

Zeitschrift: Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Graubünden
Band: 91 (1963-1965)

Artikel: Der mittlere Abschnitt der Tambodecke samt seiner mesozoischen Unterlage und Bedeckung
Autor: Strohbach, Herbert
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-594514>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 13.01.2026

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

Der mittlere Abschnitt
der Tambodecke samt seiner mesozoischen
Unterlage und Bedeckung

Geologische, petrographische und morphologische Untersuchungen
und Betrachtungen zwischen Mesocco (GR)
und Campodolcino (I)

von
Herbert Strohbach

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen von Untersuchungen, die vom Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule und der Universität Zürich unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. A. Gansser in Misox und Rheinwald sowie in der angrenzenden Provinz Sondrio (Italien) unternommen wurden. Es ist mir daran gelegen, Herrn Professor Gansser für die Aufmerksamkeit, mit der er das Werden dieser Arbeit verfolgte, herzlich zu danken. Zusammen mit meinen Terrainnachbarn Ernst Zurflüh, Bernhard Blanc und Werner Weber hatte er die Güte, mich in meinem Untersuchungsgebiet zu besuchen. Ihnen allen sei dafür und für die vielen ersprießlichen Diskussionen auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

Wertvolle Hinweise und Anregungen, die dem petrographischen und morphologischen Teil der vorliegenden Arbeit zugute gekommen sind, verdanke ich den Herren Prof. Dr. E. Dal Vesco, PD Dr. R. Hantke und Dr. S. Hafner.

Zürich-Schwamendingen, 10. März 1962

Herbert Strohbach

Inhaltsverzeichnis

	Seite
I. <i>Einleitung</i>	9
II. <i>Geologische Übersicht und Problemstellung</i>	10
1. Die Aduladecke	12
2. Die Misoxermulde	12
3. Die Tambodecke	14
4. Die Splügenermulde und die Surettadecke	15
5. Die Metamorphose	16
6. Die Morphologie	17
III. <i>Die Misoxermulde</i>	17
A. Tektonische Übersicht und Gliederung	17
1. Die Zone der Adulatrias	20
2. Die untere Uccellozone	21
3. Der Gadriolzug	23
4. Die obere Uccellozone	24
5. Die Andranazone	26
6. Kontakte zwischen Gneisen und Kalkmarmoren	27
B. «Stratigraphie»	30
1. «Perm»	30
2. Trias	30
a) Zone der Adulatrias und Gadriolzug	30
b) Andranazone	31
c) «Trias» auf Giumella	32
3. Jura, Kreide	32
C. Petrographische und mikroskopische Übersicht	33
1. Phengitgneise und -quarzite	33
2. Die Gneise des Gadriolzuges	37
a) Zweiglimmergneis	37
b) Epidot-Biotitgneis	40
3. Die ophiolithischen Gesteine	43
a) Prasinite	44
b) Amphibolite	47
c) Vergleich: Amphibolite — Prasinite	49
4. Die mesozoischen Sedimentgesteine	51

a) Dolomite aus der Zone der Adulatrias und des Gadriolzuges	51
b) Bündnerschiefer	51
D. Zusammenfassung	55
IV. <i>Die Splügenermulde</i>	56
A. Die Bardanzone	56
1. Die untere Bardanzone	59
a) Grüne Chloritgneise und -schiefer	60
b) Grünliche Phengitgneise, -quarzite und -schiefer	66
c) Eingelagerte Karbonatgesteine	69
2. Die obere Bardanzone	72
a) Kontaktverhältnisse	72
b) Vorkommen und Aussehen	74
3. Zusammenfassung	76
B. Die Andossizone	77
1. Quarzite	78
2. Untere Rauhwaacke	78
3. Dunkle Schiefer	80
4. Gelbe Dolomitserie	81
5. Aschgraue Kalkmarmor-Dolomitserie	83
6. Löcherige und zellige Rauhwaacke	86
C. Die Gneise und Quarzite des M. Tignoso	87
D. Zusammenfassung	90
E. Vergleich Misoxermulde-Splügenermulde	91
V. <i>Die Curciusazone</i>	95
A. Eindeutige Paragneise und -schiefer	98
1. Vorkommen und Aussehen	99
2. Mikroskopische Beschreibung	100
3. Einzelne Gesteinsgruppen	108
a) Polymetamorphe Gneise und Schiefer	108
b) Psammitgneise	111
c) Überschobene Gesteine der Curciusazone	115
4. Zusammenfassung	116
B. Augen- und Flaserigneise	116
1. Vorkommen und Aussehen	116
2. Mikroskopische Beschreibung	119
3. Zusammenfassung	121

C. Hornblende – Biotitgneise	122
1. Vorkommen und Aussehen	122
2. Mikroskopische Beschreibung	122
D. Foppagneise	126
1. Vorkommen	126
2. Aussehen	128
3. Mikroskopische Beschreibung	130
4. Zusammenfassung	133
E. Die basischen Gesteine	134
1. Amphibolite	135
a) Vorkommen und Aussehen	135
b) Mikroskopische Beschreibung	138
c) Einflüsse auf das Nebengestein	141
2. Hornblende-Epidotfelse und Epidotamphibolite	142
3. Hornblendefreie Titanit-Biotitschiefer	142
4. Biotitprasinite	142
F. Pegmatite	144
G. Zusammenfassung	145
VI. <i>Brüche, Klüfte</i>	146
VII. <i>Morphogenese</i>	148
A. Die Täler: Anlage, Form und Verlauf	150
1. Das Misox	150
a) Talverlauf	150
b) Querprofil	151
c) Längsprofil	152
d) Seitentäler	156
2. Die Valle San Giacomo	157
a) Das Lirotal	157
b) Das Splugatal	160
B. Kaltklimatischer Formenschutz	161
1. Glaziale Formen	161
2. Blockstrom	164
3. Strukturböden	164
C. Karsterscheinungen	164
D. Zusammenfassung	165
Literaturverzeichnis	167
Anhang: Tafeln 1–4	

Riassunto

Il presente lavoro rientra nel programma di una rielaborazione geologica che l'Istituto di geologia della Scuola Politecnica Federale di Zurigo ha intrapreso riguardo alla regione sud-occidentale del Grigioni e alla limitrofa Provincia di Sondrio in Italia. La nostra ricerca si estende alla regione compresa tra Mesocco-San Bernardino Villaggio e Campodolcino-Isola. Questa zona è formata essenzialmente dalla parte media del ricoprimento Tambò, cioè da una coltre di gneiss e scisti del medio Pennidico. Sopra e sotto, il ricoprimento Tambò è delimitato da rocce in prevalenza carbonatate, appartenenti alla zona mesozoica della Mesolcina e a quella dello Spluga.

La *zona mesozoica della Mesolcina* (Misoxermulde), il più profondo degli elementi tettonici della regione studiata, risulta composta da due zone contenenti calcescisti e da due altre con Trias e gneiss. Queste due ultime sono da considerare la base delle prime due. Tutte queste zone sono strappate dal sottostante dorso meridionale del ricoprimento Adula. I sedimenti triassici della zona di Andrana, immediatamente sotto il ricoprimento Tambò, vennero depositati più a meridione dei sedimenti dei complessi citati sopra. La zona di Andrana mostra perciò analogie di facies molto più marcate con la zona di Areue, confinante a sud, e con la zona mesozoica dello Spluga che non con il resto della zona mesozoica della Mesolcina.

I gneiss e gli scisti del *ricoprimento Tambò* rappresentano porzioni dello zoccolo cristallino prealpino, rielaborate dai fenomeni di dislocazione dell'orogenesi alpina. All'infuori degli orizzonti preferiti dai movimenti alpini si trovano strati relittici che permettono di riconoscere il carattere litologico precedente la metamorfosi alpina a carattere epizonale e cioè: gneiss e scisti prealpini epi- o meso-metamorfici, contenenti corpi massicci, almeno in parte di origine magmatica, e coperti di gneiss psammitici, probabilmente più giovani. Ora questi corpi prima massicci affiorano sotto forma di gneiss occhiadini e fusolari, gneiss biotitici ad orneblenda, gneiss di Foppa e anfiboliti.

La *zona mesozoica dello Spluga* (Splügenermulde) rappresenta, al pari della zona mesozoica della Mesolcina, un facile orizzonte di scorrimento. A meridione del Passo dello Spluga la zona mesozoica omonima è stata suddivisa nelle nuove unità seguenti:

— La *zona di Bardan*: immediatamente sopra il ricoprimento Tambò ne rappresenta la coltre sedimentaria originaria, di età presumibilmente permo-triassica. Risulta formata da gneiss a fenghite e da scisti cloritici, accompagnati da sottili strati di dolomie e di marmi calcarei.

— La *zona di Andossi* è più potente, con rocce prevalentemente carbonatate. Proviene da una zona più a sud di quella di Bardan ed è stata carreggiata su quest'ultima.

Un particolare interessante della *metamorfosi alpina* è la crescita di fenocristalli di albite, che raggiungono talvolta alcuni millimetri di grossezza, di formazione sin- o, più spesso, postcinematica, e che si trovano nelle zone con intensa sollecitazione tettonica in tutti gli elementi tettonici e pressochè in tutte le rocce. Le neoformazioni alpine di clorite e di muscovite in vaste proporzioni sono pure limitate a orizzonti intensamente sollecitati e, per via delle premesse chimiche necessarie, agli scisti e gneiss, sebbene questi orizzonti possano essere notevolmente più potenti di quelli con neoformazioni di fenocristalli di albite. La neoformazione di albite vulgare si trova nei medesimi orizzonti come la neoformazione di clorite.

L'andamento sia della *Mesolcina* che della *Valle San Giacomo* è determinato da zone di fessurazione quasi verticali. Nella regione da noi studiata l'aspetto morfologico delle due valli è determinato dall'inclinazione verso l'est degli strati e dall'erosione recente sui fianchi. Unicamente al di sopra di un limite di erosione marcato si sono conservate sulle superfici antiche forme glaciali considerabili.

I. Einleitung

Das untersuchte Gebiet liegt einige Kilometer südlich vom Splügen- und vom St. Bernhardinpaß, im italienisch-schweizerischen Grenzgebiet zwischen dem Misox und der Valle San Giacomo.

Im Westen wird es durch die obersten Gneise der Aduladecke, die nicht näher untersucht wurde, begrenzt. Im Osten bildet der Liro zwischen Isola und Prestone die Grenze. Im Norden grenzt es an die von *Gansser* (1937) und *Zurflüh* (1961) bearbeiteten Gebiete, während im Osten und im Süden noch *Blanc* bzw. *Weber* arbeiten. Aufgenommen wurde das gut 80 km² große Gebiet im Maßstab 1:25 000. Die Originalkartierung wird bei der Geolog. Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Basel deponiert.

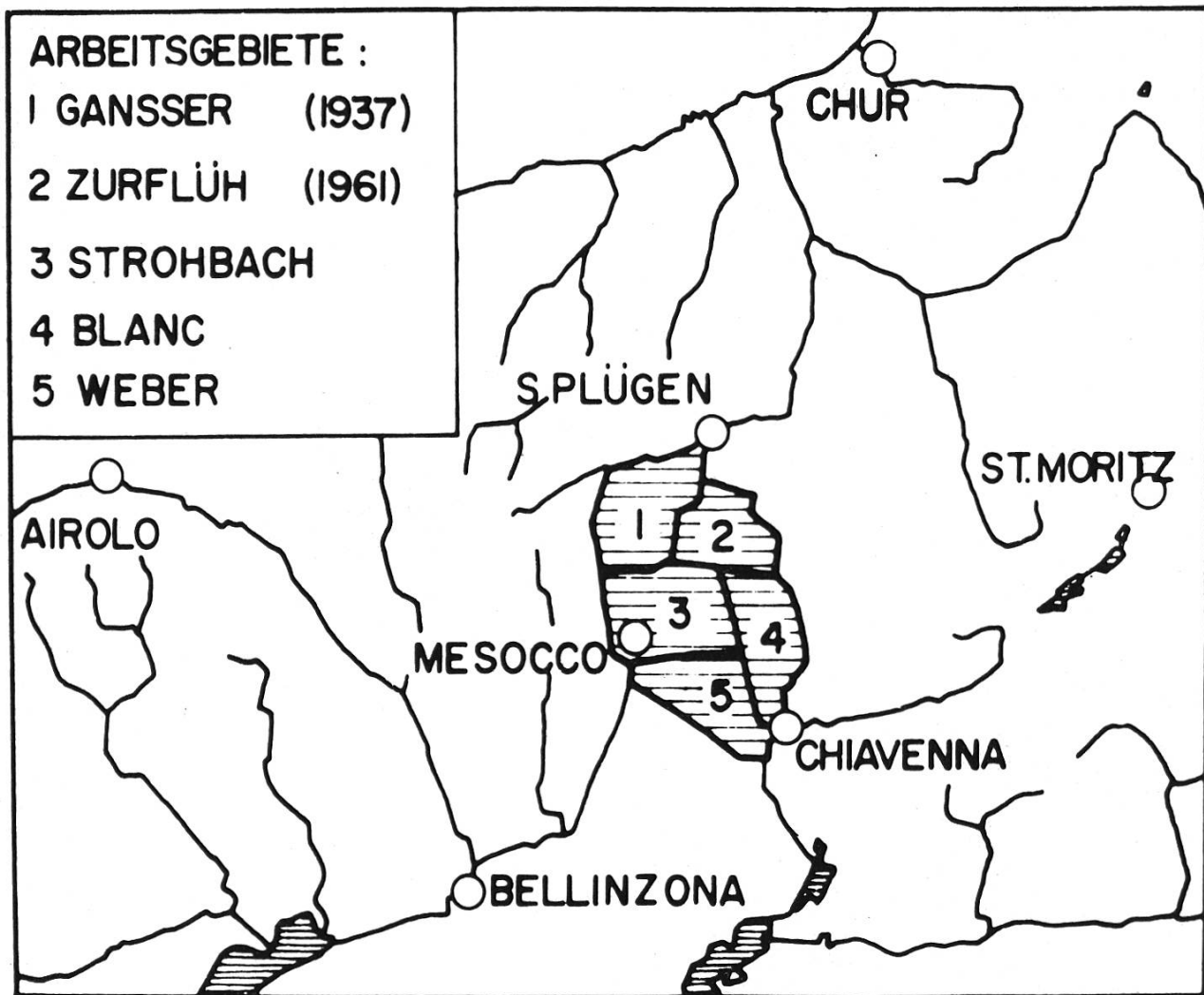


Abb. 1
Übersichtskärtchen
Maßstab 1 : 1 000 000

Insgesamt wurden während der Jahre 1958–1960 200 Tage im Felde zugebracht. An 120 Tagen ließ sich geologisch arbeiten, doch hat das bereits von früheren Bearbeitern jener Gegend erwähnte, chronisch schlechte Wetter die Arbeit oft behindert und eingeschränkt. An den übrigen 80 Tagen gar verunmöglichten Regen, Nebel oder Schnee jede Arbeit. Als Unterkunft dienten Heulager in Maiensäßen, Alp- und Schäferhütten.

Als Kartengrundlage fand eine Ausschnittvergrößerung des Blattes 267 der Landeskarte 1:50 000 Verwendung, welche durch die Eidgenössische Landestopographie in Wabern-Bern hergestellt wurde. Für den schweizerischen Teil des Gebietes hat mir die Eidgenössische Vermessungsdirektion in Bern freundlicherweise Luftaufnahmen zur Verfügung gestellt. Diese dienten hauptsächlich dem Verfolgen der Kluftsysteme.

Die vorliegende Arbeit stellt einen Versuch dar, bei der geologischen, petrographischen und morphologischen Untersuchung des geographisch bereits umgrenzten Ausschnittes aus dem mittelpenninischen Deckengebiet neuere, hier noch wenig zur Anwendung gelangte Gesichtspunkte zu berücksichtigen. Kapitel und Abschnitte, in denen sich zu früheren Untersuchungen nichts Neues zufügen ließ, wurden deshalb lediglich des Zusammenhanges wegen und bewußt abrißhaft behandelt. Zu einem großen Teil stellte das Gebiet geologisches Neuland dar, so daß sich die meisten Probleme erst im Verlaufe der Untersuchungen erkennen ließen. Aus diesem Grunde konnte nicht von Anbeginn an an ihrer Lösung gearbeitet werden. Trotzdem gelang es, manches anfänglich schwierig erschienene Problem einer Lösung nahe zu bringen. Wo eine solche aber umfangreiche Spezialstudien erfordert hätte, konnte sie aus Zeitmangel jeweils nur angedeutet werden. Ihre Bestätigung muß in thematisch beschränkten Spezialarbeiten erfolgen, zu denen die vorliegende Arbeit Anregung und Rahmen zu geben vermag.

II. Geologische Übersicht und Problemstellung

Am meisten Raum im untersuchten Gebiet beansprucht der Gneiskern der Tambodecke. Die Misoxermulde trennt ihn im Liegenden von den Gneisen der Aduladecke, die Splügenermulde im Hangenden von denen der Surettadecke (Abb. Tafeln 3/4). *Staub* (1958) hat erneut den Charakter der beiden Muldenzüge als tiefgrei-

fende Trennungen zwischen den Gneisdecken unterstrichen, nachdem *Amstutz* (vgl. *Staub*, 1958) eine alte Theorie von untiefen Querfallen wieder aufnehmen wollte. Es kann vorweg genommen werden, daß die Auffassung von *Staub* im Prinzip bestätigt werden kann. Auf einzelne Fragen wird in den entsprechenden Abschnitten noch hinzuweisen sein.

