


SEPARAT-ABDRUCK 
AUS DEM
NEUEN JAHRBUCH
FÜR MINERALOGIE, GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE.
Beilage-Band XL.
(S. 253–363 und Taf. III, IV.)

Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin.

Von

Dr. H. P. Cornelius.

Mit 2 Tafeln.



STUTTGART 1915.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.

Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin.

Von

Dr. H. P. Cornelius.

Mit einer tektonischen Skizze (Taf. III) und einer Profiltafel (Taf. IV).

Inhalt.

	Seite
Einleitung	254
I. Die Gesteine	257
1. Die Gesteine der Serpentinzone (Serpentin; Kontaktgesteine)	258
2. Die Gesteine der nördlichen Gneiszone	265
a) Malojaserie	265
Anomale Gesteine an der Serpentinngrenze	267
b) Biotitgneise von Val Masino	270
c) Granit- und Dioritgneise des Poggio Cavallo	272
d) Pegmatit	273
e) Amphibolit	274
f) Grünschiefer	274
g) Mesozoische Sedimente	276
3. Die Gesteine der Zone von Brusio (Banatite, Monzonit, dioritische Gesteine, Gänge; Kontakterscheinungen)	276
4. Die Gesteine der südlichen Gneiszone	290
a) Phyllitische Gesteine	290
b) Biotitgneise (Tonale- und Morbegnoschiefer)	293
c) Kalkschiefer	300
d) Marmore	300
e) Verrucano und Mesozoicum	303
Die Einschaltungen eruptiver Natur	307
f) Granit	307
g) Pegmatite	310
h) Äugengneis	312
i) Tonalit (Massiv von Sondrio; Tonalit von Campocologno; von Masino)	312
k) Gabbro	320

	Seite
l) Amphibolite	321
m) Epidotchloritschiefer	324
n) Basische Ganggesteine	324
Zur Frage nach dem Alter der Gesteine der südlichen Gneiszone	326
II. Die Tektonik	330
Deutung der tektonischen Verhältnisse	348
Beziehungen zwischen Deckenbau und Metamorphose	357
Literaturverzeichnis	361

Einleitung.

An der Berninagruppe zweigen von der Hauptwasserscheide der Alpen zwei ansehnliche sekundäre Kämmen gegen Süden ab, welche nach längerem Verlauf in der Gletscherregion sich vielfach verästeln und zu grünen Vorbergen hinabsinken, deren Kuppen sich zu dem breiten, fruchtbaren Talgrund des Veltlins abdachen. Der eine dieser beiden Kämmen, welcher vom Murettopaß gegen Südwest und West streicht, ist in der Literatur unter dem Namen *Albigna-Disgrazia-Gruppe* bekannt; der andere, welcher sich am Passo di Confinale an die Berninagruppe anschließt, wird neuerdings von italienischer Seite als *Scalino-Painale-Gruppe* bezeichnet.

Beide Berggruppen sind, ihrer z. T. ganz einzigartigen landschaftlichen Schönheit ungeachtet, in weiteren Kreisen bis vor kurzem nahezu unbekannt geblieben. Dementsprechend befinden sich dieselben noch jetzt auf weite Strecken in einem ganz unberührten, ursprünglichen Zustande. So sehr ein solcher nun das Entzücken des Naturfreundes bildet, so bedeutet er doch eine nicht unbeträchtliche Erschwerung der Bereisung der Gegend. Insbesondere macht sich bei den oft sehr großen Höhendifferenzen zwischen Tal und Gipfeln der Mangel an geeigneten Stützpunkten in der Hochregion sehr lästig bemerklich. An solchen existiert in dem hier näher zu behandelnden Gebiete einzig die Capanna Cederna der Sezione Valtellinese des Club alpino italiano, in der obersten Val Forame. Im übrigen muß man auf größeren Unternehmungen mit den meist äußerst primitiven Alphütten als Nachtquartier vorlieb nehmen. Ein weiteres Hindernis für den Geologen speziell bildet die höchst üppige Vegetation in den tieferen Lagen — in den höheren dagegen eine für den mit südalpinen Verhältnissen nicht Vertrauten überraschend starke Schneebedeckung,

bedingt durch die oft enormen Föhn niederschläge. — Endlich trägt die italienische Landesverteidigung das ihrige bei zur Erschwerung des Reisens in jenen Gegenden: das ganze Veltlin ist seit einigen Jahren „zona militare“, womit Photographier- und Zeichenverbote, das Verbot des Verkaufs von Karten größeren Maßstabs u. a. verbunden sind; und da die Verbote von seiten der subalternen Militärorgane mitunter recht willkürlich ausgelegt werden, kommt man leicht in Gefahr, sich großen Unannehmlichkeiten auszusetzen. Mir selbst sind solche nur einmal (in Val Codera) begegnet; im übrigen bin ich mit dem Militär stets gut ausgekommen. Immerhin ist dem Ausländer (ganz besonders im Umkreis der befestigten Plätze Colico und Tirano) vorsichtiges Benehmen, sowie die Mitnahme amtlicher Ausweispapiere dringend zu empfehlen.

Mit der geologischen Untersuchung der oben genannten Gebirgsgruppen habe ich im Herbst 1911 begonnen und in den Sommern 1912 und 1913 insgesamt etwa vier Monate darauf verwendet. Den größeren Teil dieser Zeit habe ich der Scalino-Painale-Gruppe und den südlichen Vorbergen der Albigna-Disgrazia-Gruppe gewidmet; und auf diese Gebiete soll sich die vorliegende Mitteilung im wesentlichen beschränken. Nachdem sich deren Veröffentlichung durch verschiedene Umstände länger als erwartet verzögert hat, ist es mir möglich, auch noch einen Teil meiner Aufnahmergebnisse aus der Zeit von Mai bis Juli 1914 zu verwerten.

Als topographische Unterlage diente mir in erster Linie der Überdruck Berninapaß 1 : 50 000 des topographischen Atlas der Schweiz. Leider ist auf ihm der südliche Teil des Gebiets nicht mehr dargestellt und war ich für diesen auf die Karten des Istituto geografico militare in 1 : 100 000 (Blätter Sondrio und Tirano) angewiesen. — Von großem Nutzen bei den Begehungen war mir der vom Club alpino italiano herausgegebene alpinistische Führer (Guida delle Alpi retiche occidentali, Brescia 1911), in welchem das ganze für uns in Betracht kommende Gebiet in klarer und sehr eingehender Weise behandelt ist. Auch eine Reihe von Irrtümern in der Topographie und Nomenklatur der Karten wird in diesem Bande korrigiert¹.

¹ Die (gegenüber den auf den Karten gebrauchten) neuen oder abweichenden Namen seien, soweit in dieser Arbeit gebraucht, hier zusammengestellt. Es ist

Über die bisherige geologische Erforschung der genannten Gegenden ist wenig zu berichten. Den größten Teil unserer Kenntnisse darüber verdanken wir auch heute noch den Untersuchungen THEOBALD's (3), und diese geben im italienischen Gebiete, auf welches der Autor offenbar nur wenig Zeit verwenden konnte, ein im Durchschnitt noch stärker schematisiertes Bild der tatsächlichen Verhältnisse als in Graubünden. Die späteren geologischen Karten von CURIONI (4) und TARAMELLI (7) gehen in den Hauptzügen auf die Ergebnisse THEOBALD's zurück. Eine einigermaßen neue Spezialuntersuchung existiert nur über die Berge von Val Masino, von G. MELZI (9a, 9); über die anderen Teile des Gebiets finden sich nur einzelne Notizen in der neueren Literatur — insbesondere bei REPOSSI (15), BROCKMANN-JEROSCH (19), SALOMON (10, 21), TARNUZZER (12, 22), ZYNDEL (25) —, die aber zur Konstruktion eines vollständigen Bildes vom Aufbau dieser Gegend nicht entfernt ausreichen. Dieser Mangel an tatsächlichen Kenntnissen fällt um so schwerer ins Gewicht, als die Veltliner Berge in allen tektonischen Alpensynthesen eine sehr wichtige Rolle spielen: bilden sie doch einen Teil der Zone, welche als Wurzelregion für die größten alpinen Überschiebungsdecken in Betracht kommt, und einen Teil des Grenzgebiets zwischen „Alpen“ und „Dinariden“.

Die vorliegende Arbeit will nun freilich auch nichts weiter bieten als eine vorläufige Übersicht meiner bisher gewonnenen Ergebnisse. Dabei sind bedeutende Unterschiede in der Behandlung der einzelnen Punkte unvermeidlich, je nach der Menge des vorliegenden Beobachtungsmaterials¹. In sehr vielen Fällen ist

-
- | | |
|-------------------------|---|
| Pizzo Painale | = Cima Painale der Karten, |
| Punta Vicima | = P 3230 (südlich des vorigen), |
| Cima di Forame | = P 2951 (südöstlich Pizzo Painale), |
| Cime di Rogneda | = Corno Brutana, |
| Dosso di Scespet | = P 2812 (östlich Vetta di Ron), |
| Cima dei Motti | = Il Rovinadone, |
| Passo degli Ometti | = Einsattelung bei P 2767, SW. Pizzo Scalino, |
| Bocchetta Valdone | = Sattel zwischen Monte Rolla und Monte Canale, |
| Val Valdone | = Tal, welches von der Bocchetta Valdone ostwärts hinabführt, |
| Vallone di San Giovanni | = Tobel, welcher unmittelbar östlich Traona ausmündet. |

¹ Die Dichte des Netzes meiner Begehungen ist speziell gering in der Gegend zwischen Tirano und Val Fontana, sowie in dem Teil der

dasselbe einer weiteren Vervollständigung dringend bedürftig. Muß ich somit auch erheblich mehr Fragen anschneiden, als ich Antworten zu geben imstande bin, so erlauben doch die bereits festgestellten Tatsachen immerhin einige wichtige Schlüsse, und ich hoffe damit einen kleinen Beitrag zur Lösung der großen Probleme des Alpengebirges liefern zu können.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, bereits an dieser Stelle allen denen meinen Dank auszusprechen, welche in irgend einer Weise meine Arbeit gefördert haben: in erster Linie Herrn Prof. U. GRUBENMANN, der mir nicht nur die Benutzung der Räumlichkeiten und Instrumente seines Instituts in entgegenkommendster Weise gestattete; sondern auch an meinen mikroskopischen Studien regen Anteil nahm und zwei Gesteinsanalysen für mich ausführen ließ; ferner Frl. Dr. L. HEZNER, welche eben diese Analysen mit gewohnter Sorgfalt ausführte; Herrn Prof. ALB. HEIM und Prof. P. ARBENZ, welchen ich neben mancher wertvollen Anregung auch die Erlaubnis zur Benutzung ihrer Privatbibliotheken verdanke; den Herren Prof. E. PELLICCIARI in Sondrio und Dr. A. CORTI in Tresivio, deren Unterstützung ich mich mehrfach zu erfreuen hatte, und von denen mich der letztgenannte auch auf manches interessante Vorkommnis hinwies; endlich nicht am wenigsten meinen lieben Kollegen und Nachbarn im Felde, Dr. A. SPITZ und Dr. R. STAUB, welche mit mir nicht nur einzelne Exkursionen gemeinsam unternahmen, sondern auch alle möglichen einschlägigen Probleme diskutierten und solchermassen zur Entwicklung meiner eigenen Ansichten in mehreren Punkten wesentlich beitrugen.

I. Die Gesteine.

Wenn wir unser Untersuchungsgebiet von Norden nach Süden durchwandern, so können wir uns ohne Mühe vergewissern, daß in demselben eine Reihe von Zonen von sehr verschiedenartiger petrographischer Zusammensetzung aufeinander folgen, über deren

„nördlichen Gneiszone“ zwischen Val Masino und Valle Postalesio, weshalb ich auf eine profilmäßige Wiedergabe dieser Gegenden einstweilen verzichte. Auch die Darstellung der Nordwestseite der Kette Corna Mara—Pizzo Painale auf Taf. IV ist, was das Detail betrifft, mit größeren Unsicherheiten behaftet; für den Sommer 1914 beabsichtigte Revisions-touren dortselbst konnte ich nicht mehr ausführen.

Ausdehnung die tektonische Skizze Taf. III orientieren möge. Wir können unterscheiden: eine nördlichste Zone, welche größtenteils aus Serpentin besteht; eine zweite, zusammengesetzt in der Hauptsache aus dunklen Phylliten und Augengneisen, daneben untergeordnet Biotit- und Hornblendegneisen, Amphibolit und Pegmatit, sowie mesozoischen Sedimenten; sie sei im folgenden als „nördliche Gneiszone“ bezeichnet. Daran schließt sich als dritte Zone ein Gebirgsstück, welches vorwiegend von sauren und intermediären Massengesteinen aufgebaut wird; wir wollen es vorläufig die „Zone von Brusio“ nennen. Als „südliche Gneiszone“ endlich sei der sehr bunt zusammengesetzte Gebietsstreifen zusammengefaßt, welcher vom Südrand der vorigen Zone bis zur Talsohle des Veltlins reicht. Er besteht in der Hauptsache aus Quarzphylliten und hochmetamorphen Biotitgneisen, daneben Marmoren, Kalkschiefern und permischen und mesozoischen Sedimenten, sowie massenhaften teils nicht, teils stark metamorphen Eruptivgesteinen: Graniten und Granitgneisen, Pegmatiten, Tonaliten, Gabbro und Amphibolit, sowie verschiedenartigen basischen Ganggesteinen.

So viel sei hier vorgehend bemerkt; im folgenden sollen die einzelnen Gesteine, nach Zonen geordnet, kurz besprochen werden.

1. Die Gesteine der Serpentinzone.

Von dieser Zone habe ich bisher fast nur die südliche Randpartie näher untersucht. Dieselbe besteht fast ausschließlich aus den Gesteinen, welche THEOBALD als „serpentinartiges Malencogestein“ oder „Malencoschiefer“ bezeichnet hat. Diese Gesteine sind nach jetzigen petrographischen Anschauungen als Serpentinvarietäten zu betrachten. Sie zeigen hell- bis dunkelgrüne Farben, manchmal deutlich kristallinische Beschaffenheit, indem die einzelnen Antigorit-Blättchen relativ bedeutende Größe erreichen — der Perlmutterglanz ihrer Spaltflächen ist öfters makroskopisch sichtbar; meist ist das Gestein mehr oder weniger schieferig, sogar feinblättrig mit sericitähnlichem Glanz, seltener vollkommen massig und im letzteren Falle oft von ungewöhnlicher Zähigkeit. Dunkle Streifen und Flecken, von Erzanhäufungen herrührend, sind oft zu beobachten. Dunkle oder rostbraune Anwitterungsfarben sind allgemein verbreitet und verleihen den Bergen der

oberen Val Malenco den düsteren Anblick, der von allen Besuchern seit THEOBALD hervorgehoben wird. — Die Klüfte des Serpentin sind in manchen Bezirken reich an Mineralien verschiedener Art: mannigfache Carbonate und Hydrocarbonate, Pennin, Strahlstein etc.; besonders bekannt sind die an mehreren Stellen (Valle Giumellino, Franscia, Alpe Quadrata) ausgebeuteten Asbestlagerstätten. Auf alle diese Vorkommnisse kann hier nicht näher eingegangen werden.

Im Dünnschliff zeigt sich, daß die Malencoserpentine fast ganz von einem einzigen Hauptgemengteil gebildet werden, dem Antigorit. Er zeigt höchstens ganz blaß grünliche Färbung (Absorption $c' > a'$, kaum wahrnehmbar); $a = c$. Gewöhnlich ist er in Form von schönen, oft ziemlich großen Blättchen ausgebildet; randlich sind dieselben meist mehr oder minder zerlappt. Als ständiger Nebengemengteil ist nur Magnetit, aber manchmal sehr reichlich vorhanden. Relikte von Olivin fehlen anscheinend vollständig¹, aber auch solche von Pyroxen waren in meinen Dünnschliffen nie zu erblicken. Letzteres ist wohl ein Zufall, denn von anderen Beobachtern (MELZI, 9, p. 122, BODMER-BEDER in 12) wird Pyroxen als z. T. reichlich vorhandener Gemengteil erwähnt. — Die Struktur zeigt nur gelegentlich Anklänge an Gitterstruktur; meist herrschen ziemlich wirr blätterige Aggregate von Antigorit. In den geschieferten Varietäten sind die Antigoritindividuen oft sehr ausgesprochen parallel angeordnet, so daß typische Kristallisationsschieferung zustande kommt.

Ist somit kein Merkmal vorhanden, welches einen absolut sicheren Rückschluß auf das Ausgangsmaterial des Serpentin erlauben würde, so steht andererseits auch nichts der Annahme im Wege, daß dasselbe ein peridotitisches Gestein gewesen sei. Wenn MELZI auf Grund des Vorkommens von reliktschen Pyroxenen im Serpentin den Schluß zog, derselbe sei als Umwandlungsprodukt eines Pyroxenits aufzufassen, so ist demgegenüber die vielfach gewonnene Erfahrung zu betonen, daß sich Olivin viel leichter in Serpentin umwandelt als alle Pyroxene. Auch die von BODMER-BEDER vertretene Ansicht, daß das Vorkommen von Antigorit überhaupt auf einen Pyroxen als Ausgangsmineral hinweise, darf

¹ Abgesehen von dem von BRUGNATELLI (Zeitschr. f. Krist. 39. 1904. p. 209) beschriebenen Titanolivin.

heute als widerlegt gelten. Mir scheint am wahrscheinlichsten, daß der Serpentin von Val Malenco als Umwandlungsprodukt von Olivingesteinen aufzufassen ist, welche nur in untergeordnetem Maße und nicht überall Pyroxen enthielten, welche letzterer bei der Umwandlung wenigstens in der Regel als Relikt erhalten blieb.

An sonstigen Gesteinen treten in der Serpentinzone, soweit ich dieselbe bisher begangen habe, nur ganz untergeordnet Chloritschiefer (bei Torre S. Maria und in Valle Sassera¹) und Amphibolite (in den Felsen nordwestlich Alpe Airale) auf — Gesteine, welche ich noch nicht hinreichend untersucht habe, um mich darüber äußern zu können. Das letztere gilt auch von dem G a b b r o, welcher in bedeutender Entwicklung am Ost- und Nordgehänge des Monte Braccia auftritt und sich über Chiareggio bis gegen den Murettopaß verfolgen läßt, und den ich neuerdings auch östlich von Chiesa, am Weg von Bricalli zur Alpe Zocca, aufgefunden habe. Hervorzuheben ist bei diesem Gestein der schon makroskopisch deutlich verfolgbare Übergang von massigen, völlig normalstruieren Typen zu flaserigen, gebänderten und vollkommen schieferigen; ein großer Teil der von THEOBALD in der oberen Val Malenco eingetragenen Amphibolite gehört hieher.

Außerdem aber ist noch zu der Serpentinzone der lange Zug mesozoischer Sedimente zu rechnen, welcher von der östlichen Talseite von Val Malenco über die Rocca Castellaccio und entlang der Nordseite der Valle Torreggio, wenngleich mehrfach unterbrochen, zu verfolgen ist. Er besteht aus triadischem Dolomit und untergeordnet liasischem Kalkschiefer bis Marmor. Die gleichen Gesteine treten auch an dem Abhang südöstlich Tornadri in großen Massen auf, verknüpft mit grünlichem Glimmerquarzit und gneisartigen, z. T. hornblendereichen Gesteinen. In ganz übereinstimmender Ausbildung werden wir jene mesozoischen Gesteine in der nördlichen Gneiszone wiederfinden, weshalb bezüglich näherer Mitteilungen darüber auf weiter unten (p. 276) verwiesen sei. Hier sei nur kurz der Metamorphose gedacht, welche der Dolomit am Kontakt mit dem Serpentin erlitten hat.

¹ Dort wird ein solches Gestein als Topfstein („pietra ollare“) gebrochen und verarbeitet.

Derartige Erscheinungen finden sich besonders an dem Scheitelrande des kleinen Gewölbes von Dolomit, das auf der Ostseite von Val Malenco etwa südöstlich von P 850 (nördlich Torre S. Maria) im Serpentin steckt, sowie an den Dolomitlinsen, welche den Kontakt des letzteren mit den südlich anstoßenden Gneisen begleiten, ebenfalls auf der Ostseite von Val Malenco. Die Umwandlung erstreckt sich fast nie weiter in den Dolomit hinein als auf etwa $\frac{1}{2}$ m Entfernung vom Kontakt. Die entstandenen Kontaktprodukte sind die folgenden:

a) Normaler grauer Dolomit, ziemlich fein kristallin, unregelmäßig durchzogen von flaserigen, smaragdgrünen Häuten von glimmerähnlichem Habitus. — U. d. M. zeigen sich diese Häute aus zwei blätterigen Mineralien zusammengesetzt: das eine, ganz blaß grünlich, zeigt die optischen Eigenschaften des Antigorits; das andere, mit etwas intensiverer Färbung (α blaßgrün mit Stich ins Bläuliche, $\beta = \gamma$ blaßgrün mit Stich ins Gelbliche), stärkerem Relief und höherer Doppelbrechung (Farben 3. Ordnung), zweiachsig mit ziemlich kleinem, negativem Achsenwinkel, entspricht ziemlich genau dem von mir (27, p. 466) aus einem kontaktmetamorphem Kalk vom Silsersee beschriebenen Cr-haltigen Glimmermineral. Von anderen Mineralien sind Magnetit und Pyrit zu erkennen, letzterer manchmal reichlich in ziemlich großen, teils unregelmäßig rundlichen Körnern, teils in lang stabförmigen, reihenförmig den Schliff durchziehenden Gebilden. Außerdem konnte ich in einem Fall noch die spärliche Anwesenheit eines farblosen Minerals feststellen, von niedriger Lichtbrechung ($< 1,54$) und Doppelbrechung (Grau 1. Ordnung); es ist optisch einachsig, negativ. Eine stumpfwinklige Kristallbegrenzung und Spaltbarkeit parallel dazu sind manchmal angedeutet, doch sind im allgemeinen die äußeren Umrisse ganz unregelmäßig, und kleine Einschlüsse von Dolomit massenhaft vorhanden. Die Natur dieses Minerals ist noch nicht aufgeklärt; den optischen Eigenschaften nach könnte man allenfalls an Chabasit denken. — In struktureller Hinsicht ist wenig zu bemerken. Der Dolomit bildet an Menge weit vorherrschende Aggregate für sich allein, von sehr wechselnder Korngröße; die Glimmer-Serpentinaggregate sind dagegen meist ganz unscharf begrenzt, die andern Mineralien regellos eingestreut. — Solche Gesteine finden sich sowohl an dem erwähnten Dolomitgewölbe von Torre S. Maria (auf dessen Nordseite; der Kontakt

ist längs eines schmalen Steigs aufgeschlossen) als auch südöstlich von Tornadri, in der Runse westlich vom großen Wasserfall, welcher über die Dolomitwand herabstürzt.

b) Feinkörnige bis dichte Gesteine von blaßgrüner Farbe, worin in manchen Handstücken zahlreiche mattglänzende Spaltflächen eines stengligen Minerals sichtbar sind. — Im Dünnschliff zeigen sich diese Gesteine als Dolomit, welcher ganz gleichmäßig mit Antigorit und farblosem Glimmer, in wechselnden gegenseitigen Mengenverhältnissen, imprägniert ist. Die meist kleinen Blättchen dieser beiden Mineralien liegen ganz regellos zwischen den Dolomitmikrokörnern. Das erwähnte stenglige Mineral entpuppt sich als farbloser monokliner Amphibol von relativ schwacher Licht- und Doppelbrechung; in dem mir vorliegenden Schliff sind seine großen, säulenförmigen Individuen stets ganz durchwachsen mit Carbonat und werden schließlich vollständig durch solches ersetzt.

c) Graue bis grünliche, dichte oder feinkörnige Gesteine, in welchen blaßgrüner Tremolit in einzelnen Säulen oder Büscheln von solchen, von z. T. nicht unbedeutender Länge (ca. 1 cm) schon makroskopisch auffällig hervortritt. — Im Dünnschliff erkennt man darin als Hauptgemengteil neben dem Tremolit den Klinozoisit. Stets vollkommen farblos, im Zentrum oft durch schwarzen Staub getrübt, zeigt er äußerst lebhaft blaue, anomale Interferenzfarben; ein zonarer Wechsel in der Intensität derselben ist häufig wahrnehmbar. Die Gestalt der Individuen ist kurzsäulenförmig, mit meist stark zugerundeten Ecken. Der Tremolit, ganz blaßgrünlich gefärbt ($b = c$; a farblos), zeigt Interferenzfarben der 2. Ordnung, $c : c = 17^\circ$; von Kristallflächen sind (110) und (010) manchmal ausgebildet, doch sind gewöhnlich die Umrisse der langsäuligen Individuen unregelmäßig. Wolkenweise Imprägnation mit schwarzem Staub oder Erfüllung mit tröpfchenförmigen Carbonateinschlüssen sind in einzelnen Kristallen zu beobachten. Als Nebengemengteile treten auf: Titanit manchmal häufig, in z. T. recht großen, annähernd idiomorphen Körnern; Albit in gestaltlosen Massen, gekennzeichnet durch sehr niedere Licht- und Doppelbrechung, großen Achsenwinkel und das Auftreten vereinzelter Zwillingslamellen; in geringen Mengen Carbonat und ganz spärlich Erze. In struktureller Beziehung ist hervorzuheben die schlechte Begrenzung aller Komponenten (ausgenommen eines

Teils des Tremolits); sie gibt Anlaß zu einer Struktur, die zwischen der grano- und nematoblastischen (wegen der \pm säuligen Ausbildung der Hauptkomponenten) steht. Partien, welche vorzugsweise aus Tremolit bestehen, wechseln ohne Regel mit solchen, in welchen der Klinozoisit fast ausschließlich herrscht. Zu erwähnen ist auch, daß ich den letzteren als Einschluß im Tremolit öfters beobachtete, nie aber das umgekehrte Verhältnis. Albit, z. T. durchspickt mit feinen idiomorphen Tremolitnadeln, und Carbonat bilden, wo vorhanden, eine formlose Zwischenmasse zwischen den übrigen Gemengteilen; Titanit ist teils unregelmäßig verstreut, teils durchzieht er in kleinen Körnchen, reihenweise angeordnet, die ganzen Schriffe. — Eine mehr oder minder deutliche Paralleltexur ist gewöhnlich vorhanden. — Dieser Typus zeigt Übergänge in

d) Aggregate von hellem Glimmer, durchwachsen mit langen, grünlichen Tremolitsäulen. — Im Dünnschliff läßt sich beobachten, wie der Klinozoisit allmählich zurücktritt und durch farblosen Glimmer ersetzt wird; schließlich kommt ein feinschuppiges Glimmeraggregat zustande, durchwachsen von großen, blaßgrünlichen, idiomorph ausgebildeten Tremolitsäulen.

Die Typen (c) und (d) finden sich nur am Kontakt des Serpentin mit den Dolomitlinsen zwischen Gneis und Serpentin an der obengenannten Stelle. (d) dürfte vielleicht einer stofflichen Wechselwirkung zwischen Gneis und Dolomit, unter Einwirkung des peridotitischen Magmas, seine Entstehung verdanken — einen ähnlichen Fall habe ich bereits (27, p. 454 ff.) aus dem Oberengadin beschrieben. — Daß ich die vorstehend beschriebenen Bildungen überhaupt als Kontaktgesteine anspreche — nach der bloßen mineralischen Zusammensetzung könnte man diesbezüglich im Zweifel bleiben — findet seine Begründung einmal in der Art des Vorkommens (stets direkt am Kontakt mit Serpentin), ferner in den unbestreitbaren Analogien mineralogischer (Cr-Glimmer, Klinozoisit, Titanit, Serpentinimpregnation) wie struktureller (besonders in c) Natur, welche die hier beschriebenen Vorkommnisse mit den Kontaktzonen des Serpentin im Oberengadin verbinden. Das bedeutende Hervortreten des Tremolits ist freilich den letzteren fremd; und gerade die typischsten Glieder derselben, die Diopsid- und Vesuviangesteine, habe ich bisher in Val Malenco nicht gefunden. — Übrigens finden sich unter den von R. STAUB

(30, p. 315 f.) erwähnten kontaktmetamorphen Triasgesteinen vom Südfall der Berninagrube typische Diopsidfelse, die z. T. mit Engadiner Vorkommnissen vollkommen übereinstimmen. Eine genaue Durchforschung des weiten Serpentinegebiets von Val Malenco wird sicher noch an manchen Orten interessante Kontaktbildungen zutage fördern, die möglicherweise auch für die Altersbestimmung des Serpentin von Bedeutung sein werden.

Einstweilen läßt sich über den letzten Punkt nur so viel mit Sicherheit sagen: die jüngsten, durch das peridotitische Magma, aus welchem der Serpentin von Val Malenco hervorgegangen ist, veränderten Gesteine gehören der Trias an; die Intrusion jenes Magmas ist also mindestens spät- oder posttriadisch¹.

Nur beiläufig — weil außerhalb des hier näher zu behandelnden Gebiets befindlich — erwähnt seien die äußerst wechselvollen Silikatmarmore und Kalksilikatifelse, welche in stellenweise recht bedeutender Mächtigkeit, vergesellschaftet mit eigenartigen, hornblende-, granat-, epidotreichen Biotitgneisen, von Chiareggio bis gegen Chiesa in den Serpentin und Gabbroschiefer eingebettet sind. Die genannten Gesteine setzen auf dieser Strecke das Gehänge von der Talsohle bis hinauf zu den Talstufen von Girosso, Lagazuolo, Lago Pirola zum großen Teil zusammen. Daß wir es auch hier mit Kontaktgesteinen zu tun haben, ist schon auf Grund meiner bisherigen Untersuchungen als sicher zu betrachten, doch ist über deren Alter in Anbetracht der anscheinend restlosen, höchst intensiven Umwandlung, vorerst nichts Sicheres auszusagen.

Anhangsweise sei hier noch gedacht einer Einlagerung von schieferigem kristallinem Kalk im Serpentin der Rocca Castellaccio (auf dem SE-Abhang, oberhalb Ciappanigo bei etwa 13—1400 m Höhe). Dies Gestein zeigt einen bedeutenden Gehalt an makroskopisch lebhaft grünem, mikroskopisch fast farblosem Strahlstein, der gewöhnlich lagenweise, seltener unregelmäßig verteilt in den Kalk eingewachsen ist. Als akzessorischer Gemengteil ist Magnetit in den Dünnschliffen in beträchtlicher Menge zu erkennen. —

¹ Es ist demnach durchaus ungerechtfertigt, wenn noch immer, z. B. auf der Geologischen Karte der Schweiz 1 : 500 000 von HEIM und SCHMIDT, 2. Aufl. 1911, der Serpentin von Val Malenco auf Grund der Darstellung THEOBALD's zu den vortriadischen kristallinen Schiefen gestellt und mit anderer Farbe bezeichnet wird als die mesozoischen Serpentine Graubündens.

Möglicherweise handelt es sich auch in diesem Gestein um ein (vielleicht sekundär weiter verändertes) Kontaktprodukt; den begleitenden, wenn auch in geringer Menge vorhandenen, Ophicalcit möchte ich nach den im Engadin gewonnenen Erfahrungen (vergl. 27) mit Bestimmtheit als solches betrachten. Als Ausgangsmaterial kommt möglicherweise Liaskalkschiefer in Betracht, doch ist eine sichere Entscheidung diesbezüglich einstweilen nicht zu treffen.

2. Die Gesteine der nördlichen Gneiszone.

Die größte Wichtigkeit kommt unter den Gesteinen dieser Zone einem mächtigen Komplex von Gneisen und Phylliten zu, in der Hauptsache übereinstimmend mit demjenigen, welchen ich 1912 (27, p. 389 f.) im Oberengadin als

a) *Malojaserie* bezeichnet habe. Es sind im wesentlichen einerseits helle Gneise mit vorwiegend grünem Glimmer und meist großen rundlichen Feldspatäugen; andererseits vorwiegend dunkel gefärbte, sericitische oder quarzitische Phyllite. — U. d. M. zeigen die Gneise als Hauptgemengteile Orthoklas oder Mikroklin (oft mikroperthitisch durchwachsen), Albit, Quarz und blaßgrünlichen Muscovit oder Phengit, ganz wie der Malojagneis des Engadins, mit welchem sie im wesentlichen auch strukturell übereinstimmen. Dagegen sind eine Reihe von dort seltenen oder ganz fehlenden Übergemengteilen in unserem Gebiet ziemlich verbreitet, insbesondere Epidot, blaßgrüne strahlsteinartige oder lebhaft blaugrüne Hornblende und Biotit. An Nebengemengteilen finden sich Titanit, Apatit, Zirkon, auch Orthit. — Die Phyllite enthalten als Hauptgemengteile Quarz, Albit, Muscovit und Chlorit; an Nebengemengteilen konnte ich Apatit, Zirkon und kleine Mengen von Erz nachweisen; das fast stets vorhandene, äußerst fein verteilte dunkle Pigment ist kohligler Natur.

Auf weitere petrographische Einzelheiten einzugehen möchte ich an dieser Stelle vermeiden, schon aus dem Grunde, weil mir manche Varietäten dieser im einzelnen ziemlich wechselvollen Gesteine erst sehr ungenügend bekannt sind. Indessen möchte ich nicht versäumen, bezüglich der Entstehung dieser Gesteine einiges dem in 27, p. 394 f. Gesagten beizufügen, was für die Malojaserie des Oberengadins ebenso wie für die von Val Malenco gilt. A. a. O. habe ich die Ansicht ausgesprochen, die Gesteine der

Malojaserie seien wahrscheinlich durchgängig sedimentären Ursprungs, mit Einschluß des typischen Malojagneises von der Malojapahöhe. Dabei stützte ich mich in der Hauptsache auf den Umstand, daß der letztere mit den unzweifelhaft sedimentären phyllitischen Gesteinen sehr eng, sogar anscheinend durch lithologische Übergänge, verknüpft ist, sowie eine in ihrer Regelmäßigkeit an Schichtung erinnernde Paralleltexur besitzt; andererseits trug ich der Tatsache zu wenig Rechnung, daß der a. a. O. beschriebene „Malojagneis“ nur eine lokale Ausbildung der in der Malojaserie weit verbreiteten, teilweise sehr groben Augengneise darstellt. Nun stellen diese Augengneise einen Typus dar, wie er bereits in zahlreichen Gebieten studiert und wohl überall als granitisches Derivat erkannt worden ist. Ihrer Deutung als umgewandelte Sedimente würde ebenso der für solche ungewöhnliche Reichtum an Feldspäten, der über gewaltige Strecken gleichmäßig anhält, als das augenförmige Auftreten der Mikrokline die größten Schwierigkeiten bereiten; wogegen die letztere Tatsache bei Ableitung des Gneises von einem porphyrtartig ausgebildeten Granit eine höchst ungezwungene Erklärung findet: die Augen stellen alsdann Relikte dar¹. Ich betrachte also die Augengneise der Malojaserie im Engadin wie in Val Malenco als umgewandelte Granite.

Wie bei dieser Deutung die strukturellen Verhältnisse im einzelnen zu erklären sind, ist eine Frage, auf welche ich bei späterer Gelegenheit zurückzukommen hoffe. Hier sei nur noch kurz ein anderes Problem angedeutet: wie wir uns nämlich die Beziehungen der eruptiven Augengneise zu den sedimentären Phylliten erklären sollen. Man kann entweder annehmen, die letzteren seien das ältere Gestein, in welches der Granit intrudierte; dann ist die Tatsache unerklärlich, warum bis jetzt nirgends, auch wo beide Gesteine noch so eng miteinander verflochten sind, eine Spur von Kontaktmetamorphose gefunden werden konnte, während doch an vielen anderen Stellen, z. B. im Albulamassiv oder in unserer „südlichen Gneiszone“, wie wir später (p. 293) sehen werden, Kontaktgesteine trotz der über sie ergangenen Alpenfaltung sehr

¹ Die Bezeichnung Porphyroblasten, welche ich a. a. O. gebraucht habe, ist somit natürlich unzulässig, worauf mich Herr Prof. F. Becke in dankenswerter Weise aufmerksam gemacht hat.

wohl kenntlich geblieben sind; auch wirklich durchgreifende Lagerung des Augengneises ist mir bisher von keinem Punkte meiner Untersuchungsgebiete bekannt¹. Der obigen Annahme steht die andere entgegen, daß der Granit das ältere Gestein, der Schiefer bei einer Transgression aus den Verwitterungs- und Aufarbeitungsprodukten des ersteren gebildet sei, später aber beide Gesteine zusammen gefaltet und metamorphosiert wurden. Auf diese Weise wären die gegenseitigen Übergänge unschwer zu erklären; dagegen wäre der Umstand sehr befremdlich, daß bei der vorausgesetzten Transgression nirgends in dem weiten Gebiet, für das man sie annehmen müßte, irgendwelche gröber klastischen Bildungen entstanden wären. Endlich wäre noch die Möglichkeit zu berücksichtigen, welcher W. HAMMER und C. v. JOHN² bei der Deutung der Augengneislager des oberen Vintschgaus die (in der Mehrzahl der Fälle) größte Wahrscheinlichkeit zusprechen: daß es sich nicht um intrusive, sondern um effusive Gesteinskörper handelt. Diese Annahme wäre geeignet, die beobachteten Lagerungs- und Verbandverhältnisse sowie das absolute Fehlen von Kontakthöfen vorzüglich zu erklären; auch der (sehr salische) Chemismus des von mir analysierten Gesteins (vergl. Anal. in 27, p. 395) würde, ebenso wie das bei jenen Vintschgauer Gneisen der Fall ist, fast eher auf einen Liparit als auf einen Granit schließen lassen. Eine große Schwierigkeit dagegen bereiten die strukturellen Verhältnisse, insbesondere das gänzliche Fehlen von Relikten der Quarzeinsprenglinge, welche doch in metamorphen Quarzporphyren nie zu fehlen pflegen. Auch im Vintschgau sind solche nach HAMMER und v. JOHN wenigstens lokal, in den sogen. Porphyroidgneisen, vorhanden. — An dieser Stelle sei nur so viel angedeutet; eine endgültige Lösung dieses Problems müssen wir von der Zukunft erhoffen.

