbreitet.

Im ganzen Landschaftsbild der Grovenokette wüßte ich nicht eine Stelle zu nennen, die so instruktiv ist wie der Ort, wo der Lavezstein von Ajone sich aus den Gehängen heraushebt. Auf einer Höhe von 2350 m, nahe unter dem N-Grat des Pizzo di Groveno, sticht aus den terrassierten Amphiboliten und Paragneisen heraus eine etwa 80 m mächtige und 200 m lange, stark gerundete weißglänzende Linse, die schon auf größte Distanz auffällt. Die anstehende Hauptmasse der Linse ist ein Topfstein der neben Talk sehr reichlich ein makroskopisch lichtbraun gefärbtes Karbonat, den Breunerit, sowie kurzfasrigen Grammatit enthält. Gegen den hangenden Amphibolit hin schließt der Stock mit einer schmalen Zone von Strahlsteinschiefern ab. In prächtiger Formausbildung liegen lange Strahlsteinnadeln in einer taligen Grundmasse.

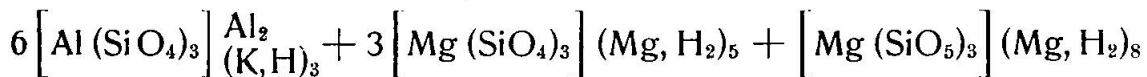
In diesen Strahlsteinschiefern tritt nun ein vorherrschend hellbraun gefärbter Biotit auf der mikroskopisch intensiv gefärbt ist. Der Biotit ist hellbraun und zonenweise verschieden intensiv

gefärbt, sein Pleochroismus ist sehr schwach. Nicht anstehend, aber in der nahen Schutthalde, habe ich sehr feinblättrigen, tief-schwarzen, reinen **Biotitschiefer** gefunden. Analoge Biotitschiefer wurden bei Loderio als äußerste Randzone beobachtet. Herr *Prof. Dr. Jakob* hatte die Güte, mir zwei von ihm gemachte neue Analysen solcher Biotite zur Verfügung zu stellen. Die erste Formel betrifft einen sehr normal zusammengesetzten Biotit von Loderio:



2,23 Gew.-Prozent des Biotits sind TiO_2 , es ersetzt SiO_2 und ist nicht etwa als Einschluß (Rutil) vorhanden.

Der Biotit von Ajone hat folgende Zusammensetzung:



2,79 Gew.-Prozent des Biotits sind TiO_2 .

Der hohe Ti-Gehalt hängt zweifellos mit dem ebenfalls hohen Ti der Strahlsteinschiefer und Chloritschiefer zusammen.

Die Reihenfolge der Gesteine ist stets folgende:

Rand. Amphibolit + Paragneis.

Biotitschiefer.

(Chloritschiefer).

Strahlsteinschiefer, grobnadelig.

Strahlsteinschiefer, feinschuppig.

Lavezstein.

Kern. (Olivinfels, Serpentin).

Amphibolit + Paragneis.

Eine ähnliche Reihenfolge führt *Jenny* (Lit. 50) an.

Stellt man die chemischen Analysen dieser Gesteine in gleicher Reihenfolge zusammen, so ergibt sich folgendes Bild:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti/si %	Schnitt
5. Biotit von Ajone	80	20	66	0	14	0,9	0,87	—	40	—
4. Chloritschiefer	57	12	82	6	—	—	0,94	0,07	8,7	I
3. Strahlsteinschiefer	89	2	78,5	19,5	—	—	0,84	0,24	2,2	II
2. Lavezstein	65	2,5	96	1,5	—	—	0,91	0,01	0	I
1. Serpentin	67	2	95,5	2,5	—	—	0,89	0,03	0	I

1, 2, 3, 4 sind Analysen aus *Grubenmann*, „Kristalline Schiefer“ (Magnesiumsilikatgesteine, Analysen 18, 17, 8, 12), von ganz analogen Vorkommnissen, wie die hier beschriebenen. Sie sind, wie

auch die Biotitanalysen, nach *Niggli* umgewertet. Biotitschiefer kann für Biotit gesetzt werden, da diese wenig mächtige Zone tatsächlich nur aus Biotit besteht. Es hat der Biotit, dieses an SiO_2 ungesättigte Silikat, hier seinen richtigen Platz, und es zählen diese Biotitschiefer zu den mesozonaren Mg-Silikatgesteinen. Es ist der Biotitschiefer ein abnormales Differentiations- und zugleich Kontaktprodukt des peridotitischen Magmas, das in metamorpher Form vorliegt. Durch den Kontakt bzw. durch Stoffaustausch ist teilweise das hohe alk (14) zu erklären. Die Amphibolite, die auf Ajone an die Biotitschiefer anschließen, sind buckelig aufgetrieben und stellenweise intensiv verfaltet, was deutlich darauf hinzuweisen scheint, daß sie älter sind als die peridotitischen Stöcke und jedenfalls nicht zu deren engeren Serie gehören.

Einzelne kleinere Linsen finden sich noch höher und weiter nördlich im ganz gleichen Gesteinsverband.

Sind hier auf Ajone die Kontaktzonen meist bedeckt, so findet sich außerhalb unseres Gebietes, westlich ob Arvigo, ein übersichtlicherer Aufschluß. Im Bosco di Canto (Bogano) sind am Fuße einer Felswand ähnliche Gesteine wie auf Ajone aufgeschlossen. Es fehlt hier der Lavezstein, umso mächtiger sind die Grammatitschiefer entwickelt:

Ein Profil zeigt:

Oben. Paragneise, Granat-Glimmerschiefer.

Aktinolithschiefer, grobnadelig, 1 m.

Aktinolithschiefer, feinschuppig, Serpentinlinsen, 0—0,3 m.

Grammatitschiefer, 30 m.

Aktinolithschiefer, grobnadelig, 0,2 m.

Biotitschiefer, übergehend in Paragneise, 0—0,3 m.

Unten. Paragneise + Amphibolite.

Neben Grammatit tritt in der Hauptmasse des Anstehenden untergeordnet noch Karbonat (Magnesit) auf. Die Biotitschiefer gehen in die Paragneise über und bilden ein Gestein mit folgendem Mineralbestand:

Oligoklas, Hornblende, Biotit.

Rutil, Apatit, Magnetit.

Der Oligoklas ist poikiloblastisch ganz von parallel angeordneten idiomorphen Hornblendeleisten und von Rutilkörnern durchsetzt. Der Biotit ist langleistig, sein Pleochroismus ist hellbraun bis tief rotbraun. Die Hornblende ist graugrün.

Lavezstein findet sich in abgestürzten Blöcken ob den Mti di Rì bei Rossa, also in der Nähe der eklogitischen Gesteine.

Mineralbestand:

Talk, Magnesit, Grammatit.

Chlorit (Pennin), Magnetit.

Magnesit kann bis 44% aller Komponenten ausmachen. Grammatit ist als Porphyroblast kurzsäulig entwickelt, er zeigt schöne Zwillingslamellierung nach 100.

Der Vollständigkeit halber seien noch die Lavezsteine vom unteren Riale Polone erwähnt. Sie finden sich in Begleitung mächtiger Amphibolit-Strahlsteinzüge. Sie sind selbst wenig mächtig und schlecht aufgeschlossen. Schöne, tiefgrüne, langnadelige Aktinolithschiefer haben sich randlich auch hier herausgebildet. Junge Turmalinpegmatite stehen z. T. im Kontakt mit ihnen.

Lavezstein steht auch ob Braggio im Guald pezza an, hier aber ohne Amphibolite.

5. Übersicht über die basischen Gesteine eruptiven Ursprungs.

Bei dem großen Reichtum an basischen Gesteinen, bei ihrer tektonischen Bedeutung und ihrem wechselnden Chemismus ist es begreiflich, daß ich von Anfang meiner Untersuchungen an darauf ausging, diese typischen Gesteine nicht nur nach ihrem Aussehen und nach ihrem Mineralbestand zu ordnen, sondern sie in ihren genetischen Beziehungen näher zu studieren. Viele Detailstudien von Petrographen und Geologen konnten dabei mitberücksichtigt werden. Es zeigte sich, daß die Grüngesteine unter sich immer in bestimmten Verbandsverhältnissen auftreten und es sei deshalb im folgenden Abschnitt speziell auf diese **Vergesellschaftung** Rücksicht genommen.

Die basischen Gesteine lassen sich auf Grund ihrer magmatischen Differentiation und der Autometamorphose in eine ganze Anzahl Typen einteilen. Diese treten meist für sich auf und deuten auf bestimmte, scharf getrennte Differentiationsvorgänge hin. Die gesamte Familie der peridotitisch-pyroxenitisch-gabbroiden Magmen mit ihren Heteromorphieerscheinungen ist natürlich selten in einem Gesteinskomplex vereinigt. Einzelne Magmen sind schon hochdifferenziert eingedrungen. Die verschiedenen Typen seien nach den bekanntesten Örtlichkeiten beschrieben.

a) Typus Loderio.

Hezner, Radeff (Lit. 48 und 82).

Das ursprüngliche Magma ist ultrafemisch und wenig differenziert. Im allgemeinen herrscht Olivin vor. Bei starker Diffe-

rentiation hat sich Hornblende und eventuell Pyroxen anreichern können. Ist sie aber nicht so weit fortgeschritten, so bleibt ein Lherzolit, Wehrlit, Harzburgit etc. übrig. Si, Al, Ca, Fe können sich in einer Restschmelze anreichern, um als solche dann in die bei der Abkühlung entstandenen Klüfte im Gestein selbst und zwischen Kontaktgestein und erstarrtem Magma unter Bildung entsprechender Silikate einzudringen. Es entstehen so drei hauptsächliche Zonen:

Zu oberst: hornblenditisch-peridotitische Zone, darunter
pyroxenitisch-peridotitische Zone,
Hauptmasse: die peridotitische Zone.

Der Metamorphose unterliegen vor allem die randlichen Zonen, die hornblendereichen Gesteine werden zu Strahlsteinschiefern, die nächsttieferen in der Epimetamorphose zu Talkgesteinen und der Kern endlich zu Serpentin, oder aber er bleibt im ursprünglichen Zustand erhalten. Die Deutung der Strahlstein- und Talkschiefer, als schon durch primäre chemische Unterschiede bedingte Gesteine, macht das Herbeiziehen von schwer deutbaren Stoffwanderungen oft unnötig. Indessen kann natürlich die Differentiation auf jeder Stufe stehen bleiben.

Typus Loderio ist sehr verbreitet, es gehören z. B. dazu: Loderio selbst, die Serpentine der Zone von Ivrea, die Serpentine des Wallis (Visp, Brig), Lavezgesteine von Ajone, Bogano, Riale Polone etc., überhaupt wohl die meisten Vorkommnisse von Talkschiefern.

b) Typus Gorduno.

Grubenmann (Lit. 35).

Auch hier handelt es sich noch um ultrafemische Gesteine, sie zeigen aber schon viele Anklänge an gabbroiden Charakter.

Als kennzeichnender neuer Hauptgemengteil tritt Granat auf, und zwar in den mittleren Gliedern der Differentiationsreihe. Noch gliedert sich ein extrem peridotitisches Magma an. Lokal hat sich auch Pyroxen und Hornblende angesammelt und zwar sowohl randlich als an besonders günstigen, zentraler gelegenen Stellen. Granat tritt in den kalk- und tonerdereichen Partien auf, ich fasse ihn als magmatische Bildung bzw. als Produkt einer Autometamorphose auf. In zentraler gelegenen Teilen ist er begleitet von Olivin, mehr peripher von Pyroxen (Omphacit). Dem entsprechen die Gesteine Gordunit und Eklogit. Die Reihenfolge in Differentiation und Metamorphose ist dann folgende:

Pyroxenit	gibt	Talkschiefer, Aktinolithschiefer, Chloritschiefer
Eklogit	„	Granat-Amphibolit
Gordunit	„	Granat-Serpentin
Dunit	„	Serpentin.

Dabei ist natürlich die Metamorphose vom Kern zum Rand gleichmäßig gedacht. In der Natur nimmt sie, zum mindesten in dislokationsmetamorphen Gebieten, vom Kern zum Rande zu. Zwei Hauptmomente sind maßgebend für den Grad der Metamorphose eines Minerals: seine Beständigkeit bezw. die Größe seines Existenzbereiches und die Lagerung im tektonischen Verband. So kann an solchen Stöcken eine Umkehrung der metamorphen Zonen eintreten. Der zentraler gelegene, aber weniger resistente Olivin kann in Serpentin übergegangen sein; er ist epimetamorph. Die randlicher gelegenen Augite oder Amphibole, als widerstandsfähigere Mineralien, sind in ihrer primären Ausbildung erhalten geblieben.

Typus Gorduno ist bisher nur von der einen Lokalität, der Val Gorduno, bekannt geworden. Er ist ein Übergangsglied zur nächsten Gruppe.

c) Typus Ganano.

Frischknecht (Lit. 29).

Die Hauptmasse besitzt ausgesprochenen gabbroiden Chemismus, indem si, al, c zugenommen, fm aber abgenommen hat. Sehr hoch ist in dieser Gruppe der TiO₂-Gehalt (Titanit, Rutil). Es entspricht in gewissem Sinn dieser Typus ungefähr dem von Loderio, d. h. der Grad der Differentiation ist ein geringer, besser gesagt, das Magma ist erst nach der Differentiation eingedrungen. Das peridotitische Glied fehlt hier vollständig, die Variationsbreite der eklogitischen Glieder ist im wesentlichen auf einen größeren und geringeren Gehalt an Pyroxen und Granat beschränkt. Ausgesprochene Zonen sind schwer zu finden, denn sowohl Granat, als auch Pyroxen sind in Schlieren und Linsen angereichert. Als Restschmelze können Plagioklas-Turmalinpegmatite auftreten. Auch hornblendereiche Glieder vermögen sich randlich abzuspalten. Die metamorphe Reihe ist folgende:

Eklogit — Eklogitamphibolit — Granatamphibolit — Epidotamphibolit.

Die drei bis anhin besprochenen Typen haben das eine gemeinsame Merkmal, sie treten nur in Stöcken und Linsen auf. Nur die Eklogite vermögen zusammen mit gabbroidem Magma eine Aufblätterung des Nebengesteins hervorrufen, was dann als Bänderung erscheint.

Hervorzuheben ist, daß Amphibolite, die oft mit peridotitischen Stöcken zusammen auftreten, nicht zu deren engeren Serie gehören, wohl aber zur gleichen Provinzialgesellschaft. Erinnerung sei an die Vorkommnisse von Loderio, Visp, Centovalli, Ajone etc. Stets betonen aber die Erforscher dieser Lagerstätten die scharfe Grenze, die zwischen Amphibolit und Peridotit besteht. Alle diese Linsen und Stöcke liegen gleich Fremdkörpern im umgebenden Gestein. Dieser Umstand nun bedingt, daß die Grenze zwischen Stock- und Kontaktgestein als vorzügliche tektonische Gleitfläche funktioniert. Der ursprüngliche Kontakt wird verwischt, randliche Stücke des Stockes (Strahlstein) werden verschleppt, und so wird die Randzone verhältnismäßig stark metamorph verändert auf Kosten der zentraleren Stockpartien. Es ist das eine Erscheinung, die man z. B. sehr schön in Loderio studieren kann. Ist das Begleitgestein aber ein Schiefer, wie z. B. bei den Eklogiten von Ganano, so werden die Streßauswirkungen vorzüglich im Nebengestein, im außerordentlich beweglichen Glimmerschiefer, zur Äußerung gelangen. Eine mechanische Assimilisation zweier in Struktur und Textur so verschiedener Gesteine, wie Eklogit und Glimmerschiefer, wird kaum statthaben. Der ganze Fremdkörper wird als Ganzes frisch erhalten bleiben, was ohne weiteres dessen katazonare Verhältnisse innerhalb der Meso- bis Epizone erklärt. Es ist dies mit ein Grund, weshalb ich den Eklogit zu den primärmagmatischen Gesteinen zähle. Mechanisch ganz analoge Verhältnisse wird man bei den Pegmatiten finden.

d) Typus Ötztal.

Hezner, Schäfer (Lit. 47; 87, 88).

Diesen Typus möchte ich noch nicht unbedingt festgelegt haben, da ich ihn aus eigener Anschauung nicht kenne. Fraglich ist, ob die Eklogite und Amphibolite im Ötztal wirklich in engerem Sinne zu einer Serie gehören. *Hezner* schildert die Eklogite und Amphibolite als scharf voneinander getrennt. Es scheint deshalb wahrscheinlich, daß sowohl Eklogite als Amphibolite als selbständige Glieder und Serien auftreten. Es zeigt sich in der Literatur leider immer wieder eine zu geringe Berücksichtigung der Verbandsverhältnisse. Es braucht dieser Typus nicht eingehender besprochen zu werden, da man ihn aus dem nächstfolgenden einfach durch Hinzufügen eines basischeren Gliedes, ableiten kann. Es sei nur darauf hingewiesen, daß Granat- und Epidotamphibolite hin und wieder mit Plagioklasamphiboliten in bänderartigem Wechsel auftreten.

Ob es sich hier um Abkömmlinge von Eklogiten handelt, bleibt fraglich.

e) Typus Ascona.