Die Tessinerkulmination bewirkt ein Ostwärtsfallen sämtlicher tektonischer Einheiten im Untersuchungsgebiet. Das dadurch verursachte lokale Schichtfallen gegen Osten variiert nicht nur in der Fallrichtung, sondern auch im Fallwinkel, welcher zwischen 0° und gut 50° betragen kann. Das Kärtchen Abb. 2 zeigt diese Verhältnisse, indem es die Raumlage der s-Flächen mit den im allgemeinen ENE bis EzN fallenden Faltenachsen in Zusammenhang bringt. Die eingetragenen Fallzeichen lassen eine weite Deckensynklinale in der Tambodecke erkennen. Kleinere Verbiegungen gliedern das Gebiet in weitere Antiklinalen und Synklinalen. Auffallend ist ferner die \pm konstante Richtung der Faltenachsen aller tektonischen Einheiten, was für deren gleichzeitige Anlage spricht. Die von der allgemeinen Ostrichtung gegen Süden abweichenden Achsen gehen im Osten des untersuchten Gebietes auf Schichtverbiegungen zurück, die durch das verstärkte Achsialtauchen einer NW–SE verlaufenden Zone verursacht sind, die westlich des M. Tignoso vorbei zieht. Es ist anzunehmen, daß Überschiebungen und Schleppungserscheinungen (Abb. 8), die ebenfalls gegen Süden gerichtete b-Lineationen verursachen, mit diesem plötzlichen, flexurartigen steilen Ostfallen der s-Flächen zusammenhängen. Die Bewegungen, die zu den südwärts gerichteten b-Lineationen führten, müssen jünger sein als diejenigen, welche die gegen Osten orientierten Faltenachsen verursachten. Im Westen, in den Gneisen der Tambodecke, könnten die abweichenden Achsenrichtungen durch ähnliche Erscheinungen bedingt sein, obwohl das nicht direkt zu beobachten ist. Daneben besteht hier noch die Möglichkeit, daß es sich um ältere (voralpine) Strukturelikte handelt.

In der Folge wird jede tektonische Einheit für sich behandelt, da sie unterschiedliche Probleme stellen und zum Teil verschiedene Arbeitsmethoden erfordern. Auf Gemeinsamkeiten wird nach Möglichkeit hingewiesen und diese in zusammenfassenden Abschnitten einander gegenübergestellt.

1. Die Aduladecke

Auf die Aduladecke kann in dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden. Die Gesteine in ihrem Rücken wurden denn auch nur als Grenzmarkierung in einer einheitlichen Farbe kartiert, obwohl, hätte mehr Zeit zur Verfügung gestanden, sich eine Gliederung in Phengitgneise, Zweiglimmergneise und Amphibolite ohne weiteres hätte durchführen lassen. Erst kurz vor Abschluß dieser Arbeit wurde die Bedeutung der Phengitgneise sowohl in stratigraphischer als auch in tektonischer Hinsicht erkannt. Leider ließen sich die zu einer genaueren Abklärung nötigen Feldarbeiten nicht mehr ausführen.

2. Die Misoxermulde

Mit «Misoxermulde» wird jener Gesteinskomplex bezeichnet, welcher sich vom Passo della Forcola, gegen Norden immer mächtiger werdend, trennend zwischen Aduladecke im Liegenden und Tambodecke im Hangenden, hineinschiebt. Zur Hauptsache wird die Mulde aus mesozoischen Gesteinen gebildet, doch nehmen — tektonisch eingeschuppt — auch ältere Gesteine an ihrem Aufbau teil. Nördlich des Rheinwaldes öffnet sich die Mulde nach dem Zurückbleiben der Tambostirne in die Bündnerschiefergebiete des Valser- und Safientales und des Schams. Durch *Gansser* (1937), *Streiff* (1938), *Jäckli* (1941) und *Nabholz* (1945) ist die Tektonik und auch eine Stratigraphie dieser Gebiete bekannt geworden. Gleichzeitig wurden die Gesteine petrographisch bearbeitet. Mit den ophiolithischen Grüngesteinen befaßt sich besonders *Gansser*. Ihm ist aber auch die tektonische Gliederung des Muldenzuges südlich des Rhein-

Abb. 2

Strukturkarte 1 : 75 000

schraffiert: deckentrennende Mulden

M Misoxermulde — Sp Splügenermulde

PC P. Curciosa

MB M. Balniscio

CB Cima di Barna

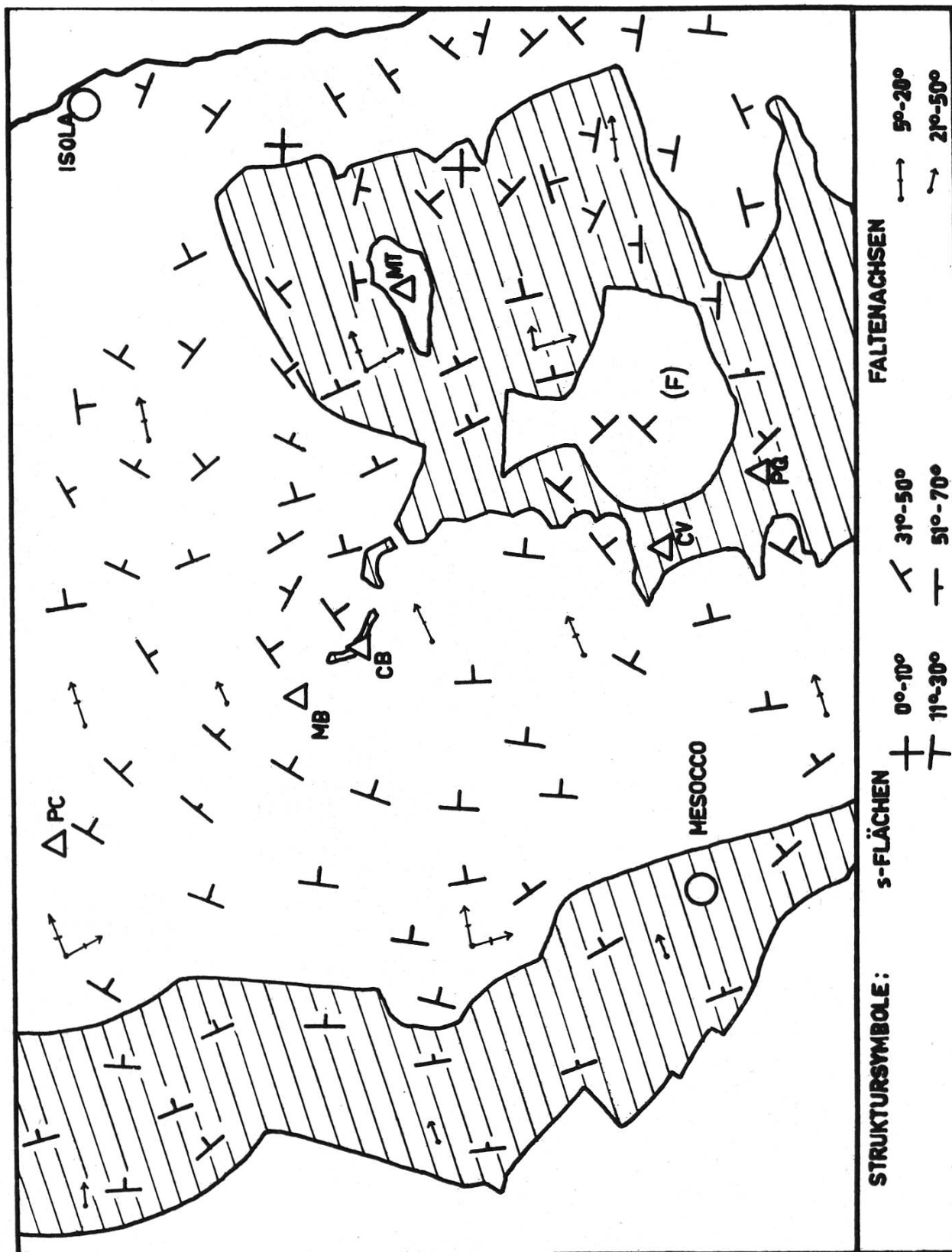
MBd M. Bardan

MT M. Tignoso (Klippe der Surettadecke)

CV Cima di Verchenca

PQ P. Quadro

(F) «Fenster» der Valle della Sancia



waldes zu verdanken, welche ohne Schwierigkeiten auch für das untersuchte Gebiet südlich von San Bernardino-Dorf anzuwenden ist. Für die vorliegende Arbeit interessant sind daneben die Untersuchungen von *Nabholz*, namentlich wo sie sich mit den Kontakten der Ophiolithe mit ihrem Nebengestein befassen. Zusammenfassende Darstellungen von früheren Bearbeitern der gleichen oder analoger Gebiete, darunter *Heydweiller* (1918) und *Frischknecht* (1924), finden sich in den Arbeiten von *Gansser* (1937) und *Nabholz* (1945, 1959). Das untersuchte Gebiet bildet die direkte südliche Fortsetzung der von *Gansser* und *Nabholz* bearbeiteten Gebiete. So ist zum vornherein eine Reihe von Übereinstimmungen mit ihren Arbeiten zu erwarten. Um nicht längst Bekanntes zu wiederholen, werden deshalb bestimmte Ausführungen bewußt knapp gehalten. So wird vor allem auf eine eingehende Bearbeitung der Bündnerschiefer verzichtet, nachdem (Mikro-)Fossilien, welche eine intensivere Bearbeitung gerechtfertigt hätten, nicht gefunden werden konnten. Auch *Bolli* und *Nabholz* (1959) konnten in einer weitaus umfangreicher angelegten Arbeit keinerlei zu stratigraphischer Altersbestimmung brauchbare Mikrofossilien finden. Die Aufmerksamkeit galt daher mehr den tektonischen Verhältnissen und den daraus resultierenden Besonderheiten der alpinen Dislokationsmetamorphose. Vor allem wurde untersucht, wie sich die einzelnen tektonischen Glieder der Misoxermulde bei der allgemeinen Mächtigkeitsabnahme von Norden nach Süden verhalten. Da die Misoxermulde im Streichen nicht durchgehend aufgeschlossen ist, mußte sich diese Arbeit auf einige Profile und deren Interpretation beschränken. Es sei an dieser Stelle noch auf die Diplomarbeit von *Rybach* (1959) verwiesen, der zwei aufschlußreiche Stollenprofile durch die untere Misoxermulde beigegeben sind.

3. Die Tambodecke

In seiner 1928 erschienenen Arbeit beschreibt *Mühlemann* aus dem hier untersuchten Gebiet einige Gesteine. 1937 gliedert *Gansser* den nördlichen Teil der Tambodecke in eine «Stirnzone» aus Paragneisen und -schiefern sowie Augengneisen. Diese ist durch eine Karbonatgesteine führende steilgestellte «Zwischenzone» von der südlich anschließenden «Curciusazone» getrennt. Darin befindet sich das hier zu behandelnde Gebiet.

Gansser (1937) weist besonders auf die in der Curciusazone auftretenden Amphibolitzüge hin und gelangt mit ihrer Hilfe zu einer gewissen Aufgliederung der sonst kaum gliederbaren Paragesteinskomplexe. Die Hauptarbeit in der Tambodecke bestand deshalb vor allem in einer hier zum ersten Male erfolgten Kartierung der Curciusazone; dabei wurde besonders auf die amphibolitischen und eventuellen anderen Einlagerungen geachtet. Daneben wurde versucht, die Prinzipien der Metamorphose im untersuchten Abschnitt zu erkennen.

Ein reizvolles Problem hätte überdies das Studium der Kontaktfläche von Tambogneisen und Gesteinen der Misoxermulde ergeben. Doch ist diese im ganzen untersuchten Gebiet nirgends aufgeschlossen. Überhaupt sind die Schichtköpfe der Tambogneise in den unteren Hängen schlecht aufgeschlossen, während sie oben kaum begehbar sind. Deshalb konnte auf der Misoxerseite des Untersuchungsgebietes manches Gesteinsglied nur in einem einzigen Aufschluß beobachtet werden. Über seine Bedeutung und weitere Verbreitung sind in einem solchen Fall bloß Vermutungen anzustellen.

4. Die Splügenermulde und die Surettadecke

Die Splügenermulde trennt die Tambodecke von der darüber liegenden Surettadecke. Als Gesteine der Splügenermulde gibt *Mühlemann* (1928) auf seiner geologischen Kartenskizze westlich des Lirotales lediglich drei nicht näher gegliederte Triasklippen an. Als solche finden sie sich auch schon auf der Karte von *Rolle* (1882). Dagegen sind sie auf der italienischen «Carta geologica d'Italia» von *Mattiolo* u. a. (18..) nicht zu finden, obwohl die größte dieser Klippen eine Fläche von etwa 4 km² bedeckt. Die Klippen wurden von Schweizer Autoren schon zu verschiedenen Malen erwähnt und auf Kartenskizzen dargestellt, ohne daß sie genauer untersucht wurden. Dagegen sammelte während eines kurzen Feldaufenthaltes im Sommer 1958 der Student *Brillo* Unterlagen zu einer geologischen Doktorarbeit an der Universität Mailand. Seine Untersuchungen sind nicht publiziert.

Nur die große Klippe des Pian dei Cavalli liefert ein vollständiges Profil durch die gesamte, etwa 200 m mächtige Mulde. Hier wird sie auch von quarzitischen Gneisen neben Biotitgneisen der Surettadecke überlagert. In diesem Profil wurde versucht, an die

Untersuchungen von *Zurflüh* (1961) anzuknüpfen, denn die beiden übrigen Klippen bestehen nur aus den untersten Teilen der Splügenermulde.

Schon die erste Feldbegehung im Sommer 1958 zeigte, daß die Triasgesteine der Splügenermulde nicht einfach den Gesteinen der Curciusazone aufrufen, wie das bisher angenommen wurde, sondern daß sich dazwischen noch die grünen Gesteine der in dieser Arbeit erstmals ausgeschiedenen «Bardanzone» einschalten. Für ihre quarzitischen Glieder machte *Mattirolo* (1895) triasisches Alter geltend, während *Zurflüh* (1961) an Perm und Untertrias denkt. Die nicht quarzitischen, chloritreichen Gesteine derselben Zone weist er dagegen teilweise der liegenden Curciusazone zu, teilweise betrachtet er sie zusammen mit den quarzitischen Gliedern als Basis der von ihm eingeführten «Andossizone». Gründe für diese Zuweisungen gibt er keine, doch könnten evtl. tektonische Gründe dafür ins Feld geführt werden. Eine scharfe Trennung zwischen den altkristallinen Biotit-Paragneisen und den jüngeren Chloritgneisen und -schiefern kann er nicht finden.

5. Die Metamorphose

Die mesozoischen Gesteine der Muldenzüge wurden zusammen mit den älteren Gesteinen der Tambodecke von der alpinen Metamorphose geprägt. Ohne Zweifel weisen die Gneise noch Merkmale von mindestens einer früheren Metamorphose auf, welche sich in mancherlei Relikten äußert. Die Gesteine der Tambodecke stellen sich somit zwischen die rein alpin geprägten tieferen Tessinergneise und die alpin lediglich schwach beanspruchten Gneise der ostalpinen Decken.

Trotz aller Schwierigkeiten und Unsicherheiten der Interpretation reizt der Versuch, alpiner und voralpiner Anteil am Mineralbestand und am Gefüge der Gesteine der Tambodecke zu unterscheiden und zu begründen. Eine Hilfe für dieses Unterfangen bilden die nur alpin metamorphen mesozoischen Gesteine, wenn gleich diese Hilfe wegen der unterschiedlichen Zusammensetzung der Gesteine nur beschränkt ist. Aus didaktischen Gründen werden die Muldenzüge mit ihren mesozoischen und vormesozoischen Gesteinen deshalb vor den älteren Gesteinen ihrer ehemaligen Unterlage besprochen.

6. Morphologie

Die Unausgeglichenheit der Talgefälle, sowohl des Misox wie der Valle San Giacomo, haben die Aufmerksamkeit der früheren Bearbeiter immer wieder auf sich gezogen. Für letzteres kann die Beobachtung, daß das unterschiedliche Gefälle auf verschiedene, das Tal ausfüllende Bergstürze zurückzuführen ist, teilweise bestätigt werden (*Mühlemann*, 1928). Dagegen befriedigen weder die Erklärungen von *Heydweiller* (1918) noch diejenige von *Lautensach* (1912), welche für die verschiedenen Talstufen des Misox ein kompliziertes Geschehen von Wasser- bzw. Gletschererosion verantwortlich machen.

Im übrigen fallen verschiedene Bruch- und Kluftsysteeme und ihr Zusammenhang mit den Talformen und Talrichtungen auf. Zu berücksichtigen sind weiterhin die von *Lautensach* (1912) und *Mühlemann* (1928) als Reste alter Talböden gedeuteten Terrassen und Gratverflachungen des oberen Misox. Ein Wanderer schließlich hätte seine Freude an verschiedenen späteiszeitlichen Stirnmoränen und an Strukturböden, wie sie auf ebenen Hochflächen über etwa 2700 m vorkommen.

III. Die Misoxermulde

Der Verlauf der Misoxermulde zwischen Adula- und Tambocke ist für das untersuchte Gebiet auf der tektonischen Skizze Abb. 2 sowie auf der «Geologischen Karte der Adula» von *Frischknecht, Jenny und Kopp* (1924) zu ersehen. Außerdem wird er im morphologischen Teil dieser Arbeit kurz geschildert.

A. Tektonische Übersicht und Gliederung

Die verschiedenen Autoren stimmen in der Ansicht überein, daß die Gesteine der Misoxermulde zur Hauptsache die normale mesozoische Bedeckung des Adulakristallins, etwa zwischen heutiger Adulastirn im Norden und heutiger Tambostirn im Süden, darstellt. Eine neue Auffassung vom ehemals südlichsten Teil dieses Raumes findet sich auf den Seiten 91 ff.

Die Misoxermulde ist weder eine einzige, symmetrisch gebaute Faltenmulde, wie es vielleicht bei einer oberflächlichen Betrachtung der geologischen Karte die Triasvorkommen in ihrem Liegendsten

und in ihrem Hangendsten erscheinen lassen, noch ist sie aus verschiedenen lappenartigen, engen Falten und Mulden aufgebaut, wie das in den Profiltafeln von *Frischknecht, Jenny und Kopp* (1924) dargestellt ist. Die Misoxermulde, besonders südlich des Rheinwaldes, stellt vielmehr den markanten Ausscherungs- und Überschiebungshorizont der mittelpenninischen Tambodecke auf die unterpenninische (lepontinische) Aduladecke dar. Die durch Ausscherung der ehemaligen Sedimentstapel sowie durch interne Überschiebungen entstandenen tektonischen Zonen lassen sich durch die ganze Misoxermulde verfolgen. Es ist das Verdienst *Ganssers* (1937), diese Gliederung im Ausscherungsabschnitt der Misoxermulde, also südlich des Rheinwaldes, erkannt zu haben. *Nabholz* (1945) konnte nördlich des Rheinwaldes die nämlichen tektonischen Zonen erkennen und weiter verfolgen. Hier bilden die im Süden abgescher-ten Schichtstapel, nach dem Zurückbleiben der Tambodecke, unter Vervollständigung ihrer Schichtreihe, zusammen mit den zusätzlich auftretenden tektonischen Elementen (Valserschuppen, Gravaserie), lappenartige Kleindecken.