A n o m a l e G e s t e i n e a n d e r S e r p e n t i n g r e n z e.

R. STAUB hat bestimmte Gesteine, welche den Rand des Serpentinegebiets von Val Malenco in der Berninagruppe begleiten und makroskopisch meist wie Amphibolite aussehen, als kontaktmetamorphe, stofflich modifizierte Malojagneise gedeutet; mit

¹ Einen solchen Fall erwähnt HAMMER (17, p. 526) von dem Augengneis der Angelusgruppe.

² Augengneis und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 59. 1909.

zunehmender Entfernung vom Serpentin gehen sie in normale Malojagneise über (31, p. 305). Ein ganz analoger Fall scheint sich auch in unserem Gebiet zu finden. Am Nordwestfuß des Monte Acquanera beobachtet man nämlich zwischen dem Serpentin und den aufliegenden Gneisen der „nördlichen Gneiszone“ eine im Maximum wohl gegen 100 m mächtige Masse von fleckig-dunkelgrünen amphibolitähnlichen Gesteinen, in welchen neben zahlreichen kleinen dunkelroten Granaten unregelmäßig begrenzte silberglänzende Partien von hellem Glimmer ins Auge fallen. Die Grenze gegen den Gneis habe ich nicht in größerer Ausdehnung begangen; am Fuß des Monte Acquanera ist sie schwer feststellbar und scheint ein allmählicher Übergang stattzufinden; bei P 2100, wo dasselbe Gestein nach längerer Schuttunterbrechung wieder ansteht, aber nur wenige Meter mächtig, scheint die Grenze gegen den Gneis (tektonisch?) vollkommen scharf.

Im Dünnschliff erkennt man als Hauptgemengteile neben Quarz und Muscovit (bezw. Sericit), welche zu dem normalen Mineralbestand der Malojaserie gehören, farblosen isotropen Granat in rundlichen oder rhombendodekaedrischen Körnern, sowie in besonderer Menge eine relativ matt gefärbte Hornblende (a farblos, b grün, c blaugrün). Interferenzfarben 2. Ordnung, eine Auslöschungsschiefe von 13° (c : c) zeichnen ihre im allgemeinen schlecht begrenzten Stengel aus. In untergeordneter Menge findet sich auch Klinozoisit in kleinen Stengeln den Sericitmassen beigemengt. Die Nebengemengteile Apatit und namentlich Magnetit sind in sehr geringer Menge vorhanden. Eine größere Rolle spielt Rutil, der das Innere mancher Hornblendeindividuen erfüllt in sehr feinen Nadeln, die oft sagenitartig nach drei sich unter einem Winkel von 60° schneidenden Richtungen angeordnet sind. Sie sind durch alle möglichen Zwischenstufen verbunden mit größeren, regellos verstreuten Individuen, welche die charakteristischen Eigenschaften des Minerals, die intensiv gelbe Farbe sowie die enorm hohe Licht- und Doppelbrechung aufs deutlichste erkennen lassen. Nach dem Gesagten scheint der Rutil als sekundäre Bildung auf Kosten der Hornblende aufzufassen zu sein. — Bemerkenswerterweise scheinen Feldspäte in der untersuchten Probe gänzlich zu fehlen.

Wir können in dem Gestein neben ausschließlich oder vorwiegend aus Hornblende bestehenden Partien solche von vor-

herrschendem Sericit und an den Grenzen dieser beiden endlich gemischte Zonen unterscheiden. Granoblastische Struktur beherrscht das Gesteinsbild mit Ausnahme der feinschuppigen Sericitpartien; diese sind dagegen die fast alleinigen Träger der Schieferung. In den gemischten Zonen sind neben Hornblende der Granat und Quarz ausschließlich zu Hause, dieser in feinkörnigen, verzahnten Aggregaten. Einzelne größere Hornblenden sind von rundlichen Quarzeinschlüssen siebartig durchlöchert; größere Muscovitblätter über das ganze Gestein unregelmäßig verstreut.

Wenn ich mich bezüglich der Entstehung dieses seltsamen Gesteins der oben zitierten Deutung STAUB'S (selbstverständlich Bestätigung durch weitere Untersuchungen vorbehalten) anschließe, daß es sich um einen unter Stoffzufuhr kontaktmetamorphosierten Malojagneis handelt, so bestimmt mich dazu neben dem merkwürdigen Mineralbestand vor allem die Tatsache, daß nach meinen bisherigen Erfahrungen der ganzen nördlichen Gneiszone derartige Gesteine vollkommen fehlen mit Ausnahme der Grenzzone gegen das Serpentinegebiet. In dieser aber treffen wir analoge Gesteine wieder, sowohl an dem Gehänge unter der Alpe Cavaglia als auch westlich der Alpe Airale in Valle Torreggio¹. Beide Vorkommnisse sind noch nicht näher untersucht. Dagegen enthält das erste von beiden eine Einlagerung, welche der obigen Deutung noch eine weitere Stütze zu liefern geeignet ist.

In dem dicht mit Buschwald bewachsenen felsigen Gehänge unter der Alpe Cavaglia — leider verbietet die Unübersichtlichkeit desselben eine nähere Beschreibung der Lokalität — traf ich neben einzelnen Marmorschmitzen ein gelbgrünes, dichtes Gestein, das sich im Dünnschliff als typischer Kalksilikatfels entpuppte. Diopsid ist der wichtigste Gemengteil darin, in großen, meist mangelhaft begrenzten, farblosen trüben Körnern; Klinozoisit und farbloser Epidot in kleinen, wohlausgebildeten Kriställchen haben sich in den Zwischenräumen angesiedelt, und Albit in großen formlosen Individuen füllt die noch verbleibenden Lücken. Blaßbrauner Titanit zeigt ziemlich zahlreiche und große, spitzrautenförmige Querschnitte; einzelne farblose Tremolitnadeln, an den Rändern von Diopsidkörnern angesiedelt, scheinen aus diesen sekundär

¹ Auch unter den oben (p. 264) flüchtig erwähnten, jedenfalls kontaktlich beeinflussten Gneisen auf der Strecke Chiesa-Chiareggio finden sich solche, die zu den hier besprochenen Gesteinen viele Analogien liefern.

hervorgegangen, während kleine rundliche Flecken von Carbonaten, die sich nur in einheitlichen Diopsiden eingeschlossen finden, als durch diese Umhüllung vor der Umwandlung bewahrte Reste des kalkigen Ausgangsmaterials zu deuten sein dürften. Eine Bildungsfolge der Hauptgemengteile: Diopsid—Epidot—Albit ist vorzüglich erkennbar; von Schieferung keine Spur wahrzunehmen. — In allem gleicht das Gestein aufs vollständigste den Diopsid-Epidotfelsen, welche unter den Kontaktprodukten der Engadiner Serpentine eine so große Rolle spielen (27 und 30). Innerhalb der „nördlichen Gneiszone“ dagegen ist es bisher das einzige seiner Art. Da es aber nicht weit südlich von der Serpentinegrenze liegen kann (direkt aufgeschlossen habe ich dieselbe dort nicht getroffen), so scheint mir auch hier die Deutung als kontaktmetamorphes Carbonatgestein die einzig wahrscheinliche; und so ist das Vorkommen dieses Kalksilikatfelsens ein Umstand, der wesentlich zugunsten einer kontaktmetamorphen Entstehung auch der benachbarten Hornblendegesteine spricht.

b) Biotitgneise von Val Masino („Beola“¹). Diese Gesteine, welche im Verlauf unserer Zone gegen Westen an die Stelle der Malojaserie treten, wurden bereits von MELZI (9, p. 131) petrographisch kurz beschrieben. Seine makroskopische Charakterisierung des vorherrschenden Typus ist recht treffend: Es ist ein sehr gut ebenflächig geschieferter Gneis, aus abwechselnden weißen Quarz-Feldspatlagen und zwischengeschalteten dunklen Biotithäuten aufgebaut; nur einzelne große Orthoklasaugen (Durchmesser bis 2 cm) stören die Regelmäßigkeit. Das Gestein gleicht vollkommen einem Augengneis der Malojaserie, nur daß die Glimmerlagen nicht aus grünlichem Muscovit, sondern schwarzbraunem Biotit bestehen. Untergeordnet finden sich daneben auch feinerschieferige und selbst schuppige Biotitgneise, welchen die Augen fehlen.

Im Dünnschliff zeigt sich in den augengneisigen Varietäten neben dem stets reichlich vorhandenen, oft schwach undulös auslöschenden Quarz als wichtigster Gemengteil der Orthoklas; die Behauptung MELZI's, daß Feldspat nur sehr spärlich zu finden wäre, ist unzutreffend, übrigens leicht erklärlich, wenn man sich den Umstand vor Augen hält, daß dem Autor die Be-

¹ In Val Masino gebräuchter Lokalnamen; auch von MELZI angewendet.

deutung der Lichtbrechung für die Erkennung und Bestimmung der Feldspäte noch nicht bekannt gewesen sein dürfte. Nicht nur die großen Augen bestehen aus Orthoklas in meist einheitlichen, gerundeten Individuen, manchmal in geringem Umfange mikroperthitisch durchwachsen mit Albit; auch in der Zwischenmasse findet sich jenes Mineral in großer Menge in unregelmäßig ausgebildeten Körnern, deren Erkennung im parallelen Licht bei der selten guten Sichtbarkeit der Spaltrisse meist nur das Relief ermöglicht. Bemerkenswert ist das anscheinend gänzliche Fehlen von Mikroklingitterung. — Plagioklas ist ebenfalls reichlich, wenn auch in geringerer Menge als der Orthoklas vorhanden. Er zeigt nur selten Zwillinglamellierung und ist in der Regel vollkommen frisch. Der Lichtbrechung nach ($\alpha', \gamma' < \omega$) handelt es sich zumeist um Albit; doch scheinen daneben auch kalkarme Mischungen bis zum Oligoklas vorzukommen. Myrmekitische Durchwachsung mit Quarz ist sehr häufig zu beobachten, stets in der gewohnten Weise am Rande der großen Orthoklasaugen, welche manchmal von einem fast geschlossenen Myrmekitsaum umgeben sind. — Der letzte Hauptgemengteil ist der Biotit; er zeigt sehr intensive Färbung (a hellgelb, b = c grünlich- bis schwärzlichbraun) und ist fast vollkommen einachsigt. Chloritisierung ist nur in seltenen Fällen wahrzunehmen. — Als Übergemengteile finden sich Muscovit und blaßbrötlicher, vollkommen isotroper Granat selten; reichlich dagegen ist in manchen Schlifften Epidot vorhanden, farblos bis blaßgelblich mit meist hohen Interferenzfarben, bildet er gewöhnlich kleine längliche oder rundliche, unregelmäßig geformte Körner. — Von Nebengemengteilen ist Apatit in nicht sehr zahlreichen, dafür aber meist relativ großen Individuen stets vorhanden, ebenso Orthit in tiefbraunen, von Epidot umränderten Körnern; Titanit ist fast immer wahrnehmbar, gewöhnlich in geringer Menge; sehr spärlich treten Magnetit und Zirkon auf.

Die Struktur der hiehergehörigen Gesteine ist im allgemeinen als granoblastisch zu bezeichnen; die Textur erscheint im Dünnschliff weniger deutlich schieferig als im Handstück, da der Biotit, welcher allein die Schieferung bedingt, in nicht sehr großen Mengen auftritt. Seine Konzentration auf einzelne parallele Lagen ist auch nicht so ausgeprägt, als man auf Grund des makroskopisch gewonnenen Eindrucks zu erwarten geneigt wäre.

Die mehr feinschuppigen Varietäten unterscheiden sich von den Augengneisen im wesentlichen durch das Fehlen der Orthoklasaugen und den bedeutend größeren Reichtum an Biotit, welcher hier ziemlich gleichmäßig mit den übrigen Komponenten gemengt auftritt.

Daß die Gesteine des letztgenannten Typus sedimentärer Abkunft sind, scheint mir ebenso wahrscheinlich als es gewiß ist, daß den vorerwähnten Lagen- und Augengneisen der „Beola“ ein granitisches Ausgangsmaterial zugrunde liegt; doch ist eine scharfe gegenseitige Abgrenzung beider vielleicht noch schwieriger als im Falle der Malojaserie. Daß es sich überhaupt nur um Äquivalente der letzteren in den Gesteinen der „Beola“ handelt, welche unter höherer Temperatur metamorphosiert wurden als jene, erscheint mir sehr wahrscheinlich; doch bedarf dieser Punkt noch weiterer eingehender (nicht zum wenigsten auch chemischer) Untersuchung. Das gleiche gilt bezüglich der hier nur anzudeutenden Frage, ob die vorausgesetzte höhere Temperatur etwa auf Rechnung der tertiären¹ Intrusion der granitischen und tonalitischen Masse des Albigna-Disgraziamassivs gesetzt werden muß, an deren Nachbarschaft (allerdings bis zu einem Abstand von mindestens² 3—4 km) die „Beola“ gebunden zu sein scheint.

Die Erscheinungen, welche man unmittelbar am Kontakt mit der Disgraziamasse beobachtet, wurden an anderer Stelle (31) beschrieben.

c) Die Granit- und Dioritgneise des Poggio Cavallo sind weder ihrer Verbreitung nach noch petrographisch genügend erforscht, als daß ich darüber mehr als eine ganz kurze Mitteilung machen könnte. Es handelt sich um hellere oder dunklere, recht variable, oft schlierige Gesteine; stets sind dieselben mehr oder minder deutlich geschiefert oder grob geflasert. Man kann ein granitisches Endglied, bestehend aus Mikroclin, Quarz, Plagioklas, Biotit, und ein dioritisches, mit Plagioklas, Biotit,

¹ Vergl. G. STEINMANN, Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. Geol. Rundschau. 4. 1913. p. 220. — H. P. CORNELIUS, Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin). Centralbl. f. Min. etc. 1913. p. 246; außerdem (31).

² Die Südostgrenze der „Beola“ auf MELZI's Karte ist ganz willkürlich gezogen. Wesentlich gleichartige Gesteine finden sich noch wenig nördlich von Buglio und bei der Alpe Vignone.

Hornblende und gewöhnlich auch Quarz als Hauptgemengteilen, unterscheiden. Im Dünnschliff zeigt sich der Plagioklas stets weitgehend zersetzt, unter Neubildung von Zoisit und Sericit, während der (oft mikroperthitische) Mikroklin stets frisch bleibt; am Biotit beobachtet man schwache Rutilausscheidung und Umsäumung mit Titanitkränzen, doch fast nie Chloritisierung; sowohl dadurch wie durch die licht rötlichbraune Färbung erinnert er auffällig an den Biotit der Gesteine der Zone von Brusio. Ein gleiches gilt von der licht graugrün gefärbten Hornblende. — Die Schieferung ist rein kataklastisch, unter stärkster Zertrümmerung sämtlicher Komponenten.

Auch zwischen Pizzo Painale und Punta Vicima treten granitische Gesteine auf, in Gestalt einer größeren, anscheinend stockförmigen Masse und zahlreicher Gänge, welche die Phyllite der Malojaserie durchsetzen und umwandeln. Es handelt sich um einen hellen Biotitgranit; im Dünnschliff erscheint er sehr unfrisch und stark kataklastisch. Eine nähere Untersuchung konnte noch nicht ausgeführt werden.

d) *Pegmatite* sind in der „nördlichen Gneiszone“ nicht häufig, aber immerhin an einer Reihe von Punkten nachgewiesen. Anstehend fand ich solche bisher nur wenig südlich der Alpe Caldenno, an dem Wege, welcher von dort nach Pra Isio führt. Dort setzen pegmatitische Gänge in den eben erwähnten Granitgneisen auf. Sonst fand ich nur lose Blöcke, in der Gegend der Alpen Morscenza und Colina; darunter ein Kontaktstück von Pegmatit mit typischem Malojagneis. Das Gestein dieser Vorkommnisse ist stets das gleiche, ausgezeichnet durch das Auftreten von blaugrauem Turmalin in langen Säulen und von großen Muscovitblättern; Schieferung ist stets vorhanden. Im Dünnschliff beobachtet man als herrschenden Feldspat einen vollkommen frischen, feinlamellierten Plagioklas (Albit; $\alpha', \gamma' < \omega$). Daneben finden sich vollkommen sericitisierte Felder, die vielleicht einem nicht mehr bestimmbareren Plagioklas angehören. Orthoklas fand ich auffallenderweise gar nicht. Der Turmalin zeigt lebhaft braune, blaue, graue Farben in fleckiger Verteilung ($//c$ fast farblos) und starke negative Doppelbrechung. Quarz und Muscovit bieten nichts Ungewöhnliches. — Am Kontakt mit Malojagneis ist Turmalin besonders angereichert; seine säulenförmigen Kristalle sind meist senkrecht auf die Kontaktfläche angeschlossen. Auch

Injektionsadern, welche auf kurze Strecken, parallel zur Schieferung in den Gneis eindringen, sind zu beobachten; sonst zeigt der letztere keine auffälligen Erscheinungen am Kontakt. — Besonders bemerkenswert ist die enorme Kataklyse, welche der Gneis wie der Pegmatit erlitten hat; die ursprüngliche Struktur des letzteren ist dadurch fast vollständig unkenntlich geworden; sämtliche Gemengteile erscheinen aufs intensivste zertrümmert, insbesondere auch der Turmalin, der durch Risse sowohl parallel den Prismenflächen als quer dazu in kleine Stücke zerlegt wird.

Einen Pegmatit, welcher von den genannten etwas abweicht, fand ich im Schutt unterhalb der Alpe Painale. Er zeichnet sich durch sehr grobes Korn und Gehalt an großen schwarzen Turmalinkristallen aus.

Ob diese Pegmatite mit einem der verschiedenen umgewandelten Intrusivgesteinen der nördlichen Gneiszone in genetischem Zusammenhange stehen, ist noch nicht zu entscheiden. Jünger als dieselben scheinen sie durchgehends zu sein. Dagegen konnte ein Eindringen von Pegmatiten in die nachher zu erwähnende Trias bisher nie festgestellt werden und ist daher ein vortriadisches Alter jener Gesteine einstweilen als wahrscheinlich anzunehmen.

e) Amphibolit kenne ich aus der „nördlichen Gneiszone“ nicht anstehend, sondern nur im Schutt auf der SE-Seite des Monte Cavaglia (P 2731), in geringer Menge. Es ist ein regelmäßig dunkelgrün und weiß gebändertes Gestein, das, wie das Mikroskop zeigt, fast ausschließlich aus zoisitisiertem Plagioklas und bräunlichgrüner Hornblende besteht; daneben findet sich Titanit und etwas Erz. Es handelt sich wohl nur um eine lokale Einlagerung in der Malojaserie, von geringer Bedeutung.

f) Grünschiefer. Am Südrand der „nördlichen Gneiszone“ kenne ich nun bereits an drei Stellen feinkörnige grau-grüne Gesteine von meist nicht sehr ausgeprägter Schieferung. Die erste befindet sich in Valle Vicima, wenig über der Gabelung des Tals oberhalb der gleichnamigen Alpe. Einige Meter unter der Überschiebung der Gesteine der Zone von Brusio über die Malojagesteine ist in die letzteren das fragliche Gestein eingelagert, in einer Mächtigkeit von weniger als einem Meter. — Das zweite Vorkommen ist in der Valle di Ron zu finden. An der flachen Schwelle, welche dies moränenerfüllte Hochtälchen bei etwa 2300 m Höhe durchzieht, stehen dicht an dem Steig, der

schräg gegen NE emporzieht, die massigen Gesteine der Zone von Brusio an; sie werden gegen N schieferig und stoßen mit scharfem Kontakt an den grünen Schiefer, der hier im Streichen auf einige Meter aufgeschlossen, dessen Nordgrenze jedoch von Schutt verhüllt ist. — Ein drittes Vorkommen endlich ist mir auf der Westseite von Val di Togno bekannt geworden, dort wo der Tunnel der Wasserleitung für das Malenco-Kraftwerk austritt. Es handelt sich dort bisher zwar nur um einige Blöcke im Schutt, doch können dieselben auch nur unmittelbar von der Südgrenze der nördlichen Gneiszone herkommen¹.

Das Gestein aller dieser Vorkommnisse ist makroskopisch sehr unscheinbar und nicht ohne weiteres zu erkennen; im Dünnschliff dagegen zeigt es auffällige Ähnlichkeit mit den Epidotchloritschiefern des Oberengadins. Wie in diesen sind die Hauptgemengteile: Epidot in rundlichen, farblosen bis blaßgelblichen Körnern mit hoher Doppelbrechung; Albit fast nie mit Zwillinglamellierung, hauptsächlich auf Grund der Lichtbrechung erkennbar, und Chlorit in blaugrünen Blättchen mit oft kaum mehr wahrnehmbarer Doppelbrechung. Dazu tritt (manchmal reichlich) Sericit in sehr feinen Schüppchen, Titanit gewöhnlich in nicht unbedeutender Menge, sowie etwas Erz und Apatit. — Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch bei recht feinem und gleichmäßigem Korn; die Textur ist schwach schieferig infolge von Parallelanordnung der Chlorit- und Sericitblättchen. Die schöne Lagentextur, welche in den Epidotchloritschiefern des Oberengadins die Regel bildet, habe ich in unserem Falle nicht beobachtet, an ihrer Stelle findet sich eine in jenen Gesteinen seltenere Anordnung der Gemengteile in langgestreckte, unscharf begrenzte Linien von abwechselnd albitreicher und -ärmerer Zusammensetzung.

Alles in allem handelt es sich in den hier kurz besprochenen Gesteinen um typische Epidotchloritschiefer, welche denjenigen des Engadins wohl zu vergleichen sind. Daß sie höchst wahrscheinlich ein direktes Äquivalent der letzteren

¹ Möglicherweise ebenfalls anzuschließen wäre ein Vorkommen auf der Ostseite von Val di Togno, knapp nördlich der dort anstehenden Trias. In einem dort herabkommenden Bachbett beobachtet man Malojagneis in Lagen von wenigen Zentimetern Stärke wechsellagernd und zusammengefaltet mit einem feinkörnigen dunkelgrünen chloritreichen Gestein; doch steht eine nähere Untersuchung desselben noch aus.

darstellen, wird aus der Betrachtung der tektonischen Verhältnisse hervorgehen. Wir müssen also auch für diese Gesteine wie für die des Engadins mit der Wahrscheinlichkeit eines sehr jugendlichen Alters rechnen. Mit dem vorher erwähnten Amphibolit dürfen sie jedenfalls nicht zusammengeworfen werden.

g) Mesozoische Sedimente. An einer Reihe von Stellen treten solche innerhalb der nördlichen Gneiszone auf; dieselben sind auf der tektonischen Skizze (Taf. III) schematisch eingetragen. Eine eingehende Gliederung der ziemlich stark metamorphen Schichtreihe läßt sich naturgemäß nicht durchführen; wir können nur (von unten nach oben) die folgenden Glieder unterscheiden:

α) Rauhwaacke, meist feinporöses zerreibliches Gestein von leuchtend gelber Farbe; nur lokal und in geringer Mächtigkeit vorhanden (M. Arcoglio; südliche Zone in Val di Togno, E-Seite).

β) Heller, feinkörniger Marmor, gewöhnlich Dolomit, doch nicht selten auch ziemlich stark kalkig; häufig gut und dünn gebankt, mitunter blaßgraue und weiße Lagen von wenigen Zentimetern Mächtigkeit wechsellagernd. Sericitische Belege oder Gehalt an einzelnen größeren Glimmerblättern kommen vor, mitunter sogar Umwandlung in einen hellen sericitischen Kalkschiefer.

γ) Blaugrauer, oft quarzreicher, stets sericitischer, dünnplattiger Kalkmarmor; manchmal (Pizzo Scalino) übergehend in dunkle, stark kristalline, sericitische Kalkschiefer.

Für eine stratigraphische Deutung dieser Schichtglieder ist einzig die lithologische Beschaffenheit derselben maßgebend, welche gegen N bis in die Kalkzüge am Silsersee (Val Fex, Motta rondonda etc.) im wesentlichen — bis auf eine unbedeutende Abnahme der durchschnittlichen Korngröße — unverändert bleibt. Sie erlaubt uns (α) und (β) als Trias zu betrachten, wogegen (γ) dem Lias entsprechen dürfte.

3. Die Gesteine der Zone von Brusio.

Die Tiefengesteine dieser Zone sind in der bisherigen Literatur — soweit sie überhaupt Erwähnung fanden — stets als Granite, Hornblendegranite und Syenite bezeichnet worden. Nun finden sich Gesteine, welche mit den hier zu besprechenden makroskopisch wie im Dünnschliff absolut übereinstimmen, in großer Verbreitung in den westlichen und südlichen Teilen der Berninagruppe, wie die Untersuchungen von R. STAUB (30) ergeben haben. Nach

dessen Analysen sind jene Gesteine zum größten Teil als Monzonite und Banatite zu bezeichnen; und bei der vollständigen Gleichheit derselben mit meinem Material scheint es mir angebracht, auch für das letztere jene Namen zu verwenden, auch ohne daß mir eine größere Anzahl eigener Analysen zu Gebote steht.

Makroskopisch lassen sich die folgenden Typen unterscheiden:

1. Normaler Banatit. Er zeigt sich zusammengesetzt aus meist ziemlich intensiv blaugrau gefärbtem Plagioklas, der ausnahmsweise noch mattschimmernde Spaltflächen erkennen läßt; weißem oder bläulichem Quarz, sowie schwarzbraunen, glänzenden Biotitblättchen von meist geringer Größe; oft tritt noch Hornblende in schwarzgrünen Stengeln hinzu. Der reichlichst vorhandene Gemengteil ist der Feldspat, dessen charakteristische Farbe dem Gestein in erster Linie sein eigentümliches Gepräge verleiht; der Quarz ist ebenfalls stets in bedeutender Menge vorhanden, wogegen die dunklen Gemengteile normalerweise mehr zurücktreten. Die Korngröße ist starken Schwankungen unterworfen: neben Gesteinen, deren einzelne Elemente etwa 1 cm Durchmesser erreichen, finden sich recht feinkörnige, in welchen man erst bei genauem Zusehen die Quarze und Feldspäte erkennt. Die Textur ist normalerweise vollkommen massig. — Diese Gesteine bilden wohl den wichtigsten Bestandteil unserer Zone. Im Puschlav herrschen sie fast allein, hauptsächlich in feinkörniger Ausbildung („Granit“ von Brusio); in Val Fontana treffen wir sie an vielen Punkten wieder, ebenso auf dem Südabfall der Kette der Vetta di Ron, bis nach Val Malenco, und weiter westlich herrschen sie fast ausschließlich.

Gelegentlich findet man auch Gesteine, die sich von den vorigen durch mehr blaugüne Farbe der Feldspäte unterscheiden und somit dem Albulagranit recht ähnlich sehen. Doch handelt es sich dabei stets um unfrisches Material und scheint mir eine Abtrennung von den normalen Banatiten nicht gerechtfertigt.

2. Porphyrtiger Banatit¹. Er gleicht den weniger

¹ Es ist wohl möglich, daß diese Gesteine zum Teil rein granitischen Chemismus besitzen, wie sie auch ganz das Aussehen von Graniten zeigen. Wenn ich gleichwohl, in Ermangelung von Analysen, vorläufig den obenstehenden Namen vorziehe, so geschieht dies vor allem, um die enge Verbindung zwischen „porphyrtigen“ und „normalen“ Banatiten zum Ausdruck zu bringen.

feinkörnigen Varietäten des vorigen, mit dem Unterschiede, daß zahlreiche einsprenglingsartige Individuen von weißem oder rötlichem K-Feldspat hinzutreten. Sie erreichen oft 2—3 cm Länge, zeigen gewöhnlich Zwillingbildung nach dem Karlsbader Gesetz und perlmutterglänzende Spaltflächen. — Solche Gesteine sind sehr verbreitet an der Cima dei Motti und von da nach Westen in der ganzen Zone, unregelmäßig wechselnd mit den normalen Banatiten. Eine auffällig dunkle, hornblendereiche Varietät wurde auf der Westseite von Val di Tegno durch den Stollen der Wasserleitung für das Malencokraftwerk angefahren.

3. *Monzonit*. Den hiehergehörigen Gesteinen verleiht ebenfalls der stets reichlich vorhandene, meist intensiv blaugrau gefärbte Plagioklas eine ziemlich dunkle Färbung. Der Quarz tritt dagegen gewöhnlich ziemlich stark zurück. Dunkle Gemengteile sind stets reichlich vorhanden, in erster Linie eine grün-schwarze (wenn umgewandelt blaugrüne) Hornblende, daneben stets schwarzbrauner Biotit; doch überwiegt die erstere im allgemeinen sowohl was die Menge, als was die Größe der Individuen betrifft: die säulenförmigen Hornblendekristalle können etwa 1 cm Länge erreichen. Das Gestein macht alsdann manchmal einen ganz porphyrischen Eindruck, indem die strukturlosen Feldspäte, besonders wenn sie schwach mechanisch deformiert sind, eine dichte Grundmasse vortäuschen können. — Die Monzonite sind nach meiner bisherigen Erfahrung beschränkt auf Val Fontana, wo sie jedoch z. B. am Pizzo Calino und der Cima dei Motti eine erhebliche Rolle spielen.

4. *Dioritische Gesteine*. Bei ihnen wird die bald in feinen Nadeln von größerer oder geringerer Länge, bald in plumpen, gedrungenen Säulen auftretende Hornblende zum bezeichnendsten Gemengteil. Plagioklas ist stets reichlich vorhanden, doch fehlt ihm hier die charakteristische blaugraue Färbung der vorigen Typen. Biotit fehlt gewöhnlich nicht, tritt aber wenig hervor. Quarz ist makroskopisch nicht oder fast nicht wahrnehmbar. Auch hier ist die Korngröße sehr wechselnd. — Diese Gesteine spielen eine ziemlich untergeordnete Rolle; ich kenne sie aus dem Hintergrund von Val Fontana einerseits, wo z. B. der auffällige Felsturm des Campanilone sowie bedeutende Partien am Pizzo Canciano daraus bestehen, anderseits von der Westseite von Val Malenco, wo sie an der Nordgrenze der banatitischen

Zone in wenig bedeutender Entwicklung auftreten. — Aus der Berninagruppe sind (im Gegensatz zu den vorher erwähnten Typen) dioritische Gesteine, welche den hier erwähnten zu vergleichen wären, bisher noch nicht bekannt; die Diorite, welche die höchsten Gipfel jener Gruppe aufbauen, repräsentieren einen recht abweichenden Typus.

Über die geologischen Beziehungen dieser verschiedenen Gesteine zueinander läßt sich bisher nichts Sicheres angeben. Die einheitliche Erscheinungsform der sämtlichen Typen im Gelände erschwert deren gegenseitige Abgrenzung — sie bilden alle runde grabbewachsene Buckel oder, namentlich in höheren Lagen, klotzige massige Felspartien (soweit die Gesteine nicht stark sekundär geschiefert sind). Mehr oder minder intensiv rotbraune Anwitterungsfarben sind an ihnen sehr weit verbreitet.

Wie uns das Mikroskop lehrt, bleiben in der Gesamtheit der erwähnten Gesteinstypen die Eigenschaften der einzelnen Gemengteile im wesentlichen konstant. Dieselben seien kurz angegeben. Wenig Anlaß zu Bemerkungen bietet der Quarz, wenn man absieht von den stets vorhandenen kataklastischen Erscheinungen, worauf später zurückzukommen ist. — Der Kalifeldspat zeigt, wo vorhanden, fast stets mikroperthitische Spindeln, doch meist in geringer Menge; bei kleinen Individuen tritt gelegentlich Mikroklitterung auf. — Der Plagioklas ist in der Regel vollständig in Aggregate von Sericit und Zoisit umgewandelt, mit Untergrund von Albit, der stellenweise noch die Zwillingslamellierung durchschimmern läßt; eine schmale Randzone von klarem Albit ist häufig vorhanden. In einem einzigen Fall (porphyrtiger Banatit, Val di Togno, W-Seite) konnte nach der BECKE'schen Methode Oligoklas bestimmt werden ($\alpha' < \omega$; $\gamma' > \omega$; $\alpha' < \varepsilon$; $\gamma' < \varepsilon$), doch ist der ursprüngliche Plagioklas jedenfalls auch hier basischer gewesen, wie die reichlich vorhandenen Zoisitbesen schließen lassen. — Neben diesen umgewandelten Plagioklasen finden sich gelegentlich einzelne, meist kleine, vollkommen frische Individuen mit schöner Zwillingslamellierung; nach der Lichtbrechung ($\alpha, \beta, \gamma < \omega$) handelt es sich hier stets um Albit. In einem porphyrtigen Banatit von der Nordseite der Cima dei Motti beobachtete ich ihn auch ausnahmsweise in großen, einsprenglingsartigen Kristallen, deren Lichtbrechung mit derjenigen von Albitsäumen eingeschlossener Plagioklase genau über-

einstimmt. Diese Albite zeigen eine eigenartige fleckige Zwillinglamellierung, indem die einzelnen Lamellen gewöhnlich nach kurzem Verlauf abbrechen; es sind typische „Schachbrettalbite“ (BECKE), wie sie sonst nur in kristallinen Schiefen aufzutreten pflegen, und welche wohl als Pseudomorphosen nach Mikroklin aufzufassen sind. Das Gestein, welches sie beherbergt, ist übrigens stark mylonitisiert. — Die Hornblende ist fast stets wenig intensiv gefärbt: a blaßgrün, oft mit Stich ins Grau oder Bräunliche, b graugrün bis bräunlichgrün, c bräunlichgrün; ein Unterschied zwischen b und c ist oft kaum wahrnehmbar. In einem einzigen Fall (feinkörniger Diorit, Campanilone) beobachtete ich eine mehr rein grüne Färbung, in fleckiger Verteilung mit der normalen bräunlichgrünen wechselnd. Sehr häufig sind Randzonen von blaßgrünlicher, strahlsteinähnlicher Hornblende, die auch in selbständigen Individuen vorkommt; daß es sich dabei um eine Umwandlungserscheinung handelt, scheint mir sicher (siehe unten, p. 286). Die Auslöschung ist in den Randzonen und der primären Hornblende nicht verschieden ($c : c = 18-19^\circ$); ebensowenig die Doppelbrechung, die jedoch von einem Schlift zum andern etwas schwankt: die normale Interferenzfarbe ist Gelb erster Ordnung.

Der interessanteste unter den Hauptgemengteilen ist jedoch der Biotit. Er zeigt fast durchgängig eine charakteristische, ziemlich licht rötlichbraune Färbung parallel b und c, während a blaßgelb ist. Der Achsenwinkel ist stets äußerst klein. Sehr bezeichnend ist das schöne Sagenitgewebe für den Biotit fast der sämtlichen hierher zählenden Gesteine: außer in den dioritischen Typen pflegt ein solches fast nie zu fehlen, ist im Gegenteil oft außerordentlich dicht und regelmäßig entwickelt. Auch Kränze von sehr feinen Titanitkörnchen umgeben den Biotit fast regelmäßig, selbst wo er vollkommen frisch ist. Sehr mannigfaltig sind die Umwandlungserscheinungen des Biotits; es sind: 1. die allbekannte Chloritisierung, die sich in unseren Gesteinen jedoch fast nur zu finden scheint, wenn dieselben schon mit freiem Auge als unfrisch zu erkennen sind. 2. Neubildung von Epidot, die zuweilen die Chloritisierung begleitet, in einzelnen seltenen Fällen aber auch zur Bildung einheitlicher großer Epidotkörner in den Formen des Biotits führen kann; an dem erhalten gebliebenen Titanitkranz sind sie als Pseudomorphosen kenntlich. 3. Ver-

drängung des Biotits durch Quarz ist in den monzonitischen und banatitischen Typen außerordentlich verbreitet. Gewöhnlich bleibt sie auf den Rand der Biotitblätter beschränkt; man sieht alsdann den Titanitsaum auch die an den Biotit grenzenden kleinen Quarzkörner mitumgürten, und in dieselben hinein das Sagenitnetz des ersteren fortsetzen. Manchmal jedoch kommen auch vollständige Pseudomorphosen von Quarz nach Biotit zustande, deren Ursprung nur mehr durch das erhalten gebliebene Sagenitgewebe verraten wird.