Radeff, Schäfer (Lit. 82, 88).

Keines der basischen Gesteine ist so verbreitet wie der gewöhnliche Amphibolit und nirgends ist er so mächtig und schön entwickelt wie in der basischen Zone von Ivrea. Ähnliche, weniger mächtige Vorkommnisse sind in den Tessiner Alpen zahllos. Stets sind es gebänderte Grüngesteine, die in ihrem Chemismus sehr wenig variieren. Der Wechsel innerhalb eines einzelnen Bandes ist gewöhnlich größer als im ganzen Verband. Der Pauschalchemismus weist unbedingt auf ein Magma gabbroider Zusammensetzung hin. Erst nach der Intrusion vermochte sich dieses in einen pyroxen- und einen plagioklasreicheren Zweig zu differenzieren, auch an primärer Hornblende reichere Bänder finden sich. Das intrudierende basische Magma muß außerordentlich wenig viskos gewesen sein, darauf deutet die oft riesige horizontale Ausdehnung bei relativ geringer Mächtigkeit hin; ein Anzeichen dafür ist auch eine oft ziemlich ausgeprägte Kontaktmetamorphose (*Radeff*).

Die Art der Metamorphose und ihr Grad wird bei einer solchen gabbroiden Serie wesentlich anders sein als bei einer peridotitischen. Die Grenzen zwischen injiziertem Gestein und injizierendem Magma sind verwischt, es finden sich Übergänge und die magmatische Assimilation ist bedeutender. Der Umtausch wird durch die Metamorphose noch erhöht. Kurz gesagt, die Bändergabbros machen im allgemeinen die Metamorphose des gesamten Gesteinskomplexes mit, sie kommen nicht in „falsche“ Zonen zu liegen wie die Eklogite und Peridotite. Die Schieferungsflächen verteilen sich mehr oder weniger über sämtliche Gesteine. Ausnahmen werden dort vorkommen, wo diese gabbroiden Magmen in von ihnen in Struktur und Textur abweichende Gesteine intrudierten, z. B. also in Glimmerschiefer. Hier ist es eher möglich, Relikte zu finden. Hornblende- und augitreiche Gesteine fanden sich als Restschmelzen bei der peridotitischen Gruppe und ergaben dann Aktinolith- und Talkschiefer. In genau derselben Weise können sie nun als erstes Differentiationsprodukt bei der gabbroiden Serie auftreten und auch hier Aktinolithschiefer, seltener Talkschiefer ergeben.

Der gabbroide Magmatypus ist aufgeteilt in eine große Anzahl von Untertypen. Diese nun in ihren metamorphen Produkten auseinanderhalten zu wollen, begegnet vorläufig noch zu viel Schwierigkeiten. Am ehesten könnte man von ihnen wohl noch

die ursprünglich olivinreichen erkennen (Olivingabbros, Olivinnorite, Olivinhyperite etc.). Gliedert man diesem verbreiteten Typus noch die anorthositische Zweigreihe an, so könnte man damit wohl einen neuen Typus schaffen, zu dem unter Umständen das Gestein von Cavragno zu stellen wäre. Ferner wären hier einzuschalten die Plagioklas-Turmalinpegmatite von La Trona, eventuell auch Übergänge in die dioritische Gruppe.

Die Ausführungen basieren auf der Voraussetzung, daß man es mit Tiefengesteinen der Kalk-Alkalireihe zu tun hat. Eingehendere Studien werden Auskunft geben, ob nicht auch Tuffe oder Ergußgesteine der Kali- oder Natronreihe in Frage kommen. Es lag mir weniger daran, hier eine genaue Systematik zu geben, als auf eine wenig betonte Methode hinzuweisen, die in mancher Richtung fruchtbar sein kann. Zum Schluß sei hier noch ein ideelles Schema des Differentiationsverlaufes mit den jeweils entsprechenden metamorphen Produkten beigelegt. Die Differentiation peridotitisch-gabbroid findet in der Tiefe statt, es besteht hier eine wichtige Grenze, die Teilmagmen intrudieren als mehr oder weniger homogene Massen und erst an letzter Lagerstätte scheiden sie sich wieder in verschiedene Zonen.

Magmatypus	Tiefengestein	Katazone	Mesozone	Epizone	Typus der serialen Vergesellschaftung		
Anorthositisch	Anorthosit	Anorthositfels			Ascona	Oetztal	
Gabbroid	Normalgabbro	Plagioklas-Augitfels Erlanfelse	Plagioklas-Amphibolite	Albit-Amphibolit			
	Norit						
	Olivingabbro		Zoisitamphibolit				
Hornblenditisch	Hornblendit	Amphibolschiefer	Aktinolitschiefer Gedritschiefer Nephrite	Talkschiefer	Ganano		
Pyroxenitisch	Pyroxenit						
Gabbroid	Eklogit (autometamorph)	Eklogit-Amphibolit	Granat-Amphibolit	Epidot-amphibolit			Gorduno
Peridotitisch	Gordunit (autometamorph)	Granat-Olivinfels	Granatserpentin	Talkschiefer			
	Dunit	Olivinschiefer	Serpentin	Chloritschiefer Serpentin	Loderio		

c) Die Pegmatite.

Die Pegmatite spielen im Gebiet der Grovenokette eine ganz hervorragende Rolle. Sie lassen sich schon im Felde in zwei, sehr leicht voneinander zu unterscheidende Gruppen aufteilen: in die jungen (spättertiären) und die alten (vortertiären) Pegmatite.

aa) **Die jungen Pegmatite.** Aus der westlich gelegenen Wurzelzone schon lange bekannt, lassen sie sich auch im Gebiet von Santa Maria-Castaneda auffinden. Ganz von diesem Vorkommnis getrennt, treten sie wieder sehr reichlich in der Vorfaltung der Simanodecke auf und zwar vom Talboden bei Mai an aufwärts bis zur A. di Cimagno und höher noch bis auf ca. 1600 m hinauf. Ihr junges Alter tun sie kund durch ihren vollständig diskordanten Verlauf durch alle Schichten, auch durch Amphibolite hindurch. Nirgends sind sie etwa zerrissen und, umhüllt von Streßmineralien, in die Schieferung einbezogen worden. Das einzige, was darauf hindeutet, daß sie doch noch eine letzte alpine Dislokationsbewegung durchgemacht haben, ist eine hohe Kataklyse der Komponenten und eine beginnende Sericitisierung des Kalifeldspates. Ein Kontakt mit Marmor ist nirgends zu beobachten, es mag dies aber nur ein Zufall sein.

Besonders schön aufgeschlossen sind die Pegmatite in den zerklüfteten Biotit-Hornblendegneisen unterhalb Castaneda. Im Gehängeschutt, der die Calancastraße begleitet, kann man schöne Handstücke sammeln. Ebenso lassen sich in der Schlucht der Calancasca, wenig hinter Nadro, aufschlußreiche Beobachtungen machen. Hier sieht man an einzelnen Stellen diese Pegmatite ältere, konkordant den Gneisen eingelagerte Quarz-Turmalinschnüre durchsetzen; man hat hier also alte und junge Pegmatite nebeneinander. Die jungen Pegmatite sind verhältnismäßig feinkörnig und führen nur untergeordnet Mineralien mit leichtflüchtigen Komponenten. Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Muskovit sind Hauptgemengteile. Nur randlich finden sich kleinste Granaten, zonar angeordnet, zusammen mit meist stark kataklastischem Turmalin. Turmalin findet sich auch gern in großen, dendritenähnlichen Gebilden, die Turmalinsonnen gleichzusetzen sind. Auch dieser Nebengemengteil fügt sich ganz in den Habitus des Gesteines, nirgends findet er sich groß und formenreich ausgebildet. Biotit ist sehr selten. Pegmatitisch-pneumatolytische Phasen vermochten sich, wahrscheinlich zufolge allzu hohen Druckes, von der eigentlich pegmatitischen Phase nicht zu scheiden, und mußten mit dieser zusammen erstarren. Der hier am höchsten aufsteigende Pegmatit

findet sich auf 960 m Höhe, im Burgfelsen von Santa Maria. Die Verwerfungen der Wurzelzone sind noch jünger als diese Pegmatite, da die letzteren ebenfalls hin und wieder verworfen worden sind.

Beim Straßentunnel von San Vittore treten ähnliche Gesteine wieder auf, doch nicht mehr in so einheitlicher Ausbildung, und man kann im Zweifel sein, ob man es mit alten oder jungen Pegmatiten zu tun hat. Fürs erstere spricht vor allem die ausgeprägte Injektion der Paragneise und deren Herausbildung zu Augengneisen. Diese Injektion (Lit. 39) scheint also vor der Auf-faltung erfolgt zu sein.

Noch bedeutend häufiger als in der Wurzelzone durchschwärmen Pegmatite den liegenden Schenkel der Simanovorfaltung. Eine ganze Anzahl mächtiger Pegmatitgänge steigt bei Mai (Pian di Verdabbio) aus dem Talboden auf. Oft lassen sie sich über große Strecken verfolgen. Im Riale Polone, da, wo der Weg Verdabbio-Focola an das Riale kommt, beobachtet man einen ca. 1,5 m mächtigen Pegmatit, der quer durch Strahlsteinschiefer und Amphibolite hindurchsetzt. Folgt man dem erwähnten Weg weiter, Cimagno zu, so mehren sich die Pegmatite in großem Maße und erst nach der A. di Cimagno werden sie seltener, treten aber vereinzelt noch bis auf 1600 m hinauf auf. Nur wenig unterscheiden sich diese Pegmatite von denen von Castaneda.

Mineralbestand:

Quarz, Orthoklas.

Plagioklas, Muskovit, Granat, Beryll (makroskopisch), Turmalin (makroskopisch).

Übergemengteil: Apatit.

Struktur: pegmatitisch.

Textur: massig.

Die Metamorphose hat eine intensive Kataklyse und eine Sericitisierung des Kalifeldspates bewirkt. Die Muskovitblätter sind stark verbogen und beherbergen oft flache, kleine Granaten. Turmalin bildete sich meist gesondert in langgezogenen Schlieren, die randlich von Granat umgeben sind. Oft auch haben sich eigentliche Granatbänder herausgebildet, die gerne quer zu den Pegmatiten verlaufen. **Beryll**, in Form von hellblauem, wasserklarem Aquamarin, zeigt schöne hexagonale Prismen von bis 3 cm Länge. Biotit und wenig Erz sind sehr selten. Staubförmig verteilt, bedeckt ein grasgrünes, nicht näher bestimmbares Mineral den Quarz und die Feldspäte der randlichen Zonen.

Zur Gruppe der jungen Pegmatite ist ein Vorkommen zu zählen, dessen Anstehendes aber nicht beobachtet wurde. Im Bergsturz von Arvigo (Laura) sammelte ich Pegmatitbruchstücke von auserlesener Schönheit. Vor allem ist hier randlich gut ausgebildeter Turmalin zum wichtigen Gemengteil geworden. Er zeigt nur geringe Kataklaste und die Risse (meist parallel zur Basis) sind durch Quarz verheilt.

Ein Dünnschliff zeigte folgende Verhältnisse: Der im Dünnschliff graubraune Turmalin ist schön idiomorph ausgebildet und besitzt Einschlüsse von Quarz, Plagioklas, Epidot, Rutil. Randlich tritt auch blauer Turmalin in sehr kleinen Körnern auf. Makroskopisch kann man im Pegmatit noch Apatit und Hämatit feststellen. Der Kontakt mit den Paragneisen ist in einer ersten Zone durch intensive Chloritisierung des Biotits und Saussuritierung des Feldspates gekennzeichnet; in einer zweiten Zone weist der Biotit ebenfalls noch starke Chloritisierung auf, unter gleichzeitiger Ausscheidung von Titaneisen als Sagenitgewebe. Erst im nicht-kontaktmetamorphen Gestein finden sich Übergemengteile wie Granat und Staurolith. Die kontaktlich veränderten Zonen des Nebengesteins bleiben aber sehr schmal.

Die jungen Pegmatite erscheinen stets an Schichtkomplexe gebunden, die sehr steil einfallen (40° und mehr). Die Möglichkeit, aus der Tiefe aufzudringen, war hier am größten. Irgendwelche Herde, denen diese Pegmatite entstammen könnten, lassen sich nicht auffinden. Zwar fehlt es nicht an Orthogneisen, aber sie alle zeigen einen so viel höheren Grad von Metamorphose, sind so stark geschiefert, daß sie mit den gut erhaltenen Pegmatiten nicht in Zusammenhang gebracht werden können. Es bleibt also nichts anderes übrig, als den im W schon lange postulierten, oberflächennahen, aber nirgends aufgeschlossenen granitischen Herd auch hier zu vermuten. Wahrscheinlich ist dieser Herd mit den nicht allzu weit entfernten Tonaliten der Zone von Bellinzona in Zusammenhang zu bringen. Allen Anzeichen nach (*Knoblauch*) sind die Pegmatite noch jünger als die Tonalite. Erstaunlich ist, wie in der Simanovorfaltung die Pegmatite hoch hinaufsteigen, im Gegensatz zur Wurzelzone. Das war voraussichtlich nur möglich unter gleichzeitiger Aufpressung während einer letzten gebirgsbildenden Phase, die, ziemlich lange andauernd, zugleich die Metamorphose dieser jungen Pegmatite bewirkt haben mag.

bb) Die alten Pegmatite, Quarzkluftfüllungen etc. In großem Gegensatz zu den beschriebenen Pegmatiten stehen Gesteine, die z. T. auch als Pegmatite, z. T. aber als Quarzkluftfüllungen anzusprechen sind. Stets sind sie im Verlauf der Dislokationsmetamorphose enger mit in den Gesteinsverband einbezogen worden. Die Tendenz einer solchen Metamorphose, sämtliche ihr unterliegenden Gesteine in Struktur und Textur möglichst gleich zu gestalten, hat sich bei den Pegmatiten, die strukturell und textuell von den Nebengesteinen so sehr abweichen, besonders geltend gemacht. Die ursprüngliche Diskordanz wurde durch Zerreißen und Einpressen auf die Schieferungsflächen aufgehoben. Die Feldspäte wurden mylonitisiert und zersetzt. Als wesentlicher Mineralbestand blieb ein kataklastisches Gemenge von Quarz, Sericit-Muskovit, Turmalin, seltener Granat. Diese metamorphen Fragmente von Pegmatiten sind selten ganz „verdaut“ worden. Als linsenförmige Fremdkörper sind sie geeignete Punkte zur Herausbildung von zonenweis umhüllenden Streßmineralien, wie z. B. von Biotit, Chlorit, Sericit, Disthen, selten von Erzen. Es sind ganz analoge Verhältnisse, wie man sie im Kleinen in den Dünnschliffen beobachtet. Findet sich ein solcher Pegmatit in einem Gesteinsverband eingebettet, der von vornherein wenig Möglichkeiten hat, Schieferungsebenen auszubilden, so tritt um die Quarzknollen herum eine intensive Verfältelung auf. Im Gegensatz zur pegmatitischen Struktur steht die aplitische der Tendenz der Metamorphose, eine möglichst gleichmäßige Korngröße zu schaffen, viel näher. Es sind deshalb im allgemeinen die Apliten besser erhalten als die Pegmatite.

Diese alten, sicher praetriadischen Pegmatite, bestimmten Orthogneisen zuweisen zu wollen, geht selten an. Sie haben unter gleichen Bedingungen wie diese einen ganz anderen Grad der Metamorphose durchgemacht.

Im allgemeinen darf man sagen, daß sie in der Wurzelregion am häufigsten sind und gern sich dort finden, wo auch die jüngeren Pegmatite angereichert sind. Mit Turmalin treten sie z. B. auf Giova im Liegenden der Marmore auf. Meist sind es perlschnurartig aneinandergereihte Quarzknollen, die frei von Feldspäten sind. Recht häufig wird es sich um alte Quarzadern handeln, die ja genetisch meist mit Pegmatiten zusammenhängen und wie diese Turmalin führen können. Ein Quarzit, von vermutlich hydrothermalen Herkunft, zieht, in seiner Mächtigkeit von 0–10 m wechselnd, von A. di Calvarese di sopra zum Fil di Calvarese

hinauf. Zwischen undulös auslöschendem, oft zweiachsigem Quarz finden sich feinkörnige Schnüre von Albit, Sericit, Quarz und Epidot. Das Ganze liegt konkordant über aplitischen Palo-Orthogneisen. In ähnlichen Gesteinen wurde auch hin und wieder Andalusit beobachtet. Auf den Muskovit-Quarzitschiefer von den Mti di Rì, ob Rossa, ist bereits hingewiesen worden. Er zählt ebenfalls zu diesen Gesteinen. Im allgemeinen sehr wenig mächtig, liegen diese Schiefer über dem Calvaresezug, von diesem nur durch 2–10 m mächtige Glimmerschieferzüge getrennt. In pegmatitartiger Ausbildung, mit oft über 5 cm breiten Muskovittafeln, steht das Gestein allerdings nur an der einen, erwähnten Stelle an. Andernorts treten Muskovitgneise an seinen Platz.

Mineralbestand:

Quarz, Muskovit.