Bewegungsflächen — sie haben sowohl den Charakter von synthetischen wie von antithetischen Scherflächen — finden sich nicht nur zwischen zwei tektonischen Einheiten, wenngleich sie dort besonders ausgeprägt sind, sondern auch innerhalb derselben. In primär feingeschichteten Gesteinen (kalkarme Bündnerschiefer) fallen die tektonischen s-Flächen weniger auf, weil sie den sedimentären s-Flächen wohl nahezu parallel ausgebildet wurden. Dagegen können sie in den massigeren Gesteinen recht markant sein.

Die Ophiolithe der Misoxermulde spielen tektonisch eine bedeutende Rolle. *Nabholz* (1945) glaubte Anzeichen für ihre intrusive Natur feststellen zu können. Nach ihm wären die Ophiolithe vorwiegend auf Dislokationsflächen intrudiert. Neben Kontakterscheinungen mit dem Nebengestein soll dafür auch die große Ausdehnung und Konstanz der Ophiolithe sprechen, wie das für ein Bündnerschieferschichtglied nie nachzuweisen ist. Die Dislokationsbewegungen hätten dabei die Intrusion der Ophiolithe überdauert, so daß auch diese, allerdings in geringerem Ausmaß als die Bündnerschiefer, verschuppt, verfältelt und verknetet sein können. *Gansser* (1959) macht im Vergleich mit Ophiolithen aus dem Himalaya auch für die Misoxer Ophiolithe eine extrusive Entstehung wahrschein-

lich. Nach ihm haben die Ophiolithe ihre tektonische Bedeutung durch ihre Eigenschaft als Diskontinuitätshorizonte erhalten, aus welchen sich die Scher- und Schubflächen entwickelten. Es muß aber festgehalten werden, daß es solche Horizonte auch ohne sichtbaren Zusammenhang mit Ophiolithen gibt, während umgekehrt auch nicht bei jedem Ophiolithvorkommen ein tektonischer Horizont gesucht werden soll. Die Grüngesteine in den Gneisen der Tambodecke werden einen ähnlichen Zusammenhang mit der Tektonik zeigen wie die Ophiolithe der Misoxermulde.

Für die tektonischen Einheiten der Misoxermulde gibt es in der Literatur verschiedene Bezeichnungen, welche wie folgt parallelisiert werden:

<i>Nabholz</i> (1945, 1959)	<i>Gansser</i> (1937)	<i>Staub</i> (1958)
T a m b o d e c k e , T a m b o t r i a s		
Tomüllappen s. str.	Obere Uccellozone	Einshornzone
	Gadriolzug	Gadriolzug
Aullappen	Untere Uccellozone	Uccellozone
Zone der Valser- schuppen	Zone des Adulatrias	Zone von Hinterrhein
A d u l a d e c k e		

Nicht berücksichtigt in dieser Darstellung sind die tektonischen Glieder, welche in ihrer Ausdehnung auf die Frontalregion der Tambodecke und die stirnnahen Teile im Rücken der Aduladecke beschränkt sind.

Im Gebiet nördlich des Rheinwaldes sind die Valserschuppen Kristallinspäne mit eigenem Mesozoikum. Der Gadriolzug soll dort den Kern des Aullappens darstellen, während der Tomüllappen ohne prätriasische Gneise nur aus Mesozoikum besteht. (Alles nach *Nabholz*, 1945). Für den hier untersuchten Abschnitt der Misoxermulde werden die Bezeichnungen von *Gansser* (1937) übernommen. Sie haben nicht nur rein tektonischen, sondern eher tektonisch-petrographischen Charakter. Es ergibt sich ganz zwanglos, daß die tektonischen Zonen von der Gesteinsbeschaffenheit, namentlich von Diskontinuitäten, bestimmt werden. Dadurch können stratigraphisch zusammengehörende Einheiten getrennt und verschiedenen tektonischen zugeteilt werden, was auch für die bisherige Gliederung der Misoxermulde südlich von San Bernardino-Dorf der Fall sein dürfte. So ist zu überlegen, ob nicht die den Valserschuppen entsprechende,

einigermassen parautochthone Zone der Adulatrias einst die Unterlage der unteren Uccellozone gewesen sein könnte. Entsprechend wären die Gneise des Gadriolzuges als Unterlage der oberen Uccellozone zu betrachten, mit welcher sie aber nicht mehr durch primäre Kontakte verbunden sind, weshalb das Aufstellen von selbständigen tektonischen Zonen gerechtfertigt ist. Will man aber neben den tektonischen auch die genetischen Zusammenhänge berücksichtigen, sind die Zonen der Adulatrias und die untere Uccellozone im untersuchten Gebiet zu einer größeren Einheit zusammenzufassen. Eine zweite, gleichwertige Einheit würde der Gadriolzug samt oberer Uccellozone bilden. Als dritte Einheit wäre noch die in «Andranazone» umbenannte sog. Tambotrias zuzufügen.

Ähnliche Überlegungen mögen *Staub* (1956) veranlaßt haben, auf seiner «Tektonischen Skizze der Tessiner Alpen und ihrer Nachbarschaften» eine analoge Dreiteilung der Misoxermulde vorzunehmen. Nur gelangt *Staub* zufolge anderer tektonischer Vorstellungen zu einer abweichenden Parallelisation der tektonischen Einheiten nördlich und südlich von San Bernardino-Dorf. Auf der gleichen tektonischen Skizze werden auch die Gneisspäne des Gadriolzuges direkt mit der Aduladecke in Verbindung gebracht. Von einem solchen Zusammenhang kann im Felde nichts beobachtet werden.

1. Die Zone der Adulatrias

Die Zone der Adulatrias bildet eine komplexe Schuppenzone im Rücken der Aduladecke. Die Verschuppung ist zum Teil direkt zu beobachten, zum Teil äußert sie sich in der Unmöglichkeit, einzelne Profile dieser Zone miteinander zu korrelieren. Die mechanische Beanspruchung als Folge der Verschuppung bedingt eine Kataklyse und Verschieferung der Gesteine besonders an ihren Grenzen. Am Aufbau der Zone der Adulatrias sind Phengitgneisschürflinge aus der unmittelbar liegenden Aduladecke zusammen mit Dolomiten und Quarziten, nebst triasischen und möglicherweise auch Bündnerschiefermarmoren beteiligt. Grüngesteine aus dieser Zone werden von *Gansser* (1937) erwähnt, sind aber im untersuchten Abschnitt nicht zu finden. Die Tatsache der Verschuppung macht es schwierig, die genauen Grenzen der Zone zu definieren. Die Liegendgrenze wurde in der vorliegenden Arbeit an die Basis der tiefsten triasischen Karbonatgesteinsschuppe gesetzt. Da aber Phengitgneise sowohl in

der obersten Aduladecke wie in der Zone der Adulatrias auftreten können, ist diese Abgrenzung etwas willkürlich. Noch willkürlicher kann sie beim Fehlen von Karbonatgesteinen wirken. Die Tatsache einer innigen Verbindung mit dem Adularücken zeigt, daß der Zone der Adulatrias nicht die gleiche Selbständigkeit zugesprochen werden kann wie den Valserschuppen. Sie zeigt aber auch, daß ursprünglich Zusammenhänge über die tektonischen Zonen hinaus bestanden. Die Hangendgrenze der Zone der Adulatrias kann dort angenommen werden, wo unter den Gesteinen der unteren Uccellozone der erste triasische Dolomit oder die erste Phengitgneisslamelle auftritt. Auch dieses ist neben der tektonischen zugleich auch eine petrographisch-stratigraphische Grenze.

Charakteristisch für die Zone der Adulatrias sind stets die Dolomite, welche als Bänder oder bloße Lagen zusammen mit Phengitgneisschuppen zu finden sind. Auf Montzotent sind drei Dolomithorizonte feststellbar. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 2–6 m. Übersichtlicher aufgeschlossen ist die Zone der Adulatrias auf dem Grat zwischen Giumella und P. Trescolmen. Dort ist nur ein einziger schwächtiger Dolomithorizont feststellbar. Dafür sind mit den Phengitgneisen grobe gelbliche Kalkmarmore und -schiefer sowie Granatglimmerschiefer verschuppt. In der Val di Anzone sind wieder eine Reihe cm- und dm-mächtiger dolomitischer Bänder und Schmitzen in den Gneisen beobachtbar. Südlich der Val di Anzone sind keine Karbonatgesteine der Zone der Adulatrias mehr aufgeschlossen; möglicherweise keilen sie streckenweise auch aus. Am östlichen Ufer der Moesa, unterhalb der Schloßruine von Mesocco, sind sie dann im Untersuchungsgebiet von *Weber* wieder zu entdecken.

2. Die untere Uccellozone

Nach *Gansser* (1937) ist die untere Uccellozone durch kalkreiche Bündnerschiefer-Sedimente, welchen drei Hauptschieferzüge eingelagert sind, charakterisiert. Wohl geben auch zwischen San Bernardino-Dorf und Mesocco hellgraue, teilweise schwach gebänderte Kalkmarmore¹ und Kalkschiefer der unteren Uccellozone ihr Gepräge, doch ist sie in diesem Abschnitt tektonisch stark reduziert. Auf

¹ Entsprechen evtl. den Kalkmarmoren im Aullappen von *Nabholz* (1945), für welche er ein unterliasisches Alter wahrscheinlich macht.

Montzotent lassen sich zwei dünne, vielfach unterbrochene Grüngesteinshorizonte verfolgen, die sich gegen Süden vielleicht mit den Vorkommen von Grüngesteinen auf Giumella verbinden lassen. Eine solche Verbindung ist aber unsicher, denn auch die untere Uccellozone ist in sich stark verschuppt. Immerhin wäre es denkbar, daß in Analogie zu den Feststellungen von *Nabholz* (1945) den Grüngesteinen eine größere Konstanz als den übrigen Schichtgliedern zukommt. Die Verschuppung ist im Süden stärker als im Norden. Auf Giumella, Arbea und Montzotent sind die Aufschlüsse allerdings nicht sonderlich übersichtlich, dafür läßt sich in der Val di Anzone eine bunte Folge von Verschuppungen direkt oder anhand der Verschieferungshorizonte feststellen. Es scheint dort überhaupt keine Schichteinheit mehr ihre primäre Lage gegenüber benachbarten Schichten bewahrt zu haben. Die Kalkmarmore sind unter sich verschuppt. Dazu kommen dm- bis m-mächtige, eingekeilte, mehr oder weniger phyllonitische Gneise, Glimmer- und Chloritschiefer, Kalkglimmerschiefer, Tonschiefer, Grüngesteine und dunkle Mylonite in wirrem Wechsel. Diese Feststellungen sind auch durch Stollenprofile bestätigt (*Rybach*, 1959). Gegen Süden, in der Val Gervano, vereinfacht sich das Bild etwas, vor allem weil dort die untere Uccellozone in ihrer Mächtigkeit noch weiter reduziert ist. Immerhin läßt sich dort eine Verschuppung von Gneis und Kalkmarmoren bis in den cm-Bereich hinunter eingehend studieren. Die Frage, ob die in die untere Uccellozone eingeschuppten Gneise aus dem Gadriolzug stammen oder ob es selbständige Schürflinge sind, ist nicht zu entscheiden. An der Moesa schließlich, unterhalb der Schloßruine von Mesocco, besteht die untere Uccellozone zur Hauptsache nur noch aus Kalkglimmerschiefern und glimmerhaltigen Kalkmarmoren, über welchen mit eindeutig tektonischer Grenze ein Phengit-Augengneis des Gadriolzuges folgt. An der Liegendgrenze folgen Kalkmarmore direkt, d. h. ohne Zwischenschaltung von Dolomit, auf Phengitgneise. Von Verschuppung der unteren Uccellozone ist kaum mehr etwas zu sehen. Gegen die Basis ist hier, wie in allen Profilen der unteren Uccellozone bis hinauf nach San Bernardino-Dorf, ein dunkler turmalinführender Glimmerschiefer zu treffen, welcher durch seine Granatknoten sofort auffällt. Der ganze Habitus des Gesteins, die dunkle, glänzende Farbe, die Schieferigkeit, der lockere Zusammenhalt des Gesteinsgefüges sowie der Übergang in kalkige Gli-

der, ebenfalls mit Granat, sprächen, wenn der Biotitreichtum² nicht wäre, eher für ein Glied der Bündnerschiefer als für ein Gestein der Aduladecke, als welches es stellenweise von *Frischknecht* (1924) kartiert wurde. Die Mächtigkeit des Turmalin-Granat-Glimmerschiefers³ schwankt in den verschiedenen Aufschlüssen zwischen 5–8 m. Nördlich der Val di Anzone ist er mit Chloritschiefern vergesellschaftet, welche gegen Mesocco hinunter fehlen, so daß er sich dort in direktem Kontakt mit den Kalkmarmoren befindet. Das konstante Auftreten dieses Granat-Glimmerschiefers innerhalb einer Schuppenzone ist bemerkenswert und zeigt doch die Konstanz gewisser Glieder, falls sie als solche gut erkennbar sind.

3. Der Gadriolzug

Die aus Gneisen und Ophiolithen bestehende Trennung zwischen oberer und unterer Uccellozone, wie sie von Mesocco bis südlich von San Bernardino-Dorf zu verfolgen ist und mit «Gadriolzug» be-

² Absolute Altersbestimmungen des Biotites fehlen noch. Bis anhin wurde der Biotit in dieser Region von den meisten Forschern als ein Mineral einzig voralpiner Entstehung betrachtet.

³ Mineralbestand:

HG: Quarz (20–30 Vol.-%), rotbrauner Biotit, Muskovit (50–60 Vol.-%, inkl. Chlorit), Granat

NG: Turmalin, Chlorit

AK: dunkles Pigment

Granat: etwa 15 Vol.-%, Korngröße: 2–8 mm.

Die Granate sind kaum je vollständig ausgebildet. Selbst idiomorphe Kristalle können Wachstumseinschlüsse oder gar nur «atollartige» Ausbildung zeigen. Auch mechanisch zerstörte Granate, gestreckt und längs den Texturflächen auseinandergerissen, sind nicht selten. Dagegen ist keine chemische Zersetzung festzustellen. Die Granate bilden sich aus chemischen Gründen bevorzugt innerhalb der Glimmer-Chloritlagen. Dabei ist zu beobachten, wie diese Mineralien am Granat scharf absetzen und nicht etwa diesen umfließen. Daraus kann geschlossen werden, daß die Granate jünger sind als Chlorit und Glimmer. Mindestens diejenigen Granate sind während Bewegungsvorgängen entstanden, welche sich wegen ihrer s-förmigen Einschlußreihen als syngenetisch gedreht erweisen.

Turmalin (Schörl): 0–10 Vol.-%, maximale Stengelgröße: bis 10 mm lang und 2 mm dick.

Pleochroismus: n_x olivbraun, n_z blaugrau.

Die Turmaline wachsen als Porphyroblasten nur in den pigmentführenden Glimmerlagen drin, dabei zieht das Pigment durch den Porphyroblast hindurch. Die Endflächen der Stengel sind nicht entwickelt, sondern diese fransen unregelmäßig aus.

Gefüge:

Struktur: Lepido- und porphyroblastisch.

Textur: Lagig-schieferig, teilweise gefaltet.

zeichnet wird, steht wohl mit dem von *Gansser* (1937) nördlich von San Bernardino-Dorf erkannten Gadriolzug in Verbindung, wenn- gleich die Zusammenhänge nicht direkt aufgeschlossen sind.

Entgegen der Mächtigkeitszunahme aller übrigen Zonen nach Norden, bleibt der Gadriolzug von Mesocco bis zur Giumella in seiner Mächtigkeit etwa konstant und verliert von dort bis südlich von San Bernardino-Dorf wieder etwas an Mächtigkeit. Die Gneise des Gadriolzuges können als Schürflinge der mesozoischen Unterlage aus den südlicheren Teilen des eingangs beschriebenen Sedimentationsraumes aufgefaßt werden, welche mit ihrer ganzen Sedimentbedeckung, unter interner Ausscherung und Verschuppung, über die untere Uccellozone weg, nach Norden geschoben wurde. Wollte man das Phänomen der Ausscherung für die Gneise nicht anerkennen, so wäre man zur Annahme einer derart flachen Abscherungsfläche innerhalb der obersten Adulagneise gezwungen, wie sie an der Oberfläche eines Gneiskomplexes, wenig unter der Diskontinuitätsfläche der ihn bedeckenden Sedimente, schlechthin un- verständlich wäre. Charakteristisch für die intensive Verschuppung der Gadriolgneise sind die Vorkommen von Triasgesteinen, welche man über, unter oder in ihnen findet (z. B. Bahneinschnitt Benab- bia). Häufig handelt es sich dabei bloß um finger-, hand- oder fuß- breite Dolomitfetzen, welche sich in gewissen Horizonten häufen können. Es bedarf keiner besonderen Erklärung, daß die Gneise in solchen Horizonten intensiv verschiefert sind. Dolomitfetzenhori- zonte lassen sich vor allem zwischen Mesocco und der Val di Anzone feststellen, wo die Gadriolgneise ihre größte Mächtigkeit erreichen.

Neben Gneisen kommen im Gadriolzug auch ophiolithische Ge- steine vor, welche so wiederum ihre tektonische Bedeutung mani- festieren. Am mächtigsten sind die Ophiolithe auf der Giumella entwickelt, wo sich auch ihre interessanten Kontakte mit den Gnei- sen studieren lassen. Auch wenn die Grenzflächen tektonisch über- prägt sind, scheinen doch bestimmte Gneise in einem noch zu dis- kutierenden Zusammenhang mit den Ophiolithen zu stehen.