4. Umwandlung von Biotit in Strahlstein habe ich einmal (in einem normalen Monzonit, Val Fontana) beobachtet. Einschlüsse von Biotit in Hornblende sind dort zusammen mit der letzteren in blaßgrünen Strahlstein verwandelt, wobei wiederum sowohl das Sagenitgewebe, als auch die Umrißform des Biotits, kenntlich an dem Titanitkranz, für die Deutung der Pseudomorphose maßgebend ist.

5. Endlich kommt noch der Fall vor, daß Teile der vom Titanitkranz umgürteten Fläche von Albit eingenommen werden, der mit dem Albitgrund der benachbarten umgewandelten Plagioklase gleichzeitig auslöschet; Sagenit konnte ich im fraglichen Albit nicht beobachten, doch habe ich ganz den Eindruck, daß es sich tatsächlich um eine Verdrängung des Biotits durch Feldspat handelt (vergl. 30, p. 179).

Was die genetische Deutung dieser verschiedenen Umwandlungsvorgänge betrifft, so sind (1) und (2) allbekannte Erscheinungen der obersten Zone der Metamorphose, bzw. der (säkularen) Verwitterung. (4) steht in Zusammenhang mit der Entstehung der strahlsteinartigen Hornblende überhaupt (siehe p. 286), und (5) dürfte vielleicht am ehesten mit magmatischen Resorptionsprozessen in Verbindung gebracht werden. Am interessantesten ist (3), die Ersetzung des Biotits durch Quarz. Dieselbe muß jünger sein als die Ausscheidung des Rutil in Form von Sagenit, der ja in den Quarzpseudomorphosen in typischster Ausbildung zu sehen ist; andererseits ist sie sicher durchaus unabhängig von der Chloritisierung — in Gesteinen mit tadellos frischem Biotit ist dessen Verdrängung durch Quarz gar nicht selten. Die letztere muß demnach älter als die nachträglich manchmal erfolgte Chloritisierung sein und kann mit Verwitterungsvorgängen nichts zu tun haben. Es ist also auch nicht angebracht, diese Umwandlung mit der „Baueritisierung“ RINNE's zu vergleichen, bei welcher der Weg vom Silikat zur Quarzpseudomorphose durch Gelbbildung

unter dem Einfluß von Verwitterungsprozessen vermittelt wird. Mir scheint es am wahrscheinlichsten, daß es sich in unserem Falle um ein Produkt postvulkanischer (pneumatolytischer oder hydrothermaler) Vorgänge handelt. Bestätigt sich diese Vermutung, so ist man zu dem weiteren Schluß genötigt, daß die Entmischung der Titansäure aus dem Biotit, deren Produkt der Sagenit ist, bereits in dem Stadium der Gesteinsbildung vor sich gegangen ist, welches unmittelbar auf die Verfestigung folgte. Vielleicht darf man diese Entmischung in Parallele setzen zu der Hämatitentmischung der Feldspäte, welche, wie NIGGLI¹ gezeigt hat, einer bei der Abkühlung stattfindenden hydrothermalen Umwandlung sehr wohl entsprechen kann.

Von Nebengemengteilen ist Apatit stets vertreten, in kurzprismatischen, gerundeten Individuen in Banatiten und, oft sehr reichlich, in den Monzoniten, während er in den Dioriten meist langnadelige Formen annimmt. Ebenfalls in allen diesen Gesteinstypen finden sich Titanit in meist kleinen, länglich-rundlichen Körnern; Erze, teils dem Magnetit, teils dem Ilmenit zugehörend, oft mit Kränzen von Titanit umgeben; sowie ganz vereinzelt Zirkon in winzigen Individuen, die in Biotit und Hornblende pleochroitische Höfe von mäßiger Intensität erzeugen. Weiterhin ist in Monzoniten und Banatiten Orthit nicht selten, in meist recht großen, von Epidot oder Zoisit umränderten Kristallen von tiefbrauner Farbe. — Ein gelegentlich vorkommender Übergangsteil ist Pyrit.

Die Übereinstimmung in der mineralischen Zusammensetzung zwischen den hier beschriebenen Monzoniten und Banatiten und den von R. STAUB studierten aus der Berninagruppe ist vollkommen. Insbesondere muß darauf hingewiesen werden, daß die letzteren ganz dieselbe Hornblende und denselben Biotit führen, welcher auch dort fast allgemein schöne Sagenitbildungen und sehr häufig die oben erwähnte Umwandlung in Quarz zeigt.

Was die Struktur unserer Gesteine betrifft, so muß dieselbe wohl ausnahmslos als hypidiomorph-körnig bezeichnet werden. Die Ausscheidungsfolge der Hauptgemengteile ist bei den Bana-

¹ P. NIGGLI, Einige vorläufige hydrothermale Synthesen. Zeitschr. f. anorg. Chemie. 84. 1913, p. 31 ff.

titen ganz normal: Biotit das älteste Mineral, das man oft als Einschluß in Plagioklas findet, während das umgekehrte Verhältnis nie vorkommt; wohl aber sind die meist annähernd idiomorph ausgebildeten Plagioklase öfters von einem Kranz von Biotittafeln umgeben, die sie wohl bei der Kristallisation beiseite geschoben haben. Der gewöhnliche Plagioklas ist zweite Ausscheidung; wo aber daneben noch Albit vorkommt, ist derselbe jünger, ebenso wie der K-Feldspat, welche beide Einschlüsse von Plagioklas führen und oft genau so xenomorph sind wie der Quarz, der in Aggregaten von unter sich verzahnten Körnern die Lücken zwischen den übrigen Gemengteilen auszufüllen pflegt. Wo noch Hornblende vorhanden, ist sie jünger als Biotit, doch ihr Verhältnis zum Plagioklas wenig klar; beide Mineralien pflegen mit unregelmäßigen Konturen aneinanderzugrenzen. — Auch in den Monzoniten ist der Biotit älteste Bildung; Hornblende und Plagioklas aber scheinen sich sehr frühe schon nebeneinander gebildet zu haben, indem jedes dieser beiden Mineralien im andern als Einschluß auftritt; immerhin dürfte die Kristallisation des Plagioklases die der Hornblende überdauern haben. — In den Dioriten ist die Ausscheidungsfolge wenig deutlich. Die am meisten idiomorphe Ausbildung zeigt oft der Plagioklas; doch sind anderseits die dunkeln Gemengteile (zusammen mit den Akzessorien) in größeren Massen angehäuft, welche ganz den Eindruck von zuerst entstandenen Konkretionen machen. Auch unregelmäßige Durchdringung von Feldspat und Hornblende kommt gelegentlich vor. Der Quarz ist auch in Monzoniten und Dioriten (in diesen öfters äußerst spärlich) die späteste Ausscheidung. Wo er an Hornblende grenzt, kommt es jedoch stets zu buchtigem Ineingangreifen beider Mineralien, das auf nachträgliche Korrosion der Hornblende zurückzuführen ist. — Die Nebengemengteile sind wie gewöhnlich, im ganzen älter als alle Hauptgemengteile, in sämtlichen Gesteinen; nur Magnetit scheint in einzelnen Fällen noch sehr spät (erst nach einem Teil des Feldspats) kristallisiert zu sein.

Über den chemischen Bestand unserer Gesteine mögen die folgenden beiden Analysen orientieren, welche Frl. Dr. L. HEZNER auszuführen die Freundlichkeit hatte. I bezieht sich auf einen Monzonit von typischer Beschaffenheit aus Val Fontana, II auf den relativ quarz- und biotitreichen Diorit vom Campanilone.

	I.		II.	
	Mol.-%		Mol.-%	
SiO ₂	58,73	} 61,0	55,76	} 63,1
TiO ₂	1,13		1,35	
P ₂ O ₅	0,36		0,25	
Al ₂ O ₃	17,98	11,8	16,56	10,9
Fe ₂ O ₃	2,52	} 7,1	2,58	} 7,9
FeO	5,46		6,25	
MnO	0,16		0,30	
CaO	6,67	8,0	6,42	7,7
MgO	4,10	6,8	3,73	6,2
K ₂ O	2,55	1,8	1,63	1,2
Na ₂ O	3,21	3,5	2,78	3,0
H ₂ O unter 110° .	0,07	—	0,04	—
H ₂ O über 110° .	2,17	—	2,12	—
	100,11	100,0	99,77	100,0

Werte nach OSANN:

S = 61,0	k = 1,0	S = 63,1	k = 1,2
A = 5,3	m = 8,2	A = 4,2	m = 8,6
C = 6,5	n = 6,6	C = 6,7	n = 7,1
F = 15,4		F = 15,1	

Projektionswerte:

a = 4,0	a = 3,0
c = 5,0	c = 5,0
f = 11,0	f = 12,0
Spez. Gew. 2,88	Spez. Gew. 2,90

Zu Analyse I ist noch zu bemerken, daß beim Aufschließen mit Flußsäure ein unlöslicher Rückstand verblieb in Gestalt eines äußerst feinen schwarzen, verbrennbaren Pulvers. Es handelt sich mit Bestimmtheit um Kohlenstoff, doch war eine quantitative Bestimmung der sehr geringen Menge nicht möglich. Er dürfte jedenfalls das blaugraue Pigment der Plagioklase darstellen. Dieselbe Tatsache beobachtete R. STAUB bei der Analyse von Monzoniten aus dem Berninagebiet¹. Mit dem Chemismus der letzteren (vergl. 30, Anal. 14 und 15, p. 168) stimmt das

¹ Kohlenstoff als färbende Beimengung in den Feldspäten von Erstarrungsgesteinen hat vielleicht weitere Verbreitung als bisher bekannt ist. Auch W. VAN HOLST PELLEKAAN (Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Zürich; Amsterdam 1913) erwähnt (p. 59) graphitische Einschlüsse als Ursache der blauen Färbung von Feldspäten aus dem Cristallinagranit (Gotthardmassiv).

Ergebnis von Analyse I wohl überein, nur der Alkali- und Kieselsäuregehalt sind in unserem Falle etwas geringer. — Unter den von OSANN aufgestellten Typen läßt sich Analyse I am ehesten dem Typus Farsund $s_{65,5} a_{5,5} c_{4,5} f_{10}$ vergleichen, welcher eben die typischen Monzonite umfaßt; und von den unter diesen Typus zusammengefaßten Analysen zeigt speziell No. 66 (Monzonit, Malgola bei Predazzo) $s_{64,75} a_5 c_5 f_{10} n_{5,8}$ ziemlich gute Übereinstimmung mit dem obigen Resultat. Recht nahe steht dasselbe dem nach BRÖGGER berechneten Mittel der Monzonitanalysen $s_{62,8} a_5 c_5 f_{10}$. Nach dem Chemismus ist also unser Gestein jedenfalls als Monzonit zu betrachten; und wenn man die gegenüber anderen Monzoniten bestehenden Unterschiede der mineralischen Zusammensetzung in der Benennung zum Ausdruck bringen will, so kann man es als quarzführenden Hornblendenmonzonit bezeichnen.

Analyse II läßt sich dem OSANN'schen Typus Sweetgrass $s_{61,5} a_{3,5} c_{5,5} f_{11}$ unterordnen; insbesondere ist die Ähnlichkeit bedeutend mit Analyse 123 (Glimmerdiorit Sambo river, Victoria): $s_{63,84} a_{3,5} c_{4,5} f_{12}$. Unser Gestein darf demnach als typischer quarzführender Glimmer-Hornblendediorit bezeichnet werden.

Einer Erscheinung wurde bisher noch kaum Erwähnung getan, obwohl man fast in jedem Dünnschliff der betrachteten Gesteine auf sie stößt: der mechanischen Umformung. In den noch vollkommen massig erscheinenden Gesteinen trifft man ihre Anfänge stets in Gestalt von undulöser Auslöschung und Mörtelbildung am Quarz. Schreitet die Kataklyse weiter, so wird er zu langgezogenen Linsen ausgewalzt, welche aus feinem Trümmermaterial und einzelnen größeren Bruchstücken bestehen; ein gleiches geschieht mit den Plagioklasen, bei welchen die Umwandlung in Sericit- und Zoisitaggregate die mechanische Deformation offenbar erleichtert. Die Albite dagegen, und ebenso die K-Feldspäte der Banatite, sind etwas widerstandsfähiger: sie werden zunächst nur randlich zerrieben und gelegentlich quer zerbrochen; nur bei sehr weitgehender Mylonitisierung werden auch sie vollständig aufgerieben. Ebenso erweisen sich Biotit und Hornblende als relativ resistenzfähig; bei starker Deformation jedoch werden sie nach den Spaltflächen auseinandergeblättert und die einzelnen Bruchstücke in der Richtung der entstehenden Schieferung hinter-

einander gereiht. Damit geht Hand in Hand eine Umwandlung beider Mineralien: Chloritisierung des Biotits, welche jedoch in unserem Falle bemerkenswerterweise keine deutliche Beziehung zum Grade der Mylonitisierung erkennen läßt, indem man auch in vollkommen schieferig gewordenen Gesteinen sehr häufig fast unveränderte Biotitblätter findet; und Umwandlung der ursprünglichen braungrünen Hornblende in blaßgrünen Strahlstein. Die letztgenannte Erscheinung steht in unverkennbarer Abhängigkeit von der Stärke der Mylonitisierung: je stärker diese, desto mehr dehnen sich die Strahlsteinränder auf Kosten der primären Hornblende aus, und können dieselbe vollständig verdrängen. Gleichzeitig wächst der Strahlstein aber auch über die Ränder des ursprünglichen Individuums hinaus, in der Richtung der c-Achse, die bei stark deformierten Gesteinen meist in der Schieferungsebene liegt. Und auch an andern Stellen, anscheinend ganz unabhängig von der ursprünglichen Hornblende, siedelt sich der Strahlstein an, so besonders auf den Rissen zerbrochener Quarze und Feldspäte oder inmitten von feinem Zerreibsel. Seine spießigen Individuen sind dann gewöhnlich zu büschelförmigen oder eisblumenähnlichen Gebilden gruppiert, die auch gelegentlich in noch nicht zertrümmerte Quarze oder Feldspäte hinein fortgewachsen sind. Die Strahlsteinnadeln sind selbst auch gelegentlich zerbrochen, doch bemerkenswert selten, sogar da, wo sie in total zermahlene Gesteinspartien, selbst ohne Beziehung zur Richtung der Schieferungsebene, eingewachsen sind, was man zuweilen beobachtet. Das deutet darauf hin, daß sie erst nach teilweiser Vollendung, aber vor dem endgültigen Abschluß der mechanischen Umformung kristallisiert sind.

Das Produkt, welches aus der Mylonitisierung eines porphyrtartigen Banatits zu resultieren pflegt, hat makroskopisch ungefähr das Aussehen eines Augengneises, indem die einsprenglingsartigen Orthoklase gewöhnlich relativ gut erhalten bleiben. Die übrigen Banatite, die Monzonite und Diorite geben unter entsprechenden Bedingungen Derivate von grauer Farbe und streifiger oder schieferiger Beschaffenheit, in welchen man unter Umständen noch die ursprünglichen Bestandteile mit freiem Auge wahrnehmen kann, während bei weiterem Fortschreiten der Deformation nur mehr einzelne Biotitblätter oder zertrümmerte Hornblenden erkennbar bleiben. Das äußerste Stadium der Um-

wandlung endlich stellen makroskopisch gleichmäßig graue, feinschieferige Gesteine dar, die im Dünnschliff eine lagenweise Anordnung ihrer Hauptgemengteile — Sericit, Zoisit, Albit, Chlorit, Quarz — zeigen, neben spärlichen größeren Relikten, die den Ursprung des Gesteins verraten können.

Ihrem geologischen Auftreten nach sind die Mylonite durchaus nicht auf ein einzelnes Niveau beschränkt; sie finden sich ebenso am Hangendkontakt des Massivs Brusio—Val Fontana, wie — besonders reichlich — an dessen Basis; dort kann man, z. B. in Val Vicima, beobachten, daß stark mylonitisierte Bänke mit relativ intakt gebliebenen mehrfach wechseln. Aber auch an beliebigen anderen Stellen können innerhalb des sonst kaum beeinflussten Gesteins einzelne Partien sehr stark deformiert sein. So fand ich in Blöcken an dem Abhang westlich Brusio mehrfach fast ebene Lagen von nur wenigen Zentimetern Mächtigkeit vollkommen in einen grauen, makroskopisch undefinierbaren Schiefer mit Strahlsteinneubildung verwandelt, während das anstoßende Gestein fast intakt geblieben war. Endlich ist in der Fortsetzung der Zone von Brusio westlich von Val Malenco \pm starke Schieferung der Banatite etc. die Regel, was der Grund dafür sein dürfte, daß THEOBALD (3) von diesen Gesteinen gar nichts gesehen und nur Gneis eingetragen hat.

An Ganggesteinen, welche zum Gefolge der Banatite etc. gehören, sind vor allem die *Aplite* zu erwähnen, die an manchen Stellen (z. B. bei der Capanna Cederna) massenweise die Tiefengesteine durchschwärmen, in Adern, deren Mächtigkeit gewöhnlich nicht über einige Zentimeter hinausgeht. Es sind graulich- oder rötlichweiße Gesteine von feinem Korn, welche bereits dem unbewaffneten Auge nicht selten eine porphyrische Struktur (bedingt durch Einsprenglinge von Feldspat) zeigen (Alsbachit). U. d. M. erkennt man als Hauptgemengteile K-Feldspat (oft in Form von Mikroperthit), sauren Plagioklas (oft reiner Albit, manchmal mit Einschlüssen von neugebildeten Sericit- und Zoisitindividuen) und Quarz; dazu können einzelne Blätter von hellem Glimmer treten oder winzige Schüppchen von Chlorit, die aus Biotit hervorgegangen sein dürften. An Akzessorien findet sich Magnetit oder Haufwerke von Titanit und Erz. — Die Struktur ist die normale der Aplite; in den alsbachitischen Typen funktioniert vor allem der Mikroperthit als Einsprengling, in schön idiomorphen Indivi-

duen; seltener daneben der Plagioklas. In einem Schriff von dem E-Gipfel der Cima Forame beobachtete ich Einsprenglinge des letzteren, umgeben von einem breiten Saum von einheitlich orientiertem, nur schwach mikroperthitischem Orthoklas. Die meist recht feinkörnige Grundmasse, in Mineralbestand und Struktur einem normalen Aplit gleichend, tritt der Menge nach gelegentlich hinter den Einsprenglingen zurück; eine schwache Paralleltexur kann in ihr ausgebildet sein. — Sehr selten beobachtete ich P e g m a t i t e. — Auch b a s i s c h e G ä n g e sind sehr viel seltener als die Aplit; den schönsten traf ich auf der Westseite von Val di Togno, an dem Steig, welcher über dem Stauwehr für die Wasserleitung des Malencokraftwerks schräg gegen S in die Felsen emporführt. Wenige Meter nach Überschreitung der Nordgrenze des Banatits erreicht der Steig den besagten Gang. Er ist $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ m mächtig und fällt steil nach S; Schieferung zeigt er nicht, wohl aber Zerquetschung in einzelne Linsen. Das Gestein ist sehr zäh, von tiefblaugrauer Farbe und läßt Einsprenglinge von Hornblende und Feldspat erkennen. — Im Dünnschliff zeigt die erstere vollkommene Idiomorphie, sogar wohlentwickelte Endflächen, und die nämlichen optischen Eigenschaften wie in den Monzoniten. Der Feldspat, ebenfalls gut idiomorph, entpuppt sich als vollkommen umgewandelter Plagioklas, und zwar ist im Kern hauptsächlich Zoisit, in einer Schale darum Muscovit in relativ großen Blättchen neugebildet, während der äußerste Saum aus frischem Albit besteht. Außerdem ist als Produkt einer ersten Kristallisationsperiode noch der Biotit aufzufassen, der sich vereinzelt in (chloritisierten) kleinen Blättchen in der Hornblende eingeschlossen findet, als selbständiger Einsprengling jedoch nicht vorkommt. Die Grundmasse enthält massenhaft sehr feine, einfach verzwilligte Plagioklase mit leistenförmigem Querschnitt; sie sind sehr wenig umgewandelt und nach der Lichtbrechung als Albit bis Oligoklas zu bestimmen. Daneben ist ebenfalls reichlich eine zweite Generation von Biotit vorhanden, in sehr kleinen meist chloritisierten Tafeln. Die spärlichen noch verbleibenden Lücken sind von Quarz oder äußerst feinen Durchdringungen desselben mit Plagioklas erfüllt. An Nebengemengteilen finden sich vereinzelt kleine Körner von Magnetit und unregelmäßige Haufwerke von Titanit.

K o n t a k t e r s c h e i n u n g e n , welche auf die Ein-

wirkung der Monzonite etc. zurückzuführen wären, sind bisher nur in schlechtem Erhaltungszustand und geringem Umfang bekannt geworden. Sowohl in Val Malenco (an der Wasserleitung des Elektrizitätswerkes) als auch, in größerer Ausdehnung, in Val Fontana, beobachtet man am Südrand des Intrusivkomplexes graue feinkörnige, mitunter hornfelsartige Gesteine, bei welchen jedoch stets mehr oder minder deutliche Schieferung vorhanden ist, hauptsächlich bedingt durch parallelgestellte Biotittäfelchen. An dem Gehänge östlich Campello in Val Fontana nehmen sie z. T. auch grünschieferähnlichen Habitus an. — Im Dünnschliff erkennt man als Hauptgemengteile Quarz, teils in größeren Brocken, teils als Mosaik von kleineren Körnern; stark saussuritisierten Plagioklas (daneben spärlich frischen Albit) und tiefbraunen Biotit, der oft von kleinen Titanitkörnchen umrandet oder chloritisiert ist; manchmal tritt auch Muscovit in größeren, stark zeretzten Blättern reichlich auf. Typische Kontaktminerale, wie Andalusit oder Cordierit, konnte ich nicht finden: möglicherweise sind undeutlich rechteckig begrenzte Anhäufungen von Sericit und Chlorit als Pseudomorphosen nach diesen Mineralien aufzufassen. An Nebengemengteilen ist Apatit in manchen Schliffen außerordentlich häufig; im Kern seiner Individuen beobachtet man gelegentlich Imprägnation mit schwarzem Staub. Auch opake Erze finden sich in geringer Menge. — In struktureller Beziehung macht sich vor allem der Einfluß der Kataklyse bemerkbar, der sich in linsenförmiger Zerquetschung der einzelnen Komponenten äußert; doch fällt im Gegensatz zu mylonitisierten Massengesteinen stets ein sehr unruhiger Habitus, viel geringere Regelmäßigkeit der Schieferung auf, und in relativ weniger geschieferten Varietäten lassen sich deutliche Anklänge an Pflasterstruktur beobachten, bei recht einheitlicher Korngröße.

Die hier besprochenen Gesteine zeigen makro- wie mikroskopisch bedeutende Übereinstimmung mit denjenigen, welche STAUB (30, p. 297; „strukturell anomale Casannaschiefer“) im Liegenden der Monzonite des Piz Glüschant etc. auffand und als kontaktmetamorph deutet. Wenn ich trotz des Fehlens unzweifelhafter Kontaktminerale und -strukturen unsere Gesteine gleichfalls als nachträglich diaphthoritisierte Kontakthornfelse ansprechen möchte, so stütze ich mich hauptsächlich auf die Tatsache, daß dieselben anscheinend nur in einer schmalen und vielfach von

Apophysen durchsetzten Zone unmittelbar am Südrand der Monzonit-Banatitmassen vorkommen. Doch möchte ich diese Deutung bis auf weiteres nur als Arbeitshypothese betrachtet wissen¹.

Als Ausgangsmaterial für die fraglichen Kontaktgesteine kommen Quarzphyllite in Betracht, welche sicher vortriadischen, im übrigen aber unbestimmbaren Alters sind. Sie haben also geringe Bedeutung für die Altersbestimmung der Intrusivmasse und müssen wir eine solche auf anderem Wege versuchen. Da ist zunächst zu betonen, daß die Banatite etc. sicher älter sind als die cretacisch-tertiären faltenden Bewegungen, indem sie die Spuren von deren Einwirkungen in Gestalt der geschilderten Mylonitierungserscheinungen an sich tragen und auch sich der Tektonik der Umgebung vollkommen einordnen, wie wir sehen werden (vergl. p. 339 ff.). Weitere sichere Anhaltspunkte existieren in unserem Gebiete nicht², wohl aber läßt sich nach STAUB (29, p. 355) ein vortriadisches Alter der Monzonite etc. in der Berninagruppe beweisen. STAUB spricht sich für ein obercarbonisches Alter dieser Gesteine aus. Ein solches ist dort ebenso möglich wie in unserer Zone von Brusio; allein bei der stratigraphischen Unbestimmbarkeit der umgebenden kristallinen Schiefer muß auch mit der Möglichkeit einer vorcarbonischen Intrusion gerechnet werden, wie das bereits SALOMON (10, p. 250) für die „granitischen“ Massen des Engadins und Veltlins ausgesprochen hat. Eine sichere Entscheidung über diese Frage bleibt der Zukunft vorbehalten.

4. Die Gesteine der südlichen Gneiszone.

a) Phyllitische Gesteine, in großen Zügen recht einheitlich, im einzelnen ziemlich wechsellvoll ausgebildet, bilden gewissermaßen den Untergrund der ganzen Zone. Mikroskopische

¹ A. STELLA erwähnt (Boll. com. geol. 38. 1907, parte ufficiale p. 34) Gesteine mit Granat, Sillimanit, Cordierit aus dem Kontakthof des „Granits“ von Brusio. Wahrscheinlich gehören indessen die fraglichen Gesteine zu den hochmetamorphen Gneisen der südlichen Gneiszone, deren Metamorphose keinesfalls auf den Monzonit etc. zurückgeführt werden kann; vergl. p. 293 f.

² Daß der Zone mesozoischer Schichten, welche auf eine weite Strecke sich dem Nordrand der Zone von Brusio anschmiegt, alle Spuren eines Intrusivkontaktes abgehen, darf nicht als beweisend für ein vortriadisches Alter der letzteren betrachtet werden, da die beiden Zonen tektonisch voneinander getrennt sind.

Studien darüber habe ich erst in relativ geringem Umfange unternommen, muß mich deshalb auf eine Aufzählung und kurze Charakteristik der beobachteten Typen beschränken.

In großer Verbreitung finden sich darunter ziemlich gleichmäßig feinschieferige, dunkel gefärbte Gesteine mit sericitischem Glanz auf den Schieferungsebenen. Sie gehen über in Typen, welche regelmäßige Wechsellagerung von phyllitischen Lagen mit mehr quarzitischen zeigen; durch Zurücktreten der ersteren können sich daraus lokal (z. B. am Ausgang von Val Masino) fast reine, dünnplattige Glimmerquarzite entwickeln. Diese letzteren gleichen, wie mir Herr Dr. A. SPITZ mitteilt, den Pejoquarziten HAMMER's (20) in der Ortlergruppe; die ganze Serie stimmt überein mit den Quarzphylliten der österreichischen Geologen. In anderen Fällen beobachtet man mehr unregelmäßig flaserige Schieferung, oft starke Fältelung; dazu stellen sich oft Lagen von ziemlich reinem Quarz ein, welche die Fältelung mitmachen, linsenförmig an- und abschwollen und seitwärts gewöhnlich nicht weit verfolgbare sind; auf der Anwitterungsfläche treten sie als unregelmäßige Wülste hervor. Dieser Typus entspricht den sogen. Quarzlagenphylliten SALOMON's, dürfte sich aber genetisch von den normalen Quarzphylliten nur durch stärkere mechanische Beanspruchung unterscheiden. Endlich findet man in bedeutender Ausdehnung Gesteine, bei welchen an Stelle regelmäßiger Schieferung Zerquetschung in dünne, langgestreckte, parallel orientierte Linsen tritt.

Seltenere Einlagerungen sind die kohleführenden Schiefer, wie sie CURIONI (4) bei Chiuro entdeckt hat und die wohl mit den Kohlenstoffphylliten TRENER's (18) (= Graphitoidschiefer SALOMON's) in Parallele zu setzen sind; sowie der Phyllit im Liegenden des später zu erwähnenden Amphibolits von Triasso (westlich Sondrio), der sich durch reichlichen Gehalt an großen Granaten auszeichnet. Endlich kommen, namentlich in der Kette Monte Combolo—Monte Saline, deutlich feinschuppige phyllitische Glimmerschiefer vor.

In Dünnschliffen normaler Phyllite erkennt man neben dem stets in reichlichem Maße vorhandenen Quarz nicht selten auch Feldspäte, und zwar sowohl Orthoklas wie Albit, jedoch in geringer Menge. Von Glimmern ist stets Muscovit vorhanden, z. T. in Form von Sericit; daneben findet sich aber auch in sehr weiter

Verbreitung Biotit, der nur in stark zerquetschten Gesteinen ganz zu fehlen scheint; dort tritt Chlorit an seine Stelle. Seltenerer Gemengteile sind Granat, blaßrötlich gefärbt, in Umwandlung in Chlorit begriffen, in dem bereits erwähnten Vorkommen; sowie Zoisit und Epidot. Von Nebengemengteilen sind Apatit, Titanit, Magnetit, Pyrit und Zirkon zu erwähnen. — Die Strukturen sind normalerweise deutlich grano- bis lepidoblastisch, bei oft starker gegenseitiger Verzahnung der Quarzkörner. Kristallisationschieferung und Lagentextur sind die herrschenden Texturformen. Bei starker Zerquetschung jedoch kommen rein mylonitische Strukturen zustande; solche Gesteine bestehen aus einer mehr oder minder deutlich parallelorientierten Sericit-Chloritmasse, in welche rundliche Quarzbrocken von verschiedensten Dimensionen regellos eingestreut sind.

Im allgemeinen dürfte diesen phyllitischen Gesteinen ein rein sedimentäres, tonig-sandiges Ausgangsmaterial zugrunde liegen. Allein manche Vorkommnisse, z. B. an der Mündung von Val Masino, zeigen im Dünnschliff inmitten von feinkörnigem Quarzmosaik größere, an Relikte erinnernde Feldspatbrocken, bei rein kristalloblastischer Struktur. Und wenn man an der genannten Lokalität (in der Nachbarschaft der obersten Straßenkrümmung) beobachtet, daß die dort anstehenden groben Augengneise durch rasche Abnahme der Größe der Feldspatäugen (bis zu deren Verschwinden) übergehen in Gesteine, die makroskopisch nicht von gewöhnlichen quarzitischen Phylliten zu unterscheiden sind, so wird man auf die Vermutung geführt, daß unter den phyllitischen Gesteinen unserer Zone diaphthoritiserte Granitgneise eine größere Rolle spielen, als man zunächst meinen möchte.

Dazu kommt noch, daß auch die gleich zu erwähnenden Biotitgneise infolge von Diaphthoritisierung gelegentlich phyllitischen Habitus annehmen. Das alles trägt dazu bei, das Problem der Phyllite im Veltlin zu einem sehr komplizierten zu machen, das in vollem Umfange wohl nur auf Grund sehr ausgedehnter mikroskopischer Studien lösbar sein dürfte.

Hier sei nur noch kurz ein eigenartiger phyllitischer Glimmerschiefer erwähnt, der am Nordostgrat des Monte Combolo, knapp unter dem aus Augengneis bestehenden Steilaufschwung unterhalb des Gipfels ansteht. Es ist ein graues, sehr feinkörniges und ziemlich schwach schieferiges Gestein, ausgezeichnet durch das Auftreten

zahlreicher kleiner, dunkelbraun glänzender Biotitblättchen. — Im Dünnschliff erkennt man als Hauptgemengteile neben dem licht-rötlichbraunen Biotit und größeren Muscovitblättchen relativ spärlichen Quarz, sowie umgewandelte (in Zoisithaufen mit Albituntergrund) Plagioklase. Dazu treten in großen Mengen sehr feinschuppige und meist ganz reine Sericitmassen. Sie sind oft auffällig scharf begrenzt, langgestreckt rechteckig und schneiden angrenzende Glimmerblätter quer ab. Es handelt sich hier sicher um Pseudomorphosen nach einem einheitlichen Muttermineral. Plagioklas kann dasselbe nicht gewesen sein, da dieser, wie schon gesagt, in unserem Gestein eine andere Art der Umwandlung zeigt; und gegen die Annahme einer restlosen Sericitisierung von Orthoklas spricht der Umstand, daß ich im Veltlin sonst niemals eine solche gefunden habe. Die Formen von einzelnen der fraglichen Sericitaggregate führen auf die Vermutung, daß das Ausgangsmaterial Andalusit gewesen sein könnte. Dazu kommt, daß die Struktur an die der p. 289 erwähnten mutmaßlichen Kontaktgesteine der Monzonite erinnert. Sollte es sich etwa auch in unserem Falle um ein sekundär geschiefertes und sericitisiertes Kontaktgestein (der Augengneise im Hangenden!) handeln?

b) Biotit- und Zweiglimmergneise. Aus den Phylliten gehen durch allmähliche Übergänge, welche man z. B. bei Campascio im Puschlav oder nördlich von Sondrio verfolgen kann, hochkristalline, stets biotitreiche Gneise hervor. In ihrem geologischen Auftreten sind dieselben untrennbar mit den später zu besprechenden Pegmatiten verbunden.

Der Übergang vollzieht sich in der Weise, daß in dem makroskopisch einheitlich erscheinenden Phyllit einzelne größere Biotitblättchen auftreten. Allmählich reichern sie sich an, und gleichzeitig nimmt auch die Korngröße der übrigen Komponenten zu. So resultieren schließlich ziemlich grobkörnige — Glimmerblätter von bis ca. 1 cm² Oberfläche kommen vor —, meist dunkle und ziemlich unregelmäßig gesprenkelte Gesteine, mit häufigen hellgrauen Lagen von vorherrschendem grobkristallinem Quarz. Schieferung ist oft relativ wenig ausgeprägt, Fältelung nicht selten sehr deutlich. — Ob die erwähnten quarzreichen Lagen z. T. solchen der Quarzlagenphyllite in stärker umkristallisiertem Zustande entsprechen, oder ob sie durchweg als pegmatitische Injektionsadern anzusprechen sind, läßt sich noch nicht sicher entscheiden.

Daß die letztgenannte Erklärung wenigstens z. T. richtig ist, erkennt man am Kontakt des Gneises mit den Pegmatitgängen, welche den ersteren parallel der Schieferung aufblättern und schmale Apophysen hincinentsenden, die manchmal auch diskordant hindurchgreifen. Lokal (z. B. in Valle del Boalzo bei Teglio habe ich diesen Fall beobachtet) kann eine vollständige Auflösung des Gneises eintreten derart, daß von demselben nur mehr einzelne im Pegmatit schwimmende Biotitfasern übrig bleiben. — Die quarzitischen Varietäten des Quarzphyllits werden in der Nachbarschaft der Pegmatite zu hellen, feinkörnigen oder hornfelsartigen, sehr quarzreichen Gesteinen mit einzelnen dünnen Glimmerlagen (z. B. bei Monti di Scale).

Ein anderer Typus von hierhergehörigen Gesteinen, mit den erwähnten durch Zwischenstufen verknüpft, sind dunkle, gleichmäßig-feinschuppige biotitreiche Glimmerschiefer, wie sie besonders westlich von Val Masino verbreitet sind. — Endlich sind noch sekundär mechanisch umgewandelte Gesteine zu nennen, graue sericitische Schiefer, manchmal mit unregelmäßigen quarzreichen Linsen; einzelne größere Muscovitblätter pflegen auf die diaphthoritische Natur solcher Vorkommnisse aufmerksam zu machen. Solche Vorkommnisse finden sich in größerer Ausdehnung am Abfalle der Terrasse von Poirà (oberhalb Mello—Civo). In anderen Fällen, besonders an zahlreichen lokalen Quetschzonen, beobachtet man ein Übergehen der Biotitgneise in undefinierbare schwarze bröckelige Massen.

U. d. M. zeigt sich neben dem stets reichlich vorhandenen, meist schwach undulös auslöschenden Quarz ein sehr wechselnder Gehalt von Feldspäten, und zwar sowohl Orthoklas wie saure Plagioklase (Albit bis saurer Oligoklas), welche letztere manchmal schwach sericitisiert erscheinen. Stets sehr reichlich und meist in großen Blättern vorhanden sind Glimmerminerale, Muscovit und besonders Biotit, von tiefbrauner Farbe (a hellgelb bis grünlichgelb); manchmal ist der letztere chloritisiert. — Dazu treten noch eine Reihe von Übergemengteilen. Von diesen ist vor allem der Sillimanit zu nennen, der in längeren oder kürzeren, stets sehr dünnen Nadeln gewöhnlich vorhanden ist, manchmal spärlich, manchmal massenhaft und in letzterem Falle schon makroskopisch an einem seidenartigen Schimmer der Glimmerblätter erkennbar sein kann. Ferner ist Granat sehr verbreitet, in kleinen,

vollkommen farblosen und isotropen Körnern, welche z. T. gute Umgrenzung durch (110) erkennen lassen. In einem hierher gehörigen Gestein von den Monti di Scale fand ich sehr reichlich Turmalin in winzigen, aber z. T. sehr wohlausgebildeten braunen Kriställchen, sicher bestimmbar an der stärkeren Absorption senkrecht zur Hauptzone und der teilweise deutlich erkennbaren Hemimorphie (Begrenzung am einen Ende die Basis, am andern ein Rhomboeder). Endlich traf ich in einem Schriff aus Valle di Ron einige Schnitte eines vollkommen sericitisierten Minerals, das möglicherweise als Cordierit zu deuten sein dürfte. — Von Nebengemengteilen sind Apatit, Zirkon (mit pleochroitischen Höfen im Biotit), Titanit, Magnetit (z. T. als Kranz um Biotit) und Pyrit zu nennen.