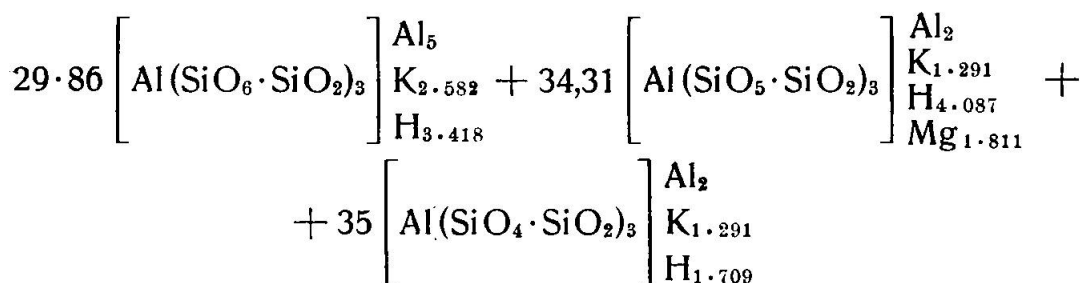
Turmalin.

Chlorit, Magnetit, Zirkon.

Struktur: grobgranoblastisch bis blastopegmatitisch.

Textur: schwach schiefrig.

Der Muskovit stellt sich oft quer zur Schieferung. Er wurde von Prof. Dr. J. Jakob auf seine chemische Zusammensetzung hin genau untersucht. Vermutlich ist die Konstitutionsformel folgendermaßen zu schreiben:



Nach der gütigen Mitteilung des Forschers entspricht dieser Typus am ehesten gewissen Lepidolithen. Auffällig ist der Reichtum an zweiwertigen Elementen (Fe, Mg) und der hohe Kieselsäuregehalt. Es erinnert dieser an die SiO₂-reichen Phengite, die im Gebiet der Aduladecke so weit verbreitet sind.*) Turmalin ist selten und dann in kleinsten Körnchen im ganzen Gestein verteilt.

Es sei an dieser Stelle noch an die eigentlichen Zerrklüftfüllungen und an ähnliche Bildungen erinnert. Im N fehlen sie ganz, in der Wurzelzone finden sie sich hin und wieder.

*) Vgl. J. Jakob: Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. II. Mitteilung, Die Muskovite der Pegmatite. In Zeitschrift f. Kristallographie, 62. Bd. 5. u. 6. Heft.

In Amphiboliten findet sich vorwiegend folgende Paragenese: Adular, Quarz, Pennin;

in sauren Gesteinen: Adular (seltener), Quarz, Turmalin (selten), Erze, Muskovit, Rutil.

Quarzdrusen, mit stark verbogenen Quarzkristallen, sind in den Falten der Roveredozone (ob Grono) gefunden worden. Pyritführende Quarzgänge, konkordant in Amphibolite und Paragneise eingelagert, wurden nach Aussagen der Bevölkerung ehemals auf Eisen hin ausgebeutet. Ein angefangener Stollen in pyritreichem Gestein, westlich vom Passo di Buffalora, scheint diese Überlieferung zu bestätigen. Auf vereinzelt Quarzklüften wurde filziger, seidenglänzender Asbest beobachtet.

Die Ausbildung von Streßmineralien ist nicht nur an Pegmatite gebunden, sondern überhaupt an irgendwelche in einem Gesteinsverband sich durch abnorme Korngröße auszeichnende Gesteine. So werden die grobnadeligen Strahlsteinschiefer innerhalb der Amphibolite vorzüglich von Biotit eingehüllt.

d) Die Breccien.

Sie sind Tektonite, stets an größere Verwerfungen gebunden und besitzen ziemlich allgemeine Verbreitung. Im Landschaftsbild sind sie eine auffällige Erscheinung, da sie gewöhnlich weithin sichtbare, grünlich-weiße Schutthalden bilden. Je nach der Ausdehnung einer Verwerfung ist diese von einer mehr oder weniger breiten, brecciösen Zone begleitet, die, je nach dem Gestein, ganz verschieden ausgebildet sein kann. Solche ausgezeichneten Breccien finden sich an der großen Giova-Verwerfung in einer Zonenbreite von 5—50 m, in den Riales von Dabbio, am Fuße des Mottano, auf dem Grat östlich A. d'Ajone etc. Die Verwerfung wird meist begleitet von einer eigentlichen Ruschelzone, die im harten spröden Gestein kenntlich ist durch eine intensivste Zermahlung der Gesteinskomponenten. Meist lassen sich noch einzelne scharfkantige Trümmer aus einem feinen Mehl, das sich längs Rissen gebildet hat, herauslesen. Harnische fehlen hier. Die Größe dieser oft messerscharfen Stücke mit splitterigem Bruche nimmt von der Verwerfungszone weg zu. So verhalten sich im wesentlichen Orthogneise, Quarzkluffüllungen und Amphibolite. Werden aber z. B. Lagengneise oder Glimmerschiefer von der Verwerfung betroffen, so entstehen gerne Harnische und die brecciöse Zone wird entsprechend schmaler.

Im Dünnschliff zeigen sich in weniger stark betroffenen Gesteinen meist schmale, hart absetzende, allseitig sich verzweigende Zonen intensivster Kataklaste. In ausgesprochener Mörtelstruktur liegt meist anormal auslöschender Quarz. Die Verwerfungsrichtung läßt sich oft noch ganz gut bestimmen, indem die blätterigen Gesteinskomponenten eine deutliche Verschleppung zeigen. Auf den Mörtelzonen wandert sehr leicht Wasser und bedingt eine Chloritisierung des Biotits und eine Saussuritisierung der Plagioklaste. Im Tigliedo ist in einer solchen Breccie durch absteigendes Wasser vom Marmor her sehr reichlich Karbonat angereichert worden.

Auf A. di Settola findet sich eine wieder vollständig verheilte Breccie. Makroskopisch zeigt sich eine Hauptmasse aus Quarz, in der grün gefärbte, große Einsprenglinge liegen. Im Mikroskop beobachtet man ursprünglich stark kataklastischen, nunmehr aber verheilten Quarz, mit undulöser Auslöschung. Die scheinbaren Einsprenglinge sind ein sehr feinkörniges Gemisch von Hornblende, Plagioklasten und Chlorit. Das Ganze stellt eine Breccie von Amphibolit und Quarz dar.

In Glimmerschiefern äußert sich u. d. M. die Verwerfung etwas anders. Die abrupten feinsten Risse fehlen, da die blätterigen Komponenten viel zu geschmeidig sind. Biotit und Chlorit weisen Fältelungserscheinungen auf, der Quarz ist stark kataklastisch. Auf eine Breccie besonderer Art wird später noch zurückzukommen sein (vergl. p. 90 ff.).

Überschiebungsbreccien sind sehr selten und wohl anders ausgebildet als Verwerfungsbreccien. Der Vorgang der Verwerfung ist eine ziemlich plötzliche Erscheinung, die Überschiebung aber beansprucht sehr große Zeiträume, während denen neben der Kataklaste zugleich eine intensive Ummineralisation statthaben kann.

B. Für die einzelnen Decken typische Gesteine.

Es gibt Gesteinsgruppen, die für die einzelnen Decken mehr oder weniger typisch sind. Weniger Qualität als Quantität sind dabei bezeichnend. Schon die einleitenden, allgemeinen Ausführungen haben gezeigt, daß von unten nach oben (abgewickelt gedacht von S nach N) sich in den Decken ein schwacher Wechsel im Gesteinschemismus bemerkbar macht.

Das Gesagte bezieht sich nun vorzüglich auf die Orthogneise. Injektions- und Paragneise sind in ihrem Charakter einheitlicher. Glimmerschiefer können in allen drei Decken in genau der gleichen Ausbildung vorkommen.

a) Die Gesteine der Leventina(?) - decke.

Zutiefst im Calancatal, im Deckenscheitel, zwischen Buseno und Arvigo, findet sich ein „Tessinergneis“. Sein Aussehen und seine Eigenart weisen auf ähnliche Gesteine hin, die in der Leventina anstehen. Über ihm liegen jeweils wieder, mit mehr oder weniger mächtigen Orthogneislagen wechselnd, injizierte Paragneise. Auch Amphibolite schalten sich zur Seltenheit den Orthogneisen ein. Das eigentliche Dach der Orthogneise findet sich in der kleinen Schlucht bei den Häusern von Aurello als Bändergneis ausgebildet. Der Orthogneis ist z. T. zu Augengneis geworden und als solcher im Calancascabett bei Arvigo anstehend. Über den Ortho- und Injektionsgneisen folgt eine relativ geringmächtige Hülle von Paragneisen, meist feinschuppigen, biotitreichen Gesteinen. Sie sind sowohl von sericitquarzitischen (aplitischen) als auch amphibolitischen Lagen durchsetzt und mögen im Ganzen ca. 100 m mächtig sein. Ihre abwechslungsreiche Gestaltung — in den höheren Decken wiederholt sie sich — studiert man am besten am Weg von Arvigo nach Braggio. Einzelne mächtige Amphibolitzüge liegen mitten in der Serie drin. Um von nun an die immer sich wiederholende, im Ganzen gleichförmige Folge von solchen Gesteinen nicht mit sämtlichen Komponenten aufführen zu müssen, sei sie einfach **Mischzone** genannt. Darunter ist also eine Repetition von Biotit-Paragneisen mit Glimmerschiefern, sericitquarzitischen Lagen und Amphiboliten verstanden. Die einzelnen Lagen können dabei schwanken von 0—2 m Mächtigkeit. (Die Paragneise können bedeutend mächtiger werden.)

Diese Gesteine lassen sich, südlich Buseno aus der Wurzel aufsteigend, bis Streccia südlich Selma verfolgen, sie bilden ein Fenster und sind stets flach gelagert.

Die **Granitgneise**, im ganzen Gebiete die tiefstliegenden Gesteine, sind sehr bezeichnend und in ähnlicher Ausbildung nicht mehr anzutreffen. Sie entsprechen den Gneisen, die *Preiswerk* (Lit. 79) unter dem Namen „Tessinergneise“ beschreibt. Aus, von

anderen schon oft betonten Gründen, möchte ich diese vieldeutige Bezeichnung nicht übernehmen.

Ihre Ausbildungsweise ist recht verschieden, im S (Wurzelzone) handelt es sich um einen massigen, leichtgeschieferten Gneis, im N wird er flaserig bis augengneisartig. Immer aber sind die Eruptivgesteinsabkömmlinge ausgesprochene Zweiglimmergneise mit tiefschwarzen Biotitblättern, die sich grell aus weißem Quarzfeldspatgrunde herausheben.

Mineralbestand:

Albit-Oligoklas, Quarz, Kalifeldspat.

Biotit, Muskovit.

Zoisit, Zirkon, Granat.

Struktur: granoblastisch bis blastogranitisch.

Textur: leichte Schieferung, geringe Kataklyse.

Es ist ein Meso-Alkalifeldspatgneis.

Der Plagioklas ist schwach saussuritisiert; Quarz tritt oft in größeren Körnern (z. T. Augen) auf; Kalifeldspat bleibt untergeordnet, bisweilen lassen sich myrmekitische Bildungen erkennen; Biotit ist fetzenförmig, während der Muskovit scharf umgrenzte Formen besitzt.

Der petrographische Befund berechtigt noch nicht, dieses Gestein ohne weiteres den Leventinagneisen gleichzusetzen, die tektonischen und stratigraphischen Erwägungen sind mit maßgebend.

Das Paragneisdach, das von sehr geringer Mächtigkeit ist, wurde im tieferen Teil vom Orthogneisherd aus stark injiziert. Lagen- und Bändergneise, auch selbständige kleinere Granitgneise folgen über dem vollständig konkordant liegenden Lakkolithen.

Die **Mischzonen**, fast möchte man sie in der Karte als solche einzeichnen, besitzen drei Hauptgesteinsarten:

1. Die Biotit- und Zweiglimmerparagneise von leicht psammitischer Ausbildung und hoher Schieferigkeit. Sie gehen oft in Glimmerschiefer über (vor allem in den höheren Decken). Im Gegensatz zu den aplitisch injizierten, meist blaugrauen Biotit-Paragneisen, sind diese schwarz und weiß bis braun. Es sind die „braunen“ Gneise von *Preiswerk* (Lit. 79). Der genannte Forscher führt sie an vom Maggialappen, vom Campo-Tencialappen und von der Molare-Teildecke. *Jenny* (Lit. 50) nennt sie braune Biotitgneise bis Schiefer. In der Simanodecke der Grovenokette wachsen

sie zu großer Mächtigkeit an und haben in ihrer typischen Ausbildung Anrecht auf den Namen eines Leitgesteines.

Mineralbestand:

Quarz, Biotit, saurer Plagioklas, Muskovit.

Übergmtle.: Granat, Zoisit.

Struktur: grano- bis lepidoblastisch.

Textur: kristallisationsschiefrig, Katakklase mittel.

Quarz von wechselnder Korngröße herrscht weit vor und bedingt damit Übergänge in Glimmerschiefer. Der Biotit ist graubraun und lagenweise angereichert. Die Gesteine sind zweifellos sedimentogen. Stets wittern sie braun an und ich möchte deshalb die Bezeichnung braune Gneise, als typisch, von *Preiswerk* übernehmen. Sie finden sich meist in der Nähe der Trias. Sie können daher, mit Vorbehalt natürlich, als palaeozoisches Sediment aufgefaßt werden.

In diesen Mischzonen haben sie den Hauptanteil.

2. Dünne, massige Lagen, von meist braun bis typisch schwefelgelb anwitternden Sericit- bis Muskovitquarziten, schalten sich diesen braunen Gesteinen in einer Mächtigkeit von 0,5 cm bis 3 m ein. Sie sind auf große Distanzen zu verfolgen, liegen stets konkordant im Nebengestein und sind haarscharf gegen dieses abgetrennt.

Mineralbestand:

Quarz, Albit.

Sericit bis Muskovit, Granat.

Pyrit.

Struktur: ausgesprochene Pflasterstruktur mit tiefer Verzahnung, gleichmäßiges feines Korn und geringe Katakklase.

Textur: durch die Sericitblätter ist eine leichte Schieferung angedeutet.

Der undulös auslöschende Quarz macht meist bis 90 % der Gemengteile aus; der Sericit ist feinschuppig und sehr selten lagenweise etwas angereichert. Bezeichnend ist das fast völlige Fehlen von Biotit, ein Merkmal, das zur Abtrennung von Parabiotit-Lagengneisen nützliche Dienste leistet. Granat mit viel Quarzeinschlüssen tritt in relativ großen Körnern auf. Tropfenförmige Quarzeinschlüsse sind im Feldspat vorhanden. Vergleicht man diese Sericitquarzite u. d. M. mit den hellen Lagen der Bänder-

gneise, so läßt sich kaum ein Unterschied finden, es sei denn etwa, daß jene weniger Quarz führen. Doch unterscheiden sich die hellen Lagen der Bändergneise von den Lagen der Mischzonen in den Verbandsverhältnissen. Die ersteren bilden mit den wenig schiefrigen Biotitgneisen eine Einheit, es bestehen schmale Übergangszonen und das gesamte Gestein ist zugleich aplitisch durchtränkt. Anders in den Mischzonen. Übergänge fehlen, es tritt eine ausgesprochene Grenze zwischen Quarzit und Schiefer in Erscheinung, der Quarz des Schiefers ist primär gebildet. Mit Leichtigkeit lassen sich die verschiedenen Gesteine voneinander spalten. Reliktstrukturen (panallotriomorphkörnig), geologisches Auftreten, Mineralbestand deuten immerhin noch auf aplitischen bis quarzporphyrischen Ursprung dieser Sericitquarzite hin. In den Bändergneisen war das intrudierende Magma noch relativ feldspatreich und vermochte das ganze Gestein zu durchtränken. Nicht mehr so in der Mischzone. Der große SiO_2 -Gehalt machte das Magma sehr zähflüssig, es vermochte nur auf Schichtflächen einzudringen und das Nebengestein blieb unversehrt. Übergangstypen fehlen natürlich nicht.

Recht selten schalten sich auch großblättrige Biotitschiefer ein, u. d. M. führen sie neben den gewohnten Komponenten Granat und Staurolith.

3. Die Amphibolite sind bald schwächer, bald stärker entwickelt, es sind z. T. Paramphibolite, z. T. Orthamphibolite (gebänderte Plagioklas-Amphibolite), oft enthalten sie kleinere Linsen von Aktinolithschiefern.

Der ganze Gesteinskomplex der Leventinadecke gehört in seinem bunten Wechsel durchwegs der Mesozone an. Eine genaue Abgrenzung gegen die höhere Simanodecke ist nicht durchzuführen, da jede Trias fehlt.

b) Die Gesteine der Simanodecke.

Viel mannigfaltiger gestaltet sich in petrographischer und tektonischer Hinsicht die Decke III. Sie zeichnet sich vor der Leventina- und Aduladecke durch große Armut an ausgesprochenen Orthogneisen aus. Über $\frac{4}{5}$ ihrer Gesteine sind Paragneise und Schiefer. Jene von *Jenny* (Lit. 50) beschriebenen großen Granitgneisstöcke lassen sich kaum mehr verfolgen, wenigstens nicht in ihrer bekannten Ausbildung vom Pizzo Magno. Überdies wechseln

von der Wurzelzone über den Deckenscheitel hinweg die Verbandsverhältnisse aller Gesteine sehr rasch, und an ein eindeutiges Verfolgen auch nur eines Gesteines ist kaum zu denken. Die Schwierigkeiten, die sich dem entgegenstellen, sind außerordentlich groß.