4. Die obere Uccellozone

Die obere Uccellozone ist die obere der Bündnerschiefer führen- den tektonischen Einheiten der Misoxermulde. Dementsprechend ist auch die Heimat ihrer Sedimente im südlichsten Teil des ehe-

maligen Bündnerschieferteiltrog zu suchen. Die dunklen kalkarmen und kalkfreien Bündnerschiefer der oberen Uccellozone kennzeichnen die teilweise bathialen Verhältnisse dieses Sedimentationsraumes.

Im Querschnitt von Montzotent–Fregera sind die kalkarmen und kalkfreien Bündnerschiefer sowohl im Liegenden wie im Hangenden von glimmerhaltigen Kalkmarmoren und Kalkschiefern begleitet. Diese Anordnung läßt sich weiter nach Norden verfolgen, während gegen Süden die Verhältnisse uneinheitlich werden. Ob das rein tektonisch oder auch stratigraphisch bedingt ist, läßt sich nicht mit Gewißheit feststellen. Einerseits finden sich in der unteren Val di Anzone glimmerreiche Kalkglimmerschiefer, welche in ihrer Zwischenstellung für einen seitlichen Übergang sprechen könnten. Auf der anderen Seite können dort, wo die obere Uccellozone in ihrem Streichen überhaupt ein Stück weit aufgeschlossen ist, nirgends seitliche Übergänge von kalkarmen in kalkreiche Bündnerschiefer festgestellt werden. Da aber die Gesamtreduktion der Misoxermulde gegen Mesocco zu zweifellos tektonische Ursachen hat, dürfen solche auch für das Fehlen einzelner Schichtglieder in bestimmten Profilen verantwortlich gemacht werden. Im Querschnitt von Mesocco–Doira sind dann die dunklen kalkarmen und kalkfreien Bündnerschiefer nur noch in geringer Mächtigkeit vorhanden. Dafür treten plattige, glimmerführende Kalkmarmore und Prasinite in den Vordergrund.

Über Doira finden sich die hier etwa 50 m mächtigen, teilweise karbonatischen Bündnerschiefer-Quarzite im Hangenden der oberen Uccellozone. Es handelt sich um dunkle – seltener sind helle –, dichte, glimmer-arme Quarzite von grauer, grau-grüner, zuweilen auch bräunlich-weißer Farbe, welche stark an Quarzite erinnern, wie sie von *Gansser* (1937) aus der Gegend des Einshornes beschrieben wurden. Der nämliche Autor weist auch auf einen möglichen, noch nicht gesicherten Zusammenhang dieser Quarzite mit den kretazischen «Beverinquarziten» hin. Im untersuchten Gebiet treten die Quarzite nur bei Doira auf. Es scheint, daß sie von *Weber* höchstens noch wenige hundert Meter nach Süden verfolgt werden können. Als mögliche Äquivalente von datierten Schichtgliedern kommt ihnen aber trotzdem einige Bedeutung zu.

Die ausgedehntesten Ophiolithvorkommen der Misoxermulde südlich von San Bernardino-Dorf sind die Prasinite der oberen

Uccellozone mit den beiden Vorkommen von Pian d'Osso-Fregera und Doira-Gumegna. Letzteres ist besonders auffällig, da es stellenweise gut zwei Drittel der ganzen oberen Uccellozone einnimmt.

Selbst dort, wo die obere Uccellozone zwischen P. 1785.9 (Bellavista) und Fregera am vollständigsten im untersuchten Gebiet erscheint, lassen sich keine Detailvergleiche mit den Profilen in der Arbeit von *Nabholz* (1945) durchführen. Die einzelnen Gesteinsglieder sind in den meisten Fällen viel zu atypisch, als daß sie sich in einem Profil mit gestörten Verbandsverhältnissen auf rein lithologischer Grundlage parallelisieren und zeitlich einordnen lassen. Wie weit sich die in dieser Arbeit gewonnenen Profile (Tafel 2) mit jenen von den wurzelwärtigen Abschnitten der Misoxermulde korrelieren lassen, werden die Untersuchungen von *Weber* ergeben.

5. Die Andranazone

Diese Zone wurde bisher kurzweg mit «Tambotrias» bezeichnet, obwohl man sich der Fragwürdigkeit dieses Namens bewußt war (*Gansser*, 1937). Die Bezeichnung «Tambotrias» leistet der falschen Vorstellung Vorschub, daß es sich bei den Gesteinen dieser Zone um die normale, jetzt verkehrtgelagerte, triasische Bedeckung der Tambodecke handle. Aus tektonischen Überlegungen (Überschiebung der Tambodecke, nicht Faltung!) kann das aber nicht zutreffen. Darum muß die irreführende Bezeichnung «Tambotrias» fallen gelassen und dafür eine neue geschaffen werden. Zur Namengebung dieser Zone aus triasischen Gesteinen wird das durch ein mächtiges Gipsvorkommen bekannte Maiensäß Andrana bei Pian San Giacomo vorgeschlagen.

Im untersuchten Gebiet ist die Andranazone nur auf der rechten Misoxer Talseite zwischen Andrana und Cebbia aufgeschlossen. Auf der linken Talseite verdecken Schuttmassen die ganze Zone, so daß sich nicht einmal viel über ihre Mächtigkeit aussagen läßt. Bei Pradirone stehen ihr immerhin etwa 100 m zur Verfügung, während es bei Doira noch knapp 30 m sein könnten. Die relativ bedeutende Mächtigkeit bei Pradirone ist wahrscheinlich nur lokal und hängt mit dem Auftreten der dortigen Gipse zusammen. Es ist gut möglich, daß sich die Andranazone gegen Norden wieder verschmälert.

Die ungenügenden Aufschlußverhältnisse bedingen, daß nur wenig über den Aufbau der Andranazone ausgesagt werden kann.

Wie weiter hinten noch zu diskutieren sein wird, stammen ihre Gesteine (Rauhwacke, Gips, Dolomit, triasische Kalkmarmore) aus einem Raum, der in seiner ursprünglichen Lage südlich der oberen Uccellozone und nördlich der Tambostirne zu suchen ist. Aus diesem Raume wurden die Gesteine der Andranazone von der darüber hinweg vorstoßenden Tambodecke losgerissen und längs ihrer Basis «verschmiert», teilweise wohl auch als «Schmiermittel» benutzt. Die in der ganzen Andranazone vorkommenden Rauhwacken sind typisch dafür. *Gansser* (1937) erwähnt aus dieser Zone praktisch überhaupt nur Rauhwacken; Dolomite sind ihm nur von einer einzigen Lokalität bekannt. Erst südlich von Andrana treten zu den Rauhwacken noch Gipse, Dolomite und die faziell bedeutungsvollen triasischen Kalkmarmore. Mit Unterbrüchen sind diese Gesteine in der wurzelwärtigen Misoxermulde bis gegen den Passo della Forcola zu verfolgen (mitgeteilt von *Weber*). Reste der ehemaligen Unterlage der triasischen Gesteine wurden im untersuchten Gebiet nicht gefunden, was wiederum für die besondere tektonische Stellung dieser Gesteine und die dadurch bedingte Unvollständigkeit spricht. *Gansser* (1937) konnte dagegen in der Gegend der Alpe d'Osso grünliche Augengneislamellen im Verband mit der Trias auffinden, welche wohl aus ihrer Unterlage stammen. (Vgl. dazu «Beola» in unterer Bardanzone, Seite 66 ff.)

6. Kontakte zwischen Gneisen und Kalkmarmoren

Die Kontakterscheinungen zwischen einander genetisch fremden Gesteinen rufen immer einem besonderen Interesse. Im folgenden seien die verschiedenen Kontakte zwischen Gneisen und Kalkmarmoren einander kurz gegenübergestellt. Um den Untersuchungen in den Nachbargebieten nicht vorzugreifen, wird nicht auf Einzelheiten eingegangen.

Aus den Befunden der Feld- und Dünnschliffuntersuchung ergibt sich eindeutig, daß alle Kontakte zwischen Gneisen und Kalkmarmoren auf tektonische Art und Weise zustande gekommen sind oder doch sicher in einer Weise mechanisch geprägt wurden, daß dieser Vorgang das Hauptphänomen bildet und von primären Kontakten im engeren Sinn nicht mehr gesprochen werden darf. Diese Feststellung liefert natürlich keine Antwort auf die Frage, ob die teilweise recht innige Wechsellagerung zwischen Gneisen und Kalk-

marmoren, wie sie besonders in der Val Gervano in der unteren Uccellozone vorkommt, nicht auf eine sedimentäre Wechsellagerung zurückzuführen sei. Die Tatsache jedoch, daß es sich bei den wechsellagernden Gesteinen stets um solche handelt, welche auch in mächtigeren Vorkommen auftreten, in welchen solche Erscheinungen sonst fremd sind, lassen tektonische Verschuppung doch als wahrscheinlicher annehmen als sedimentäre Wechsellagerung. Dazu kommt, daß in den gleichen Zonen, in welchen die Wechsellagerungen auftreten, noch weitere Verschuppungen zu beobachten sind. Außerhalb von Schuppenzonen sind im untersuchten Gebiete keine wechsellagernden Gneise und Kalkmarmore festzustellen. Dagegen werden solche von *Gansser* (1937) aus der Knorrenzone und dem Gebiet der Vignoneschuppen beschrieben, während *Nabholz* (1945) sogar «Bündnerschiefergneise» beschreibt, welche mit kalkigen Bündnerschiefern wechsellagern.

Aus dem Titel geht hervor, daß hier mehr den petrographischen Verhältnissen am Kontakt zwischen Gneisen und Kalkmarmoren nachgegangen werden soll. So sollen sich die im folgenden gebrauchten Ausdrücke «scharf» und «unscharf» oder verwandte Begriffe nur auf die petrographischen und nicht auf die tektonischen Grenzen beziehen. Diese können nämlich unscharf sein, wo jene scharf sind.

a) Scharfe Grenzen

Feldgeologisch scharfe Grenzen (mineralogische Übergangszone 0–2 mm) sind sowohl dort zu finden, wo relativ mächtige Kalkmarmorbänke als auch bloße Schuppen und Schmitzen an die Gneise grenzen. Je nach der Art dieser Vorkommen zeigt aber der Kalkmarmor eine unterschiedliche Ausbildung.

Gneis und Kalkmarmor verschiefert

Dieser Fall trifft dort zu, wo mindestens etwa dm-mächtige Kalkmarmore an den Gneis grenzen. Die mechanische Beanspruchung der Gneise läßt alle Übergänge von bloßer Verschieferung bis zu Myloniten erkennen. Die Kalkmarmore weisen ausgesprochen kristallisationsschieferige Texturen auf.

Gneis verschiefert,

Kalkmarmor erscheint massig

Diese Verhältnisse treffen (mit Ausnahmen) dort zu, wo die Mächtigkeit der Kalkmarmore im cm-Bereich schwankt. Derart klein-

dimensionierte Vorkommen sind ja stets einer intensiven Verschupung zuzuschreiben. Es muß irgendwie der damit verbundenen besonderen Beanspruchung zugeschrieben werden, daß der umkristallisierte Kalkspat die Kristallisationsschieferung weniger ausgeprägt zeigt.

b) Petrographisch bedingter, allmählicher Übergang

Beim P. 1785.9 (Bellavista) südlich von San Bernardino-Dorf geht der dortige Phengitgneis des Gadriolzuges im Liegenden über eine Distanz von etwa vier Metern allmählich in einen grobkörnigen Kalkmarmor über. Es ist kaum anzunehmen, daß dieser Kontakt primär genetisch ist; seine sekundäre Entstehung durch die im folgenden beschriebenen Vorgänge scheint wahrscheinlicher.

Durch die mechanische Beanspruchung und Deformation wurden in der Kontaktzone der beiden Gesteine posttektonische Kristallisationsvorgänge veranlaßt oder ermöglicht, durch die der ursprünglich scharfe Kontakt verschleiert wurde. So ist die Grenze zwischen dem eindeutigen und gewöhnlichen Quarz-Albitgefüge des Gneises und dem Auftreten des Kalkspates ziemlich gut zu ziehen.



Abb. 3

Kalkmarmor von Pt. 1785.9 (Bellavista): (Vergr. etwa 30 ×)

Einschlußarme Albitporphyroblasten (wenig einzuschließende Mineralien) neben etwas Phengit in einem grobspätigen Kalkmarmor.

Der Übergang zwischen beiden Gesteinen wird erst durch gut mm-große Porphyroblasten von poikilitischem Albit (Abb. 3) und durch den hellgrünen Phengit vermittelt. Die Albitporphyroblasten, keine normalen Bestandteile des Gneisgefüges, sondern in ihrem Auftreten stets an besondere Horizonte gebunden, entwickeln sich bereits im Gneis drin. An Menge stets abnehmend, sind sie anschließend in einem kalkspatreichen Gefüge, zusammen mit Phengit, zu beobachten, aus welchem schließlich der Kalkmarmor hervorgeht. Dieser kann als primären Bestandteil etwas Quarz aufweisen, der mit dem Gneis aber nichts zu tun hat.

B. «Stratigraphie»

Mangels Fossilien ist keine stratigraphische Forschung auf paläontologischer Grundlage möglich. Weiter verunmöglicht die tektonische Ausscherung der in Frage stehenden ehemaligen Sedimentkomplexe das Erkennen von chronologischen Schichtfolgen. Aus diesen Gründen, aber auch wegen der Wahrscheinlichkeit, daß sich gleiche Gesteine zu verschiedenen Zeiten gebildet haben, dürfen gleich aussehende, aber an verschiedenen Orten vorkommende Schichten nur in seltensten Fällen einander gleichgestellt werden. Zulässig sind höchstens lithologische Vergleiche ganzer Schichtkomplexe. Dadurch sind einer stratigraphischen Forschung zum vor herein sehr enge Grenzen gesetzt.

1. «Perm»

Entsprechend einem üblichen penninischen Brauche könnte auch im Rücken der Aduladecke und im Gadriolzug für die leicht grünlichen Phengitgneise permisches Alter angenommen werden. Einzelheiten dazu finden sich im Kapitel Splügenermulde (S. 58) und dort, wo diese mit der Misoxermulde verglichen wird (S. 91 ff.).

2. Trias

Die triasischen Gesteine der Misoxermulde gehören verschiedenen tektonischen und faziellen Zonen an.

a) Zone der Adulatrias und Gadriolzug

In dieser Zone kommen vorwiegend gelbliche, seltener gräuliche, manchmal gebänderte Dolomite vor. Glimmerquarzite und gelbliche Kalkmarmore können vielleicht auch dazu gezählt werden. Beson-

ders die Karbonatgesteine kommen nur in Schmitzen, Linsen und wenig mächtigen Lagen vor. Es scheint aber, daß die Trias auch ursprünglich nicht durch besondere Mächtigkeit hervorgetreten ist, sondern eher schwächlich war.

b) Andranazone

Die Andranazone besteht ganz oder doch zum überwiegenden Teil aus triasischen Gesteinen. Ein Vergleich mit der Trias aus der Zone der Adulatrias oder des Gadriolzuges zeigt nicht nur die größere Mächtigkeit der Trias der Andranazone (obwohl es sich nur um abgescherte Teile einer größeren Einheit handelt), sondern auch die von den beiden anderen Zonen verschiedene Fazies der Andranazone. Diese zeigt nämlich starke Anklänge an die Trias der Areuezone und an diejenige des Tamborückens.

Diese Übereinstimmung zeigt sich fürs erste am reichlichen Auftreten sulfatischer (Gips) und ehemals sulfatischer (Rauhwacke) Gesteine in diesen Zonen. In der Zone der Adulatrias kommt Rauhwacke im untersuchten Gebiet überhaupt nicht, nördlich davon nur spärlich vor. Das Vorherrschen der Rauhwacke in der Andranazone dürfte tektonisch bedingt sein. Die gelblichen Dolomite und die hell- und dunkelgrauen, teilweise auch gelblichen, meist grobkörnigen und glimmerhaltigen Kalkmarmore, die zwischen Cebbia und Pradirone isoliert, aber nur wenig unter den Tambogneisen aufgeschlossen sind, dürfen vielleicht auch zur Andranazone und zur Trias gerechnet werden, obwohl sie an und für sich ziemlich atypisch sind.

Eindeutig dagegen ist die Zuordnung jener im Norden und im Osten von Nan aufgeschlossenen Kalkmarmore. Auch *Heydweiller* (1918) sind in jener Gegend grobe Kakirite aus vorwiegend weißen Kalkmarmoren und gelblichen Dolomiten aufgefallen. Gleichartige Kakirite werden später auch aus der Splügenermulde zu beschreiben sein. Sie grenzen dort stets an die Bewegungshorizonte der Rauhwacken. Bei Nan ist ein solcher Kontakt nicht aufgeschlossen, aber aus Analogiegründen sehr wohl denkbar. Auch die weißen Kalkmarmore selber, welche die Kakirite von Nan bilden, könnten ebenso gut in der Trias des Tamborückens zu finden sein.