In struktureller Beziehung herrscht ziemliche Mannigfaltigkeit, in der Hauptsache durch die wechselnden Mengen der verschiedenartig gestalteten Gemengteile bedingt; doch sind wohl alle Strukturformen als grano- oder lepidoblastisch zu bezeichnen. Eine Trennung von glimmerreichen Lagen einerseits und vorwiegend aus Quarz und Feldspat bestehenden andererseits ist bald mehr bald weniger deutlich; doch enthalten die letzteren stets auch kleine Biotitblättchen eingestreut, die parallel der allgemeinen Schieferung orientiert sind. Der Sillimanit erscheint bald in breiten zusammenhängenden Streifen, bald in Form von einzelnen regellos orientierten Nadeln den übrigen Gemengteilen eingewachsen, und zwar in manchen Schriffen auf die Glimmerlagen, in anderen umgekehrt gerade auf die glimmerarmen Partien konzentriert.

Eine Auflösung des gesamten Bestandes dieser Gesteine in einen sedimentogenen und einen injizierten pegmatitischen Anteil ist auch mit Hilfe des Mikroskops nicht durchführbar; auch fügt dasselbe zu den oben angeführten makroskopischen Anzeichen einer pegmatitischen Injektion kein weiteres hinzu.

Die strukturellen und mineralogischen (Sillimanit!) Verhältnisse dieser Biotitgneise weisen auf eine Umwandlung bei hoher Temperatur hin; die konstante Gebundenheit an durchsetzende Pegmatite und die Durchtränkung mit deren Material läßt die letzteren als Bringer der Temperaturerhöhung erkennen.

Die Biotitgneise sind also, da sich ja auch lithologische Übergänge von ihnen zum Quarzphyllit finden, ganz einfach als durch die Pegmatite kontakt-

metamorphosierte Äquivalente des Quarzphyllits aufzufassen. Dies Resultat steht vollkommen in Einklang mit den Ergebnissen, welche HAMMER (16), TRENER (18), SPITZ und DYHRENFURTH (29 und gemäß freundlicher mündlicher Mitteilung) weiter östlich, in den Tonaleschiefern gewonnen haben. Diesen gleichen die hier besprochenen Gesteine petrographisch durchaus, liegen auch in deren streichender Fortsetzung gegen W und finden sich in der nämlichen Verknüpfung mit Marmor und basischen Gesteinen, wie wir sehen werden. Es seien deshalb die biotitreichen Gneise des bisher besprochenen Typus im folgenden gleichfalls als Tonaleschiefer bezeichnet.

Eine ganz andere Art von Biotitgneis begegnet uns im untersten Abschnitt des Veltlins zu beiden Seiten der Talsohle. Wegen seiner starken und typischen Entwicklung in der Umgebung von Morbegno sei der fragliche Gesteinskomplex als Morbegnoschiefer bezeichnet. Auf der Nordseite des Tals bilden dieselben die Umhüllung des später zu besprechenden Granits vom Culmine di Dazio (vergl. p. 307), sowie das Gehänge von der Talsohle bis auf die Terrasse von Mello und Civo.

In ihrer normalen Ausbildung sind die Morbegnoschiefer dunkle, biotitreiche Gesteine, in welchen makroskopisch die Anwesenheit zahlreicher weißer bis grauer Feldspatindividuen von länglich-rundlicher Form auffällt. Dieselben erscheinen häufig auf parallele, oft gewundene Lagen von wechselnder Breite massenweise zusammengedrängt und bilden in diesen die Hauptmasse des Gesteins. Dazwischen schieben sich dunkle, vorwiegend aus Biotit bestehende Lamellen von im allgemeinen nicht mehr als etwa 1 cm Mächtigkeit. Granat und Staurolith sind gelegentlich schon makroskopisch feststellbare Übergemengteile; seltener beobachtet man langsäulige Individuen von Turmalin. — Außerdem finden sich Einlagerungen von gleichmäßig feinkörnigen grauen Zweiglimmerschiefern, hellen, ziemlich unregelmäßig schuppigen Gneisen mit wohlindividualisierten Glimmerblättern und grauen, biotitreichen, quarzitähnlichen Gesteinen. Hervorzuheben sind die granitischen Injektionen; solche treten nicht nur am Rande des Daziogranits ganz allgemein auf (vergl. p. 307), sondern auch sonst mehrfach, z. B. am Weg, welcher bei den westlichsten Häusern von Campovico bergaufwärts führt, oder zwischen S. Croce und Dazio, etwa in der Mitte der neuen Straße. Sehr spärlich

vertreten sind dagegen pegmatitische Intrusionen. Als Ausläufer von solchen sind wohl die sehr verbreiteten Quarzadern und -knauer aufzufassen, welche nicht selten Turmalin, manchmal Feldspat (dazu gelegentlich auch Disthen) führen und so in echte Pegmatite übergehen.

Zu bemerken ist das häufig im Terrain zu verfolgende allmähliche Übergehen der Morbegnoschiefer in dunkle mylonitische Bildungen, die bloß nach dem Handstück ohne Kenntnis der Art ihres Auftretens gar nicht zu deuten wären. Solche finden sich namentlich in einer zusammenhängenden Zone an der Kante der großen Terrasse von Mello und Civo, doch auch in zahlreichen kleineren Quetschzonen innerhalb des Verbreitungsgebiets der Morbegnoschiefer. — Übergänge in phyllitische Glimmerschiefer und Quarzphyllit sind namentlich im Westen (Gegend von Dubino) zu beobachten.

Im Mikroskop zeigt sich, daß der weit vorwaltende Feldspat der Morbegnoschiefer ein saurer Plagioklas ist; speziell die makroskopisch sichtbaren Porphyroblasten scheinen ausschließlich einem solchen anzugehören. Seine genauere Bestimmung stößt indessen vielfach auf Schwierigkeiten, wegen des auffällig geringfügigen Auftretens von Zwillinglamellierung. Auch sind die Individuen häufig (besonders randlich) getrübt, so daß auch der Vergleich der Lichtbrechung mit der des Quarzes nicht immer zum Ziele führt. Wo anwendbar, ergab diese Methode stets, daß Albit vorlag ($\alpha', \gamma' < \omega$). Orthoklas spielt ihm gegenüber eine sehr unbedeutende Rolle und scheint in der Mehrzahl der Schiffe überhaupt zu fehlen. Quarz ist stets reichlich vorhanden, Glimmer ebenfalls, und zwar überwiegt in der Regel Biotit über Muscovit; zuweilen tritt Chlorit an die Stelle des ersteren. — An Nebengemengteilen tritt Apatit oft reichlich auf in wohlentwickelten kurzen Säulehen, auch Zirkon (mit pleochroitischen Höfen in Biotit) hat manchmal einige Bedeutung. Erze (Magnetit und Magnetkies) spielen eine geringe Rolle. Gelegentlich beobachtet man auch feine Nadeln von Rutil und ganz vereinzelt lichtbraune Orthitkörner mit Epidotsäumen. Dazu treten noch eine Anzahl wichtiger Übergemengteile: Graphit in manchmal recht ansehnlichen, schön metallglänzenden Blättern oder fein verteilt als Imprägnation einzelner Partien ist oft sehr reichlich vorhanden; Granat, farblos, aber oft getrübt, tritt in kleinen, aber manchmal

sehr zahlreichen, oft wohlentwickelten Rhombendodekaedern auf; Staurolith erscheint meist nur in vereinzelt, aber großen, schön gelben ($a = b < c$) Individuen — manchmal mit gut ausgebildeten Flächen, (110), (010), (001). In manchen Schlifften beobachtet man eine Umwandlung dieses Minerals in sehr feinblättrige Aggregate von Sericit und Chlorit; dieselbe geht von den Rändern und Klüften aus und führt unter Erhaltung der äußeren Form zu einer Pseudomorphose mit Maschenstruktur. Disthen ist als Begleiter des Stauroliths stets vorhanden, doch meist in geringer Menge in schlecht begrenzten Stengeln. Endlich nimmt man mitunter Turmalin wahr in meist sehr kleinen, aber manchmal recht zahlreichen, sehr schön ausgebildeten Säulchen. Sie zeigen (1010) vorherrschend, daneben (1120) und pyramidale Endflächen; der Pleochroismus ist ω gelblich- bis grünlichbraun, ϵ farblos bis blaßbräunlich, gelegentlich mit zonarem Wechsel verschiedener Farbtöne.

Die strukturellen Verhältnisse der Morbegnoschiefer sind einigen Schwankungen unterworfen. Die typischen grobkörnigen Varietäten zeigen porphyroblastische Struktur infolge der großen Ausbildung eines Teils der Plagioklase und, wo vorhanden, der Staurolithe. Dabei sind die Feldspatporphyroblasten in oft unübertrefflicher Weise durchspickt mit kleinen, eckigen oder runden, regellos orientierten Quarzeinschlüssen, nicht selten auch mit Biotitblättern und Granaten. Auch die Staurolithe zeigen häufig eine ähnliche Siebstruktur, jedoch in größerer Ausbildung. Das im allgemeinen granoblastische Grundgewebe besteht vorwiegend aus Quarz, kleinen Feldspäten, Glimmer und oft reichlich Granat; die Glimmerblätter erscheinen oft zu mehr oder minder parallelen Zügen aneinandergereiht, welche ohne Ablenkung durch die anderen Gemengteile hindurchsetzen. — Die glimmerschieferigen und quarzitähnlichen Varietäten entsprechen im wesentlichen dem Grundgewebe der porphyroblastischen, bei wechselndem Mengenverhältnis der Komponenten. — Die oben erwähnten glimmerreichen Zwischenlagen zeichnen sich ihrer Zusammensetzung entsprechend durch mehr lepidoblastische Strukturen aus — sie bestehen manchmal fast ausschließlich aus Glimmer mit beträchtlicher Beimengung von Graphit; Porphyroblasten von Feldspat und Staurolith in der eben skizzierten Ausbildung finden sich auch hier gelegentlich. — Kataklastische Erscheinungen spielen eine geringe Rolle in den Morbegnoschiefern, mit Ausnahme der oben

erwähnten mylonitischen Formen; solche zeichnen sich aus durch sehr großen Gehalt an neugebildetem Muscovit und Chlorit. Auch in makroskopisch vollkommen unkenntlich, phyllitähnlich gewordenen Gesteinen läßt sich am Vorkommen von linsenförmigen oder gerundeten Relikten von Plagioklas mit der charakteristischen Siebstruktur die Herkunft von Morbegnoschiefern oft noch nachweisen.

Wenn auch ein definitives Urteil über die Genese der Morbegnoschiefer noch von den Resultaten weiterer Studien (insbesondere auch auf der südlichen Talseite¹) abhängt, so kann doch jetzt schon mit großer Wahrscheinlichkeit behauptet werden, daß auch diese Gesteine kontaktmetamorpher Natur sind. Dafür spricht sowohl die eben angedeutete Struktur, als auch die Beziehungen zum Daziogranit und den anderen granitischen Intrusivmassen. Speziell ist hervorzuheben, daß das Auftreten von Stauroolith und sogar von Disthen innerhalb meines Untersuchungsgebiets ausschließlich auf die unmittelbare Nachbarschaft des Daziogranits beschränkt zu sein scheint. Freilich darf nicht verschwiegen werden, daß im übrigen die Beschaffenheit der Morbegnoschiefer bis in recht weite Entfernung (ca. 4 km; Traona!) vom Granitkontakt sich ziemlich gleich bleibt — ein Umstand, welcher für die obige Deutung erschwerend ins Gewicht fällt. Allein bei genauerem Nachforschen dürfte sich die Zahl der kleinen Granitapophysen noch beträchtlich vermehren, und so manche von denselben mag auch unter der reichlichen Vegetations- und Schuttbedeckung dem Blick entzogen sein.

Fest steht jedenfalls das eine, daß die Bedingungen der Metamorphose im Detail andere waren als im Falle der Tonaleschiefer, bei welchen sie, wie wir sahen, eng an das Auftreten der Pegmatite geknüpft ist. Dagegen liegt die Annahme nahe, daß Morbegno- und Tonaleschiefern das nämliche Ausgangsmaterial zugrunde liegt — die Übergänge beider Gesteine in Quarzphyllite legen einen derartigen Schluß nahe. Doch müssen alle auf diese Fragen bezüglichen genaueren Feststellungen der Zukunft vorbehalten bleiben.

¹ Dort hat G. MELZI verwandte Gesteine untersucht (*Ricerche microscopiche sulle rocce del versante valtellino della Catena Orobica occidentale. Giorn. di Min. II. 1891. p. 1*), doch sind seine Mitteilungen nicht ausreichend für die Klarstellung von deren Entstehungsbedingungen.

c) **Kalkschiefer.** Den Quarzphylliten eingelagert findet sich bei Tresivio, am Monte Calvario (P 549) ein eigenartiges, dünnplattiges bis feinschieferiges, dichtes Gestein von graulichgrüner Farbe und bedeutender Zähigkeit, den Quarzphylliten in nicht unbeträchtlicher Mächtigkeit eingelagert, welches in einer Reihe von kleinen Steinbrüchen abgebaut wird. Bei flüchtiger Betrachtung scheint dasselbe große Ähnlichkeit mit manchen Antigorit- und Talkschiefern zu besitzen. Das intensive Brausen mit verdünnter Salzsäure zeigt jedoch, daß es sich um eine in der Hauptsache aus Calcit bestehende Bildung handelt. — Auffällig sind die stellenweise äußerst zahlreichen, oft wirr durcheinandergeschlungenen gelben Adern, deren Füllung teils aus Calcit und Quarz besteht, teils aus Ankerit.

U. d. M. zeigt sich unser Gestein von außerordentlicher Feinheit des Kornes. Der Hauptgemengteil ist Calcit; eingestreut finden sich darin einzelne Schüppchen von Sericit und einem farblosen, sehr schwach doppelbrechenden Mineral, wahrscheinlich Chlorit, doch ist dasselbe wegen der winzigen Größe der Individuen nicht sicher bestimmbar; außerdem ganz vereinzelt Erzpartikelchen. Die Schieferung erscheint im Dünnschliff nur wenig ausgeprägt.

Dieser Kalkschiefer stellt offenbar eine stratigraphische Einschaltung in den Quarzphylliten dar.

d) **Die Marmore.** Schon seit langer Zeit sind die Züge von Marmor bekannt, welche von Tirano bis gegen Sondrio den Tallauf des Veltlin begleiten. Die meisten dieser Vorkommnisse sind auf THEOBALD's Karte verzeichnet (mit der Farbe der Trias); es handelt sich wohl um einen wenigstens von Bianzone bis oberhalb Tresivio einheitlichen Zug, der seine größte Mächtigkeit (30—50 m) in der Valle di Ron erreichen dürfte; daneben finden sich eine Reihe von kleineren Linsen. An solchen kann ich den bisher bekannten hinzufügen: eine etwa 1 m mächtige Linse am Wege, der von Ponte in die Val Fontana führt, wenige Schritte nördlich vom Beginn der zusammenhängenden Aufschlüsse; sowie einige kleine, in schwarzen Phyllit eingebettete Schmitzen, dort, wo Val Fontana aus den Bergen austritt. Dagegen konnte ich die bei Montagna und westlich Tresivio angegebenen Vorkommen noch nicht auffinden. Auffallenderweise scheinen von Sondrio westwärts Gesteine dieser Art zunächst ganz zu fehlen; auch das

VON THEOBALD (3, Nachträge, p. 347) erwähnte Vorkommenis von Buglio habe ich bisher nicht finden können. Erst westlich von Val Masino setzen ähnliche Marmore wieder in großer Menge ein: im Profil vom Ostfuße des Culmine di Dazio¹ beobachtete ich sechs geringmächtige Lager. Drei weitere solche sind am Gehänge südlich unter Roncaglia den Gneisen eingelagert (a. a. O. bei THEOBALD ebenfalls erwähnt), und wohl die unmittelbare Fortsetzung davon ist der Marmor, den ich nordöstlich von Civo an einem breiten Weg mit 3—4 m aufgeschlossener Mächtigkeit antraf. Von dort bis zum Comersee fand ich größere Lager nicht mehr, wohl aber kleine Schmitzen und Linsen, im allgemeinen 20 cm bis 1 m mächtig, selten darüber. Solche finden sich besonders zahlreich einerseits längs der Nordgrenze der Triaszone von Dubino, anderseits in der Nachbarschaft des Kontakts mit dem Disgraziamassiv den kristallinen Schiefern eingestreut; man begegnet ihnen fast in jedem Profil in größerer Anzahl, ohne daß eine Verfolgung der einzelnen Vorkommenisse im Streichen möglich wäre.

Die fraglichen Gesteine sind selten weiße, gewöhnlich blaugraue, auch gebänderte oder geflammte Kalkmarmore (nach meiner Erfahrung niemals dolomitisch) von feinem Korn, die dort, wo sie rein auftreten (Roncaglia, Cino und weiter westlich z. T.), auch im Mikroskop nur etwas Quarz und Muscovit neben dem überwiegenden Calcit erkennen lassen. Der häufigere Fall jedoch ist der, daß die Marmore in höchst intensiver Weise mit Pegmatit injiziert sind. Regelmäßig hindurchsetzende Gänge des letzteren traf ich nie; gewöhnlich findet er sich im Marmor verteilt in Form von rundlichen Knollen von oft ziemlich bedeutender Größe, die auf den ersten Blick den Anschein von Geröllen erwecken können; doch trifft man daneben langgestreckte Linsen und Bänder oder endlich ganz unregelmäßige schlierige Massen aus dem gleichen Material. Diese Bildungen sind schon makroskopisch sehr auffällig, indem sie auf der Oberfläche des Gesteins erhaben herauswittern und zu seltsamen Zeichnungen derselben Anlaß geben. Im Dünnschliff zeigen sie sich zusammengesetzt aus Quarz, Orthoklas, Albit in ziemlich feinkörnigem Gemenge mit panidiomorphkörniger Struktur.

¹ Über die Trias von ebendort siehe später (p. 306).

In Gesellschaft dieser Pegmatitschlieren treten stets auch Kontaktmineralien auf. Von ihnen ist Granat in blaßrötlichen Kristallen von manchmal bedeutender Größe (ca. 1 cm Durchmesser) oft schon makroskopisch kenntlich; im Dünnschliff ist er farblos und vollkommen isotrop. Kleine dunkelgrüne Körner von monoklinem Pyroxen sind ebenfalls bisweilen mit freiem Auge wahrnehmbar; auch sie sind mikroskopisch farblos, oft mit polysynthetischer Zwillingsbildung, und zeigen normale optische Eigenschaften (Interferenzfarben I. Ordnung, mäßig großer Achsenwinkel, $c : c = 43^\circ$). Das Mikroskop zeigt ferner noch die Anwesenheit von Plagioklas, jedoch stets verwandelt in büschelförmige Aggregate von Zoisit mit (an Menge relativ zurücktretendem) Untergrund von Albit. Daneben treten jedoch sehr oft auch größere, einheitlich orientierte Individuen von Klinozoisit auf, mit leuchtend blauen anomalen Interferenzfarben; nicht selten umsäumen sie die umgewandelten Feldspäte und sind möglicherweise gleichfalls aus solchen hervorgegangen. Titanit ist nicht selten in kurzen spindelförmigen Körnern; von Erzen findet sich neben Magnetit und spärlichem Pyrit auch der für Kontaktzonen charakteristische Magnetkies.

Die sämtlichen erwähnten Mineralien zeigen nur selten deutliche kristallographische Umgrenzung, auch wo sie, was gewöhnlich der Fall, regellos in den im allgemeinen vorherrschenden Calcit eingestreut sind. Einzelne Silikatkörner sind auch den pegmatitischen Schlieren beigemischt; und wo die letzteren gegen die Calcitmasse grenzen, sind sie oft von Silikaten (besonders Klinozoisit) zusammenhängend umsäumt. — Bemerkenswert sind die oft sehr starken Spuren mechanischer Beeinflussung: die Mineralien der Pegmatitschlieren, besonders der Quarz, zeigen undulöse Auslöschung und Übergang in feines Zerreibsel, und die großen einsprenglingsartigen Individuen der Kontaktmineralien können, durchsetzt von Mörtelzonen, einen Anblick bieten vergleichbar dem von zertrümmerten Feldspäten in mylonitisierten Graniten.

Besonders hervorgehoben zu werden verdient der Umstand, daß auch an solchen Stellen, wo in den anstoßenden Schiefen gar keine Pegmatitgänge sichtbar sind, die Marmore mit Pegmatitschlieren und Kontaktmineralien erfüllt sein können, z. B. auf der Nordseite des Culmine di Dazio. Diese Tatsache ist vielleicht nach demselben Prinzip zu erklären, welches V. M. GOLD-

SCHMIDT¹ auf die pneumatolytischen Kontaktgesteine des Kristiania-gebiets angewandt hat: Ausfällung von sauren fluiden Lösungen, welche durch die quarzreichen Schiefer der Umgebung ungehindert hindurchgehen konnten, durch den Kalk. Daß die Kalksilikate wenigstens dort, wo sie als Saum um Pegmatitschlieren auftreten, unter Zufuhr von SiO_2 und Al_2O_3 zustande gekommen sind, dürfte kaum zu bezweifeln sein.

e) *Verrucano und Mesozoicum*. Am äußersten Westende des hier betrachteten Gebietes findet sich das bekannte Perm-Trias-Vorkommen von Dubino. Dasselbe wird in der Literatur vielfach zitiert; THEOBALD (3), ROLLE (5), REPOSSI (15) haben es genauer untersucht. Bei einem gemeinschaftlich mit Herrn Dr. A. SPITZ ausgeführten Besuch dieses Vorkommens entdeckten wir ein Profil von größter Wichtigkeit für die Auffassung nicht nur dieses Vorkommens selbst, sondern unserer südlichen Gneiszone überhaupt, welches im folgenden mitgeteilt sei.

Auf die kristallinen Gesteine, welche dort in den tiefsten Teilen des Gehänges anstehen, folgen gegen N, mit allgemein nahe saigerer Stellung die jungen Sedimente. Sie beginnen mit grünen und violetten, mitunter auch schwarzen, feinblättrigen sericitischen Schiefen, die häufig durch Aufnahme großer gerundeter Brocken von weißem Quarz konglomeratisch werden; sie haben größte Ähnlichkeit mit manchen Gesteinen des Verrucano von Graubünden und wurden auch von allen früheren Beobachtern als Äquivalente desselben aufgefaßt. Steigt man empor in dem dritten Rinnsal westlich des großen Kalkbruchs über dem Dorf Dubino, so kann man beobachten, daß der dort etwa 20 m mächtige Verrucano gegen oben in (1) grünliche sericitisch-quarzitische Sandsteine übergeht, welche nochmals Einlagerungen von violetten verrucanoähnlichen Schiefen enthalten (5—6 m). Darauf folgt gegen N (2) dünnschichtiger bräunlicher Dolomit, mit tonigen Häuten und Quarzkörnern (2—3 m), der weiterhin in (3) einen relativ gutgeschichteten, hell anwitternden Dolomit mit ?Diploporen-Spuren übergeht (ca. 20 m). Weitersteigend gelangt man in (4) ein System von rotvioletten, seltener grünen tonigen Schiefen, die in 5—50 cm dicken Bänken mit gelb oder rötlich anwitternden Dolomiten wechsellagern (ca. 20 m im ganzen). Daran schließt

¹ V. M. GOLDSCHMIDT, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania 1911. p. 211.

sich (5) in großer Mächtigkeit (150—200 m) heller, dick und wenig deutlich gebankter Dolomit; gegen oben wird er dunkel und bituminös. Nordwärts stößt er an Quarzphyllit, mit sehr steil nördlich einfallender anomaler Kontaktfläche, an welcher der Phyllit zu einem schwarzen Mylonit zerrieben ist.

Wenn auch sichere Fossilreste bisher nicht zu finden waren, so darf man doch auf Grund des stratigraphischen Verbands und der lithologischen Beschaffenheit eine Parallelisierung der aufgeführten Schichten versuchen. Es dürfte entsprechen: (1) dem Buntsandstein; (2) dem Muschelkalk; (3) dem Wettersteindolomit; (4) den Raibler Schichten; (5) dem Hauptdolomit. Nach freundlicher Mitteilung von Dr. SPITZ — und wie ich mich auf Grund von dessen Aufsammlungen z. T. persönlich überzeugen konnte — entspricht der Charakter sämtlicher Schichten ganz genau bestimmten Ausbildungsformen der betreffenden Etagen im Unterengadiner Triasgebiet. Besonders hervorzuheben ist noch der Umstand, daß bei keiner einzigen der sämtlichen triadischen Schichten eine nennenswerte Umkristallisation zu beobachten ist: eine Metamorphose fehlt, abgesehen von lokalen Zermalmungserscheinungen und geringfügiger Neubildung von Sericit in den tonhaltigen Schichtgliedern (1) und (4) durchaus.

Nach beiden Seiten keilen die triadischen Schichten unterhalb des Hauptdolomits größtenteils sehr rasch aus; so ist es leicht erklärlich, daß keiner von den früheren Beobachtern das hier mitgeteilte Profil erwähnt¹.

Auch der Hauptdolomit verschwindet sehr bald östlich der tiefen, bei Dubino ausmündenden Schlucht; die mannigfaltigen Verrucanogesteine — bunte Schiefer, Konglomerate, auch geschieferte Quarzporphyre — dagegen lassen sich über Cino und Cercino bis zum Vallone di S. Giovanni (bei Traona) verfolgen: ihr Auftreten ist auf dieser Strecke in allen Bachbetten zu beobachten, soweit dieselben überhaupt Aufschlüsse bieten. Die

¹ Dasselbe liegt nicht etwa der THEOBALD'schen Gliederung der Trias von Dubino zugrunde wie daraus hervorgeht; daß THEOBALD gerade die charakteristischsten Schichten, die roten Raibler Schiefer, gar nicht erwähnt, sowie gerade dort untertriadische Glieder angibt, wo sich in Wirklichkeit Hauptdolomit befindet, während er von dem Südfügel der angeblichen Mulde mangelhafte Entwicklung der tieferen Trias hervorhebt.

Gesamtmächtigkeit ist bedeutend und erreicht im Vallone di S. Giovanni wohl 150 m. Gegen Norden schließen sich an den Verrucano, ebenfalls durch fast alle Aufschlüsse der genannten Strecke verfolgbar, hellgrüne sericitische Quarzite und quarzitisches Sandsteine, wie wir sie oben bei Dubino als Vertreter des Buntsandsteins gefunden haben; gegen N pflegen dieselben überzugehen in grünliche sericitische Schiefer mit braun anwitternden, kieselig-eisenschüssigen Zwischenlagen, auch solchen von Rauhwaacke; derartige Schichten bilden auch westlich von Dubino streckenweise die Basis der Triasserie. — Höhere Triassschichten fehlen östlich von Dubino fast durchgängig; nur in Val Siro ist nördlich der erwähnten Buntsandsteinschiefer noch eine beiderseits von Zerrüttungszonen begrenzte Bank von gelbem Dolomit eingeschaltet (ca. 4 m mächtig); und weiter östlich stellen sich noch höhere Schichten ein. Hat man nämlich im Vallone di S. Giovanni den Verrucano und Buntsandstein durchschritten¹, so beobachtet man in den letzten 5 m des letzteren zunehmende Zerquetschung; gegen N grenzt daran mit scharfem Kontakt ein blaugraues, tonig-kalkiges Zermalmungsprodukt, worin Fetzen von grünem Sericitschiefer und weißem, zertrümmertem Dolomit schwimmen. Gegen Norden geht aus dem zermalmten Material ein blaugrauer, dünngeschichteter Kalk hervor, kaum kristallin, doch ausgezeichnet durch großen Reichtum an Pyritwürfeln. In diesem Kalk finden sich etwa zentimeterlange, dick-linsenförmige Gebilde aus weißem Calcit, die mit einiger Wahrscheinlichkeit für umgewandelte Fossilien (wohl Terebrateln) zu halten sein dürften. Weiter nördlich wird der Kalk stärker schieferig, vermutlich eingewalzte Quarzknauer und Schieferfladen stellen sich ein; nach Durchschreitung einer Gesamtmächtigkeit des Kalks von 12—15 m (in der Talsohle) ist der Kontakt mit den nördlich anstoßenden Biotitgneisen erreicht, welche sich an den beiderseitigen Gehängen aufwärts flacher legen und den Kalk gegen oben abzuschneiden scheinen. Offenbar bildet dieser ein beiderseits durch anomale Kontakt-

¹ Die Stelle befindet sich an der Sohle des genannten Tals, etwa in der Falllinie der Kapelle auf dessen Westseite (südlich von dem Wege Mello—Bioggio). Unmittelbar über den Aufschlüssen folgt eine Reihe hoher Wasserfälle. Der Zugang ist am leichtesten durch Absteigen von Osten her zu bewerkstelligen; die Begehung des ganzen Profils des Vallone di S. Giovanni ist äußerst mühsam.

flächen begrenztes Paket. Seine stratigraphische Deutung kann nur auf Grund des lithologischen Charakters versucht werden; und dieser scheint mir am ehesten für Rhät zu sprechen; auch Lias kommt eventuell in Frage.

Profile, welche dem eben geschilderten im wesentlichen gleichen, sind auch in einigen Gräben zwischen Vallone di S. Giovanni und Cercino zu beobachten; doch sind dort stets die grauen Kalke viel weniger mächtig.

Östlich vom Vallone di S. Giovanni suchte ich auf einer längeren Strecke vergeblich nach einer Fortsetzung der jungen Schichten. Ein grüner Sericitschiefer an der kleinen Geländestufe oberhalb der Kirche von Civo ist vielleicht als Verrucano zu deuten; aber sicher steht erst unmittelbar westlich der Häuser von S. Rocco (westlich Serone) am Weg wieder eine Partie von solchem an (Schiefer und Konglomerat), 15—20 m mächtig. Von erheblich größerer Bedeutung sind die von Dr. SPITZ und mir auf einer gemeinschaftlichen Exkursion besuchten Aufschlüsse am *Culmine di Dazio*. THEOBALD erwähnt dort nach Beobachtung von A. VILLA das Vorkommen von Kalk (3, Nachträge, p. 347); kartographisch eingetragen ist er zum erstenmal auf der Karte MELZI's (in 9) in Gestalt von zwei kleinen Flecken. Der östliche ist jedoch nicht ganz an der richtigen Stelle verzeichnet¹; tatsächlich befinden sich die Aufschlüsse unmittelbar am Wasser des Flusses Masino, auf dessen Südufer, etwas östlich von dem neuen Elektrizitätswerk auf der andern Talseite. Beght man das Südufer (das man von dem nach Dazio führenden Weg aus in steilem Abstieg erreicht), so trifft man unmittelbar gegenüber vom Elektrizitätswerk Quarzphyllite mit einem großen und verschiedenen kleineren Marmorlagern. Der Marmor enthält Silikate und pegmatitische Schlieren, wie sie oben beschrieben wurden. Folgt man dem Ufer flußabwärts, so trifft man noch einige weitere kleine Marmorlinsen, ebenfalls mit Pegmatit durchtränkt; gleich darauf erreicht man die schon von der gegenüberliegenden Talseite her durch ihre hellgelbe Anwitterung auffallenden Felsen. Sie bestehen aus hellem Dolomit, der zwar stark innerlich zertrümmert, aber nicht marmorisiert ist. Seine Übereinstimmung mit dem Hauptdolomit

¹ An der Stelle, wo man nach der Karte die Trias suchen müßte, steht in Wirklichkeit Marmor an, mit z. T. reichlichem Gehalt an Kontaktmineralien.

von Dubino ist vollkommen. Er ist etwa 10 m mächtig; nahe seinem Nordrand, wo er mit anomalem Kontakt an die Phyllite grenzt, ist er in intensivster Weise mit einem dunklen Kalk verknüchtet, der in langen, wenige Zentimeter breiten Bändern in den Dolomit hineindringt und losgetrennte Brocken des letzteren flaserig umschlingt. Dieser Kalk ist gebändert oder schwach geschiefert, aber trotz der ganz enormen tektonischen Deformation so gut wie nicht marmorisiert; dem unbewaffneten Auge erscheint er nahezu oder vollständig dicht. Seiner lithologischen Beschaffenheit nach ist dieser Kalk nicht identisch mit dem Pyritkalk von Vallone di S. Giovanni etc.; er dürfte mit der meisten Wahrscheinlichkeit als Lias zu betrachten sein. Seine maximale Mächtigkeit ist etwa 1 m. — Am Flußufer fallen die Schichten sehr steil nördlich; gegen oben erfahren sie eine leichte S-förmige Verbiegung, infolge deren sie gegen W etwa 50 m über dem Fluß fast horizontal entlang streichen — der Liaskalk stets nördlich unter dem Dolomit — um, schließlich in einem von SW herabziehenden Rinnsal unter mächtigen Moränenanhäufungen zu verschwinden. — Das westliche Triasvorkommen MELZI's befindet sich etwa südlich von Regolino in dichtem Buschwald; es ist dort nur normaler Hauptdolomit entblößt und der Kontakt gegen seine Umgebung nicht aufgeschlossen.

Die Einschaltungen eruptiver Natur.

f) **Granit.** Von Tirano bis Ardenno tritt in unserer Zone keine Granitmasse von größerer Bedeutung auf. Dagegen stellt sich unmittelbar westlich des letztgenannten Ortes eine solche ein, welche den größten Teil des Culmine di Dazio aufbaut, weshalb ich das betreffende Gestein fortan als **D a z i o g r a n i t** bezeichnen will. Am Ostfuß des Culmine hat ihn THEOBALD bereits auf seiner Karte eingetragen, wogegen ihn MELZI auffallenderweise gar nicht beobachtet hat und statt dessen „Equivalenti del verrucano“ verzeichnet. Was die Lagerungsverhältnisse dieses Granits betrifft, so scheint es sicher, daß derselbe eine stockförmige Masse intrusiver Entstehung innerhalb der oben (p. 296) genannten Morbegnoschiefer bildet. Auf dem Gipfelplateau des Culmine läßt sich mehrfach beobachten (besonders an den Kuppen westlich vom höchsten Punkt), wie granitische Adern in den Schiefer eindringen; ja, an der Grenze beider Gesteine scheint dort vielfach

auf kurze Distanz (4—5 m) ein allmählicher Übergang stattzufinden, indem sich dünne Granitlagen längs der Schieferungsebene eindrängen, allmählich zahlreicher werden, während gleichzeitig die zwischenliegenden Schieferschollen bis zu Papierdünn abnehmen und endlich verschwinden. — Lokal wenigstens dürfte die Nordgrenze des Granits übrigens tektonisch bedingt sein; darauf weisen die Mylonite an derselben (Steinbruch am Ostfuß des Culmine) hin.

Der normale Daziogranit ist ein feinkörniges, helles Gestein, fast stets mit schwacher Paralleltexur, die jedoch lokal sehr stark werden kann. An Gemengteilen sind makroskopisch grauer Quarz, weißer Feldspat und, relativ zurücktretend, dunkler Glimmer zu unterscheiden. Daneben existiert noch eine Fazies, die in der Westhälfte des Culmine di Dazio am Nordrand des Granitzuges beträchtliche Verbreitung besitzt; sie zeichnet sich aus durch graue Farbe der Feldspäte (ähnlich wie die Monzonite und Banatitel) und noch geringeren Reichtum an Biotit, als die normale Varietät besitzt. Eine mehr basische, z. T. dioritähnliche Fazies, mit bedeutendem Gehalt an schwarzgrüner Hornblende, gewinnt namentlich auf der Südseite des Culmine, aber auch sonst in der Nachbarschaft der Kontakte, z. B. auf dem Gipfelplateau, große Verbreitung. Endlich existieren noch an letzterer Lokalität schmale Salbänder einer pegmatitischen Fazies, ausgezeichnet durch kreuz und quer gelagerte Tafeln eines hellen Glimmers, von etwa 1 cm² Oberfläche; doch ist die quantitative Bedeutung dieser Varietät sehr gering. — Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt sich, daß der Feldspat der grauen Varietät ganz, in der normalen zum etwas größeren Teil Plagioklas ist; in der letzteren ist er meist stark, in der ersteren fast vollständig in Aggregate von Sericit oder Zoisit umgewandelt, mit Untergrund von Albit. Daneben findet sich K-Feldspat, oft mit Mikroklingitterung, in der hellen Varietät ebenfalls reichlich; in der grauen fehlt er anscheinend gänzlich. Über den Quarz ist wenig zu bemerken; gelegentlich bildet er mikropegmatitische Verwachsungen mit Mikroklin. Von dunklen Gemengteilen ist nur Biotit vorhanden; er bildet unregelmäßig zerlappte Individuen von rotbrauner Farbe, auf deren Kosten oft Chlorit, vereinzelt Titanit und Epidot neugebildet sind. An Nebengemengteilen sind Apatit, selten Zirkon und Magnetit vorhanden; in der hellen Varietät beobachtet man

auch Orthit in nicht sehr dunkel gefärbten, von Zoisit umrandeten Körnern, sowie gelegentlich Granat in kleinen farblosen, isotropen Individuen von hoher Lichtbrechung und relativ gutem Idiomorphismus. Das letztere Mineral ist nicht etwa als dynamometamorphe Neubildung zu betrachten, wie sein Vorkommen gerade in recht wenig kataklastischen Gesteinstypen zeigt. Jedenfalls sekundär gebildet sind dagegen die gelegentlich auftretenden Körnchen von Epidot. — Bemerkenswert sind die strukturellen Verhältnisse des Daziogranits. Eine Ausscheidungsfolge: Biotit — Plagioklas — [Quarz + K-Feldspat] ist zwar gelegentlich deutlich, doch scheint ein starkes Übereinandergreifen der Bildungsperioden der verschiedenen Mineralien stets stattgefunden zu haben, indem alle mehr oder minder gerundete Umrisse zeigen, auch Einschlüsse von Quarz in Plagioklas und von beiden in Biotit ebenso vorkommen wie der entgegengesetzte Fall. So nähert sich die Struktur oftmals stark einer panidiomorphkörnigen. — Kataklastische Erscheinungen sind allgemein verbreitet: wohl sämtliche Quarze löschen undulös aus, und Mörtelkränze sind sehr häufig.