Die Orthogneise. Es sind vorwiegend flaserige, meist gut geschieferte Gesteine, in denen Biotit weit über Muskovit vorherrscht, ja letzterer kann überhaupt ganz fehlen. Andere recht häufige Ausbildungsformen sind Streifengneise und Augengneise. Selten fehlen die Zonen der Injektion, oft sind sie bedeutend mächtiger als die Orthogneise selbst. Von manchen Handstücken aus der Leventina sind diese Orthogneise oft kaum zu unterscheiden.

Der Biotit-Orthogneis der tieferen Simanodecke. Am schönsten ist er aufgeschlossen im Tigliedo und am Weg Buseno-Santa Maria. Er bildet keine einheitliche Masse, sondern es finden sich zwischen ausgesprochenen Orthogneisen Bändergneise und z. T. Paragneise eingeschaltet.

Mineralbestand:

Quarz, Albit-Oligoklas, Kalifeldspat.

Biotit.

Zoisit, Magnetit, Zirkon.

Struktur: granoblastisch bis blastogranitisch.

Textur: massig bis leicht schiefzig.

In der Randzone dieser Gesteine hat sich stellenweise eine außerordentlich biotitreiche, grobkörnige Facies entwickelt. Sie führt oft noch kleinere Drusen und steht wahrscheinlich mit den Pegmatiten der Nebengesteine im Zusammenhang. Das Liegende ist als sehr mächtiger Bändergneis ausgebildet. Man kann im Ganzen drei Zonen beobachten:

aa) Biotit häutig, Textur flaserig, mit viel Pegmatiten und kleinen Quarzdrusen. Gesteinsfarbe weiß und schwarz.

bb) Biotit groß, fleckenartig, unterbrochen gebändert, wenig Pegmatite. Farbe grau.

cc) Biotit fein verteilt in isolierten Blättchen, ausgesprochene Bändertextur, Pegmatite fehlen. Farbe stahlgrau.

Das Gestein ist typisch blastogranitisch und dürfte möglicherweise mit dem Simanolakkolithen in Zusammenhang stehen. Nach N läßt sich aber dieser Horizont nicht verfolgen, wenigstens nicht über die Riali von Dabbio hinaus.

Andere, anscheinend viel ältere Zweiglimmeraugengneise liegen bedeutend höher. In ihnen herrscht nun der Muskovit weit vor. Als Flaser- und Augengneise treten sie in den Gewölben von Mai auf, mehr als Streifengneise in zwei auskeilenden Horizonten auf Cimagno. Überall sind sie hier von jüngeren Pegmatiten durchsetzt. Diesen Gesteinen entsprechen im Calancatal die Gneise von Mti di Borma und Mti d'Artuale, sowie auch die Augengneise, die nördlich Cauco in den Talboden versinken. Auch in der Wurzelzone findet man diese Zweiglimmerorthogneise (Tigliedo). Sie sind hier viel massiger und eher als Granitgneise zu bezeichnen. Die Glimmer sind grobschuppig und sehr frisch.

Ein weiterer, schöner Orthogneis liegt direkt unter den Marmoren von Giova und Castaneda. Frisch aufgeschlossen ist er an der Straßenkehre, P. 556, der Straße Grono-Buseno.

Mineralbestand:

Quarz, Albit-Oligoklas, Kalifeldspat.

Biotit, Muskovit.

Zoisit, Pyrit.

Struktur: granoblastische Pflasterstruktur.

Textur: leicht schiefrig, Augen und Flasern.

In den entsprechenden Gesteinen von Giova tritt der Muskovit stark zurück. Hier finden sich, in Begleitung dieser Orthogneise, mächtige, randliche Injektionszonen mit alten Turmalin-Pegmatiten auf.

Zieht man die Grenze zwischen Adula und Simano, wie es in der Karte angenommen ist, so gehört noch ein weiterer Orthogneis zur Simanodecke. Wiederum ist er untergeordneter Bestandteil einer mächtigen, salisch injizierten Zone. Der Gneis hat große Ähnlichkeit mit den später zu beschreibenden Palogneisen und muß als lagiger Zweiglimmergneis bezeichnet werden.

Sind alle bisher beschriebenen Gneise von etwelcher Bedeutung, so finden sich in der Simanodecke noch einige Typen von fraglicher Verbreitung und Genese. Am Fuße des Mottano liegt z. B. in Kontakt mit Amphibolit eine Gneis-Quarzitbank von kaum 1 m Mächtigkeit. Ferner stehen unter dem erwähnten Gneis von Mti d'Artuale Zweiglimmergneise an, genau wie sie *Jenny* aus der unteren Randzone des großen Granitstockes beschreibt. Der Biotit tritt in einzelnen, isolierten, stark zerfetzten Blättchen

recht spärlich auf. Hauptgemengteile sind Albit, Quarz und Kalifeldspat. Makroskopisch genau gleich aussehende Gesteine von Santa Maria entpuppen sich aber, infolge reichlicher Granatführung, als Paragneise.

Es leiten diese Gesteine über zu einem für die Simanodecke sehr wichtigen Gneis, dem Biotit-Hornblende-Plagioklasgneis. Es ist das bezeichnendste Gestein für die südlichsten Ausläufer der Grovenokette und tritt in zwei Horizonten auf, deren Mächtigkeit um 80—100 m schwankt. Oft sind sie sehr stark reduziert. Mit wenigen, ausgesprochenen Paragneisen zusammen, bildet dieses Gestein, dank seinem Fallen und Streichen, fast die ganzen Hänge nördlich Santa Maria, ob Cama und Verdabbio. Der höhere Horizont bildet den Grat des Rentano. Ähnliche Gesteine liegen, linsenförmig den psammitischen Paragneisen eingeschaltet, südlich des Marmorzuges von Giova. Im N des Deckenscheitels sind sie selten, sie treten noch auf im Fenster von Lostallo und unter den Amphibolitzügen der Mti della Motta und Mti di Nomnone.

Makroskopisch sind sie leicht erkennbar am reichlich eingestreuten, in isolierten Blättchen auftretenden, streng gerichteten Biotit. Das Gestein ist mittel- bis feinkörnig, weißschwarz bis blaugrau und läßt sich sehr gut nach dem Hauptbruch spalten, was bedingt, daß dieses Gestein überall in der unteren Calanca und im Misox (Cama, Sorte, Verdabbio, Nadro) eifrig zu Platten und Pfosten verarbeitet wird. In *Grubenmann-Niggli: Die Bausteine der Schweiz* (Lit. 37), sind diese Steinbrüche und das ausgebeutete Gestein beschrieben worden.

Mineralbestand:

Albit-Oligoklas, Quarz, Biotit.

Hornblende, Granat.

Klinozoisit, Zoisit, Epidot.

Struktur: granoblastisch bis schwach poikiloblastisch.

Textur: kristallisationsschiefrig.

Der Feldspat ist gut lamelliert und zeigt viele, tropfenförmige Einschlüsse von Quarz, Epidot und Zoisit. Ebenso ist der Quarz oft Wirt von Epidot. Der Biotit besitzt nie gute Formen, meist hat er lappige Ränder, was makroskopisch schon auffällt. Seine Farbe ist schmutzigbraun bis grün. Gewöhnliche grüne Hornblende ist selten, aber stets in größeren Exemplaren vorhanden.

Die übrigen Komponenten sind sehr zahlreich und gleichmäßig verteilt, der Epidot hat oft orthitischen Pleochroismus.

Man möchte bei diesem Gesteine gerne an einen ursprünglichen Diorit oder Syenit denken, dafür spricht ja auch sein geologisch einheitliches, stockartiges Auftreten (Castaneda). Er läßt sich aber häufig von den zahlreichen, lagenartig texturierten Biotitgneisen makroskopisch sehr schwer unterscheiden. Die Stellung dieses Gesteines bleibt also recht fraglich.

Die Injektionsgneise (*Gutzwiller*, Lit. 39) treten stets im Hangenden und Liegenden der Orthogneise auf. Sie sind leicht zu erkennen, sofern sie als Bändergneise entwickelt sind, wie z. B. bei Piotta, an der Calancastraße südlich Buseno, nördlich Cauco, auf A. di Cimagno etc.

Im Felde treten sie in verschiedener Formausbildung auf und man kann diverse Typen auseinanderhalten:

aa) **Bändergneise**. Aplitische Injektion, verbunden mit migmatitischer Durchtränkung des Nebengesteins. Letzteres wird metasomatisch verändert, da im injizierenden Material die leichtflüchtigen Bestandteile noch relativ reichlich vorhanden waren.

bb) **Mischgneise**. Die Aplit, sehr arm an agents minéralisateurs, treten als Bänder auf, vermögen höchstens noch Pyrometamorphose im Nebengestein auszulösen. Beim Zertrümmern des Gesteins fallen aplitische und schiefrige Bänder leicht auseinander (vergl. auch p. 71 ff.).

cc) **Lagengneise**. Sie zeichnen sich aus durch wechselnde Biotitführung einzelner Lagen. In Beziehung auf Textur und Struktur sind die Lagen gleichwertig. Hier liegt wohl meist eine primäre sedimentäre Schichtung vor und kaum irgendwelche Injektion.

Augengneise, Flasergneise entstehen bei veränderten Bedingungen sowohl aus Ortho- als auch aus Bänder- und Mischgneisen.

In den Bändergneisen läßt sich eine Abgrenzung der aplitischen Lagen vom Nebengestein nicht genau angeben. Der Biotit zeigt gern Korrosionsränder. In der Kontaktzone entdeckt man hin und wieder schön ausgebildeten Orthit. Die aplitischen (quarzitischen) Bänder sind gegenüber den biotitreichen Zonen granoblastischer entwickelt. Die Mächtigkeit der oft gefalteten (Torsionsfältelung), hellen Bänder wechselt von 1 mm bis 20 cm. Von Bedeutung für die Art der Injektion ist jedenfalls auch die Struktur und Textur des Nebengesteins.

Paragneise und Glimmerschiefer. Wenn man von den oben erwähnten Biotit-Hornblendegneisen, die möglicherweise z. T. sedimentogen sind, absieht, kann man folgende Typen von Paragesteinen unterscheiden:

Psammitische Biotitgneise (meist als Lagengneise),
Braune Biotit-Muskovitgneise bis Schiefer,
Glimmerschiefer (mit Granat, Staurolith, Disthen etc.),
Sericitquarzite und Quarzitschiefer,
Granatquarzite.

Vorwiegend sind es die psammitischen Biotitgneise, die meist zusammen mit braunen Gneisen die Hauptmasse der Simano-Paragesteine ausmachen. Auch bilden sie Übergänge zu den Biotit-Hornblendegneisen. Angehäuft sind sie in der Simanovorfaltung. Sie treten in großer Mächtigkeit im Lostalloyenster auf und auf der Calancaseite kann man sie von Sant' Antonio di Bolada bis zu den Felswänden von Cauco hinunter verfolgen. Korngröße und Textur wechseln, im allgemeinen besitzen sie die bereits erwähnte Lagentextur, d. h. es wechseln hellere mit dunkleren resp. biotitärmere mit biotitreichen Schichten ab. Meist sind sie gut spaltbar nach dem Hauptbruch, oft auch sind sie massig und quarzitisch hart. In diesem Fall haben sie dann zu- meist an Stelle der graubraunen Färbung einen Stich ins Hellbraune.

Mineralbestand:

Quarz, Albit-Oligoklas, Biotit.

Epidot, Zoisit (Granat).

Titanit, Rutil.

Struktur: grano- bis lepidoblastisch, blastopsammitisch.

Textur: schiefrig, primäre Lagentextur.

Größere Feldspäte sind meist poikiloblastisch von Quarz, Biotit, Granat durchsetzt. Der Biotit ist relativ gut umgrenzt und tritt in kleinen Schüppchen auf. Granat ist sehr untergeordnet und klein.

Auf Giova läßt sich an diesen Gesteinen sehr schön die Wirkung eines Granitkontaktes beobachten. In den Paragneisen treten Turmalin-Pegmatite auf und die Gneise selbst führen idioblastischen Turmalin. Außerdem sind Apatit, Granat, Zirkon reichlicher vertreten, der Biotit ist noch zerfetzter als gewöhnlich und hat Rutil

in Form von Sagenitgeweben ausgeschieden. Granatanreicherung im Kontakt mit jungen Pegmatiten wurde bei Santa Maria beobachtet.

Im Amphibolitkontakt vermehrt sich der Mineralbestand dieser Paragneise um gewöhnliche, grüne Hornblende, Magnetit und Granat. Auch hier weist der Biotit buchtige, lappige Formen auf.

Es können die besprochenen Gesteine nun ihren psammitischen Charakter verlieren und grobkörniger werden, ohne daß ihre Komponenten sich ändern. Es resultieren dann Gesteine, wie sie im Fenster von Lostallo und ob den Mti di Naddi recht häufig sind. Der Biotit bildet immer noch isolierte Blättchen, oft mit ausgesprochenen Korrosionsformen. Das sind Übergangsformen zu den ausgesprochenen:

Braunen Zweiglimmergneisen bis Schiefern. Heteroblastische Strukturen in grobem Korn herrschen vor, die Schieferigkeit wird erhöht infolge der Anreicherung von Biotit, Granat wird zum wesentlichen Nebengemengteil, Sericit tritt untergeordnet auf. Auf ein besonderes Gestein dieser Art, das im oberen Riale Polone ansteht, sei hier zurückgekommen. Makroskopisch zeigt es eine Bänderung, bedingt durch den Wechsel von fein- und grobkörnigen Lagen. Die großen Biotit- und Muskovitblätter sind meist recht wirr gelagert. Der Biotit schließt spießige Büschel von Sillimanit ein. Granatkörner mittlerer Größe sind reichlich vertreten. Die Kataklyse ist groß. Der Plagioklas entspricht einem Andesin; Sericit, Rutil, Zirkon sind Übergemengteile. Der Überschuß an Tonerde ist groß und es zählt dieser Gneis zu den Tonerdesilikatgesteinen.

Die Glimmerschiefer und feldspatarmen Gneise schließen sich hier ohne weiteres an, sie sind zwar in der Simanodecke recht untergeordnet. Als Granat- und Staurolithglimmerschiefer treten sie gerne im Amphibolitkontakt auf, doch sind gerade diese bezeichnenden Gesteinstypen nie auf längere Zeit zu verfolgen. Als tektonisch leicht auszuquetschende Horizonte sind sie meist nur in Linsen erhalten. Die Glimmerschiefer sind z. T. recht massig, und es hält oft recht schwer, auf ihnen eindeutig Streichen und Fallen zu bestimmen. Mit makroskopisch sehr schön ausgebildetem Granat und Staurolith findet man Lesesteine unterhalb der Mti di Briagno. In der Ausbildung, nicht aber in der Art der Komponenten außerordentlich wechselnd, treten solche

Schiefer am Amphibolitzug der Mti della Motta (Cauco) auf. Stellen besonders schöner Ausbildung finden sich ferner am Fuße des Mottano, am Wege Santa Maria-Buseno, an der Calancasca bei Rodé.

In den Glimmerschiefern herrscht weitaus der Biotit vor. Ihr mittlerer Mineralbestand ist:

Quarz, Biotit, Muskovit, Chlorit, Granat.

Na-reicher Plagioklas, Staurolith, Disthen, Epidot, Zoisit.

Magnetit, Rutil, Zirkon.

Struktur: lepidoblastisch (seltener porphyroblastisch, poikiloblastisch).

Textur: gut kristallisationsschiefrig, der Quarz oft aus kataklastischen Aggregaten bestehend.

Quarz tritt in stark wechselnder Korngröße auf, im Staurolith finden sich häufig Einschlüsse von Granat, Sericit, Epidot etc. Feldspäte sind selten, oft aber recht groß und zwillinglamelliert. Meist sind sie von parallel orientierten Magnetit-, Sericit-, Biotit-, Granateinschlüssen poikiloblastisch durchsetzt; auch weisen sie gerne helicitische Fältelung auf. Die Lamellierung liegt im allgemeinen schief zum Hauptbruch. Meist ist es Albit, seltener sind es basischere Glieder (bis Andesin). Der Biotit ist meist baueritisiert und oft chloritisiert. Er bildet kleinschuppige Aggregate. Der Granat tritt im nämlichen Gestein, sowohl als großer Porphyroblast, von mehr oder weniger guter Form, als auch als kleinster Einschluß in den Komponenten auf. Als Porphyroblast ist er gewöhnlich in Glimmer eingebettet. Er erscheint voller Einschlüsse, die sich selten helicitisch anordnen. Oft beobachtet man eine kataklastische Klüftung quer zum Hauptbruch. Disthen und Staurolith sind makroskopisch selten sichtbar, im Dünnschliff aber treten sie fast regelmäßig, xenoblastisch ausgebildet auf. In etwas anderer Ausbildung treten Biotitschiefer, eingeschaltet in die Lagengneise der Wurzelzone, auf. Ihr tief rotbrauner Biotit ist fetzig, verschwimmend; der ziemlich seltene, mittelgroße Granat, schließt in helicitischer Fältelung zahlreiche Biotitblätter ein. Es mag dieses Gestein aus einem Fe-reichen, tonerdehaltigen Sandstein hervorgegangen sein.