Noch auffallender wird die Verwandtschaft mit Gesteinen des Tamborückens und der Areuezone bei der Betrachtung von hell-dunkel grau gebänderten Kalkmarmoren mit eingelagerten Dolomit-

schmitzen und -knollen, wie sie nördlich von Nan gefunden wurden. Derartige Gesteine wurden bis anhin als typisch für die Areuezone angesehen (*Zurflüh*, 1961). Sie sind nun aber nicht nur in den kümmerlichen Aufschlüssen bei Nan gefunden worden, sondern von *Weber* auch noch zwischen Doira und Gumezna, und im Tambo Rücken hat sie *Blanc* über das untersuchte Gebiet hinaus noch am Averopaß gefunden (mündliche Mitteilung). Über diese große Verbreitung wird an geeigneter Stelle noch zu diskutieren sein. Für die petrographische Behandlung und eine mögliche Datierung dieser gebänderten Kalkmarmore wird auf die entsprechenden Abschnitte im Kapitel «Splügenermulde» hingewiesen.

c) «Trias» auf Giumella

Auf der Höhe von 2180 m fällt auf Giumella zwischen den grauen Bündnerschieferkalkmarmoren der unteren Uccellozone ein weißer, nahezu reiner, grobspätiger Kalkmarmor auf. Gegen Norden keilt er ohne faziellen Übergang zwischen den grauen Kalkmarmoren aus. Gegen die Val Anzone hinunter scheint sich der weiße Marmor durch Zunahme von Glimmer und Pigment den Bündnerschiefermarmoren anzugleichen. Im Bache selber ist nochmals weißer Marmor aufgeschlossen, hier allerdings von Bewegungsflächen begrenzt. *Frischknecht* (1924) nimmt für den weißen Marmor triasisches Alter an, weil ein gleiches Gestein westlich von Viganaia zusammen mit Dolomit in etwa gleicher tektonischer Stellung auftritt. Das triasische Alter kann selbstverständlich nicht bewiesen werden, doch fallen fazielle Ähnlichkeiten mit weißen Triasmarmoren der Areuezone auf. Ähnliche weiße Marmore, die der Trias zugeschrieben werden, sind auch aus dem nördlichen Gadriolzug bekannt (*Gansser*, 1937). Die Möglichkeit, daß es sich bei den weißen Marmoren auf Giumella doch um ein extremes Glied der «Aulmarmore» (s. untere Uccellozone S. 21) handelt, von welchen sie im Liegenden wie im Hangenden begrenzt sind, darf aber nicht ausgeschlossen werden. Dies umso weniger, als gerade auf Giumella keine ausgesprochen tektonischen Kontakte zwischen beiden Gesteinen festzustellen sind.

3. Jura, Kreide

In die Jura- oder möglicherweise auch in die Kreidezeit fällt die Ablagerung von mannigfaltig ausgebildeten, feinklastischen, teilweise

auch chemisch abgeschiedenen Sedimenten aus Kalk, Ton und Sand, aus welchen durch die alpine Metamorphose die heutigen Bündnerschiefer hervorgegangen sind⁴. Je nach dem Vorherrschen der einen oder anderen Materialkomponente handelt es sich um Kalkmarmore, Kalkschiefer, kalkhaltige Quarzite, Kalkglimmerschiefer und Glimmerphyllite. Durch das vorhandene Pigment sind die beiden letzteren dunkel, die anderen dagegen meist nur gräulich gefärbt. Der kartierende Geologe kann bei der Aufnahme solcher Gesteine leicht in Schwierigkeiten geraten. Einerseits können die beschriebenen Gesteine durch kontinuierliche Übergänge miteinander verbunden sein, auf der anderen Seite sind auch bei scharfen Grenzen zwischen zwei Gesteinseinheiten die Mengenverhältnisse der einzelnen Mineralien so breiten Schwankungsbereichen unterworfen, daß sie sich zuweilen nicht mit Bestimmtheit der einen oder anderen Gruppe zuweisen lassen. Schließlich sei noch auf die häufigen tektonisch wie stratigraphisch bedingten Gesteinswechsel im dm- und m-Bereich hingewiesen, welche eine nur nach petrographischen Gesichtspunkten durchgeführte kleinmaßstabige Kartierung verunmöglicht.

Für die altersmäßige Einordnung der Misoxerbündnerschiefer südlich vom Rheinwald könnten Vergleiche mit der Arbeit von Nabholz (1945) versucht werden. Doch ist zu bedenken, daß, je weiter zurück man unter die Tambodecke gelangt, desto mehr Schichtglieder aus tektonischen Gründen teils fehlen, teils nur noch als isolierte Reste vorhanden, vielleicht nicht einmal aufgeschlossen, zum mindesten aber in ihren ursprünglichen Verbandsverhältnissen gestört sind. Auf mögliche Parallelisierungen wurde bei der Besprechung der tektonischen Zonen hingewiesen.

C. Petrographische und mikroskopische Übersicht

1. Phengitgneise und -quarzite

Phengitgneise kommen in der Zone der Adulatrias, als Bestandteile des Gadriolzuges und als Späne in der unteren Uccellozone vor. Sie sind frisch, hell und je nach Phengitgehalt mehr oder we-

⁴ Brekzien, wie sie Nabholz (1945) aus dem Tomülgebiet beschreibt, konnten im untersuchten Gebiet nicht gefunden werden.

niger ausgeprägt grünlich. Wo sie nicht von Flechten bedeckt sind, kann eine Bänderung sichtbar sein, wobei hellere, glimmerärmere mit dunkleren, glimmerreicheren Lagen in cm- und dm-Bereich wechsellagern. Weitere Lagen und Bänke zeichnen sich durch mehrere Millimeter große Feldspat-Augen aus. Bei ihnen kann es sich um poikiloblastische Albitporphyroblasten wie um große Kalifeldspäte handeln. Letztere sind breiter verteilt, während die Albite an bestimmte Horizonte gebunden sind. Weitere Bänke sind eher quarzitisch und können in Phengitquarzite übergehen (Giumella). Diese Tatsachen sind von Interesse, erinnern sie doch an ähnliche Verhältnisse in der Splügenermulde. Nicht jedes im Feld zu beobachtende «quarzitische» Glied ist jedoch ein wirklicher Quarzit. Bei «Pseudoquarziten» handelt es sich meist um glimmerarme Gneise, welche sich zusätzlich durch feines Korn auszeichnen, so daß der makroskopisch dichte, «quarzitische» Eindruck entsteht.

Mineralbestand:

HG (Hauptgemengteile): Quarz, Albit, Phengit.

NG (Nebengemengteile): Kalifeldspat, relik. Plagioklas, olivgrüner Biotit, eisenreicher Epidot, Chlorit.

AK (Akzessorien): Apatit, Magnetit, Titanit, Pyrit.

Beschreibung der Mineralien:

Quarz. In Gneisen um 30 Vol. %, in seltenen Quarziten um 60 Vol. %. Korngröße: 0,05–1 mm, am häufigsten um 0,3 mm.

Im gleichen Schliff sind zwei verschiedene Arten von Quarzkörnern festzustellen. Die einen, meist polygonal umgrenzt, aber einigermaßen isometrisch, streuen stark in ihren Korndurchmessern. Die andern bilden längliche, den Texturflächen parallele Körner, die zu lagigen Aggregaten zusammentreten können. Die Umkristallisation dieser Körner wird oft durch eine intensive Verzahnung der Körner angezeigt. Beide Arten von Quarz löschen undulierend aus.

Plagioklas. Folgende Ausbildungen von Plagioklas sind zu unterscheiden:

– *Albit*: 30–40 Vol. %, Korngröße: 0,3–5 mm. Derjenige Albit, welcher in der Regel zusammen mit Quarz das Grundgefüge bildet, ist am häufigsten. Eine Tendenz zur Bildung von Porphyroblasten ist oft erkennbar. Wo diese in beschränkten Horizonten mm-Größe erreichen, fallen sie auch makroskopisch auf. Charakteristisch sind die häufig um 5 mm großen *poikiloblastischen Albitkörner*, wie sie

auf der Giumella und auf Montzotent in der Zone der Adulatrias und bei Pt. 1785.5 (Bellavista) im Gadriolzug auffallen (Abb. 4). Als Einschlüsse sind in den poikilitischen Albitporphyroblasten alle übrigen Mineralien vertreten. Aus der Betrachtung der Phengitgneise allein kann keine Ursache für die Entstehung derartiger Großkristalle gefunden werden. Es sei daher auf die Zusammenfassung Seite 29 hingewiesen.

— *relikt. Plagioklas*: Als kleinere Körner und einzelne Porphyroblasten tritt zuweilen reliktscher Plagioklas auf. Seine Serizitisierung verunmöglicht die Bestimmung seines Chemismus und zeigt die ausgebliebene Umkristallisation.

Kalifeldspat. 0–20 Vol. %, Korngröße: 0,5–8 mm. Der Kalifeldspat kommt als Mikroklin vor, der unregelmäßig umgrenzte Körner bildet. Manchmal zeigen diese die bekannte Mikroklingitterung und einen Saum von Albit. Die meisten Mikrokline jedoch sind submikroskopisch verzwillingt, was sich in der diffusen Auslöschung äußert.



Abb. 4

Phengitgneis aus der Zone der Adulatrias: (Vergr. etwa 20 ×)

Verzwillingter, poikiloblastischer Albitporphyroblast; besonders Quarzeinschlüsse.

Phengit. (bestimmt nach *Tröger*, 1956). 20–40 Vol. %, Korngröße: 0,1–4 mm. Pleochroismus: n_x farblos, gelblichgrün, n_z grünlich- hellgrün. $2 V_a$: zwischen 30° und 40° ⁵.

Es ist auffallend, daß der Phengit optisch stets deutlich zweiaxsig ist. Einachsiger Phengit wurde im untersuchten Gebiet nur in den tieferen Phengitgneisen der Aduladecke, außerhalb der Schuppenzone der Adulatrias, gefunden (z. B. Schloßruine Mesocco), während er von *Gansser* (1937) auch aus der Zone der Adulatrias beschrieben wird.

Im Gefüge bildet der Phengit angedeutete oder durchgehende subparallele Lagen. Seine Größe hängt von den gleichen Bedingungen ab wie die Umkristallisation von Quarz. Wo dieser noch die ursprüngliche klastische Größe aufweist, ist der Phengit nur als kleine Blättchen ausgebildet. Dagegen kann er mm-große Aggregate bilden, wenn eine Umkristallisation von Quarz stattgefunden hat. Große Phengitaggregate können poikiloblastische Einschlüsse, besonders von Quarz, aufweisen.

G e f ü g e :

Struktur: grano- und teilweise lepidoblastisch; beim Auftreten von Augen porphyroblastisch, bzw. -klastisch⁶.

Textur: lagig-schieferig. Die lagige Anordnung der Mineralien, besonders in den gebänderten Typen, könnte noch ein primäres Merkmal sein. Die Schieferung ist sowohl mechanisch als auch durch die Umkristallisation der Mineralien bedingt.

Das Gefüge, von dem man auszugehen hat, ist vermutlich sedimentär-klastisch. Dieser Eindruck ergibt sich vor allem durch die stark streuenden Durchmesser der Quarzkörner innerhalb des glei-

⁵ Der Winkel der optischen Achsen ändert auch bei demjenigen Phengit nicht, welcher in den auf S. 29 geschilderten Übergangsgliedern von Phengitgneis in Kalkmarmor vorkommt (Pt. 1785.9, Bellavista).

⁶ Unter einem «Porkhyroklast» wird in dieser Arbeit ein Mineralkorn verstanden, das durch seine Größe die umgebenden Mineralkörner überragt und für dessen Entstehung keine Blastese während derjenigen Metamorphose verantwortlich gemacht werden kann, welche auch die Klastese bewirkte.

Die Porphyroklasten sind stets von einem mechanisch deformierten Gefüge umgeben. In wechselndem Ausmaß hat die Gefügedeformation die Form der Porphyroklasten bestimmt, da diese in vielen Fällen schon von primären Großkristallen herkommen. Es kommen in Frage:

— ehemals porphyrische Körner (z. B. Alkalifeldspat),

chen Schliffes und durch die großen, kaum Kristallformen aufweisenden Kalifeldspatkörner.

Die poikiloblastischen Albite entwickeln sich vornehmlich in den klastischen Gesteinstypen drin. Es ist aber nicht anzunehmen, daß sie zum folgenden Typ gehören, sondern daß sie eine eigene Entwicklung darstellen, die wieder ihre besonderen Ursachen hat.

Dem Typ mit dem klastischen Gefüge ist derjenige gegenüberzustellen, der durch die Um- und Sammelkristallisation seiner Hauptmineralien auffällt. Im Handstück sind die Gneise dieses Types an ihrem gröberen Korn leicht zu erkennen.

2. Die Gneise des Gadriolzuges

Im Gadriolzug lassen sich drei Gneistypen unterscheiden, welche aber untereinander nicht durch genetische Zusammenhänge verbunden sind. Ihr Nebeneinander ist durch rein tektonische Vorgänge bedingt. Am verbreitetsten, vom Passo della Forcola bis San Bernardino-Dorf zu verfolgen, sind helle, schwach grünliche Phengitgneise, wie sie bereits besprochen wurden. Die beiden anderen Typen werden in den folgenden Abschnitten behandelt.

a) Zweiglimmergneis

Dieser Gneis läßt sich im Gadriolzug und als Schuppen im unteren Uccellozug von der Val Gervano, über Cremeo, wo er die Rundhöcker bei der Pfarrkirche San Peder bildet, nach Doira verfolgen. Man erkennt diesen Gneis an seiner dunklen Farbe und dem unfrischen Eindruck, den er etwa im Vergleich mit den Phengitgneisen macht. Oft tritt er auch in einer frischeren Varietät auf, welche an

-
- ehemals porphyroblastische Körner (z. B. Granat),
 - ehemals große Körner eines ungleichkörnigen Sedimentes (z. B. Feldspäte, Quarz).

Daneben bilden sich Porphyroklasten auch in stark verschieferten, ehemals gleich- und grobkörnigen, massigen Gesteinen (Feldspäte in granitoiden Gesteinen).

Die Zusammenfassung dieser Körner verschiedenster Herkunft unter dem Ausdruck «Porphyroklast» rechtfertigt sich dadurch, daß zwischen diesen bei extremer Gefügedeformation und Klastese keine formalen Unterschiede mehr bestehen. Besonders die stark deformierten porphyroklastischen Feldspatgesteine lassen ohne Kenntnis der Übergangsreihen zu weniger deformierten Gliedern eine Herkunftsdeutung ihrer Porphyroklasten und damit des Gesteins gar nicht mehr zu.

ihrem hell-dunkel lagig-gestreiften Aussehen kenntlich ist. Es dürfte sich bei diesem Gestein um einen Schürfling aus den Paragneisen der Aduladecke handeln. Ähnliche Gesteine sind unter der Schloßruine von Mesocco zwischen Phengitgneisen der Aduladecke anstehend.

Mineralbestand:

HG: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskowit.

NG: Epidot, Chlorit.

AK: Magnetit, Leukoxen, Granat, Apatit, Zirkon.

Beschreibung der Mineralien:

Quarz, im Mittel 30–40 Vol. %, Ausnahmen nach unten und oben. Korngrößen: 0,2–1 mm.

Am häufigsten tritt der Quarz als eckige, etwas geplattete und verzahnte Körner, welche undulierend auslöschen, in lagenförmigen Aggregaten auf. In einzelnen Lagen können sich die Quarzkörner durch Sammelkristallisation vereinigen. Ausgeprägt ist das bei den gestreiften Gesteinsvarietäten der Fall, die sich durch die erwähnte Frische auszeichnen. In ihnen kann teilweise nahezu die Hälfte des Gesteinsvolumens durch 1–2 mm dicke, weitgehend durch Sammelkristallisation entstandene Quarzlagen eingenommen werden, während sich dazwischen das von Glimmerlagen unterbrochene Gefüge von Albit und dem restlichen Quarz ausdehnt. Dieser macht in den Albit-Quarz-Lagen nur noch gut 10–20 % dieser Lagen aus. In einem anderen Schliff, welcher aus der Nähe eines Überschiebungskontaktes stammt, ergreift die Sammelkristallisation bezeichnenderweise sämtlichen Quarz.

Plagioklas. 35–45 Vol. %, Korngröße: 0,03–1 mm.

Es sind zu unterscheiden:

– *Albit*-, evtl. *Albit-Oligoklaskörner*, die von feinen, bräunlichen Zersetzungseinschlüssen erfüllt sind. Ihr reliktsicher Charakter ist wahrscheinlich, überdies läßt sich an Zerrissen ihre kataklastische Natur erkennen.

– *Albitkörner*, welche durch Umkristallisation entstanden sind. Solche Körner bilden sich vereinzelt in den Glimmerlagen. Dort, wo sich die ausgedehnten Quarzsammelkristallisationen finden, hat auch der gesamte Albit die Tendenz zur Umkristallisation. Das bewirkt den wesentlich frischeren Eindruck der entsprechenden Gesteine.

Zwischen beiden Plagioklasarten bestehen Übergänge: um die «bestäubten» Albite ist oft ein sauberer Saum festzustellen.

Biotit. 5–25 Vol. %. Pleochroismus: n_x blaßbraun, n_z rotbraun.

Der Biotit hat die Farbe und auch die übrigen Eigenschaften mit dem Biotit aus Gesteinen der Tambodecke (Curciusazone) gemeinsam. Dadurch unterscheidet er sich wesentlich vom grünen Biotit, wie er im nächsten Gneis zu treffen sein wird.

Für den rotbraunen Biotit ist mit einiger Wahrscheinlichkeit ein voralpines Alter anzunehmen. Auf den alpinen Texturflächen ist er mechanisch stark beansprucht worden. Die ausgefranst, schlierigen, teilweise chloritisierten, seltener limonitisierten Aggregate sind dafür typisch. Parallel zu Spaltrissen und randlich sind überdies Verwachsungen mit feinen Epidotaggregaten zu beobachten. Schließlich kann festgestellt werden, daß der Biotit umso seltener ist, je umfangreicher die Umkristallisationen im Quarz-Albitgefüge sind.

Muskowit. 5–20 Vol. %.

Der Muskowit ist in seinem Auftreten und in seiner Menge abhängig von der Beanspruchung des Gesteins. In stark geschieferten Gneisen ist der Muskowit am häufigsten. Dort scheint er in den lagigen Glimmeraggregaten den Biotit teilweise oder ganz zu ersetzen und mit ihm zu verwachsen. Daneben findet sich der Muskowit in oder um Quarzaggregate. Wo deren Sammelkristallisation fortgeschritten ist, stellt man auch mehr und größeren Muskowit fest. Trotz der offensichtlich späten Muskowitbildung sind einzelne Täfelchen noch schwach verbogen.

G e f ü g e :

Struktur: grano- und teilweise lepidoblastisch.

Textur: verworren lagige Kristallisationsschieferung neben der noch erkennbaren mechanischen Schieferung.