Ein anderes granitisches Gestein steht wenig südlich des oben erwähnten Triasdolomits am Nordfuß des Culmine di Dazio an, jedoch nur als wenig mächtige Lamelle. Es ist ein deutlich körniges Gestein von im allgemeinen grünlicher Färbung, doch durchzogen von dunklen Streifen, die dem unbewaffneten Auge vollkommen dicht erscheinen. U. d. M. entpuppt es sich als Granit, welcher infolge des Überwiegens von stark sericitisiertem Plagioklas dem Daziogranit nahesteht, durch viel bedeutenderen Gehalt an (stets chloritisiertem) Biotit jedoch sich wesentlich von jenem unterscheidet. Die Kataklastik ist sehr stark, sekundäre Schieferung stets deutlich entwickelt; jene dunklen Streifen entsprechen vollkommen zerriebenen Partien.

Auch an dem Gehänge über Dubino steht, nur wenig über der Talsohle, Granit an. Er scheint eine langgestreckte Linse inmitten von meist phyllitischen Schiefen darzustellen. Das Gestein erinnert makroskopisch durch die grüne Farbe seiner Feldspäte an den Albulagranit. — Im Dünnschliff erkennt man einzelne frische Mikroperthite und Albite neben überwiegenden, vollständig sericitisierten Partien, welche die ursprüngliche Anwesenheit eines Feldspats nur mehr vermuten lassen. Dazu treten stark zertrüm-

merte Quarze und, relativ spärlich, ausgebleichte Biotite. Die ursprüngliche Granitstruktur ist noch kenntlich, wenngleich mehr oder minder überdeckt durch die sehr intensive Katakklase.

In der östlichen Verlängerung des Granits von Dubino und vermutlich in enger Verbindung mit demselben — wenn auch diesbezüglich noch weitere Untersuchungen nötig sind — steht bis wenigstens unter Cino ein weißer Granitgneis an, schwach flaserig-schieferig durch das Auftreten von farblosen Glimmerhäuten; manchmal von quarzitähnlichem Aussehen enthält er jedoch stets reichlich Feldspäte, vorwiegend K-Feldspat (meist Mikroklin-Mikroperthit), daneben Albit. Quarz und Muscovit sind weitere Hauptgemengteile. Blastogranitische Struktur und geringfügige Schieferung, bei unbedeutender Katakklase, sind im Dünuschliff zu beobachten.

g) Die Pegmatite gehören zu den charakteristischsten Gesteinen der südlichen Gneiszone. In ungeheurer Menge treten sie auf in der Gegend von Campocologno und der Kette der Vetta Salarsa, sowie in einer breiten Zone, welche von Bianzone stets dem Fuß der Berge entlang, nördlich von Teglio, Ponte, Tresivio vorbei gegen Sondrio sich verfolgen läßt. Weiter westlich setzt sich diese Zone nördlich von Castione und Postalesio fort, doch nimmt die Häufigkeit der Pegmatite gegen W allmählich ab; an der Mündung von Val Masino sucht man sie vergeblich. Noch weiter westlich, an den Abhängen über Mello, Cino, Cercino und bis an den Comersee sind sie wieder sehr häufig (außer in den Morbegnoschiefern), aber fast stets wenig mächtig, nur Bruchteile eines Meters. Außerhalb der erwähnten Zone sind Pegmatite viel seltener; den nördlichsten traf ich am Monte delle tre Croci; insbesondere ist eine schmale Zone, welche dem Südrand der Monzonitzone sich anschmiegt, anscheinend stets frei von Pegmatiten. Ebenfalls pegmatitfrei sind im allgemeinen die vorwiegend aus Quarzphylliten aufgebauten Terrassen von Teglio, Tresivio, Grumello, Triangia, Berbenno; doch fand ich am Fuß der vorletztgenannten, nahe bei der Vigna di Sassella, einen vereinzelt Gang.

Die Pegmatite treten zumeist in Gestalt von Lagergängen auf, von wechselnder, oft recht bedeutender (10—15 m) Mächtigkeit, welche der im allgemeinen steilstehenden Schieferung der Gneise parallel eingeschaltet sind; doch beobachtet man auch

nicht selten, insbesondere bei schmälern Adern, ein diskordantes Durchsetzen. Auf die Injektionserscheinungen an Gneisen und Marmoren sei hier nochmals kurz hingewiesen (vergl. p. 293 u. 301).

Die makroskopische Beschaffenheit der Pegmatite ist nicht unbeträchtlichen Schwankungen unterworfen. Der normale Typus ist recht grobkörnig, die einzelnen Gemengteile erreichen Durchmesser bis 2—3 cm. Als solche kommen in erster Linie in Betracht: farbloser oder (manchmal ziemlich intensiv) violettblauer Quarz, weißer oder blaugrauer Orthoklas und heller Glimmer in großen Tafeln. Seltener sind Varietäten, in welchen weißer oder grünlicher Plagioklas eine beträchtlichere Rolle spielt. Akzessorisch tritt Turmalin auf; besonders reichlich beobachtete ich ihn in feinen Apophysen im Gneis auf der Schutthalde der Wasserleitung des Kraftwerks Campocologno, nördlich Monti di Scale (woselbst man überhaupt vorzügliches Material zum Studium der Pegmatite und Injektionsgneise sammeln kann). Ebendort fand ich auch Magnetkies in pegmatitischen Injektionsadern. — Eine andere Pegmatitvarietät, welche dort vorkommt, zeichnet sich aus durch Gehalt an dunklem Biotit und ziemlich feines Korn; sie durchsetzt in schmalen Adern die Gänge des normalen Pegmatits. — Endlich sind noch recht verbreitet helle, feinkörnige Gesteine, die sich durch großen Reichtum an grünlichem Glimmer auszeichnen, deren unzweifelhafte Pegmatitnatur erst das mikroskopische Strukturbild enthüllt. Sie leiten über zu makroskopisch gleichmäßig dichten, aplitartigen Bildungen. — Als letzte Ausläufer von pegmatitischen Gängen beobachtete ich, ebenfalls nördlich Monti di Scale, Adern von blauem Quarz, einige Zentimeter mächtig, ohne Beimengung von Feldspat, jedoch mit Salbändern von hellem Glimmer, dessen Tafeln senkrecht zur Kontaktfläche mit dem Nebengestein aufgewachsen sind.

Von Schieferung ist in manchen Pegmatitvorkommnissen keine Spur wahrzunehmen; denjenigen der Gegend von Campocologno z. B. scheint sie durchaus zu fehlen. Andere Pegmatite dagegen sind stark geschiefert; in Val Fontana z. B. gibt es solche, deren Pegmatitnatur erst klar wird, wenn man die Übergänge zu weniger und nicht gepreßten Typen verfolgt. Westlich von Val Masino ist starke Schieferung ganz allgemein; die Pegmatite erscheinen dort meist umgewandelt in weiße, quarzreiche Schiefer mit bis cm^2 -großen, parallelorientierten Tafeln hellen Glimmers.

Mikroskopische Studien habe ich an den Pegmatiten nur in geringem Umfange angestellt. An Ergebnissen derselben ist zu erwähnen die saure Natur des Plagioklases, der meist dem Albit nahesteht, sowie die Tatsache, daß auch in makroskopisch völlig ungepreßt erscheinenden Gesteinen undulöse Auslöschung, ja sogar Mörtelkränze am Quarz nicht fehlen.

h) *Augengneise*. Neben den besprochenen (nur lokal und fast rein mechanisch metamorphosierten) sauren Eruptivgesteinen und anscheinend ohne jede Beziehung zu denselben existieren andere, die stets die Beschaffenheit von Augengneisen angenommen haben. Solche treten in großer Verbreitung in der Kette Monte Saline—Monte Combolo auf; weiter südlich und westlich sind sie seltener und scheinen der Phyllitzzone, welche die Terrassen am Fuß der Berge bildet, ganz zu fehlen. Soweit meine Erfahrung reicht, handelt es sich stets um Lager oder Linsen, welche den sedimentären Phylliten und Gneisen konkordant eingeschaltet sind; durchgreifende Lagerung konnte ich nie beobachten.

Die fraglichen Gesteine sind makro- wie mikroskopisch äußerst ähnlich den Augengneisen der Malojaserie. Wie diese enthalten auch sie meist gerundete Augen von Mikroklin, die bis 3 cm Durchmesser erreichen können, in einer deutlich geschieferten oder lagertexturierten Masse von Quarz, saurem Plagioklas, etwas Mikroklin und auch im Mikroskop blaßgrünlichem hellem Glimmer; dazu tritt oft noch Biotit, besonders bei den Vorkommnissen, welche innerhalb von pegmatitreichen Gebieten liegen, wo jenes Mineral oft schon makroskopisch auffällt, z. B. in dem grobflaserigen Gneis, welcher in dem nördlichen Teil der Steilwände westlich Campocologno ansteht. Kataklastische Spuren sind in diesen Gesteinen meist nur schwach ausgeprägt; immerhin kommt lokal der Fall vor, daß die Feldspatäugen zu langgestreckten und ausgeschwänzten Linsen ausgewalzt worden sind, unter vollständiger innerer Zertrümmerung.

i) *Tonalit*. Bereits STUDER erwähnt (1, p. 324) das Vorkommen von Blöcken von „Syenit“ am Ausgang von Val Malenco. THEOBALD hat dieselben auch beobachtet, hält sie jedoch für erratische, aus dem Berninagebiet kommende Massen (3, p. 252); dagegen trägt er auf der östlichen Talseite dioritische Gesteine in der Karte ein, die im Text (p. 252) als „Grünschiefer, Spilit,

Dioritporphyrit“ bezeichnet sind¹. CURIONI (4) hat sodann gefunden, daß dioritische Gesteine auch auf der Westseite in beträchtlicher Ausdehnung anstehen und dieselben auf seiner Karte eingetragen. BONARDI (6) erwähnt „Hornblendegranit“ auf der Strecke von Arquino bis Aschieri. Meine eigenen Begehungen haben ergeben, daß die fraglichen Gesteine eine noch viel größere Verbreitung gegen Westen haben und ein Massiv aufbauen, dessen Grenzen in der tektonischen Skizze Taf. III sehr schematisch eingetragen sind.

Das Hauptgestein dieses Massivs muß nach seiner mineralischen Zusammensetzung als Tonalit bezeichnet werden. Es ist von normaler Weise völlig massiger Textur und mittlerem Korn; die Hauptgemengteile: weißer Plagioklas, grauweißer Quarz, grünschwarze Hornblendestengel und braunschwarzer Biotit in dicken Tafeln oder kurzsäulenförmigen Paketen sind makroskopisch stets ohne Mühe bestimmbar. Je nach dem Mengenverhältnis der Komponenten treffen wir hellere und dunklere Varietäten, doch überwiegen die ersteren weitaus. Auf die außerordentliche Ähnlichkeit mit manchen Tonaliten aus dem Adamello-massiv — in geringerem Maße auch mit solchen aus dem Disgraziama-siv — sei hier nur kurz hingewiesen.

Im Dünnschliff zeigt der der Menge nach wichtigste Gemengteil, der Plagioklas, gewöhnlich schöne Zonarstruktur. Die Randzone konnte ich nach der BECKE'schen Lichtbrechungsmethode als Oligoklas ($\alpha' < \omega$; $\alpha' < \epsilon$; $\gamma' > \omega$; $\gamma' < \epsilon$), in andern Fällen als Andesin ($\alpha' > \omega$; $\alpha' < \epsilon$; $\gamma' > \omega$; $\gamma' > \epsilon$) bestimmen; im Kern fand ich die Auslöschungsschiefe \perp a 62° , in einem andern Fall 66° , \perp c 20° , was auf eine labradorähnliche Zusammensetzung schließen läßt. Doch sind in Schliffen von nicht absolut frischem Material die basischeren Kerne gewöhnlich stark zersetzt. Die verschiedenen aufeinanderfolgenden Zonen sind manchmal sehr schmal, ihre Zahl sehr groß; nach der Lichtbrechung zu schließen, scheinen in solchen Fällen basische Rekurrenzen vorzukommen².

¹ Es handelt sich dabei augenscheinlich nicht um den hier zu behandelnden Tonalit, sondern um später (p. 324) zu besprechende Ganggesteine.

² BONARDI (6) gibt Analysen von dem Feldspat wie auch von der Hornblende des Tonalits von Sondrio. Dieselben erwecken jedoch den Eindruck so geringer Zuverlässigkeit — speziell die Feldspatanalyse ergibt

— Der Quarz tritt in unter sich schwach verzahnten Körnern reichlich auf; undulöse Auslöschung zeigt er im normalen Tonalit nur in schwachem Grade. — Die Hornblende zeigt intensive Färbung und deutlichen Pleochroismus: a lichtgrüngelb, b tiefgrün, c bläulichgrün; $a < c \leq b$. Ihre Auslöschungsschiefe $c : c$ beträgt etwa 20° ; die Doppelbrechung hält sich in der gewöhnlichen Höhe. — Der Biotit ist tiefbraun gefärbt, mit Pleochroismus nach lichtgelb; er scheint vollkommen einachsigt zu sein. Sagenitausscheidung findet sich gelegentlich in geringer Menge; bei der Chloritisierung, die man zuweilen beobachtet, entstehen dagegen oft reichlich Titanverbindungen als Nebenprodukt. — Orthoklas, an der Spaltbarkeit und der niederen Lichtbrechung leicht kenntlich, ist in manchen Schliffen in geringer Menge nachweisbar. — Von Nebengemengteilen ist besonders der Orthit bemerkenswert, der in recht großen tiefrotbraunen Kristallen mit Rand von Epidot gar nicht selten ist. Auch Apatit in z. T. schön sechsseitigen Säulen ist stets reichlich vorhanden; wogegen Erze (Magnetit) eine ebenso untergeordnete Rolle spielen wie im Tonalit der Rieserferner¹ oder des Adamello (18, p. 446). Zirkon in winzigen Kriställchen ist ebenfalls nur spärlich vertreten; hervorzuheben ist das meist gänzliche Fehlen von pleochroitischen Höfen in dem ihn einschließenden Biotit.

Für die Struktur bestimmend ist vor allem die Ausbildung des Plagioklases. Dessen große Individuen zeigen meist vollkommenen Idiomorphismus; die dunklen Gemengteile erscheinen in den Zwischenräumen zwischen den Plagioklasen zusammengehäuft in einer Weise, welche oft den Eindruck erweckt, als seien sie während des Wachstums der letzteren beiseite geschoben worden: der Biotit besonders schmiegt sich oft mit seiner Basis den Kristallflächen des Plagioklases an. Allein, daß die Kristallisation dieses Minerals schon in einer sehr frühen Phase der Gesteinsverfestigung begonnen hat, erhellt aus der Tatsache, daß er sich in kleinen Individuen mit rechteckigem Querschnitt als Einschluß häufig in Hornblende, seltener in Biotit und gelegentlich

bei dem Versuch, eine Formel zu berechnen, einen enormen Überschuß von Al_2O_3 bei entsprechendem Defizit an CaO und Na_2O —, daß ich von einer Benutzung derselben glaube absehen zu müssen.

¹ F. BECKE, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. TSCHERM. Min.-petr. Mitt. Neue Folge. 13. 1892. p. 379.

sogar in Orthit findet. Von den dunklen Gemengteilen ist Biotit als Einschluß in Hornblende häufig, während der umgekehrte Fall nicht vorkommt; wohl aber beobachtet man zuweilen ein unregelmäßig zackiges Ineinandergreifen und gegenseitiges Durchdringen beider Mineralien. Dies scheint mir jedoch eher auf ein gleichzeitiges Entstehen derselben zurückzuführen zu sein, als auf eine Umwandlung von Hornblende in Biotit; sichere Anzeichen einer solchen — wirkliche Pseudomorphosen — habe ich nicht finden können. Der Quarz und, wo vorhanden, der Orthoklas erfüllen als letzte Ausscheidungen die Zwischenräume zwischen den übrigen Komponenten; das gegenseitige Verhältnis dieser beiden Mineralien ist nicht ganz klar.

Von dem hier kurz charakterisierten normalen massigen Tonalit existieren Übergänge zu flaserigen und vollkommen geschieferten Varietäten. Die letzteren zeigen dem bloßen Auge nur ein unregelmäßiges Nebeneinander von dunklen und hellen Streifen. Sie gleichen vollkommen gewissen Tonalitgneisen aus dem Adamellomassiv. Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß alle Hauptgemengteile des normalen Tonalits auch hier vorhanden sind. Der Plagioklas ist in Haufwerke kleiner Körner zerfallen, auch dort, wo seine äußere Umgrenzung noch annähernd erkennbar geblieben ist; von Zwillingsbildung und Zonarstruktur sind nur in den seltenen größeren Bruchstücken noch Andeutungen wahrzunehmen. Eine genaue Bestimmung dieses Trümmerwerks ist kaum möglich; nach der Lichtbrechung scheinen Mischungen vom Albit an bis mindestens zum Andesin vorzuliegen. Neubildung von Sericit und Epidotmineralien ist zu beobachten, jedoch in bemerkenswert geringem Umfange. Der Biotit ist stets in zahlreiche kleine Blätter zerpfückt; Chloritisierung tritt nur sehr untergeordnet auf. Die Hornblende hat ihren Zusammenhang relativ am besten gewahrt, ist jedoch auch stets mehr oder weniger innerlich zertrümmert und scheibenförmig ausgewalzt; dabei ist eine fleckenweise Abnahme in der Intensität der Färbung zu konstatieren. Von einer Umwandlung der Hornblende in Biotit, wie sie gelegentlich aus ähnlichen Gesteinen erwähnt wird, konnte ich jedoch keine Spur wahrnehmen. Daß der Quarz vollständige Zerreibung erlitten hat, braucht kaum besonders bemerkt zu werden. Auch die großen, akzessorisch auftretenden Orthitindividuen sind stark zerbrochen. — Die Bruchstücke jedes einzelnen

Mineralkorns haben meist eine flächenförmige Ausbreitung erfahren, so daß eine Lagentextur entsteht, wie sie bei stark zertrümmerten Gesteinen normal ist.

Die Lagerungsform des Tonalits von Sondrio ist, im großen betrachtet, unzweifelhaft stockförmig. Doch macht sich besonders im Westen eine starke Zerschlitzung des Massivs durch Eindringen von Schieferzungen bemerklich, zwischen welche der Tonalit scheinbar konkordant eingelagert ist¹. Besonders in derartigen Ausläufern des Tonalitmassivs (z. B. auf der Ostseite von Valle del Bocco) trifft man die flaserigen und geschieferten Gesteinstypen, welche oben erwähnt wurden; außerdem kommen solche auch längs der Südgrenze des Massivs, z. B. östlich von Triangia, vor. Die Schieferung mag bei dieser Art ihres Auftretens sehr wohl als protoklastisch aufgefaßt werden; doch ist eine definitive Entscheidung über diese Frage zurzeit noch nicht möglich. — Einer genauen Verfolgung des Kontakts des Tonalits gegen die umhüllenden Schiefer bereitet die Beschaffenheit des Geländes — meist steile Hänge mit dichtem Buschwald — große Schwierigkeiten. Doch konnte ich die intrusive Natur des Tonalits einwandfrei feststellen. An dem Wege nämlich, welcher nordwestlich von Triangia in etwa 1000—1100 m Höhe fast horizontal den Berg entlang führt, beobachtete ich (ziemlich genau in der Fallinie der Alpe Piazza) echte diskordant durchsetzende Gänge von Tonalit im Gneis, welche auch isolierte Schollen des letzteren umschließen. Häufiger allerdings haben die Apophysen des Tonalits die Gestalt von Lagergängen; solche beobachtet man z. B. unmittelbar über Triangia, an dem Weg, welcher von diesem Dorf gegen NE schwach aufwärts führt. Dort drängt sich eine mächtige Tonalitmasse von E her spitz-keilförmig in den Gneis ein; wo sie gegen W auf eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern reduziert ist, verliert sie allmählich ihre dunklen Gemengteile und läuft aus in eine schmale Aplitader, die konkordant in den Gneis eingeschaltet sich mit einer Mächtigkeit von nur wenigen Zentimetern noch eine Strecke weit verfolgen läßt. — Inwieweit die Gneise durch den Tonalit kontaktmetamorph verändert sind, konnte ich bisher nicht feststellen und dürfte überhaupt schwer zu entscheiden sein, da es sich bei denselben meist schon um durch

¹ Die Darstellung dieser Verhältnisse in der tektonischen Skizze und den Profilen ist rein schematisch.

die oben (p. 310) besprochenen Pegmatite kontaktmetamorphosierte Gesteine handelt.

Es bleiben noch einige Worte über die **G a n g g e s t e i n e** des Tonalitmassivs von Sondrio zu sagen. Solche sind nicht gerade häufig, saure sowohl wie basische. Erstere, makroskopisch rein weiße, feinkörnige, völlig massige Gesteine, treten als Gänge im Tonalit selbst auf, wie auch als Imprägnationsadern in seinem Nebengestein: eine solche wurde bereits oben erwähnt. Das Gestein dieser letzteren zeigt im Dünnschliff große, annähernd idiomorphe Plagioklase mit schöner Zonarstruktur. Die Randzone ergab $\alpha' < \omega$; $\gamma' > \omega$; $\alpha' < \varepsilon$; $\gamma' < \varepsilon$; Auslöschungsschiefe $\perp a$ 82° , was auf Oligoklas schließen läßt. Im Kern konnte ich in einem Fall die Auslöschungsschiefe $\perp c$ zu 11° bestimmen, was einer Mischung zwischen Andesin und Labrador entsprechen dürfte; doch ist derselbe öfters stark umgewandelt, unter Neubildung von Zoisit und Sericit, wogegen die äußeren Zonen stets vollkommene Frische bewahrt haben. Der zweite Hauptgemengteil ist der Quarz; er zeigt starke undulöse Auslöschung, oft auch Mörtelkränze. Außerdem ist noch etwas Biotit vorhanden, in z. T. schon makroskopisch sichtbaren flaserigen Häuten, die wohl dem Nebengestein entstammen dürften; doch findet er sich ganz vereinzelt auch als Einschluß im Feldspat. Von Nebengemengteilen sind Zirkon (mit normalen pleochroitischen Höfen im Biotit), Apatit und Magnetit vertreten, doch alle nur spärlich. — Die Struktur nähert sich durch die relativ recht bedeutende Größe der Feldspäte, deren Zwischenmasse von feinerkörnigem Quarz gebildet wird, einer porphyrischen; doch wird eine wenigstens von einem gewissen Zeitpunkt ab gleichzeitige Bildung beider Gemengteile durch das nicht sehr seltene Vorkommen gerundeter Quarzeinschlüsse im Plagioklas (und nicht nur in dessen äußerster Zone) bewiesen. Hervorzuheben ist noch eine Paralleltexur — parallel der Längsrichtung der Aplitader —, die sowohl durch die Orientierung der Plagioklase als besonders der stengelig zerdrückten Quarz-Zwischenmasse bedingt ist.

Einen **b a s i s c h e n G a n g** aus der Gefolgschaft des Tonalits, den er durchsetzt, fand ich an dem Gehänge oberhalb Triangia; zwei weitere in der Schlucht von Val Malenco, an dem Weglein, welches knapp oberhalb Aschieri hinabführt, setzen in Biotit-schiefer auf. Außerdem kenne ich ein ganz identisches Gestein

von der Straße auf der Ostseite von Val Malenco, wenn auch nur aus dem Schutt. Dasselbe ist ziemlich dunkel gefärbt und zeigt dem unbewaffneten Auge Einsprenglinge von weißem Feldspat, meist annähernd quadratisch mit 1—2 mm Seitenlänge, sowie feine schwarze Nadeln von Hornblende. U. d. M. erscheint der Plagioklas gewöhnlich zonarstruiert; die Randzone ist nach der BECKE'schen Methode als Oligoklas oder Andesin bestimmbar; die inneren Zonen sind basischer, doch gewöhnlich stark zersetzt, und folglich nicht mehr näher zu bestimmen. Die Hornblende ist ziemlich matt gefärbt (a blaßgrünlich, b grün, c braungrün; $c = b > a$); ihre Doppelbrechung relativ schwach (Gelb I. Ordnung), die Auslöschungsschiefe $c : c$ ca. 22° . Die kristallographische Umgrenzung ist meist ziemlich vollkommen: (110), auch (010) und (100). Biotit erscheint zuweilen in die Hornblende (z. T. auf Spaltrissen) eingewachsen, vielleicht als Umwandlungsprodukt? — Die Grundmasse enthält eine zweite Generation von Plagioklas und Hornblende; daneben sicher primären Biotit und Quarz, der als letzte Ausscheidung, allein oder in unregelmäßiger Verwachsung mit Feldspat, die zwischen den anderen Komponenten verbleibenden Lücken füllt. An Nebengemengteilen fand ich Apatit recht reichlich, daneben Titanit, z. T. als Kranz um Erzkörner, sowie vereinzelt Orthit mit Rand von Epidot. — Die Struktur ist ausgesprochen holokristallin-porphyrisch; von Spuren mechanischer Einwirkungen ist kaum jemals etwas wahrzunehmen.

Ich muß mich hier mit den vorstehenden Mitteilungen begnügen. Auf eine genaue Bestimmung der systematischen Stellung dieser Ganggesteine, für welche insbesondere auch eine chemische Untersuchung notwendig wäre, muß ich einstweilen verzichten; doch möchte ich ihre große Ähnlichkeit im Habitus mit den Suldiniten des Ortlergebiets nicht unerwähnt lassen, auf welche mich Herr Dr. A. SPITZ aufmerksam machte.

Außer dem im vorausgehenden kurz beschriebenen Tonalitmassiv von Sondrio kenne ich in unserer „südlichen Gneiszone“ noch andere tonalitische Gesteine. Ein solches trifft man an dem Wege, der von Ramaione nach Lughina (bei Campocologno) hinaufführt. Es ist ein ziemlich fein- und gleichmäßig körniges Gestein, das stock- oder gangförmig in dem Amphibolit aufsetzt, von welchem es zahlreiche Schollen (mit schon deutlich vorhandener Bänderung) umschließt. Frisches Material habe ich von diesem

Gestein nicht erhalten können. — Im Dünnschliff zeigt dasselbe meist stark umgewandelten (unter Neubildung von Zoisit in schönen Besen, seltener in einheitlichen Kristallen) Plagioklas; den Rückstand konnte ich als Oligoklas bestimmen ($\alpha' < \omega$; $\alpha' < \varepsilon$; $\gamma' > \omega$; $\gamma' < \varepsilon$). Weitere Hauptgemengteile sind relativ mattgrüne Hornblende, tiefbrauner Biotit und Quarz; an Nebengemengteilen fand ich Apatit und Titanit reichlich, Magnetit und Zirkon (mit pleochroitischen Höfen im Biotit) sehr spärlich. — Was die Ausscheidungsfolge betrifft, so ist Biotit sicher älter als Hornblende, in der er sich als Einschluß findet, während der Plagioklas sich schon in einem frühen Stadium der Gesteinsverfestigung neben den beiden genannten Mineralien gebildet haben dürfte, nach dem häufig zu beobachtenden buchtigen Ineinandergreifen zu schließen. Quarz ist der jüngste von den Hauptgemengteilen. Bemerkenswert ist die späte Bildung des Titanits, gegen welchen die dunklen Gemengteile wie der Feldspat idiomorph begrenzt erscheinen; einmal beobachtete ich sogar eine idiomorphe Biotittafel von einem Titanitkorn fast allseitig umschlossen.

Genetische Beziehungen dieses Tonalits zu dem von Sondrio sind möglich, doch nicht sicher erweisbar.

Ein anderes Gestein, das auf Grund seines Mineralbestands am ehesten den Tonaliten anzuschließen sein dürfte, steht am Eingang von Val Masino (dort, wo sich die Straße nach N ins Tal hineinwendet) in unklaren Lagerungsverhältnissen an; es scheint dem Quarzphyllit konkordant, mit ca. 20 m Mächtigkeit, eingelagert zu sein. Es ist ein dunkles, sehr biotitreiches Gestein mit weißen einsprenglingsartigen Feldspäten und makroskopisch stets \pm deutlicher Paralleltexur. — Im Dünnschliff erscheint der Plagioklas (K-Feldspat scheint zu fehlen) gänzlich zersetzt, zu Zoisitaggregaten mit Albituntergrund; eine randliche Abnahme des Zoisitgehalts weist auf ursprüngliche Zonarstruktur hin. Der ziemlich hell braun gefärbte (oft chloritisierte) Biotit zeigt gewöhnlich Umrandung mit kleinen Titanitkörnchen. Hornblende scheint ganz zu fehlen; dagegen ist Quarz, wenn auch nicht sehr reichlich, vorhanden. An Nebengemengteilen beobachtete ich Orthit mit Epidoträndern, opakes Erz, umwachsen mit Titanit, sowie Apatit, alle in geringer Menge. — Für die Struktur maßgebend ist das Auftreten des Plagioklases in relativ großen idiomorphen einsprenglingsartigen Individuen; dazwischen drängen sich Massen

von großen und kleinen zerfetzten Biotitblättern, sowie einzelne kleine Plagioklase und Quarz, der fast ausschließlich auf bestimmte Flecken zusammengehäuft erscheint, in kleinen, stark verzahnten Körnern. — Biotit erscheint gelegentlich als Einschluß im Plagioklas, in kleinen idiomorphen Blättchen, ist also wenigstens teilweise älter als jenes Mineral.

Irgendeine genetische Beziehung dieses Gesteins zu den vorerwähnten echten Tonaliten ist nicht nachweisbar und bei den großen Differenzen in Mineralbestand und Struktur existiert bis jetzt kaum ein Grund, eine solche anzunehmen.

k) G a b b r o. Ein Vorkommen von Gabbro habe ich bei Campocologno aufgefunden; derselbe baut den südlichen Teil der hohen Felswände südwestlich dieses Dorfes auf. Das ziemlich grobkörnige, dunkle Gestein läßt makroskopisch lange Säulen von tief schwarzbrauner Hornblende, etwas Biotit in glänzend braunschwarzen Blättern und weißen Plagioklas erkennen; von Schieferung ist in den mir vorliegenden Stücken keine Spur wahrzunehmen. — Im Dünnschliff zeigen die z. T. sehr großen Individuen der Hornblende auffallend blasse Farben: $b = c$ blaßgrün, a fast farblos; in den zentralen Partien ist Übergang in bräunliche Töne häufig. Nach dieser sehr blassen Färbung möchte man fast versucht sein, diese Hornblende für eine sekundäre Bildung zu halten, doch spricht die kristallographische Umgrenzung: (110) mit Winkel von nahe 120° , daneben (010), gegen eine Pseudomorphose nach Pyroxen. Zwillingslamellen nach (100) sind häufig; Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe (ca. 16°) sind normal. — Sehr merkwürdig verhält sich der Plagioklas. Seine Individuen zeigen sich zusammengesetzt aus einem relativ stark lichtbrechenden Kern und einer meist ziemlich schmalen Randzone von schwächerem Relief; dabei pflegt die Grenze beider Teile so scharf zu sein, daß man auf den ersten Blick meint, zwei voneinander ganz unabhängige Mineralien vor sich zu haben. Bei genauem Zusehen kann man jedoch Stellen finden, an welchen die Zwillingslamellen des Kerns in die Randzone fortsetzen — gewöhnlich allerdings werden sie von der letzteren abgeschnitten. Die Randzone ist nach der BECKE'schen Methode als Andesin bestimmbar ($\alpha' > \omega$; $\gamma' > \omega$; $\alpha' < \varepsilon$; $\gamma' > \varepsilon$); eine genaue Bestimmung der Kernsubstanz gelang mir nicht wegen des Fehlens genau orientierter Schnitte; doch kann es sich nach der unge-

wöhnlich großen Lichtbrechungs-differenz gegenüber dem Andesin nur um Anorthit oder eine demselben sehr nahe stehende Mischung handeln. Nicht selten ist die Substanz des Kerns übrigens in Klinzoisit oder Muscovit übergegangen, während die Randzone stets frisch erscheint. — Der Biotit, an Menge gegenüber den vorerwähnten Gemengtheilen zurücktretend, zeichnet sich durch ungewöhnlich hellbraune Färbung aus. In geringer Menge ist ferner Quarz vorhanden, außerdem Magnetit in relativ großen Körnern. — Die Struktur ist eine typische Gabbrostruktur; die Hornblende enthält häufig Einschlüsse von Plagioklas, welcher auch in diesem Fall Zonarstruktur zeigt; und zwar erscheint alsdann der basische Kern seiner Individuen relativ gut kristallographisch umgrenzt, während die Randzonen oft stark mit der Hornblende verzahnt sind. Auch der Biotit ist z. T. älter als die Hornblende, indem er als Einschluß in derselben auftritt; eine unregelmäßige Durchdringung beider Mineralien findet sich auch hier gelegentlich. Der Quarz ist wie gewöhnlich das letzte Erstarrungsprodukt; wo er an Hornblende stößt, erscheint dieselbe häufig korrodiert.

Makroskopisch zeigt unser Gabbro bedeutende Ähnlichkeit mit dem von Sondalo im oberen Veltlin; seine mikroskopische Beschaffenheit erinnert — durch den meist frischen sehr basischen Feldspat — an die Beschreibung des Hornblendegabbros von Ivrea¹.

1) Amphibolite treten auf der Strecke von Tirano bis Ardenno nur spärlich auf. Bekannt geworden ist mir ein Vorkommen südwestlich von Campocologno, südlich der Häuser von Lughina und unmittelbar westlich von dem eben beschriebenen Gabbro; ein weiteres — wohl nur die streichende Fortsetzung des vorigen — am Weg, welcher von Nemma alta zum Collo d'Anzana führt; dasselbe ist etwa 30—40 m mächtig, in stark pegmatitisch injizierten Gneis eingelagert und enthält selbst einzelne unregelmäßige Schlieren von ziemlich feinkörnigem Pegmatit. Ein drittes Amphibolitlager fand ich unmittelbar westlich von Triasso (bei Sondrio) dem Quarzphyllit eingeschaltet, welcher in dessen unmittelbarem Liegenden granatführend wird. Ungleich reich-

¹ F. R. VAN HORN, Petrographische Untersuchungen über die norischen Gesteine der Umgebung von Ivrea in Oberitalien. Tscherm. Min.-petr. Mitt. Neue Folge. 17. 1898. p. 391.

licher sind Amphibolite westlich von Val Masino vertreten; zwischen dem Granit von Dazio und der Trias fand ich zwei, zwischen Ledino und dem Rand des Disgraziamassivs fünf bedeutendere Lager (je einige Meter mächtig) von Amphibolit, neben unbedeutenden Schmitzen. In einem der letztgenannten konnten auch quer hindurchsetzende Aplitadern beobachtet werden. Noch wesentlich zahlreicher, wenn auch meist von sehr unbedeutenden Dimensionen, sind die Amphibolitlager noch weiter westlich, bis zum Comersee. Auch den Morbegnoschiefern sind gelegentlich solche zwischengeschaltet, z. B. bei der Addabrücke nördlich von Morbegno oder am Weg Traona—Cercino, knapp östlich des letzteren Dorfes.