Muskovit-Granatglimmerschiefer stehen in der Wurzelzone bei Santa Maria an. Sie sind stark kataklastisch und das fein zerriebene Material ist intensiv verfältelt. Vorausgegangen ist die Katakklase

und nachträglich erfolgte die Verfälschung unter teilweiser Regeneration der mylonitisierten Komponenten.

Ein Gestein, wie es *Preiswerk* (Lit. 79) aus dem Hangenden des Campolungo-Dolomites beschrieben hat, steckt in großen Linsen in der Wurzelzone. Es ist ein Granat-Sericitquarzit, der in seiner hervorragend massigen Ausbildung einem Granitgneis außerordentlich ähnlich sieht. Er steht am Wege Santa Maria-Buseno in einer Mächtigkeit von 30—40 m an (vergl. Profil p. 14). Er liegt in einer ganzen Serie von sedimentogenen Gesteinen eingebettet.

Mineralbestand:

Quarz, Granat, Sericit.

Albit, (Biotit).

Zoisit, (Zirkon).

Struktur: granoblastisch.

Textur: massig, Schieferung durch Glimmer leicht angedeutet.

Der Quarz ist leicht kataklastisch, größere Individuen wurden zertrümmert, sind aber wieder verheilt. Der Granat ist makroskopisch meistens nicht sichtbar, im Dünnschliff zeigt er sich aber regelmäßig verteilt und in großer Anzahl (10 %) auftretend. Zumeist ist er leicht idioblastisch entwickelt und besitzt zahlreiche, manchmal helicitisch angeordnete Einschlüsse. Er tritt in zwei Ausbildungen auf, einer großen xenoblastischen und einer kleineren idioblastischen. Um große Einzelkristalle herum fehlen stets die kleinen Individuen. Recht spärlich sind Sericitleistchen und hellbraune Biotitblätter. Das Ursprungsgestein mag ein leicht mergeliger Sandstein gewesen sein.

An tektonisch stark beanspruchten Stellen sind diese Quarzite mylonitisiert und z. T. stark schiefrig. Hier ist dann der Granat oft makroskopisch sichtbar, daneben treten Disthen und Staurolith auf. Eingeschaltet in die Sericitquarzite finden sich Granat-Biotitparagneise, die allmählich in die Quarzite übergehen. Auf Giova findet sich die nämliche Gesteinsserie wieder. In mächtigen Platten, auf denen nur hie und da Granat makroskopisch bemerkbar ist, stehen sie, einem Granitgneis täuschend ähnlich, am Bach östlich des Weges Caslascio-Brignone an (vergl. Profil p. 33).

Nördlich Giova findet sich ein ähnliches Gestein, das neben viel Quarz und Muskovit auch reichlich Feldspäte (Albit, Oligo-

klas, Orthoklas, Antiperthit) führt. Die Kataklaste ist hier bedeutend.

Ebenfalls ganz in der Nähe (etwas südlich davon) steht ein brauner Quarzitschiefer an. Ausgebleichter Biotit tritt in Menge und zu Büscheln vereinigt auf; der dazwischen eingebettete Quarz ist zu feinem Mörtelmaterial verrieben. Albit ist ganz untergeordnet.

Zwischen diese Quarzite und die Triasmarmore schalten sich durchgängig Injektionsgneise und Amphibolite ein, damit ist eine eindeutige Altersbestimmung unmöglich gemacht. Zudem treten die Gesteine in Linsen und meist in ungleichwertigen Horizonten auf, was weitere Schwierigkeiten bringt. Wahrscheinlich liegt die Linse vom Weg Santa Maria-Buseno im verkehrten, und die von Giova im normalen Mittelschenkel der Simanodecke.

Überblickt man kurz die Gesteine der Simanodecke, so gelangt man etwa zu folgender, für das Feld verwendbaren Übersicht:

	Strukturen, Texturen und weitere Merkmale
Biotitorthogneis Zweiglimmerorthogneis	Granitgneise Augengneise Flasergneise Streifengneise } grobkörnig.
Biotit-Hornblendegneis	gut spaltbar nach Hauptbruch und feinkörnig.
Injektionsgneise	Bändergneise Augengneise z. T. Mischgneise.
Sericitquarzite + Paragneise + Amphibolite	Mischzonen.
Biotitparagneise	Lagengneise z. T.. psammit.
Braune Biotit- und Zweiglimmergneise	Mittelkörnig, quarzitisch bis schiefrig, rostig anwitternd + Quarzflasern.
Glimmerschiefer	Lokal; nach vorherrschender Komponente unterzuteilen.
Granatquarzite	Lokal; massig.
Sericitquarzite	Lokal; schiefrig.

Diese Tabelle berücksichtigt die meist typischen Merkmale, kann aber zu einer guten Kartierung im Maßstab 1:50 000 nicht wohl benutzt werden, da man, um die Übersichtlichkeit nicht zu stören, infolge des starken Wechsels oft mehrere der verschiedenen

Typen zusammenfassen muß. Am meisten Schwierigkeiten bereitet der Biotit-Hornblendegneis, da er meistens von ähnlichen Biotitparagneisen, oft auch Injektionsgneisen, im Felde nicht zu unterscheiden ist.

c) Die Gesteine der Roveredozone.

Wenn hier die Gesteine einer Wurzelzone gesondert behandelt werden, so hat das seine Gründe, die im geologischen Teile näher erläutert sind (vergl. p. 17 ff.). Es ist in erster Linie das petrographische Bild dieser Wurzelzone, das von dem, der nach bisherigen Vermutungen (*Frischknecht, Jenny, Kopp*) zugehörigen Aduladecke abweicht. Die Gesteine dieser, in meinem Gebiete nur in geringer Mächtigkeit anstehenden Roveredozone sind den bisher beschriebenen Simanogesteinen gleichzusetzen. Es sind vorwiegend Paragneise. Ortho- und Injektionsgneise sind spärlich, Amphibolite fehlen. Der Charakter wechselt ziemlich stark von W nach E.

Injektionsgneise. *Gutzwiller* (Lit. 39) erwähnt schon solche vom Straßentunnel von San Vittore. Es ist eine kaum 10 m mächtige Zone von ausgesprochenen Augengneisen (vergl. p. 18). Eine ganz analoge Injektionszone (Augen-, Flasergneise) folgt etwas nördlich, bei der Mühle am Riale von Giova (San Vittore). Beide Zonen lassen sich nach E nicht weiter verfolgen. Die abnehmende Injektion im Nebengestein ist jeweils sehr schön zu beobachten.

Intensiv tektonisch verfaltete Bänder-, z. T. wohl Lagengneise, bilden die drohenden Felsmassen ob Nadro. Es sind wohl vorwiegend sedimentogene Lagengneise; die helleren Lagen sind quarzreicher, führen aber stets noch kleine Biotitschuppen und oft recht große Orthitkörner. Granat findet sich untergeordnet sowohl in hellen, als in dunklen Lagen, Sericit fehlt.

Paragneise und Schiefer. Den Hauptanteil an dieser Zone besitzen die psammitischen Gneise, die die plattigen Hänge ob San Vittore-Roveredo-Grono bilden. Oft führen sie Granat (vergl. *Staub*, Lit. 99) und gehen gerne in die braunen Gneise über (Mti di Lucio, Giova). Als solche enthalten sie oft eisenoxydisch rotbraun gefärbte Quarzknollen und -flasern. An der Straße Grono-Verdabbio, an der Stelle ungefähr, wo nach Streichen und Fallen die Castanedamarmore durchziehen sollten, treten **Biotit-Sillimanitschiefer** auf. Sie führen ziemlich reichlich basischen Plagioklas; Granat fehlt; das Gestein ist ziemlich stark verfältelt.

Zwischen P. 1025 und Signalpunkt 1026,7 auf Giova steckt in braunen Gneisen eine ca. 30 m mächtige Linse von massigem, rötlichem Muskovit-Quarzit. Er führt etwas Biotit; Granat ist makroskopisch nicht zu beobachten. Dieses Gestein konnte nur hier anstehend gefunden werden.

Wenig über diesen Quarziten liegen Gesteinslinsen, die sehr an die Biotithornblendegneise der Simanodecke erinnern. Sie haben eine Mächtigkeit von 10–15 m und es scheint, daß ihre Lagerung hier durch die Tektonik bedingt ist.

Wenn man bedenkt, wie rasch die Roveredozone von W nach E sich verbreitert, so ist auch leicht begreiflich, daß die einzelnen Horizonte in wechselnder Mächtigkeit entwickelt sein müssen, z. T. ganz fehlen können. Es wird dabei durch die Dislokationen eine bestimmte Selektion ausgeübt. Nicht x-beliebige lithologische Systeme werden z. B. ausgequetscht werden können, sondern die Auslese wird sich nach deren Struktur und Textur richten.

d) Die Gesteine der Aduladecke.

Im Gegensatz zur Simanodecke läßt sich in der nächsthöheren Aduladecke, in Bezug auf die Verbandsverhältnisse der verschiedenen Gesteine, mit Leichtigkeit ein bestimmtes System, eine Einheitlichkeit herausfinden. Es ist dies eine durch die Tektonik bedingte Tatsache.

Die Orthogesteine erhalten wieder eine erhöhte Bedeutung, die Paragneise treten zurück, Glimmerschiefer aber sind sehr reichlich vertreten. Der Mineralbestand ändert sich insofern, als nun neben Biotit der Muskovit zu einem wichtigeren Nebengemengteil wird. In den höheren Teilen gibt dann der Phengit den Gesteinen ein recht typisches Aussehen.

Unter dem Calvaresezug zeigt sich eine konstante Repetition von Orthogneisen mit Paragneisen und Glimmerschiefern. Wenigstens fünf vollständig gleich ausgebildete Zonen von Orthogneisen folgen sich, jeweils getrennt durch Schiefer mit Amphiboliten. Obwohl nirgends Triasmarmore vorkommen, so liegt die Vermutung doch sehr nahe, schon aus Analogie zum Calvaresezug, daß diese Schieferhorizonte tieferliegende Teilmulden sind.

Die Orthogneise. Ein ausgezeichneter Orthogneis, der am Aufbau der mittleren Gebirgskette in hohem Maße beteiligt ist, wird als Grenzhorizont der Aduladecke betrachtet. Es sind Zwei-

glimmer-Orthogneise, die in Form eines Lakkolithen, ähnlich wie man das von der Simanodecke her kennt, auftreten. Wenig nördlich des Deckenscheitels erreichen sie die bedeutendste Mächtigkeit. Hier hat sich denn auch die Simanodecke gestaucht, und war gezwungen, diese mächtige Gesteinsmasse eintauchend zu umgehen. Die tektonischen Verhältnisse wurden im geologischen Teil bereits gewürdigt (vergl. p. 10 ff.). Es tritt, wie bei anderen Gesteinen, ebenfalls ein rasches Schmächtigerwerden in nordöstlicher Richtung in Erscheinung. Aus großer Entfernung schon kann man diese in die Simanodecke eingefalteten Orthogneise beobachten, ihre weiße Farbe, ihr frisches Aussehen heben sie vor allem in den Riali aus den anderen Gesteinen heraus. Bei Cabbio werden sie in einem Steinbruch ausgebeutet; freilich ist hier ihre Ausbildungsweise von der normalen schon recht abweichend. Ausgesprochene Schieferung, Anreicherung von Biotit sind zu nicht gewöhnlichen Kennzeichen geworden. Im allgemeinen hat dieser Orthogneis viel Ähnlichkeit mit den Zweiglimmer-Orthogneisen der Simanodecke. Es könnten diese Gesteine den von *Jenny* (Lit. 50) beschriebenen Zweiglimmer-Orthogneisen entsprechen, die an der Cima dei Cogni und südlich davon auftreten.

Mineralbestand:

Quarz, Albit-Oligoklas, Kalifeldspat.

Biotit, Muskovit.

Zoisit, Epidot.

Struktur: granoblastisch.

Textur: ausgezeichnet kristallisationsschiefzig.

Das Gestein zeigt eine ausgesprochene Dislokationsmetamorphose, die Kataklyse ist ziemlich stark. Recht oft ist es als Augengneis, hin und wieder als Streifen- und Flasergneis entwickelt. Strukturell und texturell unterscheidet es sich weitgehend von den Granitgneisen der Simanolakkolithe, es weist eher Anklänge an die unten beschriebenen Palo-Gneise auf.

In den höheren Gliedern der Aduladecke tritt in den Orthogneisen der Biotit auf Kosten des Muskovits (Phengit) sehr zurück. Diese *Phengitgneise* sind von *Frischknecht* (Lit. 29) schon eingehend gewürdigt worden und ich möchte das gleiche nicht noch einmal tun. Mit *Frischknecht* muß auch ich sie für eruptiven Ursprungs halten. Sie treten in all den Abarten irgend eines anderen Orthogneises auf (Aplite, Bändergneise, Augen-

gneise). In fünf, jeweils durch Glimmerschiefer mit Eklogiten getrennten Horizonten bauen sie den Fil di Dragiva auf. Ins Misox hinunter streichend nehmen sie an Mächtigkeit rasch ab. In den tieferen Teildecken treten nur selten einige Bänke dieser Phengitgneise auf, so z. B. am Fil di Calvarese (P. 2383).

Mineralbestand:

Quarz, Albit-Oligoklas, Kalifeldspat (Myrmekit).

Muskovit (Phengit), Biotit.

Epidot, Zoisit, Orthit, Hämatit.

Struktur: grano- bis lepidoblastisch.

Textur: kristallisationsschiefrig.

Die Gneise vom Typus Piz Palo. Es ist dies ein innerhalb enger Grenzen in seinem Aussehen und sicher auch seiner Genese außerordentlich schwankender Komplex von eintönigen, grauen Gneisen, die mit Glimmerschiefern und Amphiboliten wechselagern und die tiefere, südliche Aduladecke aufbauen. Der ganze E-Ausläufer von P. 2479 mit dem markanten Gipfel des Piz Palo besteht aus diesen Gesteinen, der ganze südliche Teil des Lughezone-Kars ist in diese Gneise eingeschnitten. Von A. di Ganano hinauf zum Passo di Ganano geht man fast nur auf diesen Gesteinen. Mit Absicht wurde zur Kennzeichnung der Gesteine der Name einer Lokalität (Piz di Palo = P. 2303,7) herbeigezogen, weil ein bezeichnender petrographischer Name nicht gegeben werden kann und zudem der nämliche Gesteinsverband sich in analoger Ausbildung immer wieder repetiert. Es ist ausgeschlossen und wohl auch zwecklos, diesen Verband weiter aufzulösen. Im wesentlichen sind folgende Gesteine an seiner Zusammensetzung beteiligt:

Zweiglimmer-Orthogneise.

Aplite, z. T. phengitführend.

Injektionsgneise.

Augen-, Bänder-, Flaser-, Streifengneise, Biotit-Paragneise.

Es mag hier ein sehr alter Granitlakkolith mit seiner Sedi-
menthülle vorliegen, wahrscheinlich eine der ältesten Adulakomponenten. Sie bildet gegenüber allen anderen Gesteinen eine Einheit für sich.

Die nördlichste und zugleich mächtigste Zone ist die vom Piz Palo selbst. Gleiche Gesteine, in gleichem Verbande, treten, von ihr durch ein 50 m mächtiges Glimmerschieferband getrennt, am

Fil di Calvarese auf. Hier ist eine aplitische, ca. 10 m mächtige Randfacies schön ausgebildet. Mit ihr in Verbindung tritt randlich eine ca. 10 m mächtige Quarzklufffüllung auf, die ziemlich weithin zu verfolgen ist (vergl. p. 66). Unter ihr, getrennt durch 20 m Granatglimmerschiefer, folgen wieder Palo-Gneise. Noch tiefer liegt der Calvaresezug. Das gleiche Bild wiederholt sich vom Fil di Nomnone bis zum Pizzo di Groveno. Unter dem Gipfel des Fil di Nomnone stechen in Glimmerschiefern Injektions- und Augengneise in die Luft aus. Vom Buffalorafall zieht ein mächtiger Palo-Gneiszug hinauf zum Sattel von 2380 m. Zutiefst endlich folgt ihm ein paralleler Zug vom Bosco grasso hinauf zum Pizzo di Groveno und wieder hinunter zum Dorfe Rossa. Diese verschiedenen Züge sind im Gelände ausgeprägt als steile Hänge, während die zwischenliegenden Glimmerschiefer (Mulden) in flachen Terrassen abfallen (Bosco Corvei, Bosco grasso, Mti di dentro).

Die Gneise vom Typus Piz Palo sind wie die Phengitgneise hervorragend gut gebankt. Sie bilden mächtige Plattenhänge, auf denen bei Wassernot alles Erdreich ins Rutschen gerät.