Unter dem Mikroskop erinnert das Gefüge dieses Zweiglimmergneises häufig an ähnliche, noch zu behandelnde Gesteine der Curciusazone. Hier wie dort bildet es fast die Regel, daß der Quarz umkristallisiert ist, während sich der Plagioklas durch die stark wechselnden Verhältnisse von umkristallisiertem Albit zu reliktschem Albit-Oligoklas auszeichnet. Das Verhältnis zwischen beiden ist abhängig von der Stärke der tektonischen Beanspruchung des

Gesteines, die sich auch noch im Verhältnis Biotit/Chlorit und Biotit/Muskowit äußert.

b) Epidot-Biotitgneis

Dieser Gneis ist in seinem Vorkommen ziemlich auf die Giumel-lagegend und den dort ophiolithreichen Gadriolzug beschränkt. Er kann aber auch im Zusammenhang mit den am neuen Sträßlein südlich Suòssa aufgeschlossenen Grüngesteinen gefunden werden. Schließlich ist in der Val Gervano ein ähnliches Gestein noch als unbedeutende Schuppe gefunden worden, die möglicherweise auf noch südlichere Vorkommen hinweist.

Im Felde erkennt man den Epidot-Biotitgneis an seiner hellgrauen Farbe, die bei großem Epidotgehalt hellgrün werden kann, an seinem feinen Korn, dem frischen, oft massigen Eindruck und den feinen, zuweilen nur schwach geregelten, glänzenden Biotit-schüppchen. An einigen Stellen ist der Gneis gebändert. Helle La-gen zeichnen sich durch Albitreichtum aus, in grünlichen dagegen ist viel Epidot vorhanden, während dunklere Bänder durch ihren Biotit- und Chloritgehalt hervorstechen.

Mineralbestand:

HG: Quarz, Albit, Biotit

NG: Epidot, Chlorit

AK: Magnetit, Ilmenit/Leukoxen, Pyrit, Apatit, Granat

Beschreibung der Mineralien:

Quarz. 15–20 Vol. %, in Ausnahmen 10 Vol. %. Korngröße: 0,03–0,3 mm.

Meist tritt der Quarz in Nestern auf, die aus isometrischen oder länglichen, verzahnten und gelappten Körnern bestehen. Daneben sind Einzelkörner, ebenso wie xenoblastische Zwickelfüllungen zu finden. Überdies kann der Quarz feine Einschlüsse in den Albit-kristalloblasten bilden. Außer diesen Einschlüssen löscht aller Quarz undulierend aus.

Albit. 30–40 Vol. %, in Ausnahmen bis 70 Vol. %. Korngröße: 0,1–0,4 mm.

Der Albit stellt in diesem Gneis möglicherweise einen primären Bestandteil dar und scheint nicht erst durch die Metamorphose entstanden zu sein.

In der Regel tritt der Albit in unregelmäßig umgrenzten Aggregaten auf, in denen die Grenzen zwischen den einzelnen Körnern manchmal nur diffus angedeutet sind. Der eine Teil des Albites erscheint leicht «bestäubt» und stellt die ältere Generation dar. Innerhalb des gleichen Schliffes treten auch saubere Albite auf. Wo diese größere Aggregate bilden, füllt der bräunliche «Umwandlungsstaub» die Zwickel zwischen den sauberen Körnern oder findet sich an ihren Korngrenzen. Diese Erscheinung macht die Umkristallisation des Albites deutlich.

Eigenartigerweise kann selbst dort, wo sich der Albit in cm-dicken Lagen im Gestein anhäuft, keine Bildung von Albitporphyroblasten festgestellt werden, obwohl der umkristallisierte Albit häufig die typischen poikiloblastischen Einschlüsse von Quarz und Epidot aufweist. Eine Erklärung für das unterbliebene Wachstum von Porphyroblasten zu geben, ist vorläufig nicht möglich. Im Laufe von späteren Diskussionen wird das gehemmte Wachstum des Albites mit der nur geringen tektonischen Beanspruchung des Gesteines in Zusammenhang zu bringen sein.

Biotit um 10 Vol. %, Pleochroismus: n_x liches Braungrün, gelbbraun; n_z mistgrün, olivgrün.

Der Biotit bildet mäßig bis gut eingeregelter, gut individualisierte Täfelchen (ϕ um 0,4 mm), die weder stark verbogen oder zerfetzt sind, noch schlierige Aggregate bilden, wie das beim rotbraunen Biotit üblich ist. Der grünbraune Biotit macht selbst dort, wo er chloritisiert ist, einen viel frischeren (jüngeren) und weniger gequälten Eindruck als der rotbraune.

Eisenreicher Epidot. 5–25 Vol. %, in Ausnahmefällen bis 40 Vol. %.

Der Epidot kommt in zwei verschiedenen morphologischen Formen vor:

- als prismatische Körner (bis 0,3 mm lang und 0,03 mm dick), wobei ihre Längsachsen manchmal eine Striemung andeuten.
- als feinkörnige Massen, unregelmäßig umgrenzt, häufig flatschenförmig, mit Durchmessern bis zu 2 mm. Die Körnchen in diesen Massen zeigen keinerlei Kristallformen. An einer Stelle wurden in derartigen Epidotflatschen Reste von mm-großen, ausgefranzten Hornblendestengeln gefunden. Reste von Granat wurden dagegen nicht gefunden. Es finden sich auch keine Hinweise, daß

der Epidotreichum in Zusammenhang mit ehemals basischem Plagioklas steht.

Chlorit (Prochlorit). 5–20 Vol. %, Pleochroismus: n_x farblos, gelbgrün; n_z chloritgrün.

Der Chlorit tritt meist in einigermaßen parallelen Lagen auf, in denen die einzelnen Chloritblättchen verschieden orientiert sein können. Es ist typisch, daß es sich überall dort, wo der Chlorit ganze Lagen bildet, meist um pleochroitischen Prochlorit handelt.

G e f ü g e :

Struktur: granoblastisch, auch schwach lepidoblastisch.

Textur: verworren lagig-schiefrig, Kristallisationsschieferung zuweilen angedeutet. Ursprünglich war das Gestein wohl massig oder wies nur eine schwach gerichtete Textur auf.

K o n t a k t v e r h ä l t n i s s e u n d B ä n d e r u n g :

Auf der Giumella tritt der Biotit-Epidotgneis über dem etwa 20 m mächtigen Grüngesteinszug wechsellagernd mit «Chloritschiefern», Prasiniten und Amphiboliten in dm- und m-mächtigen Bänken auf. Die «Chloritschiefer» markieren dabei meist die mechanisch beanspruchten Grenzzonen zwischen Gneis und Grüngesteinen. Unter dem Mikroskop erweisen sich die «Chloritschiefer» als verschieferte Gneise mit völlig serizitisiertem Albit und ganz in Chlorit umgewandeltem Biotit. Der Albitanteil am Gesteinsvolumen kann dabei auf 10–20 % zurückgehen, während derjenige von Chlorit auf 50–60 % ansteigt.

Die bereits erwähnten epidot- und albitreichen Bänder sind ausgesprochen quarzarm, oft sogar quarzfrei. In solchen Fällen gleicht das Gestein auch im Dünnschliff vollkommen jenen (Biotit-) Epidot-Albitschiefern, welche als helle Bänder auch in ophiolithischen Gesteinen festgestellt werden können.

Auch die biotit- und chloritreichen Lagen sind quarzarm. Der Quarz tritt höchstens als Zwickelfüllungen und Einschlüsse im Albit auf. Letzterer ist umkristallisiert und bildet einschlußreiche Körner (ϕ 0,3 mm). Sie können einigermaßen isometrisch sein oder bevorzugt in Richtung der s-Flächen wachsen, welche durch Biotit und Chlorit (40 Vol. %) gebildet werden. Nur selten sind noch Relikte von «bestäubtem» Albit vorhanden. In bezug auf den Mineralbestand stimmen derartige Bänder mit den noch zu besprechenden

Prasiniten überein, nur daß jenen die typischen poikiloblastischen Albitporphyroblasten fehlen. Es ist jedoch zu beobachten, daß, sobald die chlorit- und biotitreichen Bänder etwa handbreit und mächtiger werden, sich solche Porphyroblasten entwickeln können. Derartige Lagen sind quarzfrei und chloritreich.

Leider gelang es nicht, den Biotit-Epidotgneis in genauere Beziehung mit den ophiolithischen Gesteinen zu bringen. Das innige Verhältnis zwischen beiden ist offensichtlich. Interessant wäre zu erfahren, ob die Kontakte primär genetischer Entstehung oder durch Kontaktwirkungen entstanden sind. Mit einiger Wahrscheinlichkeit darf eine dritte Möglichkeit, welche die Kontakte als rein tektonisch deuten würde, ausgeschlossen werden.

3. Die ophiolithischen Gesteine

Als Vertreter der petrographisch sonst recht mannigfaltigen mesozoischen Ophiolithe treten innerhalb des untersuchten Gebietes, in den beiden Uccellozonen und im Gadriolzug, nur Prasinite und Amphibolite auf. Gegen das Liegende und gegen das Hangende bilden die Ophiolithe gut abgegrenzte, flache, lagenförmige Körper, welche als leicht erkennbare Horizonte eine gewisse Konstanz im Nebengestein einnehmen. Eine Häufung solcher Horizonte zu komplexen ophiolithreichen Zonen, wie das etwa *Gansser* (1937) beschreibt, kann, wohl zufolge tektonischer Ausscherung, nicht beobachtet werden. Ophiolithe, deren Mächtigkeiten etwa 10 m und mehr betragen, können im Streichen häufig über Distanzen von mehreren hundert Metern konkordant im Nebengestein verfolgt werden. Dabei ist ein Anschwellen in der Mitte des Vorkommens und ein allmähliches Ausdünnen gegen seine Enden unverkennbar. Geringmächtige Ophiolithvorkommen besitzen auch nie eine große Ausdehnung im Streichen.

Mit Ausnahme der bereits erwähnten Kontakte zwischen Biotit-Epidotgneisen und Ophiolithen in der Giumellagegend und südlich Suòssa finden sich kaum ungestörte Kontakte von Ophiolithen mit ihrem Nebengestein. Die Grenzzonen, als bevorzugte Bewegungshorizonte, zeigen stets eine weitgehende mechanische Verschiebung. Die unmittelbar an die Ophiolithe der Bündnerschiefer grenzenden Gesteine sind häufig, aber nicht durchwegs kalkarme bis kalkfreie, phyllonitische (Ton-) Schiefer. Das trifft sogar dort zu,

wo das Nebengestein an sich kalkreich wäre. Die phyllonitischen Schiefer zeichnen sich u. a. durch ihre dunkle Farbe und ihren großen Gehalt an farblosem Chlorit aus. Sie sind etwa 20 cm bis 3 m mächtig und ihrerseits vom mechanisch weniger intensiv deformierten Nebengestein gut abgegrenzt. Ob die kalkarmen Gesteine, welche das Ausgangsmaterial der phyllonitischen Schiefer bildeten (z. B. Tonlagen), in einem Zusammenhang mit dem Auftreten der Ophiolithe standen, müßte in einem weniger metamorphen Gebiet geklärt werden. Die Grenzen zwischen Ophiolithen und Gneisen werden vielfach durch chloritreiche, verschieferte Gneise gebildet. Einzelheiten und Ausnahmen finden sich in den folgenden Abschnitten.

a) Die Prasinite⁷

Den Prasiniten kommt, sowohl punkto Mächtigkeit als auch punkto Ausdehnung, eine größere Bedeutung zu als den Amphiboliten. Die größten Prasinitvorkommen finden sich in der oberen Uccellozone (Pian d'Osso — Fregera und Doira — Gumezna). Im Gadriolzug zeichnen sich die Prasinite besonders in der Giumellagegend durch ihre besonderen Verbandsverhältnisse mit den Biotit-Epidotgneisen und den Amphiboliten aus. Im unteren Uccellozug sind ausgedehnte Prasinite auf die Züge östlich von Montzotent beschränkt. Gegen Süden zu verschwinden sie allmählich; in der Val di Anzone kommen nur noch vereinzelt dünne Prasinitlagen vor.

Mineralbestand:

HG: Albit, Chlorit

NG: Epidot, Biotit

AK: Hornblende, Ilmenit/Titanit, Magnetit (in Kontaktzonen mit dem Nebengestein: Kalkspat, Quarz, Muskowit, Serizit, Turmalin)

Beschreibung der Mineralien:

Albit. 35–60 Vol. %, Korngröße: 0,1–1,2 mm, Mittel um 0,5 mm.

Der größte Teil des Albites bildet die bekannten poikiloblastischen, nicht oder nur einfach verzwillingten Porphyroblasten. Es ist zu vermuten, daß die Porphyroblasten vorwiegend posttektonisch

⁷ Nach Definition von *Niggli und Gansser (1937)*.

gewachsen sind, da die Einschlüsse keine ausgesprochene Drehung anzeigen (Abb. 5). Ähnliche Albitporphyroblasten kommen in verschiedenen, z. T. bereits erwähnten Gesteinen vor, doch sind sie nirgends so weit verbreitet wie in den Prasiniten der Misoxermulde.

Die Porphyroblasten sind nicht immer nur rundlich, isometrisch, sondern können gebuchtet und gekerbt sein oder eine Längserstreckung in Richtung der Texturebenen zeigen. Diese Erscheinung könnte als Kristallisationsschieferung gedeutet werden, könnte ihren Grund aber auch darin haben, daß den Albitporphyroblasten als Spätbildung das Wachstum längs der Basisflächen von blätterigen Mineralien leichter fällt als quer dazu. Der Albit bildet sich stets im Chlorit oder im Biotit drin, nie in den Epidotmassen; dafür kommen wohl eher räumliche als chemische Ursachen in Frage. Die Einschlüsse in den Chlorit- und Biotitaggregaten, feiner Epidot und Titanit, ziehen als Wachstumseinschlüsse ungestört durch den Albit hindurch. Selbst die aller kleinsten, noch gar nicht porphyroblastisch entwickelten Albite zeigen diese typischen Ein-

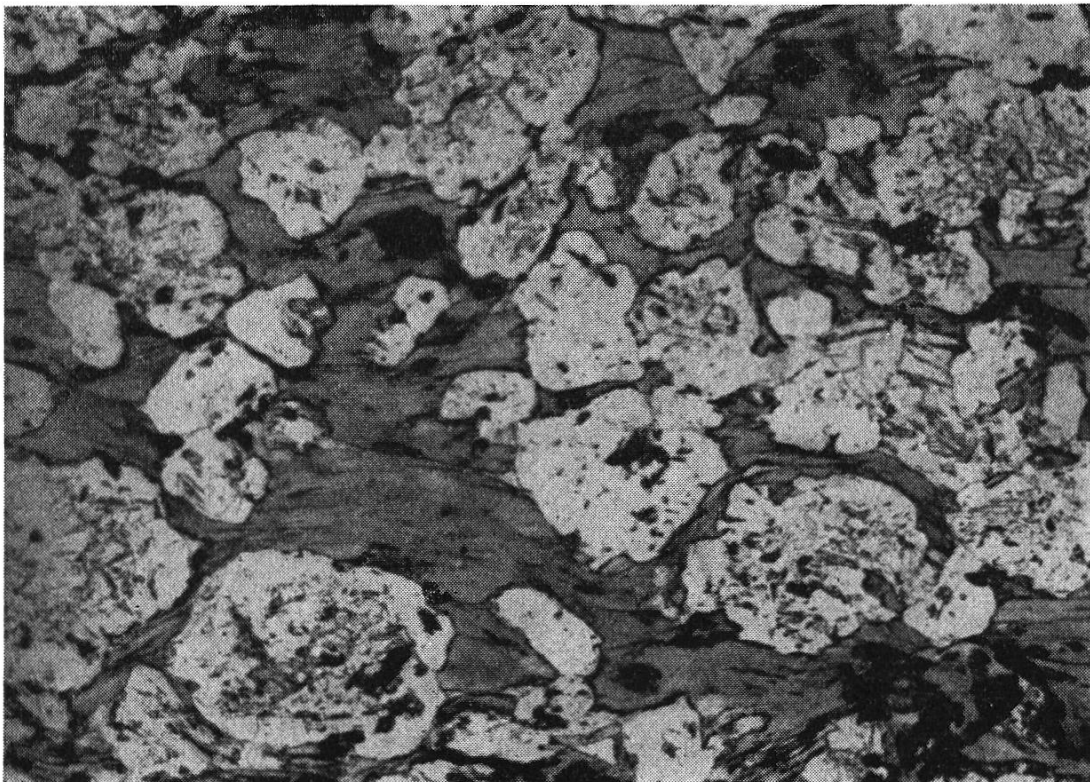


Abb. 5

Prasinit der Misoxermulde: (Vergr. etwa 30 ×)

Poikiloblastische, einigermaßen isometrische Albitporphyroblasten umgeben von Chlorit, Epidot und Erz.

schlüsse. Die poikilitischen Albitporphyroblasten sind immer streng auf die Prasinite beschränkt und greifen nie ins Nebengestein hinein.

Chlorit (Prochlorit). 30–45 Vol. %, Pleochroismus: n_x gelblichgrün, n_z chloritgrün.

Der Chlorit bildet verworren lagig angeordnete Aggregate verschiedenster Ausdehnung. An den Albitkörnern setzt der Chlorit stets scharf ab, «umfließt» sie nie und wächst auch nie in sie hinein. In seiner Gesellschaft kommen stets Epidot und Titanit vor.

Epidot. 5–15 Vol. %. Korngröße (winzigste Körner im Albit ausgenommen): 0,05–0,2 mm seltener bis 0,5 mm oder 1 mm.

Der Epidot ist zumeist eisenreich. Die kleinen Körner bilden Nester und Lagen, die größeren kommen einzeln vor. Ausgesprochene Stengel sind selten. Wo noch *Hornblendereste* vorkommen, finden sich diese als arg ausgefranste Fetzen von feinen Epidotmassen umgeben.

Biotit. 0–15 Vol. %, Pleochroismus: n_x blaß grünlichbraun, n_z olivgrün.