Das Gestein der Mehrzahl dieser Vorkommnisse ist makroskopisch sehr einheitlich: dunkelgrün in verschiedener Tiefe der Färbung, mehr oder minder deutlich durch hellere Lagen gebändert, meist gut geschiefert, wobei die einzelnen parallel orientierten, je einige Millimeter langen Hornblendenadeln deutlich voneinander zu unterscheiden sind. Im Dünnschliff zeigt die Hornblende z. T. ziemlich matte grüne bis bräunlichgrüne Farben ($c = b > a$) und normale Doppelbrechung (Blau II. Ordn.), z. T. ist sie intensiver gefärbt (a gelblichgrün, b tiefgrün, c blaugrün) mit auffällig niederen Interferenzfarben; die Auslöschungsschiefe $c : c$ beträgt stets nahe an 20° . Der zweite Hauptgemengteil ist der Plagioklas. Nur in einem Fall — in dem Amphibolit, welcher gegen SW. an den Gabbro von Campocologno anschließt — erlaubte derselbe eine nähere Bestimmung. Im Vergleich mit Quarz ergab sich dort $\alpha' > \omega$; $\gamma' > \omega$; $\alpha' > \varepsilon$; $\gamma' > \varepsilon$; außerdem konnte in einem allerdings nicht genau $\perp c$ orientierten Durchschnitt die Auslöschungsschiefe zu 20° gemessen werden. Dies läßt auf einen dem Labrador nahestehenden Feldspat schließen. In diesem Fall zeigte sich nur spärlich neugebildeter Zoisit; bei andern Vorkommnissen findet man stets den Plagioklas entweder unter Erhaltung seiner äußeren Umgrenzung in büschelige Aggregate, auch größere einheitliche Kristalle von Zoisitmineralien umgewandelt, mit Untergrund von Albit; oder an seine Stelle treten mosaikartige Haufwerke von Epidot, Zoisit und Albit in meist feinen Körnern. Dieser letzte Fall scheint bei den Vorkommnissen westlich von Val Masino die Regel zu bilden. Etwas abweichend verhält sich der Feldspat im Amphibolit von Triasso; er ist dort auf Grund des Reliefs

als Albit bestimmbar, enthält z. T. neugebildeten Sericit und bildet teilweise größere Knoten, welche von feinen Hornblendenaedeln durchspickt sind. Lokal ist spärlich Quarz in kleinen Körnchen vorhanden; auch Biotit findet sich als Übergengenteil gelegentlich. Von Nebengengenteilen ist Titanit stets und meist sehr reichlich vorhanden; auch Apatit findet sich oft in recht bedeutender Menge, wogegen Erze in der Regel stark zurücktreten. — Die Struktur ist stets als nematoblastisch zu bezeichnen; die Textur wird bestimmt durch den fast stets zu beobachtenden Wechsel von hornblendereichen mit feldspatreichen Lagen.

Die pegmatitische Injektion in dem Amphibolit südlich Collo d'Anzana hat in diesem keinerlei mineralische Neubildung zur Folge gehabt. Dagegen hat die Korngröße am Kontakt beträchtlich zugenommen, die regelmäßige Bänderung macht einer ganz wirren Anordnung Platz und eine Tendenz nach Entwicklung von Kristallform macht sich geltend; doch bleibt die letztere stets unvollkommen und gegenseitige Umschließungen der beiden Hauptgengenteile beweisen deren gleichzeitige Kristallisation. Zu bemerken ist noch, daß der Plagioklas auch hier am Kontakt genau so in Zoisit und Albit zerfallen ist wie im anstoßenden normalen Amphibolit.

Ein Gestein, das man wohl auch noch als Amphibolit bezeichnen muß, welches jedoch von den vorher beschriebenen in mehrfacher Beziehung abweicht, fand ich am Nordostgrat des Monte Combolo. Unter dem obersten steilen Abbruch dieses Grats wird der Augengneis, welcher den Gipfel des Berges bildet, von phyllitischen Gesteinen unterlagert; zwischen beide schiebt sich der erwähnte Amphibolit. Er ist graugrün, fast dicht und von massigem, diabasähnlichem Habitus. — Im Dünnschliff erscheinen als auffälligster Gengenteil blaßgrünliche, kaum pleochroitische Nadeln von großer Feinheit; die Interferenzfarben (Gelb I. Ordnung) und die Auslöschungsschiefe ($c : c$ wenige Grade, doch nicht genau meßbar) sprechen für eine Zuweisung des Minerals zur Hornblendegruppe. In seltenen Fällen erscheint die nämliche Substanz als Randzone um einen lebhaft braungefärbten Kern von etwas höherer Doppelbrechung. — Daneben sind Zoisitmineralien reichlich vertreten, als feine Stengel und Anhäufungen von solchen. Plagioklas bildet fleckenweise als meist strukturlose Masse den Untergrund der anderen Mineralien;

nach der Lichtbrechung zu schließen handelt es sich um Albit. Von Nebengemengteilen ist Titanit in großer Menge vorhanden, oft als Umwachsung von opaken (Ilmenit-) Körnern. — Im ganzen ist das Gestein sehr feinkörnig, die Anordnung der Mineralkörner eine durchaus wirre; Schieferung ist kaum wahrnehmbar. Häufige länglich-rechteckig umgrenzte, von Zoisit undeutlich umrandete Partien sind vielleicht als ehemalige Plagioklaseinsprenglinge zu deuten; doch sind sie meist in der Hauptsache von Hornblendenädelehen (neben Zoisit) erfüllt. Auch jene braunen Hornblendesäulchen stellen vielleicht Relikte aus dem Ausgangsmaterial dar.

Andere, makroskopisch etwas abweichende Amphibolite (teils durch Granatgehalt oder Porphyroblasten von Feldspat, teils durch relativ massige Textur ausgezeichnet) finden sich vereinzelt unter den zahlreichen Vorkommnissen westlich von Val Masino. Dieselben bedürfen noch genauerer Untersuchung.

m) Epidotchloritschiefer. Zu beiden Seiten der Kette Pizzo Sareggio—Monte Saline, sowohl in dem Kessel der Alpe Vallüglia als in Valle dei Laghi, Valle Sareggio und um die Alpe Saline, findet man nicht selten Bruchstücke eines grau- bis dunkelgrünen, sehr feinkörnigen, schwach geschieferten oder durch hellere Lagen gebänderten Gesteins, welches irgendwo in den Felsen jener Kette anstehen muß, ohne daß es mir auf meinen bisher allerdings flüchtigen Touren in jener Gegend geglückt wäre, die betreffenden Stellen zu finden. U. d. M. zeigt sich das Gestein als typischer Epidotchloritschiefer, ganz ähnlich den oben beschriebenen Grünschiefern der „nördlichen Gneiszone“: Epidotminerale, Chlorit und Albit als Hauptgemengteile; daneben meist etwas Sericit, in einem Schriff auch ziemlich reichlich Biotit (a gelbgrünlich, b = c tiefgrünbraun; a = c; hohe Doppelbrechung). Als Nebengemengteile treten hinzu sehr reichlich Titanit, z. T. als Kranz um opake Körner, sowie manchmal ebenfalls in großer Menge Apatit in kleinen rundlichen Körnchen. — Auch strukturell zeigen unsere Gesteine große Verwandtschaft mit jenen p. 274 beschriebenen Grünschiefern.

n) Basische Ganggesteine, welche mit keiner der aufgezählten größeren Intrusivmassen in nachweislichem Zusammenhang stehen, kenne ich von einigen Punkten unserer Zone; auf sie sei hier nur ganz kurz eingegangen.

Das schönste hierher zählende Vorkommnis befindet sich an der Straße, welche von Sondrio aus die Terrasse westlich von Val Malenco erklimmt. An dem nach W steigenden Schenkel der großen Kehre unterhalb der Abzweigung nach Aschieri setzt das fragliche Gestein als 3—4 m mächtiger, NW streichender Gang im Quarzphyllit auf. Es ist ein sehr zähes, massiges, dunkelgraues Gestein mit zahlreichen schwarzen Hornblendenadeln und spärlicheren, schlechter erkennbaren Feldspäten als Einsprenglingen in einer fast dichten Grundmasse; nach dem makroskopischen Habitus möchte man es geradezu als Basalt bezeichnen. — Im Dünnschliff zeichnen sich die Hornblendeinsprenglinge aus durch ungewöhnlich schönen Idiomorphismus: (110), (010), seltener und schmal (100); auch Endflächen (001), (011) sind fast stets entwickelt. Die Ausbildung der Kristalle ist eine langnadelige; Zwillingbildung nach (100) sehr häufig. Zonarstruktur ist allgemein verbreitet: der Kern zeigt a blaßgrüngelb, b grün, c graugrün; eine Hülle darum die gleichen Farben, aber ganz blaß; eine äußerste, ganz schmale Zone ist meist wieder intensiver gefärbt, und manchmal wiederholt sich derselbe Wechsel noch mehrfach. In bezug auf Interferenzfarben (Blau II. Ordnung) und Auslöschungsschiefe ($c : c 14\frac{1}{2}^\circ$ im stumpfen Winkel) unterscheiden sich die verschiedenen Schichten nicht. Der Kern ist oft chloritisiert. — Die Feldspateinsprenglinge, von annähernd quadratischen Umrissen, sind stets völlig umgewandelt, und zwar ist das Innere meist in Zoisit, eine äußere Hülle in oft ziemlich großblättrigen Sericit übergegangen. — Die nämlichen beiden Mineralien finden sich auch in der Grundmasse in einer kleineren Generation, ohne erkennbare Bildungsfolge; die spärlichen verbleibenden Zwischenräume werden teils von Quarz (Lichtbrechung, Grau I. Ordnung, einachsig, +), teils von ? Albit (zweiachsig mit sehr großem Achsenwinkel) erfüllt.

Die anderen hierher zu stellenden Gesteine sind ein hellgrüner Hornblendeporphyr an der Straße von Sondrio nach Val Malenco; knapp nördlich der Stelle, wo man diese Straße durch die von der Piazza Cavour in Sondrio östlich emporführende Gasse erreicht, setzt das fragliche Gestein gangförmig im Quarzphyllit auf; ferner ein ganz ähnliches Gestein vom Schloßhügel von Montagna, anscheinend ebenfalls gangförmig im Quarzphyllit. Wahrscheinlich ist noch anzuschließen ein ebenfalls durch Ein-

sprenglinge von Hornblende ausgezeichnetes grünliches Gestein, das an der Straße nach Val Masino, nahe dem Elektrizitätswerk, anscheinend konkordant dem Quarzphyllit eingelagert ist, in Form einer ca. 2 m mächtigen Linse. Alle diese Gesteine sind hochgradig verwittert.

Diese Vorkommnisse dürften sich bei einer minutiösen Durchsichtung der meist dicht mit Weinbergen und anderen Kulturen bedeckten Phyllithänge in der Nachbarschaft der Talsohle des Veltlins voraussichtlich noch beträchtlich vermehren lassen. Die Gesteine sind wohl den ähnlichen Vorkommnissen zu vergleichen, welche MELZI¹ von der Südseite des Veltlins beschrieben hat. Über etwaige genetische Beziehungen zu den anderen Eruptivgesteinen unserer Zone ist einstweilen nichts bekannt.

Zur Frage nach dem Alter der Gesteine der südlichen Gneiszone.

Bezüglich der Altersverhältnisse der im vorigen behandelten Gesteine stehen zunächst nur zwei Tatsachen fest: einmal das vormesozoische Alter des phyllitischen Untergrunds der ganzen Zone, anderseits das permisch-mesozoische der p. 303 ff. ausführlich besprochenen Dolomite etc. von Dubino und Culmine di Dazio. An alle andern Gesteine knüpfen sich vielfältige Fragen.

Die brennendsten von diesen Fragen sind die nach dem Alter der Marmore und nach dem der Pegmatite; beide sind eng miteinander verknüpft.

Von THEOBALD wurden sämtliche Marmorvorkommnisse unseres Gebietes als Trias kartiert, und in neuerer Zeit hat insbesondere SALOMON (21) in entschiedener Weise zugunsten ihres mesozoischen Alters Stellung genommen. Zu entgegengesetzten Resultaten sind REPOSSI (15), HAMMER (besonders 16, p. 4; 17, p. 506; 24, p. 636), SPITZ und DYHRENFURTH (nach freundlicher mündlicher Mitteilung und 29) u. a. in benachbarten Gebieten gelangt: sie betrachten die häufig mit Silikaten durchwachsenen Marmore als gleichalterige, syngenetische Einlagerungen in den kristallinen Schiefen.

In der Tat muß man sich darüber klar werden, daß ein t r i a - d i s c h e s Alter für unsere Marmore n i c h t in Betracht kommen

¹ G. MELZI, Le porfiriti della catena Orobica settentrionale. Rendiconti Istituto Lombardo. II. Serie. 28. 1895.

kann. Gesteine, welche ihnen petrographisch gleichen — auch wenn man von der pegmatitischen Injektion und der hochkristallinen Ausbildung ganz absieht — gibt es in der ostalpinen Trias wohl nirgends (in der penninischen erst recht nicht), und schon das gänzliche Fehlen von Dolomit spricht entschieden gegen eine solche Annahme. Dagegen wäre es von vornherein nach der petrographischen Beschaffenheit der Marmore durchaus nicht ausgeschlossen, daß dieselben dem Lias zuzurechnen wären; die Ähnlichkeit einzelner Typen mit Liasmarmoren aus der rhätischen Decke ist nicht unbeträchtlich. Und die Tatsache, daß die Marmore stets in innigem Verband mit den kristallinen Schieferen auftreten, ohne jede Zwischenschaltung von Triasgesteinen, würde für sich allein die obige Möglichkeit noch nicht ausschalten; kann man doch z. B. in den Teilsynklinalen der rhätischen Decke am Silsersee auch gelegentlich den Fall beobachten, daß liassische Kalke in einer Mächtigkeit von wenigen Metern zwischen den Gneis eingeschaltet sind, ohne daß auf kilometerweite Erstreckung eine Spur von Trias in ihrer Gesellschaft zu sehen wäre. Allein, daß ein derartiges Verhältnis in unserem Falle konstant, für sämtliche Marmorvorkommnisse angenommen werden müßte, ist ein Umstand, der uns in der Deutung derselben als Lias wieder stutzig machen kann. Gleichwohl hielt ich an ihr — als Arbeitshypothese — fest, bis zum Herbst 1913: bis ich die sicher mesozoischen Schichten bei Dubino und insbesondere am Culmine di Dazio gesehen hatte. Tatsächlich kann man sich kaum einen schärferen Gegensatz denken, als er an der letztgenannten Lokalität besteht: die triadischen Dolomite und liassischen Kalke, die trotz der intensivsten Pressung — sie hat bis zu apophysenartigem Eindringen des einen Gesteins in das andere geführt! — kaum Spuren von Umkristallisation zeigen, auf der einen Seite — auf der anderen, nur wenige Schritte entfernt, die hochkristallinen Marmore mit Kontaktmineralien und durchtränkt von Pegmatit. Und wie an dieser Stelle, so ist es überall in unserer Zone: bei Dubino, Vallone di S. Giovanni etc., und auch jenseits der Grenzen unseres Gebiets: weder die von SALOMON (21) entdeckte Trias des Monte Padrio (von welcher mir Herr Dr. A. SPRITZ in liebenswürdiger Weise Handstücke zeigte), noch die lange bekannten Triasdolomite vom Sass Pel bei Grave-dona und dem Passo S. Jorio sind anders denn als ganz nor-

male, kaum veränderte Dolomite zu bezeichnen; und nie ist eine Spur von Pegmatit in irgend einem dieser Vorkommnisse gefunden worden¹. Wenn demnach Pegmatite und Metamorphose überall dort vollkommen fehlen, wo es sich um sicher mesozoische Schichten handelt, so geht es gewiß nicht an, mit den letzteren die stets stark umkristallisierten, häufig pegmatitisch injizierten Marmore zusammenzuwerfen. Ich betrachte demnach die Marmore als vortriadisch; vielleicht sind sie paläozoisch, vielleicht auch noch älter.

Damit ist zugleich auch für das Alter der Pegmatite eine obere Grenze festgelegt. Da dieselben nirgends in die permischen und mesozoischen Schichten hineingehen oder einen metamorphosierenden Einfluß auf dieselben geltend machen, auch wo sie in deren unmittelbarer Nachbarschaft anstehen, können sie nicht triadisch oder noch jünger sein, sondern bestenfalls spät-paläozoisch. Die auf den ersten Blick sehr verlockende Annahme eines Zusammenhangs zwischen Alpenfaltung und Pegmatit-intrusion ist mit den Tatsachen nicht zu vereinbaren.

Die Altersverhältnisse der übrigen Eruptivgesteine bieten ebenfalls mannigfache Probleme. Der Daziogranit und die anderen kleinen Granitmassen in seiner Nachbarschaft haben nirgends eine Kontaktwirkung irgendwelcher Art auf die permischen oder mesozoischen Schichten ausgeübt; da sie mit denselben jedoch nicht in unmittelbare Berührung kommen, darf man daraus noch nicht ohne weiteres auf ein vorpermisches Alter der Granite schließen, so wahrscheinlich ein solches auch ist². Mit Bestimmtheit möchte ich sie jedoch schon auf Grund des recht schlechten Erhaltungszustands der Feldspäte etc. für älter als die gebirgsbildenden Vorgänge halten. Die Granite und die von ihnen injizierten Schiefer

¹ Auch bezüglich des Triasvorkommens von Musso am Comersee, das einer etwas südlicheren Zone angehört, schließe ich mich auf Grund eigener Anschauung der Ansicht REPOSSI'S (15) an, daß der nicht metamorphe Triasdolomit mit dem hochkristallinen Marmor seines Liegenden nur in zufälligem Kontakt steht; von einem Übergang des einen Gesteins in das andere konnte ich keine Spur beobachten.

² Von den Granitgneisen der Orobischen Alpen, welchen der Daziogranit anzuschließen sein dürfte, glaubt C. PORRO (Le Alpi Bergamasche. Milano 1903. p. 9) Gerölle in carbonischem Konglomerat gefunden zu haben.

sind auch vielfach von tektonischen Bewegungsflächen durchzogen, was diese Annahme bestätigt. Für die Augengneise liegt das Problem ganz ebenso wie für die gleichartigen Gesteine der Malojaserie (vergl. p. 266). Von den Amphiboliten läßt sich mit Sicherheit aussagen, daß sie älter sind als die Pegmatite; ob sie aber aus basischen Intrusivgesteinen oder aus mit den umgebenden Schiefen gleichalterigen Ergüssen hervorgegangen sind, konnte ich bisher nicht entscheiden. Die Grünschiefer der Gegend des Monte Saline darf man vielleicht für ein unter anderen Bedingungen metamorphosiertes Äquivalent der Amphibolite halten; der auffallend feinkörnige Amphibolit vom Monte Combolo (p. 323) mag etwa, wie räumlich so auch genetisch, ein Bindeglied zwischen beiden darstellen. Ob mit den Amphiboliten der Gabbro von Campocologno in genetischem Verband steht oder ob er einen jüngeren Intrusivstock darstellt, ist ebenfalls eine offene Frage. — Wohl als die jüngste größere Intrusivmasse ist die Tonalitmasse von Sondrio zu betrachten. Pegmatitgänge fehlen in ihrer Umgebung durchaus nicht, aber kein einziger durchbricht den Tonalit — so wenig wie etwa die Pegmatite der Tonalegegend in den Adamellotonalit hinein fortsetzen. Mit dem letzteren (in geringerem Maße auch mit manchen tonalitischen Gesteinstypen aus den südlichen Teilen des Disgraziamassivs) hat der Tonalit von Sondrio große Ähnlichkeit, und nichts steht der Annahme im Wege, daß er auch bezüglich des Alters den beiden genannten Massiven an die Seite zu stellen, d. h. erst während oder nach der cretaceisch-tertiären Gebirgsfaltung intrudiert ist. Eine Stütze findet diese Annahme in der Tatsache, daß unser Tonalit, auch wo er — protoklastisch oder infolge des fortwirkenden Gebirgsdrucks — aufs stärkste zertrümmert ist, Andeutungen von chemischer Umwandlung, namentlich der Plagioklase, nur in sehr geringem Umfange erkennen läßt, soferne man wenigstens ein unverwittertes Stück des Gesteins vor sich hat. Durch dieses Verhalten ist er aufs schärfste unterschieden von den unmittelbar benachbarten Monzoniten etc., deren Feldspäte fast stets bis zur Unkenntlichkeit umgewandelt sind — die eben die ganze Gebirgsfaltung passiv überstanden haben¹. Freilich ist ein absolut zwingen-

¹ Die Hypothese FREUDENBERG's (Der Trias-Gneis-Kontakt am Ost-
rande des Adulamassivs. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVI. 1913. p. 282),
wonach die „Tonalite“ (= Monzonite) der Berninagruppe mit den Tonaliten

der Beweis für ein cretacisches oder tertiäres Alter des Tonalits von Sondrio einstweilen nicht zu erbringen. — Die kleine Tonalitmasse, welche südlich von Campocologno den Amphibolit durchbricht, ist der vorgenannten petrographisch jedenfalls verwandt und möglicherweise auch gleichalterig mit derselben, doch läßt sich über sie einstweilen nichts Sicheres aussagen; ebensowenig über den Tonalit von Masino (der aber seiner petrographischen Beschaffenheit nach älter als die gebirgsbildende Tätigkeit zu sein scheint) oder über die verschiedenen basischen Gänge, soweit sie nicht nachweislich der Gefolgschaft des Tonalits von Sondrio angehören.

II. Die Tektonik¹.

Es soll im folgenden unsere Aufgabe sein, zunächst die bezüglich der tektonischen Verhältnisse gemachten Beobachtungen kurz wiederzugeben, um sodann zu versuchen, ob wir zu einer regionaltektonischen Deutung der einzelnen Elemente gelangen können.

Wenig ist über die innere Tektonik des Serpentinebiets von Val Malenco mitzuteilen, soweit ich dasselbe begangen habe. Von den Hochgipfeln der Disgraziagruppe bis hinab auf die Talsohle von Val Malenco, über eine Höhendifferenz von nahezu 3000 Metern, steht Serpentin an, in enormer Einförmigkeit. Der Gneis, welchen THEOBALD längs der Talsohle von Val Malenco bis Torre St. Maria durchgezogen hat, existiert nicht — solcher findet sich erst außerhalb des hier zu besprechenden Gebiets, $1\frac{1}{2}$ km nördlich von Chiesa und setzt sich von dort, mit mannigfaltigen Marmoren und Kalksilikatfelsen verknüpft, bis Chiareggio fort, als ziemlich mächtiger, von Serpentin und Gabbroschiefer unter- wie überlagerter Zug, dessen höchst komplizierte Tektonik bisher meiner Entzifferungsversuche gespottet hat. Auch sonst bietet der nördliche Teil des Serpentinebiets manches rätsel-

des periadriatischen Bogens genetisch identisch wären, darf nach den Feststellungen STAUB'S (28 und 30) und meinen eigenen (siehe p. 276 f.) als erledigt gelten.

¹ Zu dem Folgenden vergleiche man neben der tektonischen Skizze insbesondere die schematischen Profilserien auf Taf. IV.

hafte. Dahin gehört die Trias¹ südöstlich von Tornadri, welche eine mächtig entwickelte Fortsetzung gegen NW im Monte Motta findet. Eine genaue Kartierung dieses Berges dürfte den Schlüssel für das Verständnis der Tektonik dieser Gegend liefern; einstweilen ist dieselbe völlig dunkel, weshalb ich auch von einer Beschreibung der beobachteten Einzelheiten vorläufig absehe.

Gleichfalls sehr interessanten Verhältnissen begegnen wir in der Nachbarschaft der Grenze gegen die nördliche Gneiszone. Zunächst sei diese Grenze selbst betrachtet. Sie wird westlich von Val Malenco bis zur Alpe Airale — die weitere Fortsetzung bis Preda rossa² ist mir in ihren Einzelheiten noch nicht bekannt — gebildet von einer konkordant mit den angrenzenden Gneisen etwa 80° E streichenden und im allgemeinen fast saiger stehenden Fläche. Nördlich von Torre Santa Maria setzt sie auf die Ostseite von Val Malenco über und streicht weiterhin längs der Terrasse der Alpen Cavaglia und Acquanera aus, auf der Nordabdachung der Kette des Monte Palino. Dabei beginnt die Kontaktfläche zuerst steile, weiter gegen NE immer flachere Neigung gegen S anzunehmen; ganz flach erreicht sie am Passo di Canciano die Wasserscheide zwischen Val Malenco und dem Puschlav. Eine Ausbuchtung des großen Serpentinareals greift in das Gebiet des letztgenannten Tales hinüber (vergl. 12, 19, 22, 25), nach der Alpe Quadrata und bis auf die Terrasse von Selva; flach SE fallend legen sich die Gneise im Süden auf den Serpentin, und nördlich des letzteren setzen dieselben Gneise, flach NE fallend, in der Motta d'Uer und dem Corno delle Ruzze fort. Es kann nach dem Gesagten gar keinem Zweifel unterliegen, daß die Gesteine unserer nördlichen Gneiszone, die im SW mit vertikalem Kontakt an den Serpentin grenzt, in der Gegend des Pizzo Scalino sich flach deckenförmig über jenen legen.

¹ Dieselbe ist auf THEOBALD'S Karte irrtümlicherweise mit den Dolomit-
zügen vom Pizzo Scalino und Torre S. Maria zusammengehängt; in Wirk-
lichkeit ist sie gegen NE, E und S vollständig von Serpentin umschlossen.
— Auf der Profilserie Taf. IV würde diese Trias durch die Kulisse Monte
Foppa—Tornadri unmittelbar südlich dieses Dorfes geschnitten. Da sie
jedoch in der Schnittebene durch Schutt verbüllt ist, auch ihre Lagerungs-
beziehungen dem Serpentin gegenüber sich noch nicht feststellen ließen,
habe ich auf eine Eintragung des Vorkommens verzichtet.

² Bezüglich der Verhältnisse am Piano di Preda rossa vergl. (31).

In der Nachbarschaft der Grenze ist der Serpentin in der Regel stark geschiefert. Ganz besonders gilt dies von der Gegend, wo er von dem Gneis überlagert wird, vom Passo d'Uer bis zur Alpe Zocca östlich von Caspoggio.

Einiger Komplikationen an der Kontaktfläche beider Gesteine ist noch zu gedenken. Zwischen dieselben schieben sich gelegentlich, z. B. nördlich von Torre Santa Maria, Linsen von Triasdolomit, welche dort durch den Serpentin kontaktmetamorph geworden sind (vergl. p. 261 f.). Der genannten Kontaktfläche nördlich vorgelagert und in vollkommenem Parallelismus zu ihr steckt weiter eine Reihe von mesozoischen Vorkommnissen im Serpentin. Das bemerkenswerteste derselben ist das kleine, von Serpentin umhüllte Triasgewölbe auf der Ostseite von Val Malenco (nördlich Torre S. Maria), das bereits p. 261 erwähnt wurde. Im Kern dieses scheinbaren Gewölbes steht, rings von Triasdolomit eingefasst, dunkler, plattiger Kalkmarmor an, wie er sonst nur aus dem Lias bekannt ist, so daß wir das Gewölbe in Wahrheit als eine auf den Kopf gestellte Mulde aufzufassen haben. Auch im kleinen läßt sich an dieser Stelle eine enorme Zusammenfaltung der Schichten konstatieren; die einzelnen Detailfalten zeigen meist sehr starkes Axialgefälle gegen E, ja ich konnte Umbiegungen beobachten, deren Achsen vollkommen senkrecht stehen. Gegen E sticht das Pseudogewölbe in den Berg hinein. Dasselbe stellt offenbar nur eine ganz lokale Komplikation dar, denn schon in seiner unmittelbaren Fortsetzung gegen W, in der Rocca Castellaccio, konnte ich nichts mehr von Gewölbestructur erkennen. Die Schichten — meist heller Dolomitmarmor; am Gipfel der Rocca Castellaccio konnte ich nördlich von der Trias, im Kontakt mit Serpentin, auch Liasschiefer (ca. 1—2 m) erkennen — stecken vielmehr isoklinal, senkrecht oder steil S-fallend, wie eine Einlagerung im Serpentin; weiter westlich scheint eine Zerreißung in Linsen einzutreten, soweit man nach den mangelhaften Aufschlüssen urteilen kann.

Im Inneren erscheint die nördliche Gneiszone durch zahlreiche Züge von mesozoischen Sedimenten gegliedert. Wir können unterscheiden:

1. Eine Reihe von Vorkommnissen nahe dem Nordrand der Zone. Dahin gehören eine Anzahl von Dolomitlinsen in den nördlichen Abhängen der Kette zu beiden Seiten des Passo degli Ometti;

eine langgestreckte Linse von Dolomit am Abhang östlich Val Malenco, unterhalb der Hütten von Gianni, etwa 100—200 m südlich von der Serpentinegrenze. Westlich von Val Malenco scheint dieses Vorkommen eine Fortsetzung zunächst nicht zu besitzen; erst wenig östlich der Alpe Airale stellt sich wieder eine Reihe von Linsen ein, die neben Dolomit auch etwas Lias enthalten und sich über eine längere Erstreckung verfolgen lassen. Endlich dürften noch hierher gehören die Linsen von Dolomitmarmor am W-Fuß des Sasso Arso und an der Talstufe unter Preda rossa. Dieselben sind z. T. stark von dem benachbarten Disgraziationalit durchtränkt und reich an Kontaktmineralien (vergl. 31).

2. Eine mächtige Platte von Dolomit, welche vom Corno delle Ruzze gegen E über die Motta d'Uer bis gegen die Terrasse von Selva fast zusammenhängend zu verfolgen ist; eine weitere Fortsetzung fand ZYNDEL im Walde zwischen Selva und Viale. Südlich der Serpentinaufwölbung der Alpe Quadrata gehört der nämlichen Platte der Dolomit an, dessen Ausstreichen man vom Nordgrat des Pizzo Canciano angefangen gegen E an verschiedenen Punkten beobachtet, bis P 2207, wo er unter den Schuttmassen der Grave di Vartegna verschwindet. Als Verbindungsglied der beiden Dolomitbänder dürfte die stark gefaltete Trias von Le Prese zu betrachten sein; infolge des Axialgefälles fällt sie steil gegen E und erscheint auf einen Kilometer Erstreckung vom Tale angeschnitten. — Südlich von der Vedretta del Pizzo Scalino erscheint die nämliche Dolomitplatte wieder im Pizzo Scalino, dessen Gipfelpyramide sie als auffälliges, fast horizontal verlaufendes helles Band rings umgürtet; die südliche Fortsetzung dieses Bandes zieht sich, schwach wellenförmig gebogen, durch die ganze Westwand der Cima Val di Togno; deren Grat wird streckenweise, und ihre Ostabdachung zum großen Teil (infolge des dort starken Axialgefälles) von den mesozoischen Gesteinen zusammengesetzt; auf der Südostseite des Gipfels ist darüber noch eine Klippe des kristallinen Hangenden erhalten geblieben. In der Mulde südöstlich P 3239, und von dort südwärts hinab, sieht man den Dolomit gegen E unter seine kristalline Bedeckung untertauchen. Bei der Capanna Cederna treffen wir ihn doppelt: ein oberer Zug, dessen Dolomit stark mit Liaskalk zusammengeknetet ist, läuft unmittelbar westlich der Hütte vorbei; den unteren sieht man

in dem tiefen Bachbett westlich davon ausstreichen; Gneis trennt beide. Keiner von ihnen ist bis zur Sohle von Val Forame verfolgbar. Analoge Verhältnisse beobachtet man am Passo Forame: der Liasschiefer, welcher den Dolomit der Cima Val di Tegno überdeckt, senkt sich südwärts zu dem genannten Paß hinab; durch Gneis davon getrennt folgt auf der Einsattelung noch ein höherer Liaskeil, der von Dolomitfetzen begleitet am Gehänge zu beiden Seiten noch eine kurze Strecke verfolgbar ist. — Auch anderwärts trifft man andere, untergeordnete Einkeilungen mesozoischer Schichten in der Nachbarschaft des großen Triasbandes. So steckt, wenige Meter über demselben, am SW-Grat des Pizzo Scalino Liasschiefer zwischen dem Gneis; noch höher, knapp unter dem Gipfel, wird derselbe Berg von einem weiteren, nur schmalen hellen Band von Dolomit umzogen. Auch auf dem Plateau an seinem Südfuß findet man einige Dolomitfetzen.

Liassgesteine begleiten fast allgemein, auch außerhalb der eben erwähnten Vorkommnisse, den Dolomit. Hier sei nur kurz angedeutet das Auftreten der ersteren auf der Strecke Motta d'Uer—Corno delle Ruzze, wo sie auf größere Erstreckung im Liegenden der Trias sich einstellen, sowie ihr Vorkommen bei Le Prese, im nördlichen Teil der dortigen Aufschlüsse.

In den Kämmen Monte Acquanera—Monte Palino und Pizzo Painale—Vetta di Ron scheinen mesozoische Gesteine durchaus zu fehlen¹. Die nächst südlichen Vorkommnisse treffen wir in

3. dem Zuge von Valle Dagua, welcher fast genau E—W streicht bei sehr steilem S-Fall. Die östlichste Dolomitlinse dieses Zuges bildet einen Felskamm südlich Lavigiola (Seitentäl von Val Painale); eine zweite erscheint als auffälliger Zacken zwischen Monte Palino und Monte Foppa, während dazwischen in der Tiefe der Val Painale nur Gneis anzustehen scheint, ebenso auf dem Gehänge gegen Val Malenco, wo man die Fortsetzung der zweiten Linse zu erwarten hätte. Eine dritte stellt sich erst weiter abwärts, in Valle Dagua ein; ihr gehören die weithin leuchtenden Felsen an der Gabelung dieses Tals an. Folgt man (ungefähr von ihrem sichtbaren W-Ende aus) dem Weg nach Crisoi gegen SW, so trifft man im Walde noch dreimal, stets durch Gneis getrennt,

¹ Mit Ausnahme einer wahrscheinlich ganz unbedeutenden Linse in der kaum zugänglichen Nordwestwand des Monte Acquanera, deren Vorhandensein durch einzelne Marmorstücke am Fuße jener Wand verraten wird.

Aufschlüsse von Dolomit und besonders Liasgesteinen, jedesmal einige Meter mächtig, während sonst Lias dieser Zone zu fehlen scheint. Eine letzte Linse, bestehend aus 8—10 m Dolomit und südlich davon etwa 2 m Lias, liegt in einem südlichen Seitentobel von Valle d'Agua, bei ca. 1000 m Höhe. — Eine Fortsetzung dieses Zugs auf der W-Seite von Val Malenco habe ich vergebens gesucht.

4. Am Monte Arcoglio finden sich, schon von der Talsohle des Veltlins aus sichtbar, mesozoische Gesteine, die zum ersten Mal bei CURIONI erwähnt sind (4, I, p. 31). Steigen wir von der Alpe Zana zum Westgipfel dieses Berges empor, so treffen wir bis etwa 2400 m Höhe nur kristalline Gesteine; von dort zum Gipfel beobachtet man folgendes Profil:

$\frac{1}{2}$ m	heller Dolomit,
4	„ Gneis,
1	brauner Dolomit,
5	„ Gneis,
2—3	„ Liaskalk,
$\frac{1}{2}$	„ Dolomit,
1—2	„ Gneis,
1—2	„ heller Dolomit.
10	„ Liaskalk und -schiefer,
1	„ Dolomit,
ca. 20	„ Gneis,
$\frac{1}{2}$ —1	„ Rauhacke.
60—80	„ Dolomit, hell und ziemlich massig; er bildet den Westgipfel des Monte Arcoglio.
3—4	„ Rauhacke,
Gneis am südlichen Vorgipfel, in welchen nochmals Rauhacke eingelagert, welche im Fortstreichen gegen E auf ca. 10 m Mächtigkeit anschwillt.	

Dies ganze System fällt isoklinal mit ca. 40° gegen N. Nach beiden Seiten keilen die sämtlichen mesozoischen Einschaltungen sehr rasch aus; weder den Monte Caldenno, noch den Nordgrat des Arcoglio-Ostgipfels scheint eine von ihnen zu erreichen. Auch weiterhin ist im Streichen bisher nirgends eine Fortsetzung der Arcoglio-Trias auffindbar gewesen.

5. Den Südrand der nördlichen Gneiszone begleitet ein langer Zug von überall nahezu saigeren mesozoischen Schichten. Er beginnt im Osten auf der Ostseite von Val di Togno (auf Blatt Sondrio der Karte 1 : 100 000 des IGM etwa beim „T“ von „T. Antognasco“); in einem steil emporziehenden Tobel be-

obachtet man dort 3—4 m Rauhwaacke, südlich davon 15—20 m Dolomit, teils hell gelblich, teils grau und splittrig in mehrfachem Wechsel; einzelne Fetzen von Liasmarmor stecken darin. Gegen E aufwärts wird die ganze Zone sehr schnell reduziert; bei etwa 1400 m Höhe stehen noch ca. 4 m Dolomit an; dann verschwindet sie unter Schutt und ist weiter östlich nicht mehr auffindbar.