Jenny (Lit. 50) nennt die Palo-Gneise Zweiglimmer-Orthogneise, *Frischknecht* (Lit. 29) führt sie an erster Stelle unter den „Helle Gneise, Bänder- und Lagengneise“ an und deutet darauf hin, daß ihre Natur keineswegs durchgängig zu bestimmen ist.

Der Großteil dieser Gesteinsmassen ist zweifellos ein Injektionsgneis, ausgebildet als Flaser-, Augen-, Streifengneis. Das Korn ist gewöhnlich sehr fein; der häufige, nicht isoliert auftretende Biotit gibt dem Handstück eine blaugraue, einheitliche Farbentönung. Ein solcher Flasergneis vom Fil di Calvarese hat folgenden Mineralbestand:

Quarz, Oligoklas.

Biotit (olivgrün).

Epidot, Klinozoisit, Orthit, Titanit, Hämatit.

Struktur: granoblastisch.

Textur: schiefrig, Lagentextur.

Die Lagen, besser Flaser, bestehen aus großkörnigem Quarz mit verheilten Kataklasten. Der Biotit zeigt ausgesprochene Korrosionsränder. Auffällig ist der Reichtum an Aggregaten von Zoisit- und Epidotkörnern, die recht oft noch einen orthitischen Kern besitzen.

Betrachtet man u. d. M. ein Handstück von diesen Palo-Gneisen, das makroskopisch als Paragneis erscheint, so ergibt sich:

Mineralbestand:

Quarz, Albit-Oligoklas.

Biotit (olivgrün).

Epidot, Orthit, Klinozoisit, Titanit.

Struktur: granoblastisch.

Textur: schiefrig.

Die Schieferigkeit wird in diesem Gestein nur angedeutet durch den Biotit, Fasern und Lagen fehlen. Auffällig ist die hervorragend schöne Ausbildung von Epidot und Orthit. Der Epidot ist groß, tafelig und besitzt deutliche Spaltbarkeit. Der Orthit mit tiefem Pleochroismus (rotbraun—gelblichbraun) setzt sehr scharf ab gegen eine Hülle von Epidot-Klinozoisit. Oft beobachtet man am Orthit eine regelmäßige Zonarstruktur. Sie zeigt sich am schönsten in der wechselnden Auslöschungsschiefe der verschiedenen Zonen. Es scheint hier eine primäre Zonarstruktur vorzuliegen. Im gleichen Gestein — mehr noch im vorbesprochenen — treten Epidotkörner mit verschiedenen Orthitkernen auf, die, wie gewöhnlich, ohne bestimmte Grenze allmählich in den Epidotmantel übergehen. In diesen Fällen möchte man eher die Entstehung der Epidothülle einem sekundären Vorgang zuschreiben (Verlust von Eisen und seltenen Erden). Auffällig ist, daß umliegende Biotitblätter keine pleochroitischen Höfe aufweisen; vergl. *Fr. Weber*: „Der Kalisyenit vom Piz Giuf“.

Im Gegensatz zu *Frischknecht* konnte ich weder Kalifeldspat, noch Perthit, noch Muskovit beobachten. Im übrigen aber stimmen meine Feststellungen mit denen Frischknechts ganz überein. Leider fehlen noch irgendwelche chemische Analysen.

Es wurde vorhin der aplitischen Randfacies solcher Palo-Gneise Erwähnung getan. Sie findet sich am Fil di Calvarese (P. 2383) in folgenden Verbandsverhältnissen:

Biotit-Paragneis mit aplitischen Bändern.

Quarzkluft, ca. 3 m.

Aplitische Lage, 10 m.

Biotit-Paragneise.

Aplitische Lage, 20 m (P. 2383 bildend).

Injektionsparagneise (Bändergneise).

Die aplitischen Lagen haben folgenden Mineralbestand:
Quarz, Albit-Oligoklas, Kalifeldspat.

Phengit.

Biotit, Zoisit, Titanit, Epidot.

Struktur: granoblastisch, blastoaplitisch.

Textur: leicht geschiefert, Andeutung von Lagen.

Es ist genau das Bild der vorbeschriebenen Phengitgneise. Über die Quarzkluftfüllungen vergleiche p. 66 ff.

Wahrscheinlich zu einer anderen Gesteinsgruppe zählen die als Injektionsbändergneise ausgebildeten *Muskovitgneise*, die durch wenig mächtige Glimmerschiefer vom Calvaresemarmor getrennt sind. Stellenweise liegen sie in direktem Kontakt (tektonisch?) mit diesem.

Mineralbestand:

Kalifeldspat, Albit-Oligoklas, Quarz.

Muskovit, Biotit (braun).

Zoisit, Epidot, Pyrit, Zirkon, Titanit.

Struktur: granoblastisch bis poikiloblastisch (aplitisch).

Textur: schwach kristallisationsschiefzig.

Von den Palo-Gneisen unterscheidet sich dieses Gestein durch seinen Kalireichtum, den, in kleinsten, isolierten Blättchen auftretenden, rotbraunen Biotit und das starke Zurücktreten von Quarz. Die Struktur erinnert außerordentlich an die der Aplite (eutektoid).

Schaut man sich nach ähnlichen Gesteinen um, so wird man längs des Marmorzuges überall muskovitreiche Gneise finden. Im Abschnitt „Pegmatite“ (p. 67) wurden die Muskovitpegmatite von den Mti di Rì besprochen, höher, ob den Mti di Lorlo, steht über dem Marmor ein massiger Muskovitgneis an; er erscheint nur als feinkörnige Varietät der Pegmatite von Rì. Die gleichen Gesteine entdeckt man bei der Kirche von Soazza, am Bahntracé. Hier treten sie in verschiedenen, durch Glimmerschiefer getrennten Bändern auf. Recht häufig zeigen sich in ihnen Klüfte mit alten, nunmehr zerriebenen und verquetschten Quarzdrusen. Wahrscheinlich sind diese Gesteine praetriadisch, aber nicht sehr alt. Ihre Verteilung ist ganz unregelmäßig: bei den Mti di Rì besitzen sie 1—2 m Mächtigkeit, um bis Lorlo hinauf auf 10—20 m anzuwachsen. Höher hinauf ist nur noch die feinkörnige Facies in ebenfalls stets

wechselnder Mächtigkeit vorhanden. Mächtig sind sie dann in den Mti von Soazza, z. B. unterhalb von La Trona.

Paragneise und Glimmerschiefer. Paragneise treten als große Einheit in diesem Gebiet der Aduladecke nur zusammen mit Glimmerschiefern auf. Soweit sie in Verbindung mit Orthogneisen stehen, wurden sie mit diesen zusammen als Gneise vom Typus Piz Palo beschrieben. Unter ihnen finden sich denn auch ausgeprägte Paragneise. Außer von Glimmerschiefern wird der Calvaresemarmor im Liegenden von Biotit-Paragneisen begleitet. Sie gehören zu der schon im Abschnitt der Simanodecke behandelten Gruppe der braunen Gneise und schließen stratigraphisch unmittelbar an die Trias an. In tieferen Mulden finden sich an entsprechenden Stellen diese Gesteine wieder, in Verbindung mit Amphiboliten und Lavezstein. So am Fil di Nomnone und Pizzo di Groveno. Von den Palo-Paragneisen unterscheiden sie sich durch ihre rost-rotbraune Verwitterungsfarbe und durch ihre ausgesprochene Schieferigkeit.

Mineralbestand:

Quarz, Na-reicher Plagioklas, Biotit (rotbraun).

(Sericit), Granat.

Epidot, Titanit, Magnetit.

Struktur: grano- bis lepidoblastisch.

Textur: ausgezeichnet kristallisationsschiefrig.

Es sind Meso-Tonerdesilikatgneise und den braunen Gneisen der tieferen Decken vollständig gleichzusetzen.

Unter den Paragneisen, die ob A. d' Ajone anstehen, erweist sich ein Gestein als besonders eigenartig. Es findet sich in der Nähe von Amphiboliten. Makroskopisch beurteilt man es als sehr biotitreichen Gneis, der von kleinen Feldspatäugen ganz durchsetzt ist.

Mineralbestand:

Albit-Oligoklas, Biotit, Sericit.

Quarz, Granat.

Epidot, Zirkon.

Struktur: grano- bis lepidoblastisch.

Textur: schiefrig.

Der Feldspat tritt in Äugen auf, die von Biotit und Sericit ganz umschmiegt sind. Bald sind es einzelne, große, lamellierte

Feldspäte, bald ist es ein Gemenge von stark zersetzten Feldspatbruchstücken. Oligoklas ist oft reichlich durchsetzt von Albit und Quarz. Biotit tritt in langen Schnüren und Bündeln auf. Er ist meistens chloritisiert und ausgebleicht. Quarz als primärer Gemengteil findet sich nur ganz untergeordnet im Mosaik der Albitaugen. Als vollständig idiomorph ausgebildeter Porphyroblast bildet er ebenfalls kleine Augen, die ganz von Glimmerstrahlen umgeben sind. Vorzüglich sind es sechseckige Basisschnitte, die in ihrer scharfen Umgrenzung sofort auffallen. Kleinste zentralgelegene Rutileinsprenglinge sind selten. In einem Fall wird ein solcher Basisschnitt von einem graubraunen Biotitblatt fast vollständig bedeckt, es hat dieses dabei die Form des Quarzes angenommen. Fast stets ist dieser Quarz perimorph von einem Granatkranz umgeben. Der Quarz zeigt keine Spuren von Kataklase, ist aber häufig leicht optisch zweiachsig. Selbständig auftretender Granat bildet Haufwerke von xenoblastischen Körnern. Zur Deutung dieser Erscheinungen mag der Umstand beitragen, daß idiomorpher Quarz nur eingebettet in Biotitblätter vorkommt, also an Stellen, an denen er am ehesten erhalten bleiben konnte. Wahrscheinlich handelt es sich um eine alte Quarzkluftfüllung, die, in Glimmerschiefer eingebettet, nicht vollständig mylonitisiert worden ist.

Die Glimmerschiefer gelangen in der Aduladecke zu erhöhter Bedeutung, weniger zwar dank ihrer stratigraphischen Mächtigkeit, als infolge der intensiven Verfaltung. Mit einiger Sicherheit darf man annehmen, daß jeder Glimmerschieferzug einer Mulde entspricht, insonderheit, wenn er Amphibolite oder Eklogite führt. Die Glimmerschiefermulden trennen in der höheren Adula sowohl die einzelnen Phengitgneiskerne, als in der tieferen die Palogneiskerne voneinander ab. Im ganzen sind zehn wesentliche Schieferzüge vorhanden, von denen sich vier durch besondere Mächtigkeit auszeichnen. Im N sind es die Glimmerschiefer mit den Eklogitlinsen, südlicher der Granatglimmerschieferzug von Calvarese di sopra, dann die Schiefer mit dem Calvaresezug, die die Schattenhänge der A. di Boggio in großer Ausdehnung bedecken und endlich noch die Schiefer des Pizzo di Groveno. Im allgemeinen besitzen die Glimmerschieferzüge ihre größte Mächtigkeit im Gebiet des Gebirgsgrates und auffälligerweise ist eine ausgesprochene Granatführung ebenfalls auf diese Teile beschränkt.

Hinzu kommt, daß Eklogite, Amphibolite und Lavezsteine sich im allgemeinen ebenfalls hier in besonders großer Mächtigkeit finden.

Das petrographische Bild der Glimmerschiefer ist gegenüber dem der Simanoschiefer nicht wesentlich verschoben. Im allgemeinen zeigt sich, daß je höher man in den Deckenelementen kommt, der Biotit auf Kosten von Muskovit abnimmt und meistens ausgebleicht oder unter Erzausscheidung chloritisiert ist. Folgende Angaben entsprechen ungefähr einem mittleren Mineralbestand:

Quarz, Biotit, Muskovit, Chlorit, Granat.

Albit, Staurolith, Disthen.

Zoisit, Epidot, Magnetit, Pyrit, Rutil, Titanit.

Struktur: lepidoblastisch, seltener porphyroblastisch und poikiloblastisch.

Textur: ausgezeichnet kristallisationsschiefrig.

Einiger Besonderheiten sei hier noch Erwähnung getan. Der Granat besitzt selten gute Formen; eiergroße Aggregate von Granatkörnern finden sich in den Glimmerschiefern von Calvarese di sopra. Neben Granat findet sich meist etwas Staurolith (A. di Boggio), dieser tritt dann im Gegensatz zu Granat als Idioblast auf. In einem Schliff konnte er als Einschluß im Granat beobachtet werden. Zweifellos steht er hier in der kristalloblastischen Reihe vor diesem. Ausgesprochene Kluftsysteme sind in größeren Granatporphyroblasten häufig. In den erwähnten Glimmerschiefern von Calvarese di sopra treten in einem hellrotbraunen Biotit filzige Büschel eines wahrscheinlich als Sillimanit zu bestimmenden Minerals auf. Es erinnert dieser Schiefer an die entsprechenden Gesteine der Roveredozone. Makroskopisch konnte im Kontakt mit den Muskovitgneisen im Granatglimmerschiefer hie und da Turmalin beobachtet werden.

Die verschiedenen Produkte des Eklogitkontaktes sind bereits beschrieben worden (vergl. p. 44 ff.).

Mischzonen, wie sie aus der Simano- und Leventinadecke bekannt sind, sind auch recht häufig in den Mulden der Aduladecke. Recht schön bringen dies die Aufschlüsse an der Misoxerstraße (z. B. nördlich Cabbio) zur Schau.

Der mittlere Teil der Aduladecke zeigt eine gewisse Eintönigkeit, wie man sie von der Simanodecke nicht kennt. Es sei auch hier eine kleine Übersicht gegeben:

	Strukturen, Texturen und weitere Merkmale
Zweiglimmer-Orthogneis	Augengneise Streifengneise } grobkristallin. Flasergneise }
Muskovitgneise	Aplitische Bändergneise } massig. Pegmatitische Facies }
Gneise vom Typus Piz Palo	Orthogneise (untergeordnet) Injektionsgneise Bänder-, Streifen-, Augen- und Flasergneise Biotit-Paragneise, feinkörnig.
Phenitgneise	Orthogneise } hell. Injektionsgneise }
Braune Biotit- und Zweiglimmer- gneise bis Schiefer	Mittelkörnig, quarzitisches, vorwiegend schiefrig, rostig anwitternd + Quarz- flasern.
Glimmerschiefer meist mit zwei Glimmern	Nach vorherrschender Komponente unterzuteilen.
Sericitquarzite + Paragneise + Am- phibolite.	Mischzonen.

Vergleicht man diese Gesteine mit denen der Simanodecke, so fällt sofort das Fehlen jener bezeichnenden Biotit-Hornblende-gneise auf, ebenso vermißt man hier die ausgesprochenen Psammit-gneise, wie man sie vor allem von der Roveredozone her kennt. Im allgemeinen gehören fast alle Gesteine der Aduladecke (abgesehen von den Eklogiten) der Mesozone an, sie mögen zu einem großen Teil bei der Entstehung der Alpen bereits metamorph gewesen sein.

Denkt man sich die Aduladecke abgewickelt — und sie mag mit ihren vielen Teilalten einen ziemlich breiten Raum eingenommen haben —, so offenbaren sich, wenigstens in unserem Gebiet, folgende Verhältnisse.

Als älteste Gesteine, z. T. wohl varistisch vorgefaltet, kommen die Palo-Gneise in Frage. Sie sind im wesentlichen auf die mittlere Aduladecke beschränkt. Auf ihnen lagerten sich nun, möglicherweise transgressiv, die palaeozoischen Sedimente (heute die braunen Gneise und Glimmerschiefer) ab. Der ganze Komplex kam dann in den Bereich varistischer Gebirgsbildung und in ihrem Verlauf sind dann im N die Granitmassen der Simano- und nördlichen Aduladecke eingedrungen. In der südlichen Adula fehlen ähnliche

Vertreter und nur noch im mittleren Teil gehören die Muskovitgneise in diese Phase gebirgsbildender Tätigkeit. Auch basische Ergüsse haben wohl kaum gefehlt, sie sind nun unter den alten Amphiboliten zu suchen. Trias und Jura bedeckten gleichmäßig das ausgeebnete, varistische Vorgebirgsland. Erst im Jura beginnt wieder eruptive Tätigkeit, vielleicht mit Beginn der mesoiden Faltungsphase. Es sind Gabbros und ultrabasische Gesteine, die sowohl Bündnerschiefer als Trias und Glimmerschiefer durchsetzen und im Verlauf der Metamorphose zu Amphiboliten und Serpentinstöcken wurden. Kurz vor Schluß der Alpenfaltung dringen in die Decken Pegmatite eines wahrscheinlich zum Disgraziamassiv gehörigen Granitlakkolithen ein. Letzte tektonische Veränderungen haben Verwerfungen in der Wurzelzone ausgelöst.

Zusammenfassung.

Tektonik. Das untersuchte Gebiet umfaßt die Wurzelzonen und Deckenkerne der penninischen Decken I, III und IV (Leventina-, Simano-, Aduladecke). Die Gesteine sind durchwegs hochmetamorph. Von leitenden Muldenelementen sind außer fraglichen und spärlichen Bündnerschiefern und Triasquarziten nur Triasmarmore bekannt geworden. Diese beschränken sich auf die steilgestellte Wurzelzone — Giova-Castanedazug — und im Norden auf den Calvaresezug (Teilmulde der Aduladecke). Beide Züge sind nicht einheitlich, sondern treten stellenweise in Repetitionsfolge auf. Ferner keilen sie (tektonisch) nach Osten stets aus. Der Giovazug ist zudem durch junge Quer-Verwerfungen in Teilstücke zerlegt worden.