Der Biotit kommt in Lagen vor und ist fast immer mit Chlorit vergesellschaftet. Im Gestein wechseln im cm- und mm-Bereich häufig biotitreiche Lagen mit reinen Chloritlagen, was ihm ein gebändertes Aussehen verleiht. Die lagenweise Chloritisierung ist charakteristisch und zeigt die Bedeutung, welche den Lagen als Horizonte der Ummineralisation zukommt. Interessant wäre es zu erfahren, ob der Biotit primär zum Gestein gehört hat oder ob er ein metastabiles Produkt der Metamorphose ist.

Ilmenit / *Titanit*. Es treten sowohl Ilmenite mit Leukoxenrand als auch idiomorpher Titanit auf. Bezeichnenderweise findet sich in biotitreichen Prasiniten viel Ilmenit ohne Leukoxenrand, während in normalen Prasiniten Leukoxen gewöhnlich weit überwiegt. Titanit und Ilmenit kommen stets im Chlorit drin vor. Sie sind überaus charakteristisch für die Prasinite, wodurch sich diese von anderen chloritreichen Gesteinen, welche ebenfalls poikiloblastische Albitporphyroblasten aufweisen, unterscheiden.

G e f ü g e :

Struktur: lepidoblastisch mit poikiloblastischen Porphyroblasten, wenn Chlorit, bzw. granoblastisch wenn Albit überwiegt.

Textur: lagig-schieferig, zuweilen gebändert; bei Albitreichtum nahezu massig.

Die Prasinite sind an tektonische Horizonte gebunden und haben ihr heutiges Gefüge einzig der alpinen Metamorphose zu verdanken. Irgendwelche Gefügerelikte sind nicht zu finden. Sofern die Prasinite an ihren Grenzen zum Nebengestein nicht gefaltet sind, ist von ihrer ehemaligen mechanischen Deformation nur wenig zu sehen, weil das Gefüge in großem Umfange durch die späte Albitporphyroblastenbildung geprägt ist. Die Verschieferung, welche die Prasinite vor der Porphyroblastenbildung vermutlich in ihrer gesamten Mächtigkeit erfaßt haben muß, äußert sich noch in der lagigen Anordnung der übrigen Gemengteile, wie sie sich in Einschlußreihen auch innerhalb der Porphyroblasten abzeichnet. Am Prasinit von Fregera wurde beobachtet, daß sich die gewöhnlichen, chloritreichen Prasinite in den Randpartien befinden, während sich die in ihrem Mineralbestand möglicherweise zum Teil reliktsichen hornblende-, biotit- und epidotreichen Varietäten eher in den zentraleren Teilen finden. Ähnliches kann östlich Montzotent und in der Giumellagegend beobachtet werden, wo biotit- und besonders hornblendeführende Prasinite nur in den mächtigeren Vorkommen zu finden sind, während die kleineren frei davon sind.

b) Amphibolite

Amphibolite sind im untersuchten Gebiet auf den Gadriolzug sowie einige Vorkommen in der unteren Uccellozone beschränkt. In der oberen Uccellozone treten sie erst südlich vom untersuchten Gebiet zwischen Doira und Gumezna auf. Da in den Amphiboliten keines der Mineralien ein ausgesprochen postkinetisches Wachstum aufweist, ist ihre Verschieferung an den Grenzen zum Nebengestein leicht festzustellen. Manche Amphibolite sind von den erwähnten dunklen phyllonitischen (Ton-)Schiefern umgeben. Andere weisen randliche Prasinitzonen auf, wie das in der Giumellagegend und bei den Ophiolithen um Suòssa der Fall ist.

In größeren Aufschlüssen kann beobachtet werden, wie die Amphibolite selten über weite Bereiche einheitlich ausgebildet sind. Als regelmäßige Bänke und Lagen oder als unregelmäßige Schlieren und Nester nimmt man die Anreicherung bald dieser, bald jener Mineralien war. Petrographisch wären die extremsten solcher von der

durchschnittlichen amphibolitischen Zusammensetzung abweichenden Glieder als Hornblendeschiefer, Epidot-Hornblendeschiefer beim Fehlen und als Hornblende- und Epidot-Albitschiefer beim Vorherrschen von Albit zu bezeichnen.

Mineralbestand:

HG: Albit-Oligoklas, Hornblende.

NG: Chlorit, Biotit.

AK: Biotit, Ilmenit, Titanit, Magnetit, Pyrit, Kalkspat, Quarz.

Beschreibung der Mineralien:

Plagioklas. 15–30 Vol. %, zuweilen mehr als 40 Vol. %, selten nur 5–10 Vol. %. Korngrößen: 0,05–0,5 mm, vermutl. Albit und Oligoklas: opt. 2-achsig positiv od. neutral. Lichtbrechung: $\geq n$ von Kanadabalsam, $\leq n$ von Quarz.

Der Plagioklas bildet eckig-längliche oder auch rundliche, immer xenoblastische Körner; daneben füllt er Zwickel und Zwischenräume. Als deutliche Spätbildung weist er Wachstums-, aber nie Zersetzungseinschlüsse auf. Die einzelnen Körner können auch bis gut mm-große, rundliche, etwas zugespitzte Aggregate bilden. Zuweilen sind spindelförmige Porphyroblasten festzustellen, welche die Hornblenden zur Seite drücken. Diese Erscheinung zeigt deutlich, daß der Plagioklas die Tendenz zur Porphyroblastenbildung hat, diese wegen der hemmenden Hornblende aber nicht recht zum Durchbruch kommt.

Hornblende. 30–85 Vol. %, Korngröße: ϕ 0,02–0,2 mm, Länge 0,2–2 mm. Pleochroismus: n_x gelblichgrün, grün; n_z kräftig blaugrün. n_z / c 16° – 18° .

Die c-Achsen der einzelnen Hornblendestengel können entweder einigermaßen parallel oder aber frei von irgendwelcher Regelung sein.

Oft ist die Hornblende mechanisch und seltener auch chemisch angegriffen. Das zeigt sich an ihren ausgefranst Stengeln, an Sprüngen etwa senkrecht zur c-Achse sowie an der Umwandlung in Chlorit und Biotit. Wo viel Kalkspat ins Amphibolitgefüge infiltriert ist, etwa im Kontakt mit kalkreichen Bündnerschiefern, sind die Hornblenden auffallenderweise ganz blaß (Strahlstein?) und stark chloritisiert. Bei Pseudomorphosen sind sie vom Chlorit durch die höhere Doppelbrechung zu unterscheiden.

Epidot. 5–20 Vol. %, selten bis 40 Vol. %, Korngröße: 0,03 bis 0,5 mm.

Größere Körner treten einzeln auf, während die kleineren fleckig verteilt unregelmäßig gelappte oder länglich ausgezogene Aggregate bilden. Zusammenhänge mit ehemaligem Granat sind nicht festzustellen. Es kommen alle Glieder der Epidotreihe, sowohl eisenarme wie eisenreiche, vor. Im gleichen Schliff herrscht meistens die eine oder die andere Art vor. Größere Körner können sich zuweilen durch einen zonaren Bau auszeichnen, wobei vorwiegend eisenarme Kernpartien festgestellt werden.

Chlorit (Klinochlor). 5–20 Vol. %. Pleochroismus: schwach bis kaum wahrnehmbar, n_x gelblichgrün, n_z gelbgrün.

Chlorit kann als Umwandlungsprodukt um Hornblende oder um den seltenen Biotit auftreten oder selbstständige, umkristallisierte (?), mm-dicke, z. T. lagenförmige Aggregate bilden, in welchen er mit Epidot und Titanit vergesellschaftet ist. (In diesen stärkerer Pleochroismus: Prochlorit!) Chlorit tritt auch in kalkspatführenden Partien auf, welche nur wenig Hornblenden führen. Auch hier ist er wohl als Umwandlungsprodukt aufzufassen.

Falls die Chloritlagen eine genügende Ausdehnung haben und auch genug Albit vorhanden ist, bildet dieser poikilitische Porphyroblasten, so daß im mm-Bereich eigentliche prasinitische Lagen im Amphibolit drin entstehen.

c) Vergleich: Amphibolite – Prasinite

Hier soll nochmals kurz das Verhältnis zwischen Amphiboliten und Prasiniten diskutiert werden. Leider konnten keine chemischen Analysen ausgeführt werden, so daß man sich mit einigen Hinweisen, basierend auf den Feld- und mikroskopischen Untersuchungen, begnügen muß. Die nachstehenden Ideen bedürfen denn auch der weiteren Überprüfung und Bestätigung in analogen Gebieten.

Ausgehen hat man vom auffallendsten Merkmal der Prasinite, den postkinetisch entstandenen poikiloblastischen Albitporphyroblasten. Diese entwickeln sich anscheinend dort, wo der Albit dazu räumlich die Möglichkeit hat. Diese Möglichkeit bieten ihm in den Prasiniten die Mineralaggregate von Chlorit und Biotit. Diese Mineralien scheinen einer Porphyroblastenbildung weniger Widerstand entgegen zu setzen als andere. Hier muß allerdings ergänzt werden,

daß dieser für das Untersuchungsgebiet gültigen Tatsache, welche aus weiteren alpinen und außeralpinen Prasinitenvorkommen bestätigt wird, eine wichtige Beobachtung von *Diehl* (1938) entgegensteht. *Diehl* stellte nämlich die Bildung von Albitporphyroblasten ausgerechnet in hornblendeführenden Ophiolithen der Val d'Ollomont fest, während in den chloritreichen Partien solche fehlen. Diese Beobachtung unterstützt die Annahme, daß die Entstehung von Albitporphyroblasten nur soweit von den umgebenden Mineralien abhängt, als diese mit ihrem besonderen Habitus eine Porphyroblastese ermöglichen oder verhindern. Ein chemischer Zusammenhang kommt kaum in Betracht. So ist es durchaus denkbar, daß sich in besonders gefügten Hornblendeaggregaten Albitporphyroblasten entwickeln können. Leider fehlen bei *Diehl* die nötigen Gefügehinweise.

Um zu den Verhältnissen in den Misoxer Ophiolithen zurückzukehren, muß man annehmen, daß die Hornblende hier die Bildung von Albitporphyroblasten verhindert. Sobald aber durch ihre Umwandlung in genügender Menge Biotit oder Chlorit entstanden ist, wachsen darin die Porphyroblasten, und es bilden sich die prasinitischen Lagen. Durch umfassendere Umwandlung der Hornblende stände dann der Weg zur Ausbildung der ausgedehnten Prasinitvorkommen offen. Die im dm-Bereich eine Wechsellagerung von Amphiboliten und Prasiniten zeigenden Ophiolithkomplexe (Giumella, Montzotent) sowie jene Amphibolite mit randlichen Prasinitzonen wären dabei als Übergangsglieder zwischen den Amphiboliten mit lediglich mm-dicken Prasinitlagen und den mächtigen, abgesehen von gelegentlichen Hornblenderesten, reliktfreien Prasiniten zu betrachten.

Die Feststellung von *Diehl* (1938) (Albitporphyroblasten in hornblendeführenden Ophiolithen) zeigt, daß die Vorgänge der Diaphthorese von Hornblende und der Porphyroblastese von Albit voneinander unabhängig und deshalb zu trennen sind. So ist es auch zu erklären, daß poikiloblastische Albitporphyroblasten auch in ganz anderer als nur in «prasinitischer» Mineralgesellschaft gefunden werden.

Zusammengefaßt ergibt sich somit:

Die Prasinite verdanken ihre Entstehung zwei verschiedenen Vorgängen:

- einer Diaphtorese von Hornblende sowie
- dem davon unabhängigen porphyroblastischen Wachstum von Albit.

Die Albitporphyroblasten erhalten ihr Material wohl zum größten Teil aus den umkristallisierten Plagioklasen der Amphibolite. Daneben müssen aber noch andere Vorgänge (evtl. Stoffmigrationen) im Spiele sein, um die unterschiedlichen Anteile von Plagioklas am Volumen der Prasinite (30–60 %) und der Amphibolite (20–40 %) zu erklären.

4. Die mesozoischen Sedimentgesteine

Da bereits eingehende Arbeiten über die Petrographie von mesozoischen Gesteinen der Misoxermulde oder ähnlicher Zonen bestehen, bzw. im Entstehen begriffen sind, genügt ein kurzer Überblick.

a) Dolomite aus der Zone der Adulatrias und des Gadriolzuges

Diese Gesteine bestehen meist aus über 95 Vol. % Dolomitspat, welcher als kleine, im Durchschnitt etwa 0,1 mm große Körner vorkommt. Als Akzessorien können Muskowit, Quarz, Albit und Pyrit erkannt werden. Muskowit ist wohl erst durch die alpine Metamorphose entstanden, während der Quarz (evtl. auch der Albit) eher detritisch sein könnte, worauf seine rundlichen Kornformen hinweisen.

(Für die Gesteine aus der Andranazone sei auf die Besprechung analoger Gesteine im Kapitel «Splügenermulde» hingewiesen.)

b) Bündnerschiefer

Der Vielfalt der Bündnerschiefer im Großen entspricht eine ebenso große Vielfalt im mikroskopischen Bereiche. Sie kommt im Wesentlichen durch die Häufigkeitsvariation der Hauptgemengteile in weiten Grenzen sowie durch einige zusätzliche Erscheinungen der Metamorphose zustande. Es kann hier aber nicht darum gehen, auf diese Vielfalt einzugehen; besonders dort nicht, wo sie durch primär sedimentäre Schwankungen bedingt ist. Da die ursprünglichen Beziehungen der Gesteine untereinander ohnehin zerstört sind, müßte man sich selbst bei einer immensen Kleinarbeit mit

hier wenig aussagenden tabellenartigen Zusammenstellungen begnügen.

Beschreibung der Mineralien:

Kalkspat

HG in Kalkmarmoren: 85–98 Vol. %

HG in Kalkglimmerschiefern: 35–50 Vol. %

NG in Bündnerschieferquarziten und
anderen kalkarmen Bündnerschiefern: 5–15 Vol. %

Kalkspat kommt in folgenden morphologischen Ausbildungen vor:

- als Einzelkörner (ϕ 0,3–1 mm); meist verzwillingt, einigermaßen isometrisch oder mit der morphologischen Längsachse in die Texturebene eingeordnet bilden die Körner eine Pflasterstruktur. Diese Ausbildung trifft man überall dort, wo Kalkspat der wichtigste Hauptgemengenteil ist;
- als kryptokristalline Masse; lagig zwischen den übrigen Gemengteilen angeordnet. Diese Ausbildung ist dort zu beobachten, wo der Anteil des Kalkspates am gesamten Gesteinsvolumen unter etwa 25 % sinkt.

Quarz

HG in Bündnerschiefer-

quarziten: 80–90 Vol. %, ϕ 0,5 –1 mm

HG in Glimmerphylliten: 40–60 Vol. %, ϕ 0,05–0,2 mm

HG in Kalkglimmerschiefern: 15–35 Vol. %, ϕ 0,2 –0,6 mm

NG in Kalkmarmoren: 5–15 Vol. %, ϕ 0,1 –0,4 mm

Wie der Kalkspat, zeichnet sich auch der Quarz durch zwei morphologisch verschiedene Formen aus, wobei in Übergangsgliedern von Kalkmarmoren zu Kalkglimmerschiefern beide Formen im gleichen Schliff gefunden werden können.

Quarz kommt in folgenden Formen vor:

- als eckige, verzahnte (umkristallisiert), meist längliche Quarzkörner mit undulierender Auslöschung. Man trifft diese Körner in den lagenförmigen Quarzaggregaten, welche sich nur dort bilden können, wo dazu überhaupt genügend Quarz vorhanden ist (etwa 5 Vol. %). Möglicherweise bilden die Quarzaggregate ehemalige Sandlagen ab. In Quarziten beobachtet man überdies eine Quarzsammelkristallisation innerhalb der Aggregate. Ver-

antwortlich für die Um- und Sammelkristallisation kann wohl einzig die alpine Metamorphose sein;

- als rundliche, einigermaßen isometrische Einzelkörner mit einheitlicher oder nur wenig undulierender Auslöschung. Derartige Einzelkörner finden sich, mehr oder weniger regelmäßig verteilt, innerhalb des Kalkspatgefüges der Kalkmarmore und Kalkglimmerschiefer. Um die fehlende oder geringe Beanspruchung dieser Quarzkörner, veranschaulicht durch die einheitliche Auslöschung, zu erklären, könnte man ein plastisches Verhalten des Kalkspates gegenüber einsedimentierten Quarzkörnern annehmen, die dadurch vor einer Beanspruchung geschützt gewesen wären. Der detritische Charakter der Quarzkörner wird vor allem durch ihre rundlichen Formen deutlich gemacht. Autigene Quarzbildungen würden sich vermutlich durch eine Tendenz zur Idiomorphie auszeichnen.

Am Beispiel des Quarzes in den mesozoischen Gesteinen kann sehr klar die Selektivität der alpinen Metamorphose gezeigt werden, wovon in der Folge noch verschiedentlich die Rede sein wird.

*Muskowit*⁸

HG in Glimmerphylliten:	25–40 Vol. %
HG in Kalkglimmerschiefern:	10–25 Vol. %
NG in Kalkmarmoren:	5–10 Vol. %
UG in Kalkquarziten:	5 Vol. %

Durch seine Parallelanordnung kennzeichnet der Muskowit die makroskopisch auffälligen Texturflächen. Der Muskowit läßt in den meisten Fällen eindeutige Kristallisationsformen erkennen, so daß seine Entstehung wohl der alpinen Metamorphose zugeschrieben werden darf.

Serizit kommt nur untergeordnet, besonders in Phylliten vor, wo er durch geringe nachkristalline Bewegungen aus dem Muskowit entstanden ist, sowie in einigen zersetzten Feldspäten.

Chlorit (Klinochlor)

HG in Glimmerphylliten:	um 15–25 Vol. %
NG in Kalkglimmerschiefern und -quarziten:	um 5 Vol. %
n_x : farblos; n_z : farblos, schwach grünlich.	

⁸ Zur Definition Muskowit-Serizit vgl. S. 105.

«*Phlogopit*». Wo er überhaupt auftritt, immer unter 10 Vol. %.
 n_x : farblos, blassestes Gelb; n_z helles Rotbraun, warmes Bläßbraun.