In der westlichen Fortsetzung dieser mesozoischen Schichten treffen wir Dolomit und Liasmarmor auf der W-Seite von Val di Tognò, oberhalb der Schleuse des Malenco-Kraftwerks; etwas grauen Liaskalk an einem Weg knapp über den Hütten von Portola; auf dem Gehänge von dort gegen Val Malenco einen schon von ferne sichtbaren Streifen von hellem Dolomit, der in einem Tobel herabzieht. Im Talgrund von Val Malenco ist nichts davon sichtbar, wegen starker Schuttbedeckung; aber südlich Cagnoletti, bei der Brücke über den Valdöne steht wieder Dolomitmarmor in bedeutender Mächtigkeit an, den schon THEOBALD auf seiner Karte verzeichnet hat; etwas südlich davon stecken Fetzen von Liasschiefer zwischen den Malojaphylliten. Längs des Valdöne ist der Dolomit fast zusammenhängend zu verfolgen, zuerst auf der Südseite des Baches; höher oben setzt er auf die Nordseite und erreicht mit etwa 20 m Mächtigkeit den Grat wenig nördlich der Bocchetta Valdöne. Südlich davon steht dort wieder normaler grüner Malojagneis an; darauf folgt nochmals Dolomit, 4—5 m, und etwa 2 m Liasschiefer, an welchen unmittelbar die Gesteine der Zone von Brusio grenzen. In der Umgebung der Alpe Morcena ist alles von Schutt verhüllt; erst in dem tiefen Tobel, der nach Valle del Bocco hinabzieht, stoßen wir wieder auf auffällige helle Felsen von Dolomit. Eben solche beobachtete ich (mit dem Feldstecher von der gegenüberliegenden Talseite aus) in dem wilden Seitentobel, das bei dem Worte „Pra Isio“ (Karte IGM 1 : 100 000 Blatt Sondrio) gegen die Valle Postalesio von Osten herabzieht. An dem Wege westlich des letzteren Tals, der zur Alpe Caldèno führt (etwa beim zweiten „o“ des Wortes „Postalesio“, Blatt Sondrio 1 : 100 000), beobachtete ich Dolomit und grauen Liasmarmor, in geringer Mächtigkeit mehrfach mit grünem Malojagneis wechselnd, der auch schon südlich davon ansteht; und ganz analoge Verhältnisse herrschen bei Pra Isio; an dem Weg auf der Westseite des Kamms oberhalb dieser Hütten traf ich bei etwa 1700 m Höhe die mesozoischen Gesteine. Dies ist der westlichste

Punkt, an welchem mir dieselben bisher bekannt wurden. Möglicherweise gehört der Marmor von Buglio, den THEOBALD (nach VILLA; 3, p. 347) erwähnt, einer noch weiteren Fortsetzung unserer Zone an; ich habe denselben bisher nicht auffinden können.

6. Eine kleine isolierte Masse von hochkristallinem, weißem Marmor traf ich endlich noch weit im Westen, auf der Westseite von Val Masino, etwa 100—150 m in gerader Linie über dem Dorfe Cevo. Ob dieser (sicher bereits von der Disgraziamasse aus kontaktlich beeinflusste) Marmor die tektonische Fortsetzung einer der vorerwähnten mesozoischen Zonen repräsentiert, ist einstweilen nicht anzugeben.

Erwähnenswert ist die oft enorme Verknetung der Gesteine innerhalb all dieser mesozoischen Züge, sowohl unter sich als mit dem anstoßenden Gneis. So sah ich z. B. in der unter (1) erwähnten Dolomitlinse von Gianni Dolomit und Gneis in oft nur zentimeterbreiten Bändern ineinandergreifen. An solchen Stellen kann man bei flüchtigem Zusehen sehr wohl zu dem Eindruck gelangen, daß eine primäre Wechsellagerung beider Gesteine vorläge, bis die Beobachtung des seitlichen Auskeilens dieser Bänder, wobei manchmal spitze Umbiegungen sichtbar sind, vom Gegenteil überzeugt. Auch in größerem Maßstab ist eine Verkeilung der mesozoischen Sedimente mit dem Gneis sichtbar; sie drückt sich darin aus, daß, wie wir gesehen haben, fast nie eine einzige und einheitliche Kalkzone besteht, sondern gewöhnlich eine größere von einer Reihe kleinerer Linsen randlich begleitet wird. Dabei ist besonders auffallend, daß liassische Gesteine, wo vorhanden, oft der Haupteinkeilung gänzlich fehlen, wogegen sie in den begleitenden Nebenlinsen, manchmal gar nicht oder von ganz wenig Triasdolomit eingefaßt, im Gneis stecken. Diese Tatsache erkennt man besonders im oben mitgeteilten Profil des Monte Arcoglio, aber auch bei anderen Gelegenheiten (Valle Dagua, Bocchetta Valdona) wurde auf ähnliche Erscheinungen hingewiesen.

Die Lagerung der kristallinen Gesteine ist in der Gegend des Corno delle Ruzze und Pizzo Scalino ziemlich flach; ein unregelmäßiges Absinken gegen E, oft unterbrochen durch fast horizontale Strecken, macht sich dort und auf dem Abhang gegen Poschiavo besonders bemerklich. Gegen S wird das Einfallen steiler und beträgt am Pizzo Painale und der Cima di Forame etwa 45° SE. Noch weiter südlich, an der Punta Vicima, steht

der Gneis fast saiger und streicht NNE. An der Vetta di Ron herrscht wieder flache Lagerung, bei mehr oder minder starkem Axialgefälle gegen E; unmittelbar südlich jenes Berges jedoch, z. B. in dem Grat, welcher Valle di Ron und Val di Rogna scheidet, beobachtet man ein plötzliches steiles Abbiegen der Gneise gegen S. Im Kamme, der vom Pizzo Scalino gegen SW abzweigt, bemerkt man schon am Monte Cavaglia im allgemeinen ziemlich steile Schichtstellung, im Monte Palino wird dieselbe saiger und erreicht so die Talsohle von Val Malenco; das nahe vertikale Gefälle hält gegen W an längs der ganzen Nordgrenze der nördlichen Gneiszone. Wir haben also — abgesehen von der Gegend der Punta Vicima, welche im einzelnen noch nicht genügend erforscht ist — zwei Regionen mit annähernd senkrechter Schichtstellung; zwischen beide schiebt sich eine Zone, in welcher im allgemeinen mittleres bis steiles N-Fallen herrscht. Derselben gehören die Gipfel der Cime di Rogneda und der Corna Mara an, sowie der größte Teil des Monte Foppa; doch scheint gegen die Tiefe der Täler in dieser Gegend steileres bis senkrecht einfallen allgemein zu werden. Weiter westlich herrscht im Monte Canale, Monte Arcoglio (hier auch in den mesozoischen Einfaltungen!), Monte Caldenno durchweg Neigung gegen N bis NW; und sonderbarerweise wird dieselbe gegen S öfters (z. B. in Val Valdone) ganz flach, wozu die vertikale Stellung der Triaszone von Val Valdone in auffälligem Kontrast steht. Am Kontakt mit dieser Trias ist jedoch stets vollkommene Konkordanz zu beobachten. — Gegen W scheint allmählich allgemeine Saigerstellung einzutreten, wenigstens beobachtet man diese in Val Masino.

Zu erwähnen ist hier noch die plötzliche Knickung, welche die Schichten in der Gegend des Monte Cavaglia im Streichen erfahren; dasselbe verläuft dort auf größere Erstreckung gegen NE, bei saigerer Stellung. Diese Knickung kommt auch im Verlauf der Gneis-Serpentingrenze deutlich zum Ausdruck (vergl. Taf. III). Das oben bemerkte anomale Streichen an der Punta Vicima — genau östlich der eben genannten Stelle — bedeutet vielleicht einen analogen Fall. Es scheint sich um die nämliche Erscheinung zu handeln, welche HAMMER in weiter östlich gelegenen Gebieten so vielfach (11, p. 129; 16, p. 25 u. a.) beobachtet hat.

Einige Worte sind hier noch über die Südgrenze der nördlichen Gneiszone zu sagen. An ihr finden sich in Valle Vicima

und Valle di Ron die p. 274 erwähnten Epidotchloritschiefer. Weiter westlich wird die Grenze durch den oben unter (5) erwähnten Triaszug angedeutet, allein nicht genau; denn vielfach finden sich auch südlich von demselben noch Malojagneise in geringer Mächtigkeit und an diese (in welchen der grüne Schiefer auf der W-Seite von Val di Togno anzustehen scheint) grenzen erst die massigen Gesteine der Zone von Brusio.

Wenden wir uns nun zu diesen letztgenannten. Wir sehen dieselben in enormer Mächtigkeit im Puschlav bei Brusio erscheinen, wo sie die Ostwände des Corno del Giumellino zusammensetzen, und flach nordwärts ansteigen. Am Süden des Lago di Poschiavo kommen darunter flach südfallende Phyllite, wohl schon der Malojaserie zugehörig, zum Vorschein; man trifft dieselben z. B. an dem nach Torno führenden Wege etwa 50 m über dem Seespiegel, und steigt man nochmals 100—150 m auf diesem Wege in die Höhe, so trifft man stark schieferigen Monzonit, der sich flach darüberlegt. Der letztere zieht von da mit stark abnehmender Mächtigkeit zur Motta di Torno hinauf, um weiterhin unter die Schutthalden der Grave di Vartegna zu tauchen. In den Nordwänden des Monte Gardé und der Cima di Vartegna erscheint er wieder und baut sie bei ca. 300 m Mächtigkeit zum größten Teile auf, desgleichen anscheinend die gewaltige Nordostwand des Pizzo Canciano. Westlich von diesem Berg besteht die Felsmauer von P 3202 aus monzonitischen Gesteinen, wahrscheinlich bis nahe an die Schulter des Pizzo Scalino (P 3239). Dort werden sie von den östlich einfallenden Malojagneisen etc. unterteuft. Die Grenze zieht südöstlich abwärts und dicht an der Capanna Cederna¹ vorbei: unmittelbar östlich derselben bestehen die Felsen aus einem grobkörnigen, hornblendereichen Diorit, durchsetzt von zahlreichen aplitischen Adern. Einige 100 Schritte weiter östlich treffen wir jedoch wieder auf Schiefer der Malojaserie, welche etwa N—S streichen, bei senkrechter Stellung. Weiter gegen E beginnen sie immer weniger steil westlich zu fallen, schließlich drehen sie zu mäßigem SE-Fall und schießen unter die Monzonite

¹ Diese Klubbütte liegt etwas unterhalb von P 2701. — Leider traf ich bei dreimaligem Besuch derselben stets sehr ungünstige Wetter- und Schneeverhältnisse, so daß ich viele interessante Erscheinungen nicht so verfolgen konnte, wie es wünschenswert gewesen wäre.

und Diorite des Campanilone ein. Diese Lagerungsverhältnisse deuten auf das Vorhandensein einer kleinen Queraufwölbung hin.

Das ganze Plateau vom Campanilone bis zu der Alpe Saline wird von den Gesteinen der Zone von Brusio aufgebaut. Die Grenze gegen die Malojagesteine zieht vom Campanilone südöstlich hinunter nach Val Forame, um jenseits dieses Tals, wenngleich meist durch Schutt verhüllt, zu der Scharte südwestlich P 2827 wieder aufzusteigen. Die Zacken P 2827, ebenso wie Cima d'Aiada und Pizzo Calino, bestehen aus Banatiten und Monzoniten; vom letztgenannten Gipfel aus legt sich eine Zunge dieser Gesteine über die Malojaphyllite, den Verbindungsgrat¹ zur Cima Forame bildend, um an deren Ostgipfel zu enden. Stets fallen die Malojagesteine unter die Monzonite etc. ein. Vorzüglich aufgeschlossen treffen wir diesen Kontakt in Val Vicima, bei der Talgabelung oberhalb der gleichnamigen Alpe. Aus der Ferne freilich erscheint die Kontaktfläche sehr wenig auffällig — wegen der annähernd gleichen Widerstandsfähigkeit der in Betracht kommenden Gesteine den Einflüssen der Verwitterung gegenüber prägt sie sich im Terrain fast nicht aus — und auch bei flüchtiger Betrachtung aus der Nähe kann man die Grenze leicht übersehen, da in ihrer Nachbarschaft der Monzonit wie gewöhnlich stark verschiefert ist. Bei genauem Zusehen findet man jedoch, daß die glänzend schwarzen Biotittäfelchen, welche das letztgenannte Gestein auch in stark mylonitisirtem Zustande kennzeichnen, längs einer haarscharfen Grenzlinie aufhören; unter der letzteren liegen grünliche Schiefer der Malojaserie. Der Epidotchlorit-schiefer, welcher ihnen an dieser Stelle eingelagert ist, wurde bereits p. 274 erwähnt. — Die Kontaktfläche zieht nun, meist durch Schutt verhüllt, hinauf an den Kamm westlich der Cima dei Motti, doch ist mir ihr genauer Verlauf noch unbekannt; wahrscheinlich gehört der Dosso di Scespet (P 2812) noch der Zone von Brusio an. Dort herrscht noch ziemlich flaches südöstliches Einfallen; wo wir in Valle di Ron nach langer Schuttunterbrechung die Gesteinsgrenze wiedertreffen, setzt sie steil in die Tiefe.

Läßt sich bereits aus dem Mitgetheilten entnehmen, daß auf der im vorausgehenden angegebenen Strecke die Gesteine der Zone

¹ Die großen Ungenauigkeiten aller existierenden Karten in dieser Gegend sind in dem bereits p. 265 citirten Führer des Club alpino italiano (p. 501) berichtet.

von Brusio ganz allgemein auf denen der nördlichen Gneiszone liegen, so wird diese Tatsache noch offenkundiger durch die Existenz einer Reihe von allseitig isolierten Klippen der ersteren. Zunächst treffen wir solche an der Vetta di Ron. Der lange Ostgrat dieses Berges trägt in seinem mittleren, bei im ganzen horizontalem Verlauf stark zerhackten Abschnitt, zwei besonders große und durch einen auffallenden tiefen Einriß getrennte Zähne. Während sonst der ganze Berg aus Malojagneis und -phyllit besteht, sind auf diesen beiden Gratzähnen — infolge eines lokalen Ausflachens des sonst allgemein herrschenden Ostgefälles, das sogar zu einer ganz flachen Einmuldung in N—S-Richtung führt — kleine Kappen von Banatit erhalten geblieben, der aus der Ferne durch die bräunliche Anwitterung kenntlich ist, dem Kletterer aber durch seine enorme Brüchigkeit, im Gegensatz zu den unterliegenden, sehr soliden Malojagesteinen recht unangenehm auffällt. Es wäre denkbar, daß diese Einmuldung die stark ausgeflachte südliche Fortsetzung der Quermulde von der Capanna Cederna darstellte. — Ob auf dem Pizzo Scalino noch eine Monzonitklippe liegt, die man dort fast erwarten möchte, kann ich nicht entscheiden, da am Tage meiner Besteigung dieses Gipfels große Schneemengen die Beobachtung störten. Dagegen fand ich noch weiter westlich einen porphyrtartig ausgebildeten Banatit auf dem Monte Acquanera. Zwei Zacken nahe dem nordöstlichen Gipfel dieses langen zerhackten Felsgrats werden von dem genannten Gestein gebildet; es erscheint von oben eingefaltet in die Phyllite und Augengneise der Malojaserie, welche von Norden wie von Süden darunter einfallen.

Endlich finden sich auch am Nordrand unseres Gebietes, auf dem Corno delle Ruzze nochmals monzonitische Gesteine; auch hier liegen sie über Malojagneis etc. und sind von unten gesehen an der rotbraunen Anwitterung leicht kenntlich. Die Ausdehnung dieser Klippe gegen N ist noch unbekannt.

Aus allen den mitgeteilten Beobachtungen geht mit Gewißheit hervor, daß die Monzonit-Banatitmassen von Brusio und Val Fontana, deren schon von THEOBALD vermuteter Zusammenhang nunmehr sichersteht, keine Batholithen (23) darstellen (am Orte, wo sie sich heute befinden), sondern einer über die „nördliche Gneiszone“ geschobenen Decke angehören.

Aber die Zone von Brusio hat noch eine Fortsetzung gegen W, welche auf keiner der bisherigen geologischen Karten angedeutet ist. Sowohl der Dosso di Ron als P 2391 in Val Rogneda und der nördliche Teil des Dosso della Foppa bestehen aus ihren (hier hauptsächlich banatitischen) Gesteinen; wir beobachteten dieselben in der Umgebung von Portola wie am Wasserfall des Antognasco und an der Straße nach Val Malenco selbst stehen sie beim Übergang über den genannten Bach an. Dabei zeigen eine nahezu senkrechte Stellung, sowohl die beiderseitigen Grenzflächen unserer Zone wie man an ihrem geradlinigen Fortstreichen über Berg und Tal ohne weiteres sieht, als auch die sehr häufig entwickelte Schieferung ihrer Gesteine. Die letztere dürfte die Schuld daran tragen, daß auch an so leicht zugänglichen Punkten wie in Val Malenco von allen früheren Autoren das Vorkommen der Banatite vollständig übersehen und stattdessen Gneis eingetragen wurde.

Bei Arquino setzt die Zone von Brusio über den Mallero, und zieht hinauf zum Monte Rolla, dessen Gipfel ihr angehört. Weiter treffen wir die gewöhnlich mehr oder minder verschieferten banatitischen Gesteine in Valle del Bocco, südlich Mangingasco; in Valle Postalesio SE Pra Isio und auf dem Gehänge zwischen dieser Alpe und Pra Gaggio; von dort ziehen sie über Val Finale nach dem Gehänge südlich Pra Maslin hinüber und sind noch an dem Weg, der von Monastero nach Val Vignone führt, aufgeschlossen. Der tektonische Charakter der Zone bleibt auf dieser ganzen Strecke der gleiche; die Mächtigkeit aber, die in Val Malenco noch etwa 1 km betragen mag, nimmt gegen W allmählich ab; bei Monastero beläuft sie sich höchstens noch auf 30—40 m. Eine noch weitere Fortsetzung der Zone von Brusio gegen W konnte ich bisher nicht auffinden; sie scheint wenig westlich von Monastero auszuweichen, so daß es in der Gegend von Ardenno schwierig ist, eine Grenze zwischen nördlicher und südlicher Gneiszone zu ziehen.

Die Südgrenze der Zone von Brusio verläuft von Campascio im Puschlav quer über Valle Sajento, weiter über das Gehänge westlich Cavajone und die Nordseite des Corno di Solcone nach Val Murascio. Auf dieser ganzen Strecke werden ihre Gesteine von solchen der südlichen Gneiszone (meist helle Augengneise) überlagert; die Kontaktfläche fällt im allgemeinen 30—40° S, nach unten zu noch steiler. Dieselbe ist ganz scharf und der Monzonit in ihrer Nachbarschaft gewöhnlich stark schieferig (z. B. bei Ca-

vajone). Gegen N erstrecken sich die Augengneise etc. bis zur Cima di Vartegna; als Erosionsrelikt dürften die feinblättrigen Phyllite aufzufassen sein, welche in der Gipfelregion des Pizzo Canciano auftreten. Die Grenzfläche scheint in dieser Gegend allgemein ziemlich flach zu liegen. Vom Grat östlich der Cima di Vartegna jedoch zieht sie mit ziemlich steilem Gefälle nach Val Fontana hinunter und folgt eine Strecke weit der Sohle dieses Tals — auf dessen Ostseite stehen zwischen Campiasco und Valle Malgina schon vom Fuß der Felsen ab stets grünliche Augengneise an, mit ziemlich flachem E- bis SE-Gefälle. Weiter südlich reicht der Monzonit wieder höher am Gehänge der östlichen Talseite hinauf; östlich Campello treffen wir ihn bis ca. 1600 m Höhe. Dort senkt sich die Grenzfläche steil nach Süden und erreicht den Talgrund mit nahe senkrechter Stellung, wenig südlich Campello. Allein dort folgen auf den Monzonit nur wenige Meter graue, feinschuppige Glimmerschiefer (kontaktmetamorph? vergl. p. 289), und sodann abermals Monzonit und Banatit, welche bis Aramé anhalten. Dort grenzen sie wieder an Glimmerschiefer, ähnlich den vorigen, die gegen S bald anscheinend in normale Quarzphyllite übergehen.

Nach dem Gesagten gewinnt man den Eindruck, daß in Val Fontana wenigstens ein Teil der südlichen Gneiszone mit dem Monzonit etc. tektonisch zusammengehört. Damit würde auch das isolierte Vorkommen eines blaugrauen streifigen Gesteins, das im Mikroskop große Ähnlichkeit mit mylonitisierten Banatiten zeigt, am Abbruch des SE-Grats des Monte Saline (also hoch in der südlichen Gneiszone) in Einklang stehen. Andererseits scheint der Kontakt in der Gegend von Valle Sajento ein durchaus anomaler zu sein. Für ein definitives Urteil über diese Verhältnisse reichen indessen meine bisherigen Beobachtungen noch bei weitem nicht aus.

Von Val Fontana gegen W verläuft die Grenze zwischen der Zone von Brusio und der südlichen Gneiszone fast geradlinig über Berg und Tal, was auf eine annähernd vertikale Grenzfläche schließen läßt. Über die Art des Kontakts konnte ich jedoch bei dem spärlichen Vorhandensein guter Aufschlüsse in dieser tiefliegenden Region bisher keine volle Klarheit erlangen. Die besten Aufschlüsse bietet die mehrfach erwähnte Wasserleitung für das Malencokraftwerk, wo wir ebenfalls die monzonitischen Gesteine mit wahrscheinlich kontaktmetamorphen Schiefen mehrfach wechseln

sehen (auf der E-Seite von Val di Togno, bezw. Val Malenco); südlich schließen sich daran Quarzphyllite mit zahlreichen Einlagerungen von Augengneisen.

Die innere Tektonik der südlichen Gneiszone ist wegen der Unmöglichkeit, die Gesteine in eine stratigraphische Ordnung zu bringen, außerordentlich schwer zu entziffern, und muß ich mich deshalb darauf beschränken, einige wenige Tatsachen darüber mitzuteilen. Wir betrachten zunächst die Verhältnisse in dem Raume östlich von Val Malenco.

Dort können wir innerhalb der südlichen Gneiszone selbst nach der Gesteinsbeschaffenheit drei Unterabteilungen unterscheiden. Die nördlichste umfaßt in erster Linie die Phyllite und Augengneise mit einzelnen Einlagerungen grüner Gesteine, welche die Kette Monte Combolc—Monte Saline und deren Seitenkämme aufbauen. Diese Gesteine treten dort als gewaltige Masse von im ganzen mäßig steilem südöstlichen Einfallen auf; sie sei im folgenden als *Combolomasse* bezeichnet. Im Detail ist dieselbe in komplizierte Falten gelegt, deren Entwirrung noch bedeutende Schwierigkeiten bereiten dürfte. Auf der SW-Seite des Monte Saline und Pizzo Murascio glaubte ich eine Reihe von liegenden Falten mit N oder NW schauenden Stirnen zu erkennen. Auf der NW-Seite des Monte delle tre Croci findet sich, etwa 80 m unter der Paßhöhe, in den Phylliten eine 3—4 m mächtige Einlagerung von gelbem dolomitischem Marmor, schon von weitem an der leuchtenden Farbe kenntlich. Möglicherweise entspricht derselbe einer eingeklemmten liegenden Synklinale von triadischen Schichten.

Gegen S biegen die Gesteine der Combolomasse konkordant zur Monzonitgrenze herunter; aber während sie dort eine enorme Mächtigkeit (mindestens 1000—1200 m) besaßen, treffen wir sie in dem steilgestellten Streifen, der den Südrand der Zone von Brusio begleitet, höchstens einige hundert Meter mächtig. Das ist der Fall sowohl bei Campascio im Puschlav wie bei Aramé in Val Fontana und in Val Malenco (am Abhang östlich des Kraftwerks).

Gegen S schließt sich an die erwähnte Schichtreihe und mit ihr anscheinend durch lithologische Übergänge auf kurze Distanz verbunden, die zweite Unterabteilung, bestehend hauptsächlich aus Biotitgneisen (die, wie wir p. 293 f. sahen, ein durch Pegmatit-

intrusionen stärker metamorphosiertes Äquivalent der Quarzphyllite darstellen), daneben Augengneisen, Marmoren, Amphiboliten und Pegmatiten. Wo die letzteren fehlen, stellen sich auch hier wieder Quarzphyllite ein. Wie p. 296 erwähnt, stimmen diese Gesteine durchaus überein mit den entsprechenden Vorkommnissen aus der Gegend des Tonalepasses; aber auch der direkte tektonische Zusammenhang mit der Zone der Tonaleschiefer (im Sinne von HAMMER¹; [16; 24]) ist von SALOMON und neuerdings von SPITZ (nach freundlicher mündlicher Mitteilung) konstatiert worden; der gleiche Name sei deshalb auch in unserem Falle angewendet. Ihre Gesteine bilden mit steiler Stellung, die gegen S sehr bald einem allgemeinen N-Gefälle von wechselndem Betrag Platz macht, fast das ganze S-Gehänge der Vorberge Monte Brione, Monte Campondola etc. bis hinab auf die großen Terrassen von Grumello, Tresivio und Teglio. Im Osten aber legen sie sich mit flachem SE-Fallen auch über die Gesteine der Combolomasse: vom Collo d'Anzana bis zur Vetta Salarsa herrschen Biotitgneise mit Pegmatitgängen, und den nördlichsten Vorposten dieser Gesteine traf ich auf dem Monte delle tre Croci.

Ob die mehrfache Wiederholung von Marmorlagern in dieser Zone, z. B. bei Teglio, durch Faltung oder Schuppung bedingt ist, oder auf einer mehrfachen stratigraphischen Wechsellagerung beruht, läßt sich einstweilen nicht entscheiden. Von Faltung im eigentlichen Sinn des Wortes scheint überhaupt in dieser ganzen Zone kaum die Rede zu sein; wenigstens konnte ich nie eine Umbiegung von einigermaßen beachtenswerten Dimensionen erkennen.

Die dritte Unterabteilung der südlichen Gneiszone endlich entspricht der Zone der Edoloschiefer SALOMON's; sie besteht aus phyllitischen Gesteinen mit geringfügigen Einlagerungen von Marmor, Kalkschiefer und Amphibolit; auch Pegmatite fehlen nicht ganz. Die im allgemeinen N fallenden Schichten schließen sich in einem langen, E—W streichenden Zug unmittelbar an die der vorigen Gruppe an, ohne daß nach meiner bisherigen Erfahrung irgendwo eine scharfe Trennungsfläche sichtbar wäre; die Grenze verläuft am Fuße der Berge über die mehrfach genannten Terrassen von Teglio, Tresivio, Montagna.

¹ SALOMON gebraucht denselben Namen in viel weiterem Sinne.

Westlich von Val Malenco wird die streichende Fortsetzung der ersten beiden Abteilungen der südlichen Gneiszone vom Tonalit von Sondrio durchbrochen, wie bereits oben mitgeteilt. Am Westrande dieses Eruptivstocks setzt die Tonalezone, wohl charakterisiert durch die pegmatitischen Injektionen, fort; aber auch Äquivalente der Comboloserie sind möglicherweise vorhanden, in Gestalt von grünlichen sericitischen Schiefen und Augengneisen, welche in anscheinend unbedeutender Mächtigkeit die Grenze gegen die Zone von Brusio begleiten. Ich traf die erwähnten Gesteine sowohl bei der Alpe Pra Gaggio, als in der Gegend von Monastero. Wo die Zone von Brusio gegen W auskeilt, ist eine Abgrenzung der nördlichen gegen die südliche Gneiszone einstweilen nicht möglich, wie schon erwähnt wurde (p. 342); aber auch innerhalb der letzteren ist die erwähnte Unterteilung nicht weiter zu verfolgen, indem die Pegmatitintrusionen, deren Vorhandensein oder Fehlen für dieselbe weiter östlich von maßgebender Bedeutung ist, in der Gegend von Ardenno gänzlich zu mangeln scheinen. — Die Zone der Edoloschiefer setzt westlich von Val Malenco zunächst in unveränderter Weise fort; sie baut mit meist mittlerem Nordfallen die Terrassen von Triangia und Berbenno auf; westlich des letztgenannten Ortes versinkt sie unter die Alluvionen des Talbodens.

Westlich von Val Masino tritt nun plötzlich eine bedeutende Änderung der Verhältnisse ein. Zunächst gewinnt die Tonalezone ihre normale Zusammensetzung wieder: Pegmatite stellen sich in reichlicher Menge ein, ebenso Amphibolite und Marmore. Aber während im Osten die letztgenannten Gesteine meist nur vereinzelte, dafür aber mächtige Lager bilden, sind sie hier in fast jedem Profil in vielfacher Wiederholung, aber nur in dünnen Bänken, anzutreffen. Das deutet vielleicht auf starke Schuppung hin. Damit würde die Tatsache im Einklang stehen, daß hier sehr starke mechanische Schieferung, insbesondere bei den Pegmatiten, die Regel bildet. — In solcher Art setzt die Zone der Tonaleschiefer mit vorherrschend mittlerem bis steilem Einfallen gegen Nord, bis zum Nordende des Comersees fort.

Gegen Norden wird sie auf dieser Strecke begrenzt und teilweise abgeschnitten von dem Tonalit der Disgraziamasse (vergl. 31). Im Süden der Tonalezone sollte man eine Fortsetzung der Edoloschiefer erwarten. Stattdessen treffen wir am Culmine di Dazio

die p. 307 f. erwähnte Granitmasse; umhüllt wird sie von Morbegnoschiefern, die sich im allgemeinen den Grenzen der Granitmasse anschmiegen. Nördlich von Campovico, wo die letztere gegen W untertaucht, nehmen die Schiefer rein nordsüdliches Streichen an und behalten dasselbe bei bis nahe Traona; das Einfallen schwankt dabei um die Vertikalstellung. Weiter westlich findet rascher Übergang zu normalem Ostweststreichen statt; gleichzeitig geht das Gestein in weniger kristalline, z. T. phyllitische Bildungen über.

Sehr interessant sind nun die Grenzverhältnisse zwischen der Zone der Morbegnoschiefer und der Tonalezone. Im Westen, vom Comersee bis knapp westlich von Mello, wird die Grenze bezeichnet durch den p. 303 ff. eingehend besprochenen Zug von Verrucano und Trias. Über dessen Tektonik kann zusammenfassend mitgeteilt werden, daß stets die jüngeren Schichten gegen Norden folgen; daß der Kontakt zwischen Verrucano und den kristallinen Gesteinen südlich davon meist normal oder nur durch untergeordnete Verschiebungen betroffen zu sein scheint, wogegen zwischen der Trias und den Tonaleschiefern allenthalben eine steilstehende Fläche intensiven tektonischen Kontakts zu beobachten ist, ausgezeichnet durch linsige Zerquetschung und vollkommene Zermalmung der anstoßenden Gesteine auf Distanz von einigen Metern. Anders auf der östlich anschließenden Strecke bis Dazio, wo die jungen Schichten mit Ausnahme der Verrucanolinse von San Rocco ausgequetscht sind. Dort sind die Morbegnoschiefer in einer erheblich breiteren Zone vollständig mylonitisiert; dieselbe streicht längs der Kante der Terrasse von Mello und Civo aus und ist am besten aufgeschlossen an der Straße südlich von Dazio. Weitere sekundäre Mylonitzonen verlaufen innerhalb der Morbegnoschiefer, parallel zu der zuerst erwähnten; sie erreichen stellenweise gleichfalls recht bedeutende Mächtigkeit, z. B. in dem Tobel unter Mello. Hervorgehoben zu werden verdient der Umstand, daß auf der ganzen genannten Strecke die ursprüngliche Schieferung der Morbegnoschiefer, wie oben bemerkt, vorwiegend N—S orientiert ist, während die Mylonitzonen E—W verlaufen. In den letzteren mußte also eine vollkommene Umorientierung der Schieferungsebene stattfinden; dementsprechend hat die mylonitische Umwandlung das Gestein auf weite Strecken bis zur Unkenntlichkeit entstellt.

Gegen E setzt die große Mylonitzone in den Culmine di Dazio hinein und verläuft quer über dessen aufschlußarmes, waldiges Nordgehänge. Den besten Einblick in den Bau dieses Berges gewährt sein Ostabfall. Dort sieht man (in dem kleinen Steinbruch nördlich vom Tunnelportal) die Nordgrenze des Dazio-Granits gebildet von einer steilstehenden sekundären Verschiebungsfläche, durch das Auftreten von Myloniten gekennzeichnet; ähnliche Flächen sind auch innerhalb des Granits öfters anzutreffen. Gegen Norden folgen typische Morbegnoschiefer; am Fuß des Berges sind sie wohl 60—80 m weit aufgeschlossen, ohne daß ihre Nordgrenze (wegen Vegetationsbedeckung) sicher festzustellen wäre. Höher oben sieht man sie gegen N in mylonitische Bildungen übergehen. Im Wald längs des Bergfußes folgen weiterhin typische, stark pegmatitisch injizierte Tonaleschiefer; sie enthalten zwei bedeutendere Lager von Amphibolit und vier solche von Marmor, deren nördlichstes zwischen den Häusern von Pilasco hindurehstreicht und sich weit gegen W aufwärts verfolgen läßt. An der Ausmündung von Val Masino steht grüner mylonitisierter Granit an; nördlich davon sind zwischen zwei steilen anomalen Kontaktflächen die p. 303 beschriebenen mesozoischen Gesteine eingekeilt. Dieselben liegen hier also vollständig innerhalb, nicht an der Südgrenze der Tonalezone.

Deutung der tektonischen Verhältnisse.

Wir haben die Auflagerung der Gesteine der nördlichen Gneiszone auf den Serpentin von Malenco bis zum Corno delle Ruzze verfolgt. Allein dort ist noch nicht deren Ende erreicht: die nämliche Kontaktfläche läßt sich durch den ganzen Südfall der Berninagruppe hindurch verfolgen: stets fällt der Serpentin unter die Gneise ein, welche sich vom Passo d'Uer zusammenhängend zum Pizzo Tremoggia (vergl. 28, besonders Taf. I) und durch die Berge von Val Fex und Fedoz nach Maloja verfolgen lassen. Wie die Gesteine der „nördlichen Gneiszone“ petrographisch der Malojaserie des Oberengadins z. T. vollkommen gleichen, so stehen sie auch tektonisch in ununterbrochenem Zusammenhang mit jener. Nun ist die Malojaserie von allen Forschern, die sich in den letzten Jahren mit dem Oberengadin beschäftigt haben, übereinstimmend als kristalline Unterlage der rhätischen Decke (im

Sinne von STEINMANN¹) erkannt worden (25, 26, 28). Auf Grund des eben festgestellten Zusammenhangs kommen wir also zu dem Resultat, das bereits vor zwei Jahren von ZYNDEL (25) und dem Verfasser (26) im wesentlichen ausgesprochen wurde: Der Serpentin von Val Malenco liegt unter der rhätischen Decke; der südlichen Fortsetzung dieser letzteren entspricht unsere „nördliche Gneiszone“ und deren steil in die Tiefe gehender Teil darf als Wurzelregion der rhätischen Decke betrachtet werden.

Dabei sind noch einige Punkte zu beachten. Zunächst die Tatsache, daß zwischen Serpentin und Gneis verschiedentlich (z. B. am Ostgehänge von Val Malenco, nördlich Torre S. Maria, oder auf der Nordseite des Monte Acquanera) noch Fetzen von Triasgesteinen stecken, sowie daß diese (und nach STAUB [28, p. 334; 30, p. 300 f.] auch die Gneise selbst) eine Kontaktmetamorphose von seiten des Serpentin erlitten haben (siehe p. 267). Das deutet darauf hin, daß nicht so sehr eine Überschiebung, als vielmehr eine Überfaltung der rhätischen Decke über den Serpentin vorliegt; die erwähnten Triasfetzen dürften als Reste eines Mittelschenkels aufzufassen sein.

Weiter sind den mesozoischen Zügen der nördlichen Gneiszone einige Worte zu widmen. Daß dieselben in der ganzen Art ihres Auftretens den Dolomit- und Marmorzügen am Silsersee durchaus entsprechen, wurde bereits früher (26) erwähnt. Allein wir können noch einen Schritt weiter gehen. Es wurde bereits gezeigt (p. 333 f.), daß die mesozoischen Vorkommnisse von der Südseite des Pizzo Scalino bis zum Corno delle Ruzze im wesentlichen einer geschlossenen Platte angehören. Vom letztgenannten Punkte an hat aber R. STAUB das Ausstreichen dieser nämlichen Platte durch die ganzen Südabhänge der Berninagruppe hindurch bis zum Pizzo Tremoggia verfolgt (28, p. 352). Das „oberste Glied der rhätischen Decke“ bildet indessen diese Dolomitplatte wenigstens in meinem Untersuchungsgebiet nicht, indem sich überall nochmals Malojagneise darüber einstellen; sie muß vielmehr eine Teilsynklinale im kristallinen Kern jener Decke darstellen. Und

¹ G. STEINMANN, Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. 16. 1906. p. 10.

auch in dem Profil, das STAUB a. a. O. von der Cima di Caspoggio gibt, erscheint nochmals Malojagneis über dem fraglichen Dolomit, wengleich in minimaler Mächtigkeit, entsprechend der starken Reduktion der ganzen rhätischen Decke in jener Gegend. Ob dieser Dolomitzug mit einem derjenigen vom Fextal direkt zusammenhängt, ist nicht feststellbar wegen der Eisbedeckung, erscheint jedoch sehr wohl als möglich. Wir gelangen also zu dem Ergebnis, daß die rhätische Decke nicht nur überhaupt auch in ihrem Wurzelgebiet noch durch Teilsynklinalen gegliedert ist, sondern daß sich eine dieser Teilsynklinalen mindestens über die halbe, vielleicht über die ganze sichtbare Erstreckung der rhätischen Decke (d. h. ihres kristallinen Teils) verfolgen läßt, mithin diese Decke in ihrem kristallinen Teil geradezu in zwei aufgelöst werden könnte. — Ob diese erwähnte Teilsynklinale auch südlich vom Passo Forame noch eine (durch Abquetschung isolierte) Fortsetzung findet, etwa in den Dolomitlinsen von Lavigiola—Val d'Agua, muß ich einstweilen dahingestellt sein lassen¹.