Der Deckengrenze Adula-Simano fehlt jegliche Trias, sie ist vollständig ausgequetscht. Die Abgrenzung läßt sich aber durchführen an Hand der Rückfaltungen im Rücken der Simanodecke. Die darüber liegende Aduladecke läßt sich bis hinauf zum Calvaresezug in wenigstens fünf Teildecken zerlegen. Allerdings fehlen den zwischenliegenden Mulden jegliche Marmorrelikte. Diese tiefere Aduladecke (Grovenoteildecken) besteht im wesentlichen aus einer Repetition von Paragneisen und Glimmerschiefern mit Ortho- bis Injektionsgneisen (Palogneise). Tektonisch verhält sich die Simanodecke sehr interessant, indem wenig nördlich vom Deckenscheitel

die Aduladecke im Val Molera wohl über zwei Kilometer tief in die Simanodecke eingefaltet ist und so, im Misox wenigstens, die oberflächlich aufgeschlossene Simanodecke in einen südlichen — Deckenscheitel und Wurzelzone — und einen nördlichen Teil, das Fenster von Lostallo (= Sasso di Castello-Knie, Pizzo di Cresem-Falte) trennt. Nach NW nimmt diese Einfaltung rasch ab.

Das Auftreten der Leventinadecke im Calancatal erscheint noch recht fraglich. Was den Marmorzug der Wurzelzone anbetrifft, so läßt sich nur feststellen, daß er im weiteren Sinne wohl der Deckengrenze Adula-Simano angehört, im engeren Sinne aber infolge mächtiger Rückfaltungen in Simanogesteinen liegt.

Petrographie. Von den Gesteinen wurden bei den Untersuchungen besonders die Amphibolite und die peridotitischen Abkömmlinge gewürdigt, da sie besonders reichlich vertreten sind, ihre Genese oft noch recht fraglich ist und sie zudem in der Tektonik eine noch umstrittene Bedeutung haben. Die Eklogite, die im Norden des Gebietes häufig sind und in ihrer Begleitung eine Menge interessanter Gesteine haben (u. a. Plagioklas-Turmalin-Pegmatite), scheinen durchwegs autometamorphe Äquivalente der Gabbro zu sein und auf keinen Fall dürfen sie in das Schema der dislokationsmetamorphen Gesteine gestellt werden. Zeitlich gehören sie wahrscheinlich in die Intrusionsperiode der jurassischen Ophiolite. — Durchwegs findet man zwischen Serpentin, Lavezstein einerseits und Amphibolit andererseits eine ausgesprochene Grenze; gabbroide und ultrabasische Gesteine gehören verschiedenen Serien an, kaum aber verschiedenen Intrusionsperioden. Der Differentiationsgang dieser Intrusionen wechselt dabei lokal ziemlich stark und kann über die tektonischen Verhältnisse event. Auskunft geben.

Von den übrigen Gesteinen seien hier nur einige ganz besondere erwähnt. Tertiäre Muskovit-Turmalin-Pegmatite (z. T. mit Beryll) durchschwärmen sowohl die Wurzelzone als auch die saiger stehenden Gesteinskomplexe der Adula-Einfaltung vom Val Molera. Sie gehören einem nicht aufgeschlossenen granitischen Herd an.

Die einzelnen Decken besitzen wenig ausgeprägte Leitgesteine. Überall sind in großer Mächtigkeit *Mischzonen* von Paragneisen bis-Schiefern mit Amphiboliten und Sericitquarziten (Aplite?, Quarzporphyre?) vertreten. Dazu gesellen sich im allgemeinen wenig

mächtige Orthogneise diverser Ausbildung, meist begleitet von Zonen starker Injektion. Glimmerschiefer (Granat-, Staurolith-, Disthen- etc.) haben am meisten Bedeutung in der Aduladecke. Phengitgneise sind ebenfalls auf diese beschränkt.

In der letzten Faltungsphase lassen sich in diesen Gebieten etwa folgende Perioden feststellen:

1. Abschluß der alpinen Faltung in s. str.
2. Insubrische Rückfaltung mit Steilstellung der Wurzelzonen (ev. Bildung der Adulaefaltung der Val Molera).
3. Tonalitintrusion in die Wurzelzone.
4. Pegmatitische Restschmelzen steigen aus granitischen Herden an besonders günstigen Stellen auf. Die insubrische Pressung hält indessen noch an.
5. Senkung der Deckenpakete; die starrere Wurzelzone gibt in Form von Verwerfungen nach.

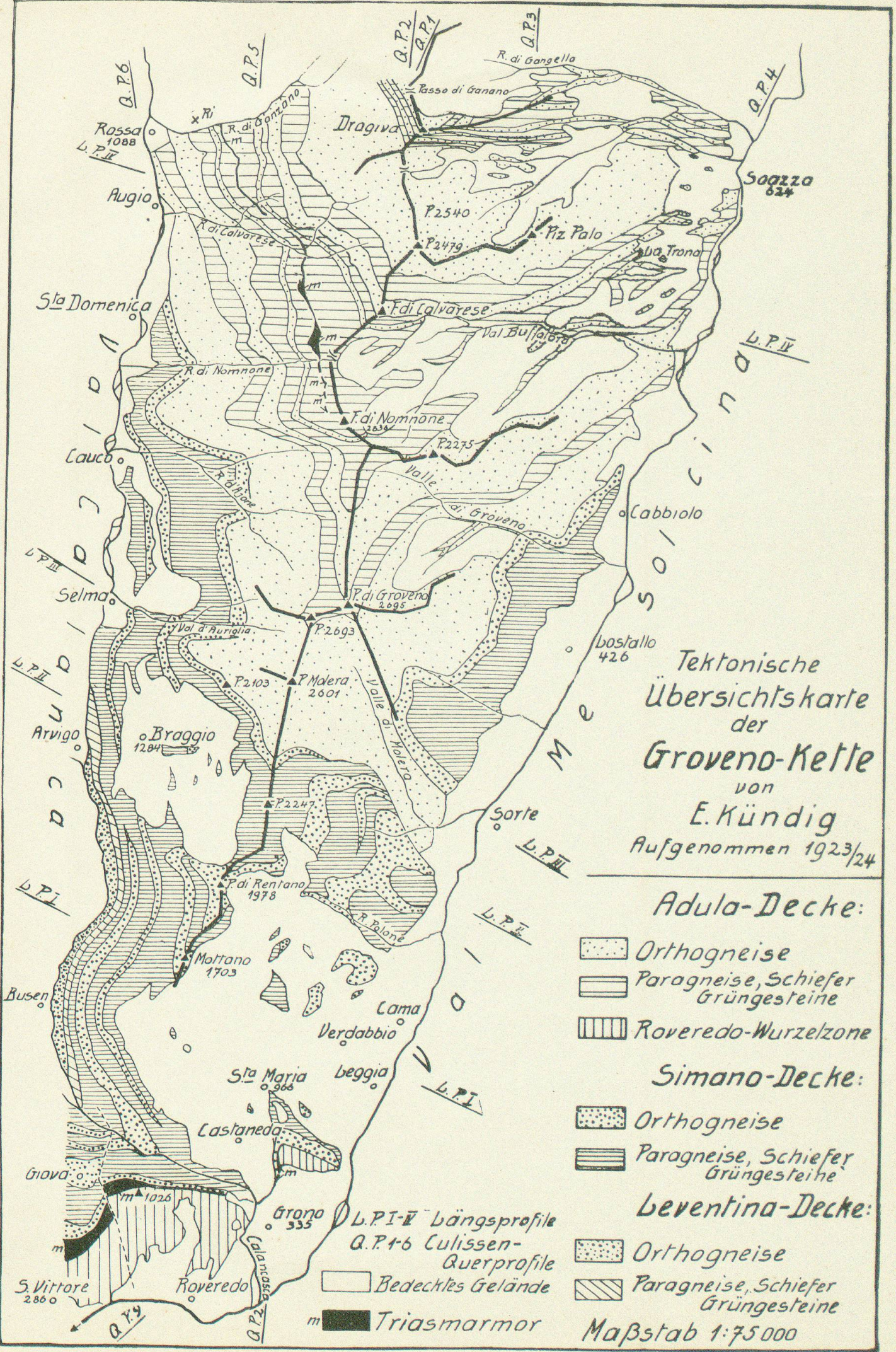
Manuskript eingegangen im September 1925.

Literaturverzeichnis.

Abkürzungen.

- Beitr. = Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.
 Eclogae = Eclogae geologicae helvetiae.
 Vierteljschr. = Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich.

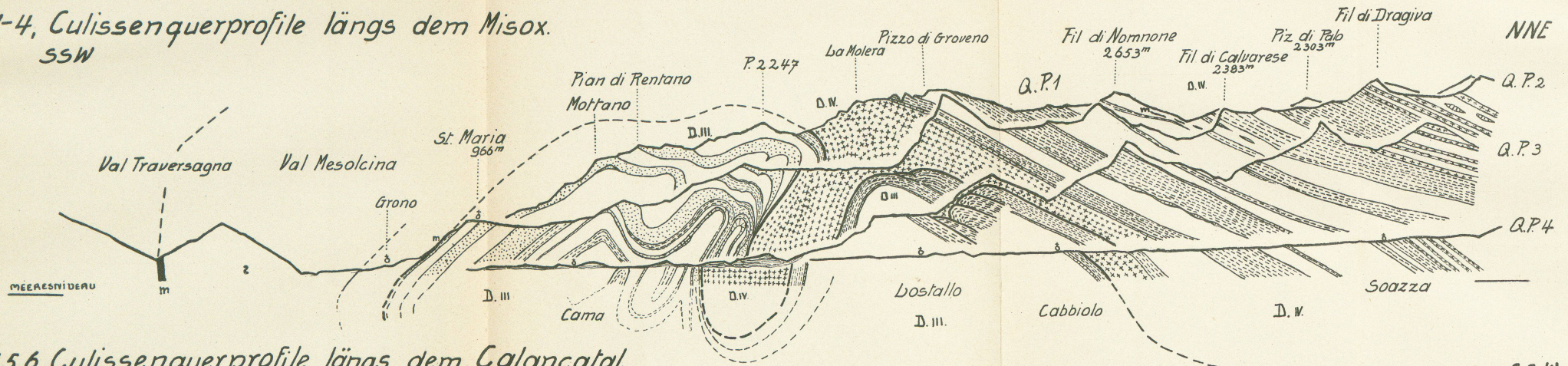
1. *Ambühl, G.* Über die Herstellung von Kochgeschirren aus Lavez-Stein am Südrande der Alpen. Nat. wiss. Ges. St. Gallen, 1898—99.
2. *Argand, E.* Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Beitr. XXXI, 1911.
3. — Sur la racine de la nappe rhétique. Mitt. schweiz. geol. Kommission, 1909.
4. — Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et des territoires environnants. Carte spéciale 64 et coupes. Beitr. XXXI, 1911.
5. — Sur la répartition des roches vertes mésozoïques dans les Alpes Pennines avant la formation des grands plis couchés. Bull. Soc. vaud. T. XLVII, 1911.
6. — Sur la segmentation tectonique des Alpes occidentales. Bull. Soc. vaud. T. XLVIII, 1912.
7. — Sur le drainage des Alpes occidentales et les influences tectoniques. Bull. Soc. vaud. T. XLVIII, 1912.
8. — Sur les plis transverseaux des Alpes occidentales et sur la tectonique du Tessin septentrional. Soc. Neuch. sc. nat., 1915.
9. — Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclogae XIX, 1916.



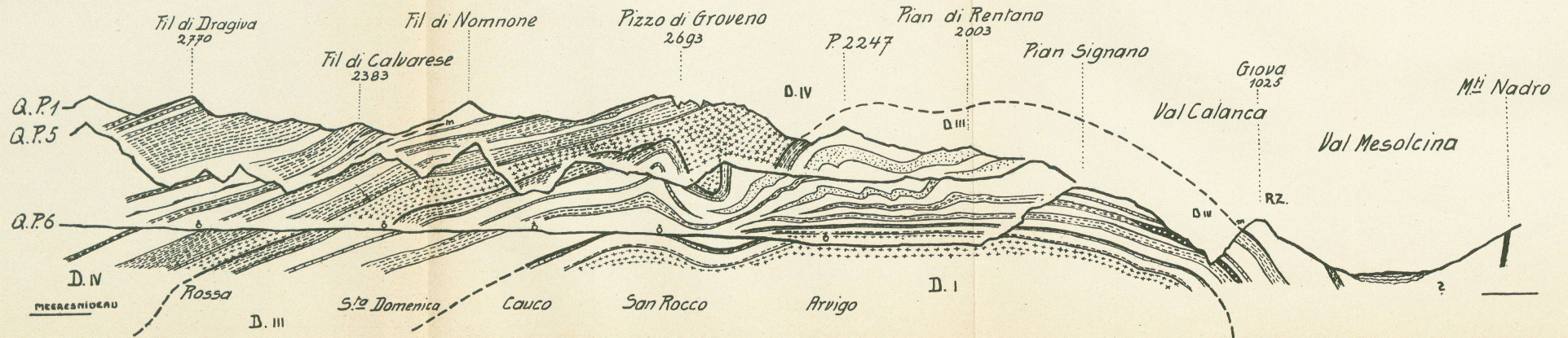
Leere Seite
Blank page
Page vide

Geologische Querprofile durch die Groveno-Kette, aufgenommen von E. Kündig, 1923/24

1-4, Culissenquerprofile längs dem Misox.
SSW

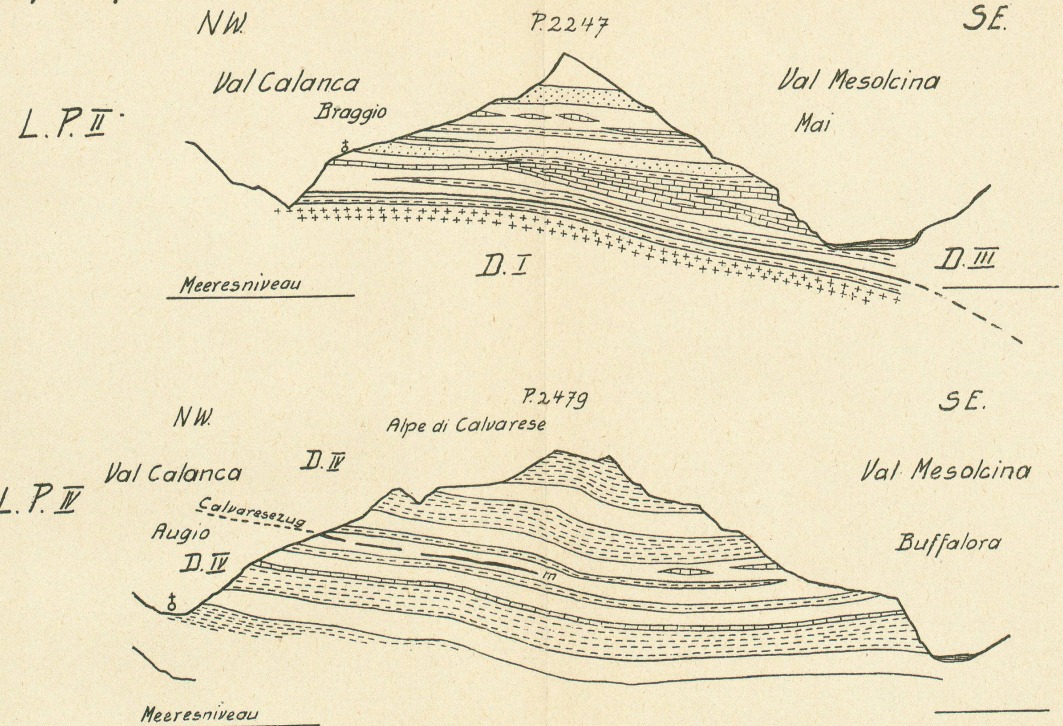
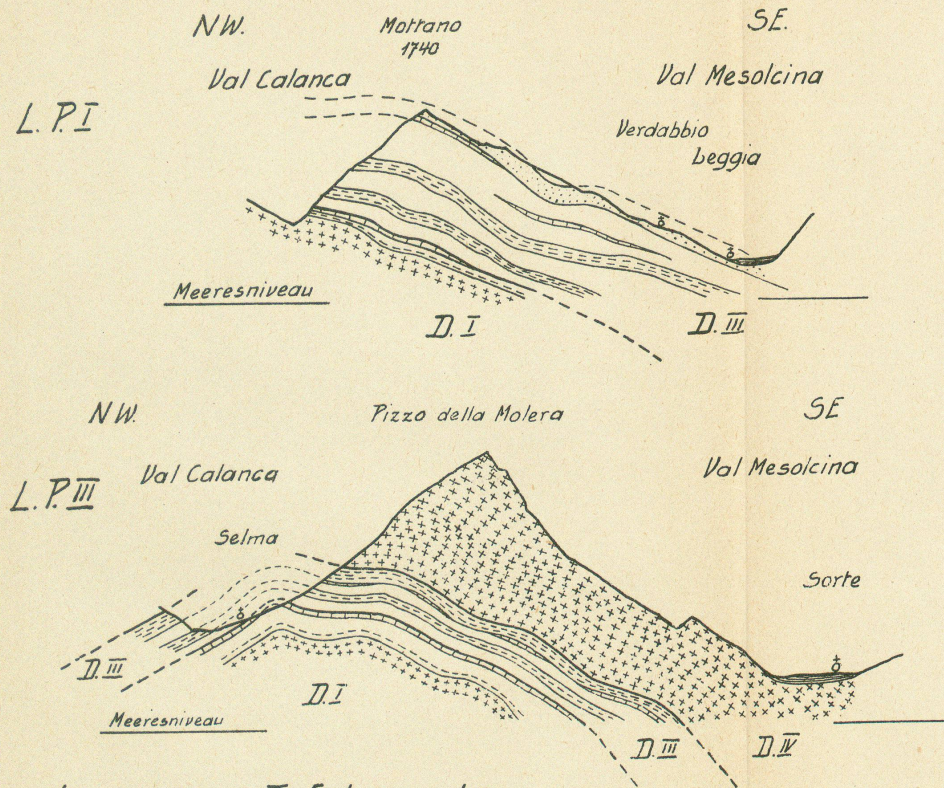


1,5,6, Culissenquerprofile längs dem Calancatal.
NNE



Leere Seite
Blank page
Page vide

Längsprofile



Legende zu Tafel 2 und 3.