Sehr auffällig ist die ungeheure Mächtigkeit der Malojaserie in der Wurzelregion: fast 4 km zwischen den mesozoischen Zügen von Val d'Agua und von der Bocchetta Valdone. Diese Mächtigkeit — welche die der Malojaserie im nördlichen Ausbreitungsgebiet der rhätischen Decke teilweise um ein mehrfaches übertrifft — dürfte sicherlich durch innere Faltung zustande gekommen sein; darauf deutet schon das Auftreten einer weiteren Dolomit-synklinale in der streichenden Fortsetzung der erwähnten Gneismasse, am Monte Arcoglio.

Wenn man die rhätische Decke vom Engadin her nach Süden verfolgt, so beobachtet man, daß alle Teile dieser Decke verschwinden, welche über ihrem Gneiskern und seinen Schuppen liegen.

¹ Die rhätische Decke wird von ZYNDEL (25) auf Grund ihrer petrographischen Zusammensetzung als höchste Decke des piemontesischen Faziesgebietes betrachtet. Es ist nun von Interesse, daß sie auch den tektonischen Typus der penninischen Decken zeigt: einmal in ihrer oben erwähnten Überfaltennatur, und zweitens in der tiefgehenden, bis ins Wurzelgebiet reichenden Zerschlitung durch Teilsynklinalen (vergl. die Profile durch das penninische Deckengebiet von ARGAND, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Spezialkarte 64. 1911).

Das Verschwinden der jurassischen Sedimente beobachtet man schon in der Gegend des Longhinpasses (27) bzw. am Crialetsch; die darunterliegenden Ophiolithe reichen nach S bis zum Lej Sgrischus (SW vom Piz Corvatsch [28]). Von da gegen S liegt die nächsthöhere Decke stets unmittelbar auf dem Gneiskern der rhätischen Decke bzw. dessen Schuppen. In diesem Zusammenhang ist das p. 274 angegebene Auftreten von Epidotchloritschiefern am Südrand der „nördlichen Gneiszone“ von besonderem Interesse; es zeigt uns, daß die ursprüngliche Südgrenze der Ophiolithe am Lej Sgrischus noch lange nicht erreicht ist. Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir annehmen, daß einst jene Gesteine eine zusammenhängende Masse im Hangenden der Malojagesteine gebildet haben, die jetzt auf weite Strecken infolge von tektonischer Ausquetschung verschwunden ist. Das ausgequetschte Material dürfte in den gewaltigen Massen von Serpentin etc. im Oberhalbstein usw. zu suchen sein. — Von welcher Stelle die Intrusion der Ophiolithe der rhätischen Decke (und ebenso des Serpentins von Val Malenco) ausgegangen sein mag, ist eine bis heute unlösbare Frage¹.

Ebenso sicher wie die Deutung der „nördlichen Gneiszone“ steht diejenige der Zone von Brusio. Bereits STUDER bezeichnet den „Granit“ von Brusio als „dasselbe Gestein, das auch bei Pontresina sich zeigt“ (am Munt Pers; 1, p. 291). In der vorliegenden Arbeit wurde wiederholt auf die vollkommene petrographische Übereinstimmung der Gesteine der „Zone von Brusio“ mit den Monzoniten und Banatiten hingewiesen, welche R. STAUB aus dem südlichen Teil der Berninagruppe beschrieben hat (30). Dort gehören diese Gesteine einer eigenen Decke an, welche STAUB vom Chapütschin bis zu den Cime di Musella zusammenhängend verfolgt und *S e l l a d e c k e* getauft hat (28, p. 354 f.). Stets liegt sie unmittelbar über der rhätischen Decke. Auch die analogen Gesteine vom Corno delle Ruzze rechnet STAUB bereits dieser Decke zu. Allein wir müssen von diesem Punkte nur wenige Kilometer nach Süden gehen, so treffen wir in analoger Situation, stets unmittelbar über den Gneisen der rhätischen Decke, die Ge-

¹ Es sei auch hier ausdrücklich betont, daß Ophiolithe den mesozoischen Teilsynklinen in Val Malenco durchaus fremd sind, trotz der sicherlich nachtriadischen Intrusion der Ophiolithe.

steine der „Zone von Brusio“, deren Überschiebungsrand wir oben (p. 339 f.) verfolgt haben; und unmittelbar südlich von der Wurzelregion der rhätischen Decke setzen auch die Monzonite etc. steil zur Tiefe. Aus dieser vollständigen Übereinstimmung sowohl in der petrographischen Zusammensetzung als in der tektonischen Stellung dürfen wir den Schluß ziehen: Die „Zone von Brusio“ repräsentiert die südliche Fortsetzung der Selladecke, und ihr südlicher Teil, in welchem die Gesteine steil in die Tiefe setzen, stellt die Wurzel jener Decke dar.

Damit wird der Südabfall und die südlichen Seitenkämme der Berninagruppe zu einem Gebiet, das sich an großzügiger Übersichtlichkeit des Aufbaus aus übereinandergetürmten Decken mit den klassischen Glarner Alpen messen kann; ja, das eine hat es vor den letzteren voraus, daß die Wurzeln wenigstens eines Teils der Decken vollkommen einwandfrei feststellbar sind. — Gegen E senken sich die Decken relativ steil ins Puschlav hinab. Die Scheitelzone der rhätischen Decke über der Aufwölbung des Passo d'Uer ist auf dem Gehänge östlich dieses Passes teilweise erhalten, eben infolge des Axialgefälles. Die Selladecke erreicht am Südeinde des Lago di Poschiavo die Talsohle, und dürfte in derselben eine Strecke weit gegen N ausstreichen, doch verhindert die Schuttbedeckung jede Beobachtung. Man darf auch annehmen, daß diese Decke in der Scheitelzone in ihrer Mächtigkeit stark reduziert ist (wie auch die rhätische Decke, z. B. am Corno delle Ruzze). Etwa auf dem Gehänge nördlich von Valle d'Orse dürfte ihre Fortsetzung in die Berninagruppe hinein zu erwarten sein; doch fehlen darüber einstweilen alle Beobachtungen.

Gegen W wird sowohl der Serpentin von Val Malenco als auch die Wurzelzone der rhätischen Decke von dem Tonalit des Disgraziamassivs längs einer querverlaufenden Linie diskordant abgeschnitten, mit deutlichem Intrusivkontakt, wie bereits an anderer Stelle ausgeführt wurde (31).

Standen wir bei der Deutung der drei nördlichen Zonen auf sicherem Boden, so verlieren wir denselben, wenn wir weiter nach Süden uns wenden.

Wir haben oben gesehen, daß Gesteine der südlichen Gneiszone in der ganzen Kette Monte Combolo—Monte Saline die Selladecke überlagern. Es wurde aber auch schon (p. 343) auf einige

Punkte hingewiesen, welche dafür zu sprechen scheinen, daß wenigstens ein Teil dieser Gneise von den Monzoniten der Sella-decke tektonisch nicht getrennt ist, mithin auch noch dieser Decke angehört; während anderwärts (Valle Sajento) eine tektonische Fläche die beiden Zonen zu trennen scheint. Auch in der steilstehenden westlichen Fortsetzung der Combolomasse konnte ich zu einer Entscheidung dieser Frage bisher nicht gelangen.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Combolomasse nicht nur petrographisch mit der kristallinen Masse übereinstimmt, welche die Triaszone des Sassalbo (Ostseite des Puschlav) überlagert, sondern auch die direkte tektonische Fortsetzung von jener darstellt. Eine Trennung zwischen beiden scheint kaum möglich zu sein. Die obige kristalline Masse wird von SPITZ und DYHRENFURTH (29) als *C a m p o d e c k e* bezeichnet und, wegen des N—S streichenden Muldenschlusses der Sassalbozone, als Resultat eines E—W-Schubes betrachtet. Demnach hätten wir auch in der Combolomasse mit dieser Richtung des Schubes zu rechnen; das steile Hinabtauchen ihrer Gesteine gegen S und weite Fortstreichen gegen W erscheint jedoch damit einstweilen schwer vereinbar.

Die Tonalezone, die zweite Unterabteilung der südlichen Gneiszone, schließt sich der vorigen nicht nur in dem steilgestellten westlichen Teil an, sondern auch über die flachliegende Masse des Combolo greifen ihre Gesteine hinüber. Eine Trennung zwischen beiden konnte ich bisher nicht mit Sicherheit feststellen, weshalb die Frage nach ihren gegenseitigen Beziehungen zunächst offen bleiben muß.

Bevor wir die Frage nach der tektonischen Bedeutung der Tonalezone sowie der südlich an sie anschließenden Morbegno- und Edoloschiefer aufrollen können, müssen wir diese Zonen im Streichen weiter verfolgen.

Bereits A. ESCHER VON DER LINTH erwähnt den Marmor der Valle di Ron, der „sich als ein Glied der aus der Gegend von Domo d'Ossola bis wenigstens an den Tonalepaß fortsetzenden, in einem fast geradlinigen Längentale befindlichen Zone von Hornblende-schiefer und Kalkstein darstellt“ (2, p. 83). Damit hat er bereits einen Zusammenhang vorausgeahnt, dessen Existenz später von ROLLE (5), DIENER (8) und SALÖMON (21) mit immer zunehmender Sicherheit betont wurde: daß die Zone der Tonaleschiefer nichts

anderes sei, als die östliche Fortsetzung der Zone von Ivrea¹. Es ist die charakteristische Vergesellschaftung von hochkristallinen (z. T. sillimanit- und granatführenden) Biotitgneisen, Marmoren, Pegmatiten und mannigfaltigen basischen Eruptivgesteinen, welche der obigen Parallelisierung große Wahrscheinlichkeit verleiht.

Allein — so überzeugend dieselbe auf den ersten Blick erscheint — als feststehend darf sie noch keineswegs betrachtet werden, zumal sich eine Reihe von Einwänden dagegen erheben läßt. Zunächst wurde von allen Autoren, die sich mit dieser Frage befaßt haben, der „Zone von Ivrea“ im Osten eine zu große Ausdehnung gegeben: ausdrücklich oder stillschweigend wurde ihr der Serpentin von Val Malenco zugerechnet, ebenso der lange Zug von „Hornblendegneis“, welchen die geologischen Karten am Tessin beginnen und über die Nordseite von Val Morobbia und Valle S. Jorio zum Disgraziamassiv verlaufen lassen. Daß der letztere mit der Zone von Ivrea nichts zu tun hat, wurde bereits von NOVARESE nachgewiesen²; nach meinen eigenen Feststellungen (31) ist sein Gestein tektonisch und petrographisch identisch mit dem tertiär intrudierten Tonalit des Disgrazia-massivs. Damit entfällt aber die Möglichkeit, einen Zusammenhang zwischen der Zone von Ivrea und der Tonalezone von den bisher existierenden geologischen Karten direkt abzulesen.

Dagegen kann man versucht sein, einen solchen abzulesen zwischen der Triaszone von Dubino einerseits und der schmalen Zone mesozoischer Schichten andererseits, welche den NW-Rand der Zone von Ivrea begleitet und von ARGAND³ Zone des Canavese genannt wurde. Dieselbe findet ihr sichtbares Ostende bei Ascona. Die Trias von Dubino setzt sich, nur durch die Alluvionen der Adda unterbrochen, im Sass Pel bei Gravedona fort; in dessen weiterer Verlängerung gegen W fand ich am Wege unterhalb Gravasco steilstehende violette und grüne Schiefer des Verrucano, einige Meter mächtig; und noch weiter westlich liegt die Dolomit-

¹ Ich gebrauche diese Bezeichnung der Einfachheit halber an Stelle des etwas umständlichen Ausdrucks „Zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano“, unter Ablehnung der unrichtigen oder mißverständlichen Bezeichnungen „Amphibolitzug von Ivrea“ oder „Zone der pietre verdi von Ivrea“.

² Boll. Comitato geol. 38. 1907 (parte ufficiale).

³ E. ARGAND, La racine de la nappe rhétique. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. 24. (Neue Folge.) 1910.

linse der Alpe Giggio in Val Morobbia. Von dort bis Ascona sind es noch etwas mehr als 10 km — größtenteils von Schwemmland eingenommen. Dazu kommt, daß, ebenso wie die Zone von Ivrea gegen NW durch eine steile Dislokationsfläche begrenzt ist, auch längs Val Morobbia eine solche ungefähr W—E verläuft¹; nach NOVARESE (a. a. O.) streicht sie nördlich der dortigen Trias vorbei und ist also wohl identisch mit der oben erwähnten Dislokation nördlich der Trias von Dubino, welche die Tonalezone von den Morbegnoschiefern trennt. Demnach scheint es den Tatsachen zu entsprechen, wenn man — wie das ARGAND² getan hat — die Trias von Dubino der Zone des Canavese anschließt.

Der Mangel genauer Detailuntersuchungen neueren Datums zwischen Val Maggia und Comersee macht es unmöglich, diesen Zusammenhang mit Sicherheit zu beweisen. Wenn er besteht, so ist von einer Gleichsetzung der Tonalezone mit der Zone von Ivrea keine Rede mehr; der letzteren müßten vielmehr im Veltlin die Morbegnoschiefer entsprechen. Für diese Annahme könnte noch ein weiteres tektonisches Argument ins Feld geführt werden: so wenig als zwischen der Zone von Ivrea und den Stronagneisen eine tektonische Grenze zu existieren scheint³, so wenig ist bis jetzt eine solche in dem Raum zwischen dem Veltlin und den lombardischen Kalkalpen nachzuweisen⁴. In petrographischer Beziehung freilich bestehen beträchtliche Differenzen (vergl. p. 293 f.) — die Kinzigite scheinen mit den sillimanitführenden Gneisen der Tonalezone viel näher als mit den Morbegnoschiefern verwandt zu sein —, immerhin fehlt es auch da nicht an Vergleichsmomenten: Amphibolite sind den Morbegnoschiefern nicht selten eingelagert — in besonderer Mächtigkeit ihrer tektonischen Fortsetzung gegen W, am Monte Cortafo bei Gravedona — und auch Marmore fehlen nicht (Dongo, Olgiasca, Dervio).

¹ G. KLEMM, Sitzungsber. k. preuß. Akad. d. Wiss. 1907. I. p. 245 f.

² E. ARGAND, Les nappes de recouvrement des alpes occidentales. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Spezialkarte 64. 1911. — Nebenbei bemerkt kann, wenn obiger Zusammenhang besteht, die Zone des Canavese nicht der Wurzel der rhätischen Decke entsprechen.

³ S. FRANCHI, Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. Boll. com. geol. 36. 1905. p. 270—298. — V. NOVARESE, La zona d'Ivrea. Boll. soc. geol. ital. 25. 1906. p. 176.

⁴ Vergl. auch C. PORRO, Le Alpi Bergamasche. Milano 1903.

Welche der beiden erwähnten Möglichkeiten der Parallelisierung der Wirklichkeit entsprechen mag, kann einstweilen nicht entschieden werden. Aber wenn auch aus diesem wie aus anderen Gründen die Frage nach der tektonischen Bedeutung der Tonalezone noch keine definitive Antwort finden kann, so können wir doch schon jetzt einer solchen näher kommen. Zunächst darf die Annahme DIENER'S (8), die auch bei SALOMON (21) noch fortzuleben scheint, daß die „Zone von Ivrea“ einen eingebrochenen Streifen jüngerer Schichten darstelle, heute als überholt gelten, nachdem die kristallinen Schiefer der Tonalezone als denen der Nachbarzonen durchaus äquivalent betrachtet werden müssen, und auch sonst jeder Hinweis auf einen Einbruch fehlt. Aber auch die Vorstellung, daß die durch das Auftreten grüner Gesteine ausgezeichneten Decken piemontesischer Fazies in der „Zone von Ivrea“ ihre Wurzeln besäßen, ist irrig; daß im Westen von Beziehungen zwischen beiden keine Rede sein kann, wurde schon von NOVARESE¹ betont. Analoges ergibt sich für das Veltlin aus der oben ausführlich mitgeteilten Tatsache, daß sich die Wurzeln der rhätischen wie der Selladecke bereits nördlich der Zone der Tonaleschiefer befinden².

Diese Zone gehört vielmehr mit Sicherheit den Ostalpen an, wie das schon DIENER erkannt hat. Daß sie mit irgendwelchen höheren ostalpinen Decken in Verbindung zu bringen ist, geht mit großer Wahrscheinlichkeit hervor nicht nur aus der tektonischen Situation — südlich der Wurzeln der rhätischen und Selladecke —; auch die charakteristischsten ihrer Gesteine: Amphibolite, Marmore, Pegmatite finden sich in ostalpinem Gebiet (Ortlergruppe) wieder. Auch auf die Bündner Fazies der Trias von Dubino — die aber tektonisch erst mit der Zone der Morbegnoschiefer zusammenhängt — darf in diesem Zusammenhang hingewiesen werden.

¹ V. NOVARESE, A proposito di un trattato di petrografia di E. WEIN-SCHENK etc. Boll. com. geol. 36, 1905. p. 181—191.

² Die neuerdings von ZYNDEL (25, p. 26) geäußerte Ansicht, daß die rhätische Decke bereits im südlichen Teil der „Zone von Ivrea“ wurzle, basiert auf der irrigen Voraussetzung, daß der Serpentin von Val Malenco der Zone von Ivrea angehöre. Den besser zutreffenden Vergleich desselben mit den Pietre verdi von Piemont hat bereits MELZI (9, p. 108) gezogen.

Die Dislokation, welche die Tonalezone von den Morbegnoschiefern trennt, dürfte die Rolle einer Deckengrenze spielen. Was ihre spezielle tektonische Bedeutung ist, läßt sich zurzeit — namentlich in Anbetracht der Unsicherheit ihres weiteren Verlaufs sowohl gegen W als vom Culmine di Dazio gegen E¹ — noch keineswegs übersehen. Jedenfalls besteht kein Grund dafür, dieser Dislokation die Funktion einer „alpin dinarischen Grenze“ zuzuschreiben, wie sie nach SALOMON, C. SCHMIDT, E. SUSS, TERMIER u. a. durch das Veltlin verlaufen soll. Die beträchtliche Verwandtschaft der kristallinen Schiefer zu beiden Seiten, sowie die entschieden nordalpine (nicht lombardische) Fazies der Trias von Dubino machen es sehr unwahrscheinlich, daß es sich hier um eine Grenze zwischen zwei voneinander ganz unabhängigen Gebirgssystemen handelt; und ebenso wenig begründet erscheint die Annahme einer „Narbe“, in welcher ganze Deckensysteme durch Ausquetschung verschwunden wären.

Meine bisherigen Beobachtungen erlauben bezüglich der Bedeutung der „südlichen Gneiszone“ vorerst nur die obigen, wesentlich negativen Feststellungen. Um darüber hinaus zu positiven Ergebnissen zu gelangen, sind neben einer noch eingehenderen Erforschung des hier behandelten Gebietes vor allem auch genauere Kenntnisse über die östliche und westliche Nachbarschaft notwendig.

Beziehungen zwischen Deckenbau und Metamorphose.

Im Engadin ist, wie ich vor zwei Jahren (27) gezeigt habe, eine Änderung der Metamorphose (in Gestalt einer allgemeinen Zunahme der Kristallinität) von den höheren Decken zu den tieferen zu konstatieren — eine Änderung, die sich jedoch im

¹ Ihre Fortsetzung gegen Osten wäre zwischen Tonale- und Edoloschiefern zu suchen (in derselben Situation wie SALOMON's Tonalelinie). Wenn ich dort bisher eine solche Grenze nicht auffinden konnte, so darf daraus noch nicht der Schluß gezogen werden, daß eine solche auch nicht existiert. Die scheinbaren lithologischen Übergänge zwischen beiden Serien (vergl. p. 293) könnten auch durch Mylonitisierung vorgetäuscht sein, welche ja in den Edoloschiefern eine große Rolle spielt. Dazu kommt der Umstand, daß die fragliche Grenze über die größtenteils anschlußlosen Terrassen von Berbenno bis Teglio laufen müßte. Eine endgültige Stellungnahme in der Diskussion über die Frage der Tonalelinie muß ich mir für spätere Gelegenheit vorbehalten.

wesentlichen innerhalb eines ziemlich eng begrenzten Intervalls von dem Ophiolithkomplex der rhätischen Decke abwärts vollzieht. Betrachten wir die Wurzelregion der Decken unter demselben Gesichtspunkt, so erhalten wir folgendes Bild:

Das Serpentinegebiet von Val Malenco, das tektonisch unter der rhätischen Decke liegt, zeigt eine wesentlich andere Art der Metamorphose als die Ophiolithe in deren höheren Partien: den stets nach krummschaligen Rutschflächen brechenden, oft maschenstruierten Serpentinien des Engadins stehen die massigen oder schieferigen, rein kristalloblastischen Antigoritfelse von Val Malenco gegenüber. Gehen wir in die Wurzelregion der rhätischen Decke, so treffen wir dort — von dem Gebiet in der Nachbarschaft des Disgraziagranits abgesehen, wo mit dem metamorphosierenden Einfluß des letzteren gerechnet werden muß — im wesentlichen die gleiche Art der Umwandlung — vorwiegend kristalloblastisch, Mineralbestand der obersten (bis mittleren) Zone¹ — wieder wie im Ausbreitungsgebiet der nämlichen Decke; eine gegen dort zu konstatierende, etwas stärkere durchschnittliche Kristallinität der mesozoischen Schichten ist von geringem Belang. Andererseits ist auch in der Wurzelzone der rhätischen Decke die Umwandlung mancher Massengesteine (Pegmatite; Granit etc. des Poggio Cavallo) vorherrschend kataklastisch. Daß die Grünschiefer der Wurzelzone den in entsprechender tektonischer Situation auftretenden des Engadins auch in der Art der Metamorphose völlig gleichen, wurde bereits oben (p. 275) betont. — Steigen wir im Engadin in die ostalpinen Decken hinauf, so treffen wir in deren kristallinen Teilen eine rein mechanische Metamorphose, verbunden mit Zerstörung des Plagioklases und Biotits. In der Wurzelregion beobachten wir ganz dasselbe: auch im Wurzelgebiet der Sella-Decke ist der herrschende Typus der Metamorphose die Mylonitisierung. Freilich zeigt dieselbe Unterschiede gegenüber der Mylonitisierung im Juliergebirge: einmal in dem sehr auffallenden Erhaltenbleiben des Biotits, andererseits in der so häufigen Neubildung von Strahlstein. Doch sind diese Eigentümlichkeiten nicht auf die Wurzelregion beschränkt, sondern finden sich ganz ebenso (30, p. 182 f.) auch in der Stirnregion der Sella-Decke im Berninagebirge. — In der südlichen Gneiszone endlich treffen wir

¹ U. GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin 1910.

zwar neben Phylliten auch Gesteine, die nach der GRUBENMANNschen Systematik der kristallinen Schiefer als Produkte der tiefsten Zone der Metamorphose zu betrachten wären, wie die sillimanitführenden Biotitgneise. Allein wir haben gesehen, daß diese Gesteine in ihrem Auftreten eng an das der Pegmatite geknüpft sind; die Pegmatite sind aber vortriadisch. Ähnliches scheint zu gelten für die Morbegnoschiefer und ihr Verhältnis zum Daziogranit und anderen granitischen Massen. Also muß auch jene intensive Metamorphose älter als Trias sein; sie steht in keinerlei Beziehung zur tertiären Alpenfaltung und mithin zum Deckenbau. Zum gleichen Resultat gelangen wir auch, wenn wir (p. 323) einen Amphibolit am Kontakt mit Pegmatit die Schieferung verlieren und ein massiges Gefüge annehmen sehen: die Schieferung und mithin die Metamorphose des Amphibolits muß älter sein als die pegmatitische Intrusion.

Diese Schlußfolgerungen gewinnen noch erheblich an Wahrscheinlichkeit, wenn wir die sicher tertiäre Metamorphose in der südlichen Gneiszone betrachten. Ihre Wirkungen zeigen sich am deutlichsten an den mesozoischen Gesteinen von Dubino und vom Culmine di Dazio; dort beschränken sie sich auf eine höchstens ganz schwache Umkristallisation der Kalke (Lias) und geringfügige Neubildung von Sericit in tonhaltigen Gesteinen (Buntsandstein, Raibler Schichten), während die Dolomite ausschließlich durch Zerbrechen reagieren. — In den kristallinen Gesteinen aber äußert sich die tertiäre Metamorphose durchaus im Sinne der obersten Zone: mineralogisch vor allem im Zugrundegehen der Plagioklase (außer Albit) und des Biotits, und in entsprechender Neubildung von Sericit, Chlorit und Mineralien der Epidotgruppe; strukturell in der Ausbildung von mylonitischen Strukturformen, die ebenso z. B. am Daziogranit und manchen Pegmatiten, wie an den linsig zerquetschten Quarzphylliten der Gegend von Teglio und Sondrio oder an diaphthoritischen Tonale- und Morbegnoschiefern zu beobachten sind. Das sind aber alles Erscheinungen, die wenigstens an stärker deformierten Stellen in den ostalpinen Decken Graubündens in ganz der nämlichen Art und Intensität auftreten; und auch im Veltlin sind sie auf Zonen besonders intensiver Beanspruchung beschränkt.

Wir haben also im Gebiete der „südlichen Gneiszone“ mit einer Übereinanderlagerung von mindestens zwei verschiedenartigen Metamorphosen zu rechnen: einer vortriadischen (carbonischen?), welche mit dem Eindringen von granitischen und pegmatitischen Massen verknüpft war, und einer tertiären, welche im Gefolge der Gebirgsbildung eintrat und im wesentlichen die Form der Mylonitisierung angenommen hat¹. Es erhebt sich nun die Frage, ob der letzteren eine Reihe von Gesteinsgruppen ihre Eigentümlichkeiten verdanken, bei welchen eine Abhängigkeit der Metamorphose von intrusiven Massen nicht besteht: die Quarzphyllite und die Augengneise. Ich glaube diese Frage im wesentlichen verneinen zu dürfen, und zwar aus folgenden Gründen: Erstens ist die Metamorphose der beiden genannten Gesteinsgruppen regional sehr gleichmäßig, während die tertiäre Metamorphose in der „südlichen Gneiszone“ nur in Regionen starker tektonischer Deformation einen nennenswerten Betrag erreicht. Zweitens entsprechen jene Gesteine durchaus nicht dem Bilde, das wir uns von Produkten der tertiären Metamorphose auf Grund der tatsächlich beobachteten Beispiele solcher machen müssen. Während diese nie Biotit enthalten, ist derselbe in den Quarzphylliten in reichlichem Maße vorhanden; sie wie die Augengneise zeigen kristalloblastische Strukturen, während die sicher tertiäre Metamorphose zu kataklastischen führt.

Somit erscheint es wahrscheinlich, daß auch in den genannten Gesteinsgruppen nur die mehrfach erwähnten lokal beschränkten Erscheinungen der Mylonitisierung auf Rechnung der tertiären Metamorphose zu setzen sind, die Entstehung ihrer übrigen Eigentümlichkeiten aber bereits in eine frühere Phase ihrer Geschichte zu versetzen ist — eine Phase, die wir nach Analogien wohl ebenfalls in paläozoische Zeit hinaufrücken, vielleicht mit der carbonisch-permischen Gebirgsfaltung in Beziehung setzen dürfen².

¹ Dazu kommt noch lokal eine durch noch jüngere Intrusivmassen bedingte Kontaktmetamorphose.

² Einen direkten Beweis für vorpermische Metamorphose in Nachbargebieten bedeutet die Auffindung von Geröllen von geschiefertem Granitgneis im Verrucanokonglomerat am Sassalbo und bei Alpe Vaügla (Scanfs) durch SPITZ und DYHRENFURTH (29) sowie das von MELZI (Ricerche microscopiche sulle rocce del versante Valtellinese della Catena Orobica occidentale. Giorn. di Min. II. 1891) erwähnte Vorkommen von granat- und turmalinführenden Glimmerschiefern (wohl identisch mit Morbegnoschiefer)

Nach meiner Auffassung hat somit die gesamte Metamorphose in der südlichen Gneiszone, soweit sie nicht in Mylonitisierung etc. besteht, mit den cretacisch-tertiären Gebirgsbewegungen keinerlei Zusammenhang.

Damit sind wir bezüglich der tertiären Metamorphose für die Wurzelregion zu dem nämlichen Ergebnis gelangt, das ich für das Ausbreitungsgebiet der Decken im Engadin bereits (27, p. 495 f.) feststellen konnte: Vorwiegend kataklastische Metamorphose in den ostalpinen, vorwiegend kristalloblastische der obersten (bis mittleren) Zone in der rhätischen Decke. Eine Änderung in der Art und Stärke der Metamorphose findet vom Engadin südwärts nicht in horizontaler, sondern in vertikaler Richtung, von einer Decke zur andern, statt. Von einer Zunahme der Kristallinität der Gesteine im Wurzelgebiet, durch welche die mesozoischen Sedimente unkenntlich geworden wären, ist so gut wie nichts zu bemerken.

Literaturverzeichnis.

(Enthält nur auf das Gebiet selbst bezügliche sowie anderweitige häufiger benutzte Literatur; ohne Anspruch auf Vollständigkeit.)

1. B. STUDER, Geologie der Schweiz. I. Bern und Zürich 1851.
2. A. ESCHER VON DER LINTH, Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. Neue Denkschriften d. allg. Schweiz. Ges. f. d. ges. Naturwiss. 13. 1853.
3. G. THEOBALD, Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 3. 1866.

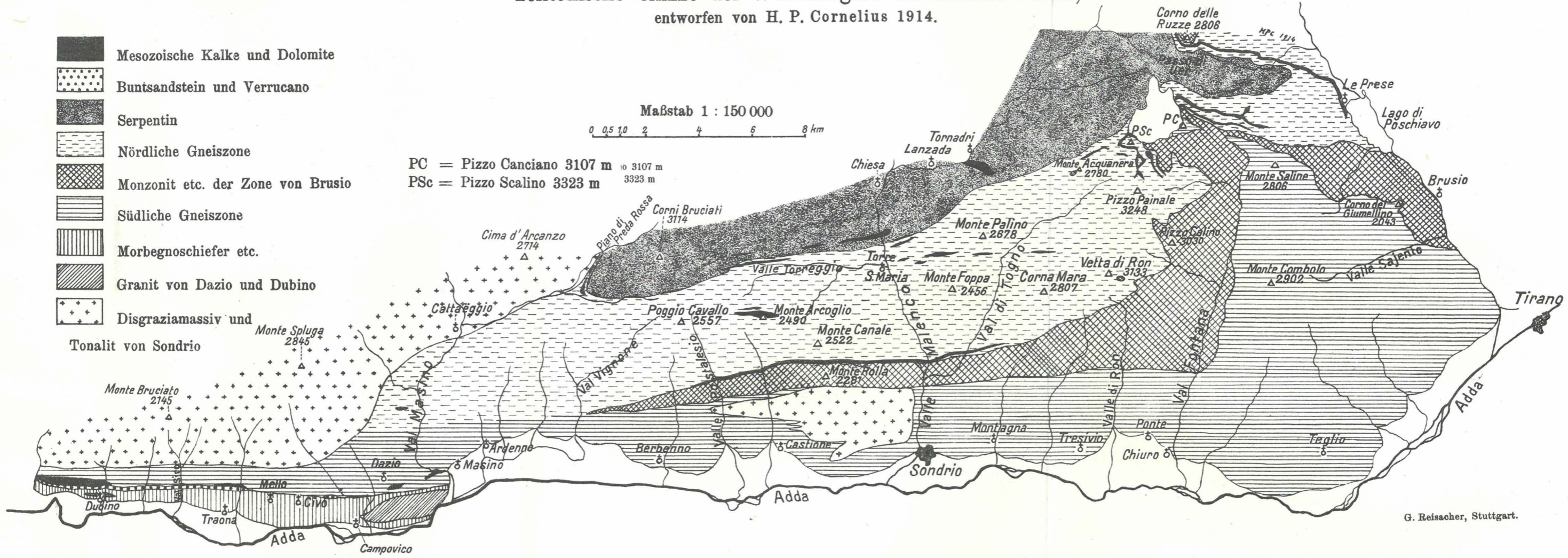
in Verrucanokonglomeraten des Legnonegebiets. Bezüglich des südalpinen Quarzphyllits hat sich auch SALOMON (21, I. p. 317 f.) für ein vorcarbonisches Alter der Metamorphose ausgesprochen. — Auf Grund der großen Analogien, welche zwischen den Quarzphylliten und Augengneisen der „südlichen Gneiszone“ einerseits, den gleichartigen Gesteinen der Malojaserie andererseits bestehen, erhebt sich die Frage, ob nicht auch die letzteren zur Zeit der tertiären Gebirgsbildung sich bereits im Zustande von kristallinen Schiefen befunden haben. Eine Bejahung dieser Frage kann jedoch nichts an der hier vertretenen Auffassung ändern, daß die tertiäre Metamorphose in der rhätischen Decke sich wesentlich auf dem Wege der Umkristallisation geäußert hat -- was ja an den mesozoischen Sedimenten einwandfrei festzustellen ist.

4. G. CURIONI, *Geologia applicata delle provincie Lombarde*. I, II. Milano 1877.
5. F. ROLLE, *Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin*. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. **23**. 1881.
6. E. BONARDI, *Il gruppo cristallino dell' Albigna e della Disgrazia*. Rendiconti del R. Ist. Lomb. di scienze e lettere. Serie II. **15**. 1882. p. 554.
7. T. TARAMELLI, *Carta geologica della Lombardia 1 : 250 000, con spiegazione*. Milano 1890.
8. C. DIENER, *Der Gebirgsbau der Westalpen*. Wien 1891.
- 9a. G. MELZI, *Osservazioni geologiche sulla Valle del Masino*. Rendic. Ist. Lomb. Serie II. **25**, 5. 1892.
9. — *Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino*. Giorn. di Min. **4**. 1893. p. 89.
10. W. SALOMON, *Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen*. Tscherm. Min.-petr. Mitt. Neue Folge. **17**. 1898. p. 109.
11. W. HAMMER, *Die kristallinen Alpen des Ultentals*. I. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1902.
12. CHR. TARNUZZER, *Die Asbestlager der Alpe Quadrata bei Poschiavo (Graubünden)*. Zeitschr. f. prakt. Geol. **10**. 1902. p. 217.
13. W. HAMMER, *Über die Pegmatite der Ortleralpen*. Verb. k. k. geol. Reichsanst. 1903. p. 345.
14. — *Die kristallinen Alpen des Ultentals*. II. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1904.
15. E. REPOSSI, *Osservazioni geologiche e petrografiche sui dintorni di Musso*. Atti soc. Italiana di sc. nat. **43**. 1904. p. 261.
16. W. HAMMER, *Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale*. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1905. p. 1.
17. — *Geologische Beschreibung der Laasergruppe*. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **56**. 1906. p. 497.
18. G. B. TRENER, *Geologische Aufnahmen im nördlichen Abhang der Preanellagruppe*. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **56**. 1906. p. 405.
19. H. BROCKMANN-JEROSCH, *Die Flora des Puschlav*. Leipzig 1907.
20. W. HAMMER, *Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm*. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **58**. 1908.
21. W. SALOMON, *Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis vom Mechanismus der Intrusionen*. I. Teil. Abh. k. k. geol. Reichsanst. **21**. Heft 1. 1908.
22. CHR. TARNUZZER, *Serpentingesteine und Asbest im Puschlavertale, Graubünden*. Der Steinbruch. **3**. 1908.
23. E. SUSS, *Das Antlitz der Erde*. **3**, 2. Wien und Leipzig 1909.
24. O. AMPFERER und W. HAMMER, *Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee*. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **61**. 1911.

25. F. ZYNDEL, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz Neue Folge. **41**. 1912.
26. H. P. CORNELIUS, Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Centralbl. f. Min. etc. 1912. p. 632.
27. — Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXV. 1912. p. 374.
28. R. STAUB, Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich. **58**. 1914. p. 329.
29. A. SPITZ und G. DYHRENFURTH, Die Triaszonen am Berninapaß (Piz Alv) und im östlichen Puschlav (Sassalbo). Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1913. p. 403.
30. R. STAUB, Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich. **60**. 1915.
31. H. P. CORNELIUS, Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgrazia-Massivs. Geol. Rundschau. 1915.

Tektonische Skizze der Wurzelregion im unteren Veltlin,

entworfen von H. P. Cornelius 1914.



G. Reissacher, Stuttgart.