- Flussalluvium
- Triasmarmor
- Gruenschiefer
Amphibolite, Eclogite
Lavezsteine

Aduladecke, D. IV

- Zweiglimmerorthogneis
Phengitgneis
- Para-bis Orthogneise
Typus Piz Palù
- Biotitparagneis u. -Schiefer
Amphibolit Zonen z.T.

Simanodecke, D. III

- Orthogneis
Injektionsgneis
- Biotit-Hornblendegneis
- Paragneis u. Schiefer
Amphibolit Zonen z.T.
- Granatquarzit

Leventinadecke, D. I

- Granitgneis
Injektionsgneise
- Paragneis u. Schiefer
Amphibolit Zonen z.T.

Roverèdozone, RZ.

- Orthogneis
Injektionsgneise
- Biotit-Paragneis

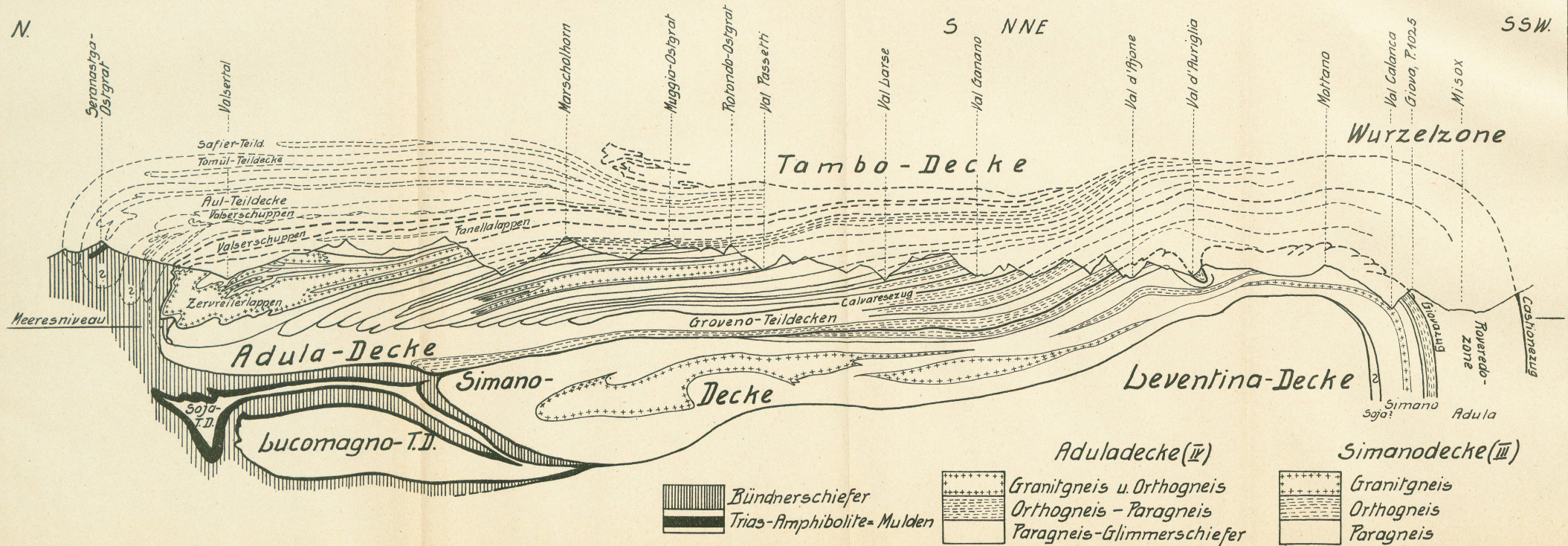
Maßstab 1:50000

1 0 1 2 3 km

Leere Seite
Blank page
Page vide

Sammelpprofil durch die Adula und die Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. 1:100000

Zusammengestellt von E. Kündig. Südl. Ganano nach eigenen Aufnahmen, nördl. davon n. Frischknecht u. Kopp, ergänzt n. Jenny, Bosshard, etc.



Leere Seite
Blank page
Page vide

10. *Argand, E.* La géologie des environs de Zermatt. Actes de la Soc. hélv. sc. nat. Zermatt, 1923.
11. — Des Alpes et l'Afrique. Bull. Soc. vaud. T. LV, 1924.
12. — Zur Technik des Val Blegno. Eclogae XIV, 1918.
13. *Boßhard, L.* Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blegno. Manuskript mit Karte und Profilen. 1925.
14. *Cornelius, H. P.* Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. Diss., Zürich 1912.
15. — Geologische Beobachtungen im Gebiet des Fornogletschers. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1913.
16. — Geologische Excursionen im Oberengadin, Bivio-Maloja. Max Weg, Leipzig 1913.
17. — Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Beil. Bd. XL, 1915.
18. — Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamassives. Geol. Rundschau, Bd. VI, 1915.
19. — Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rundschau, Bd. XI, 1921.
20. *Davis, J. W.* Glacial erosion in the valley of Ticino. Appalachia IX, 1909.
21. *Diener, C.* Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. Sitz.-Ber. Ak. d. W., Wien 1888.
22. *End, G.* Biasca und Val Pontirone, eine Monographie aus den Tessiner Bergen. Jahrbuch des S. A. C. 1922 u. 1923.
23. *Escher, Fr.* Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. Diss. Zürich 1921.
24. *Eskola, P.* On the eclogites of Norway. Vidensk. Skr. I. Math. naturw. Kl. 1921.
25. *Franchi, S.* Notizie sopra alcune metamorfosi di enfalidi e diabasi nelle Alpe occidentale. Boll. del reale Comitato geol. ital., 1895.
26. — Sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi. Boll. del reale Comitato geol. ital., 1899.
27. — u. *Novarese, V.* Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpe occidentale. Boll. del reale Comitato geol. ital., 1895.
28. *Freudenberg, W.* Über das mesozoische Alter des Adulagneises. Ber. üb. d. Vers. d. Oberrhein. geol. Ver. 1908.
29. *Frischknecht, G.* Geologie der östlichen Adula. Diss. Zürich 1923 und Beitr. LI, 1923.
30. — Die zwei Kulminationen Tosa-Tessin und ihr Einfluß auf die Tektonik. Eclogae XVII, 1923.
31. *Garwood, J. E.* The tarns of the Canton Ticino. Quart. Journ., geol. Soc. London, LXII, 1906.
32. *Gerlach, H.* Die penninischen Alpen. Beitr. XXVII, 1883.
33. *Grenouillet, W.* Geologische Untersuchungen am Splügenpaß und Monte di San Bernardino. Jahr.-Ber. d. N. G. Graubünden, Bd. LX, 1921.
34. *Grubenmann, U.* Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. Mitt. d. thurg. nat. Ges. VIII, 1888.
35. — Der Granatolivinfels des Gordunotales und seine Begleitgesteine. Vierteljschr. 1908.

36. *Grubenmaun, U.* Die Kristallinen Schiefer. 2. Aufl. 1910.
37. — u. *Niggli, P.* Die natürlichen Bausteine der Schweiz. Beitr. Geotechn. Serie V, 1914.
38. — u. *Niggli, P.* Die Gesteinsmetamorphose. I. allgemeiner Teil, Berlin, 1924.
39. *Gutzwiller, E.* Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Diss. Zürich 1912.
40. — Zwei gemischte Hornfelse aus dem Kanton Tessin. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. Nr. 12 (1912).
41. *Heim, Alb.* Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel, 1878.
42. — Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beitr. XXV, 1891.
43. — Geologie der Schweiz. Bd. II, 1920—1922.
44. *Henny, G.* La zone de Canavese dans le Tessin méridionale. Bull. Soc. vaud. sc. nat. 1916.
45. *Heritsch, Fr.* Die Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin 1923.
46. *Heydweiller, E.* Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des Bernhardinpasses. Eclogae XV, 1918.
47. *Hezner, L.* Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite. Diss. Zürich, 1903.
48. — Der Peridotit von Loderio. Vierteljahrschr. 54, 1909.
49. *Jenny, H.* Bau der unterpenninischen Decken im Nordosttessin. Eclogae 1922.
50. — Geologie der westlichen Adula. Diss. Zürich 1923 u. Beitr. LI, 1923.
51. — Die alpine Faltung. Berlin, 1924.
52. *Joukowski, E.* Sur les Eclogites des Aiguilles rouges. C. R. Acad. Sc. Paris, 1901.
53. *Klemm, G.* Bericht über Untersuchungen an den sog. «Gneisen» und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessineralpen. Sitzber. k. preuß. Akad. d. Wiss. 1904, 1905, 1906 u. 1907.
54. — Über die genetischen² Verhältnisse der Tessineralpen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 63, Monatsber. 8—10.
55. *Kober, L.* Alpen und Dinariden. Geol. Rundschau Bd. V, 1914.
56. — Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.
57. *Königsberger, J.* Geologische Beobachtungen am Pizzo Forno und Beschreibung der Minerallagerstätten des Tessinermassivs. N. Jahr. f. Min., Geol. u. Pal., Beil. Bd. 26, 1908.
58. — Über Mineralfundorte in den Alpen und über Gesteinsmetamorphismus. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1912.
59. — Einige Folgerungen aus geol. Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. Eclogae, 1909.
60. *Kopp, J.* Geologie der nördlichen Adula. Diss. Zürich 1923 u. Beitr. LI 1923.
61. — Zur Tektonik des Pizzo di Claro und der Wurzelzone des unteren Misox. Eclogae XIII, 1923.
62. — Bau und Abgrenzung der Simano- und Aduladecke im südöstlichen Misox. Eclogae XVIII, 1923.
63. *Koßmat, Fr.* Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wiss. XXXVIII, Bd. II, 1921.
64. *Krige, L. J.* Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Eclogae XIV, 1918.

65. *Lautensach, H.* Die Übertiefung des Tessingebietes. Geogr. Abh., herausgegeben v. A. Penck, 1912.
66. *Lugeon, M.* Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. géol. France, 1901.
67. — Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. Annuaire de géographie X, 1904.
68. *Meyer, J.* Geologisch-petrographische Untersuchungen am Massiv der Aiguilles rouges. Eclogae XIV, 1916.
69. *Niggli, P.* Die Chloritoidschiefer des nordöstlichen Gotthardmassivs. Beitr. XXXVI, 1912.
70. — Petrographische Provinzen der Schweiz. Vierteljahrschr. 64, 1919.
71. — Lehrbuch der Mineralogie. Berlin 1920.
72. — u. *Beger.* Petrographische Provinzen. I. Berlin, 1923.
73. *Penck, A., und Brückner, E.* Die Alpen im Eiszeitalter. 1901—07.
74. *Parker, R. L.* Die Talklagerstätten von Disentis. Diss., Zürich 1920.
75. *Preiswerk, H.* Metamorphe Peridotite und Gabbrogesteine zwischen Visp und Brig. Nat. Ges. Basel, Bd. 15, 1903.
76. — Die Grünschiefer im Jura und Trias des Simplongebietes. Beitr. XXVI, 1907.
77. — Die Struktur der nördlichen Tessiner Alpen. Eclogae XII, 1912.
78. — Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. Eclogae XIII, 1914.
79. — Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen. Oberes Tessin- und Maggiagebiet. Beitr. XXVI, 1918.
80. — Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessinerquerfalte. Eclogae XVI, 1921.
81. — «Tessinergneis» mit tektonischer Skizze. Eclogae XIX, 1925.
82. *Radeff, W. G.* Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). Eclogae XIII, 1915.
83. *Ray, S. K.* Geological and petrographic studies in the Hercynian Mountains around Tiefenstein, S. Black Forest. London, 1925.
84. *Rolle, Fr.* Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. XXIII, 1882.
85. *Roothaan, H. Ph.* Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula. Vierteljschr. 63, 1918.
86. — Petrographische Untersuchungen in den Bergen von Vals. Jahr.-Ber. d. Nat. Ges. Graubünden 1919.
87. *Schäfer R.* Über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingebietes im Wallis. Tschermaks min. petr. Mitt. XV, 1895.
88. — Der basische Gesteinszug von Jvrea im Gebiet des Mastallonetales. Tschermaks min. petr. Mitt. XVII, 1898.
89. *Schardt, H.* Sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon. 1903.
90. — Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstiches. 1904.
91. — Profil du massif du Simplon. Eclogae 1904.
92. — Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. Verh. d. schweiz. natf. Ges., 1906.
93. — L'évolution tectonique des nappes de recouvrement. Eclogae, 1908.

94. *Schardt, H.* Die Injektionsgneise und die tektonische Bedeutung der Aplit-injektionen. *Eclogae* XII, 1913.
- *und Weber, J.* (unveröffentlicht). Geologisches Gutachten über das Calancascawerk. 1921.
95. *Schmidt C.* Über die Geologie der Simplongruppe und die Tektonik der Schweizeralpen. *Eclogae* IX, 1907.
96. — Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der geol. Karte der Schweiz 1 : 100000 auftretenden Gesteine. Beitr., Anhang zur XXV. Liefg. 1891.
97. — Bild und Bau der Schweizeralpen. Basel 1907.
98. — *und Preiswerk, H.* Geologische Karte der Simplongruppe mit Profilen und Erläuterungen. Beitr. XXVI, 1908.
99. *Staub, R.* Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Mit tektonischer Übersichtskarte 1 : 250000 und Profilen. Beitr. XLVI, 1916.
100. — Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. XLVL, III. Abtlg., 1917.
101. — Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. Vierteljschr. 1918.
102. — Über das Längsprofil Graubündens. Vierteljschr. 64, 1919.
103. — Über Alter, Wesen und Ursache der Gesteinsmetamorphose in Graubünden. Vierteljschr. 1920.
104. — Über den Bau des Monte della Disgrazia. Vierteljschr. 1920.
105. — Zur Tektonik der penninischen Decken in Val Malenco. Jahr.-Ber. Natf. Ges. Graub. 1921.
106. — Geologische Karte der Val Bregaglia. Beitr., Spez.-Karte 19, 1921.
107. — Die Verteilung der Serpentine in den ostalpinen Ophiolithen. Schweiz. min. petr. Mitt. 1922.
108. — Geologische Karte des Avers.
109. — Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese, mit einer tektonischen Karte und 2 Profiltafeln. Beitr. LXXXIII, 1924.
110. *Studer, B.* Geologie der Schweiz. 1851.
111. — u. *Escher, A.* Geologische Karte der Schweiz. 1867.
112. *Suter, H.* Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung. Schweiz. min. petr. Mitt. Bd. IV, 1924.
113. *Tarnuzzer, Chr.* Asbestlager der Alpe Quadrata (Puschlav). Jahr.-Ber. d. natf. Ges. Graub. XVI.
114. — Übersicht über die Marmorvorkommnisse in Graubünden. Jahr.-Ber. d. natf. Ges. Graub. XVIII, 1905.
115. — Talk- und Lavezsteine des Bündner-Oberlandes. Jahr.-Ber. d. natf. Ges. Graub. 1918.
116. *Werenfels, A.* Geologische und petrographische Untersuchung des Visper-ales. Beitr. XXVI, 1924.
117. *Wegmann, E.* Geologische Untersuchungen im Val d'Hérens. *Eclogae* XVI, 1922.
118. *Wilckens, O.* Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal., 1910.
119. — Über die Existenz einer höheren Überschiebungsdecke in der sog. Sedimenthülle des Aduladeckmassivs. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1909.

120. *Wilckens, O.* Über Faltung im Adulagebirge. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1910.
121. — Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Graubündens. Geol. Rundschau, 1912.
122. *Wülfing, E. A.* Untersuchung zweier Glimmer aus den Gneisen des Rheinwaldhornmassivs. Ber. d. deutsch. chem. Ges. XLV, 1886.