Vorkommen: NG in Kalkmarmoren und Kalkschiefern, in Bewegungszonen sowie in einigen Karbonatquarziten.

Genauere Bestimmungen des «*Phlogopit*» wurden nicht ausgeführt. Es fällt jedoch die im Vergleich mit dem üblichen Biotit geringere Farbintensität sofort auf.

Auf der anderen Seite muß zugegeben werden, daß diese immer noch stärker ist als diejenige von eindeutigem *Phlogopit*. Interessanter als die Feststellung des Chemismus dieses hellbraunen Glimmers ist allein schon sein Auftreten, könnte er doch gewisse Hinweise auf die Stärke der alpinen Metamorphose im untersuchten Gebiet geben.

Biotit. Rotbrauner Biotit mit etwas intensiveren Farben als der «*Phlogopit*» tritt nur in dem auf Seite 23 bereits besprochenen Granat-Biotitschiefer auf.

Feldspäte (NG, AK, selten HG). Es handelt sich um mehr oder weniger stark zersetzten, detritischen Kalifeldspat und Plagioklas, die in sandigeren Partien innerhalb der kalkfreien Phyllite und besonders der kalkarmen Kalkglimmerschiefern vorkommen können. Die Feldspäte sind kaum je umkristallisiert, einzig in stark verschieferten Kalkglimmerschiefern finden sich in größeren, unfrischen Plagioklasen kleinere umkristallisierte Albite. Als weitere Ausnahme wäre noch der porphyroblastisch entwickelte Albit im Kalkmarmor von Pt. 1785.9 (Bellavista) südlich San Bernardino-Dorf zu erwähnen, sowie die von Gansser (1937) beschriebenen einschlußreichen Albitknötchen in kalkfreien Phylliten. Letztere treten im Untersuchungsgebiet nur lokal auf.

Akzessorien. Epidot und Klinoisit in wechselnder Menge aus Plagioklasumwandlung (z. T. NG), Turmalin, Pyrit, Titanit, Magnetit, limonitisiertes Fe-karbonat, Zirkon, Apatit und schwarzes Pigment in Kalkglimmerschiefern, Phylliten und gebänderten Kalkmarmoren.

G e f ü g e :

Struktur: grano- und lepido-, selten porphyroblastisch.

Textur: teilweise nahezu massig (Kalkmarmor), häufiger geschiefert (mechanisch und durch Umkristallisation), teilweise noch primär lagig.

Die Gefügebilder der verschiedenen Bündnerschiefertypen zeigen eine eindeutige, aber verschieden starke Prägung durch die alpine Metamorphose. Diese Prägung ist vom Habitus des Gesteines selbst sowie von seiner räumlichen Lage in Bezug auf die Bewegungsflächen abhängig.

Sedimentäre Reliktstrukturen sind bei den feinkörnigen, meist schon primär schieferigen kalkarmen und kalkfreien Bündnerschiefern mit Sicherheit keine festzustellen. Auch in den Kalkmarmoren sind wegen der Umkristallisation des Kalkspates im mikroskopischen Bereich, abgesehen von rundlichen Quarzkörnern, kaum sedimentäre Relikte vorhanden. Dagegen kann die manchmal feststellbare schwache Bänderung im Handstückbereich als sedimentäres Merkmal gelten. Auch im Dünnschliff deutlich, sind sedimentäre Reliktstrukturen im Gefüge von Kalkglimmerschiefern zu erkennen. Die oft zu beobachtende lagige Anordnung von Kalkspat mit eingeschlossenen rundlichen Einzelkörnern von Quarz und von Glimmern mit verzahnten Quarzaggregaten kann wohl auf eine primäre Wechsellagerung von kalkig-sandigen und tonig-sandigen Schichtchen zurückgeführt werden. Dies umso mehr, als eine derartige Anordnung der Mineralien nur in mechanisch weniger beanspruchten Gesteinen festgestellt werden kann.

D. Zusammenfassung

Die tektonische Einteilung der Misoxermulde in zwei bündnerschieferführende Einheiten und zwei Gneis-Triaszon, welche als ehemalige Basis der ersteren zu betrachten sind, konnte bestätigt werden. Als fünfte Einheit kommt die Andranazone dazu, welche mit ihrer Triasausbildung fazielle Ähnlichkeit mit südlicheren Elementen aufweist und als «Schmierhorizont» unter der überschobenen Tambodecke in Frage kommt.

Leider konnte kein Beitrag zur Klärung der Altersverhältnisse der mesozoischen Gesteine geleistet werden. Dagegen wurden die Einflüsse der alpinen Metamorphose an ihnen studiert und eine Deutung der Prasinite versucht. Eine Zusammenfassung der Metamorphose erfolgt erst nach der Besprechung der Splügenermulde und der Curciusazone.

IV. Die Splügenermulde

Die Splügenermulde als Trennung der Tambo- von der Surettadecke besteht im untersuchten Gebiet zum größten Teil aus triasischen, vor allem Karbonatgesteinen. Es muß vorausgeschickt werden, daß eine petrogenetische Diskussion der Karbonatgesteine nicht durchgeführt werden kann, da die dazu nötigen Untersuchungen den Rahmen der vorliegenden Arbeit bei weitem gesprengt hätten. Diese hat sich vor allem mit der tektonischen Gliederung der Muldenzone zu befassen. Weiter sollen die in der Misoxermulde gefundenen Prinzipien der alpinen Metamorphose bestätigt, ergänzt oder modifiziert werden.

Konnte *Zurflüh* (1961) für die Splügenermulde nördlich der Splüngenpaßhöhe ohne weiteres die von *Gansser* (1937) geschaffenen Begriffe «Knorrenzone» und «Areuezone» zu einer tektonischen Gliederung übernehmen und mit der neu geschaffenen «Andossizone» das Bild südlich von Monte Spluga abrunden, ist für das hier untersuchte Gebiet diese Einteilung nur mit den Änderungen zu übernehmen, die auf der nebenstehenden Übersicht dargestellt sind.

A. Die Bardanzone

Die basalen Gesteine dieser Zone, bisher zur liegenden Curciusa-zone gerechnet, wurden im Sommer 1958, bei der erstmaligen Begehung der Grenzgebiete um den Barnapaß⁹ und den M. Bardan, als etwas Besonderes erkannt. Es lag deshalb nahe, vorerst rein petrographisch und nur für den Feldgebrauch für die in Frage stehenden Gesteine die Bezeichnung «Bardanzone» einzuführen. Später wurde dann der ganze Umfang dieser Zone und ihre Bedeutung als vollwertige Einheit erkannt.

⁹ Mit «Passo di Barna» wird einzig auf der Landkarte der nördliche Übergang vom Barnakar nach Italien bezeichnet. Die Italiener bezeichnen die entsprechende Lücke als «Pass'Bardan», während sie in Mesocco häufig mit «Il Piött» bezeichnet wird.

¹⁰ Diese und ähnliche Gesteine bilden nicht nur die Basis der Bardanzone, sondern in gleich charakteristischer Weise die Unterlage der karbonatischen Trias über weite Räume der penninischen Alpen.

*Tektonisch-petrographische Gliederung der
Splügenermulde südlich von Monte Spluga*

<i>Strohbach</i>	<i>Gesteine:</i>	<i>Zurflüh (1961)</i>
Tignososchuppen (ähnlich Gesteinen der Bardan- und der Curciusazone)	<div style="display: inline-block; vertical-align: middle;"> <div style="display: inline-block; vertical-align: middle;">Biotitführende Paragesteine, grünl. quarzit. Gneise, Schiefer, Konglomeratquarzit und Quarzit</div> <div style="display: inline-block; vertical-align: middle; font-size: 3em;">}</div> </div>	<div style="display: inline-block; vertical-align: middle;"> <div style="display: inline-block; vertical-align: middle;">Stella-Timun Masse ähnlich verschieferten Roffnagneisen</div> <div style="display: inline-block; vertical-align: middle; font-size: 3em;">}</div> </div>
Andossizone	<div style="display: inline-block; vertical-align: middle;"> <div style="display: inline-block; vertical-align: middle;"> Rauhwacke, zellige Dolomit-Kalkspat- gesteine aschgraue, gebänderte, z. T. stinkende Kalk- marmore u. Dolomite gelbe Dolomite u. Kalkmarmore Rauhwacke, dunkle Schiefer Quarzit </div> <div style="display: inline-block; vertical-align: middle; font-size: 3em;">}</div> </div>	Andossizone
Bardanzone	<div style="display: inline-block; vertical-align: middle;"> <div style="display: inline-block; vertical-align: middle;"> weiße und graue z. T. gebänderte Kalkmar- more, weißliche und gebliche Dolomite, Rauhwacke grüne Cloritgneise und -schiefer, grünliche quarzit. Gneise und Quarzite¹⁰ </div> <div style="display: inline-block; vertical-align: middle; font-size: 3em;">}</div> </div>	
Grenze vorerst petro- graphisch definiert		
Curciusazone	<div style="display: inline-block; vertical-align: middle;"> <div style="display: inline-block; vertical-align: middle;">Paragneise und -schie- fer, Amphibolite, Orthogneise</div> <div style="display: inline-block; vertical-align: middle; font-size: 3em;">}</div> </div>	Curciusazone

kontinuierlicher
Übergang

Die Bardanzone besteht im unteren Teil vorwiegend aus einer wechsellagenigen Abfolge von grünen Chloritgneisen und -schiefern¹¹ und hellgrünen Quarziten nebst quarzitischen Gneisen. Die hellgrüne Farbe wird durch einen phengitischen Glimmer verursacht. Die stratigraphische Lage dieser Gesteine zwischen den Psammitgneisen der Curciusazone und den karbonatischen Teilen der Splügenermulde läßt in diesen Gesteinen metamorphe permische, evtl. untertriasische Ablagerungen vermuten. Unterstützt wird diese Ansicht durch verschiedene Untersuchungen im westalpinen Penninikum, wo analoge Gesteine als «néopermien» (Ellenberger, 1958), bzw. als «Permotrias» bezeichnet werden.

Über den grünen und grünlichen Gneisen, Schiefern und Quarziten folgen, teilweise in typischer Weise mit ihnen verschuppt, Rauhwacken, gebänderte und ungebänderte Kalkmarmore und Dolomite, die ebenfalls noch zur Bardanzone gerechnet werden sollen. In ihrer faziellen Ausbildung erinnern die Karbonatgesteine der Bardanzone an analoge Gesteine der Areuezone (Gansser, 1937¹², Zurflüh, 1961). Es soll jedoch vermieden werden, von einer Areuezone südlich des Splügenpasses zu sprechen. Auch wenn Bardanzone und Areuezone einst einen einheitlichen Faziesraum bildeten, so müssen heute beide Zonen wegen ihrer unterschiedlichen tektonischen Stellung unbedingt auseinander gehalten werden. Die Bardanzone befindet sich heute noch einigermaßen autochthon im Rücken der Tambodecke, während sich die bereits ursprünglich nördlichere Areuezone, von ihrer Unterlage losgerissen und vor der Tambodirne z. T. in Falten gestaucht, z. T. nach Norden verschleppt wurde.

¹¹ Um einen kurzen Namen zu erhalten, wird hier und in der Folge nur der Chlorit als charakteristisches Mineral zur Namengebung verwendet. Petrographisch genau wären die Gesteine als Epidot-Chlorit-Muskowitgneise und -schiefer zu bezeichnen.

¹² Aus der Arbeit von Gansser (1937) ist nicht nur eine fazielle Ähnlichkeit der Karbonatgesteine ersichtlich, sondern aus dem Einshorngebiet werden auch Gneise beschrieben und als westliche Fortsetzung der Areuegneise gedeutet, die den hier zu behandelnden Chloritgneisen sehr ähnlich sein müssen. Die Areuegneise der Typuslokalität selber lassen dagegen höchstens Gemeinsamkeiten mit dem Mineralbestand, weniger aber mit dem Gefüge der quarzitischen Gneise der Bardanzone erkennen.

1. Die untere Bardanzone

Damit wird der teilweise verschuppte und auch mechanisch stark beanspruchte Teil der Bardanzone bezeichnet, der zur Hauptsache aus den erwähnten grünen und grünlichen, evtl. permischen Gesteinen besteht. Diese bilden längs der Landesgrenze vom Pizzo Pombi bis zur Cima di Barna die Grat- und Gipfelpartien. Auf der italienischen Seite nehmen sie entsprechend dem allgemeinen Schichtfallen gegen Osten größere Flächen ein. Im Süden tangiert die untere Bardanzone im Untersuchungsgebiet von *Weber* noch den P. Pombi, während sie *Blanc* bis über den Averopaß verfolgen kann. Gegen Norden finden sich entsprechende Gesteine noch unter der Alpe dei Piani sowie südlich ob Vamlara anstehend. *Zurflüh* (1961) hat verzichtet, eine der Bardanzone entsprechende Zone auszuscheiden. Ihre Gesteine finden sich deshalb auf seiner Karte auch petrographisch nicht ausgeschieden, obwohl er sie verschiedentlich, wenn auch in anderem Zusammenhang, erwähnt.

Die Hangendgrenze der unteren Bardanzone ist wegen der häufigen Verschuppung mit Karbonatgesteinen der oberen Bardanzone nicht auf einen bestimmten Horizont festzulegen. Das wird auch nicht gefordert, denn die Bezeichnung «untere», bzw. «obere Bardanzone» deutet nur auf petrographische Verschiedenheiten in ein und derselben tektonischen Zone. Die Liegendgrenze der ganzen Bardanzone sei vorläufig zur Hauptsache petrographisch definiert. Allerdings besteht dadurch das Risiko, daß einzelne, Partien, die noch stärker mit ihrer stratigraphischen Unterlage verknüpft sein können als andere, mit diesen der Bardanzone zugeordnet werden. Die petrographische Grenzziehung hat aber den Vorteil, daß sich die Grenze mindestens kartographisch genau festhalten läßt. Wo zwischen der Cima di Barna und dem M. Balniscio eine gut 1 Meter mächtige dunkle Mylonitzone die Chloritgneise und -schiefer von den Psammitgneisen trennt, ist die Grenze auch tektonisch eindeutig.

Die Mächtigkeit der unteren Bardanzone beträgt unter dem Piano dei Cavalli etwa 80 m. Unter dem Pizzo Quadro sind es etwa 120 m, ohne die durch Überschiebung entstandene Verdoppelung gegen die südliche Terraingrenze zu berücksichtigen. Unter dem Pizzo Quadro, am Motto Alto und südlich von Morone, sind in der unteren Bardanzone Grüngesteine (Prasinite, Epidot- und Granat-

amphibolite) eingelagert. Sie können teilweise mit solchen der Curciusazone verglichen werden.

a) Grüne Chloritgneise und -schiefer

Über den Psammitgneisen der Curciusazone liegen überall konkordant dunkelgrüne, je nach dem Gehalt an hellen Glimmern, glänzende Chloritgesteine. Petrographisch lassen sie sich eindeutig von Gesteinen der Curciusazone unterscheiden. So fehlt ihnen der rotbraune Biotit vollständig, womit der Wechsel der Gesteinsfarbe sofort augenfällig wird. Im Felde kann allerdings die genaue Lokalisierung der Grenze dann Schwierigkeiten bereiten, wenn die obersten Gneise der Curciusazone stark beansprucht, d. h. phyllonitisiert und chloritisiert worden sind. Dadurch erhalten sie einen ähnlichen Habitus wie die hier zu besprechenden Gesteine der Bardanzone. Diese zeigen aber meistens ein kräftigeres Grün und einen verworren schieferigen Habitus im Gegensatz zu den strenger parallel texturierten Phylloniten. Eindeutiger als dieses letzte Merkmal, welches selbstredend auch innerhalb der Bardanzone auftreten kann, sind die nur mikroskopisch erkennbaren Relikte von rotbraunem Biotit, die in den verschieferten Gesteinen der Curciusazone noch dann und wann zu finden sind.

Die Anteile der einzelnen Mineralien sind in diesen Gesteinen starken Schwankungen unterworfen, so daß sie bald als Gneise, bald als Schiefer zu bezeichnen sind. In den letzteren kann der Chlorit auch den hellen Glimmer an Menge übertreffen. Typisch sind weiter stengelförmige Quarzaggregate mit der Längserstreckung in Richtung der b-Lineation (oft 3–4 Dezimeter) neben mehr flatschenförmigen Quarzaggregaten. Ob es sich um deformierte Gerölle handelt, wie das von einigen Autoren für gleichartige Erscheinungen geltend gemacht wird, darf angesichts der linealartigen Form dieser Aggregate bezweifelt werden. Umfangreiche Sammelkristallisationen ähnlich den Kalkspatlinealen in gewissen stark verfäلتeten Bündnerschiefern oder die Herleitung von ehemaligen Quarzklüften sind wahrscheinlicher. Im übrigen kennzeichnen alpine Quarz- und Chloritklüfte den ganzen Gesteinskomplex. Die Kluftrichtungen stimmen mit jenen der liegenden Gesteine der Curciusazone überein, wo sie aber meist taub sind.

Mineralbestand:

HG: Quarz, Albit, Muskowit, Chlorit.

NG: (Quarz, Albit), Phengit, Epidot, Kalkspat, Hornblende.

AK: Turmalin, Ankerit, Magnetit, Pyrit, olivgrüner Biotit, Granat, Apatit, Zirkon.

Beschreibung der Mineralien:

Quarz. 10–70 Vol. %. Korngröße: 0,05–0,2 mm, meist um einen Mittelwert von gut 0,1 mm streuend.

Quarz kommt als mehr oder weniger isometrische oder längliche, parallel der Texturebenen sich erstreckende Körner vor. Sie können lappig-buchtig ausgebildet oder verzahnt sein (Umkristallisation!), wenn sie in lagenförmigen Aggregaten zusammentreten, was die Regel bildet. Als Wachstumseinschlüsse sind in den Quarzkörnern häufig kleine Muskowitschüppchen, seltener auch Epidot zu beobachten.

In beinahe schon quarzitischen Partien kann der Quarz gegen drei Viertel des Gesteinsvolumens ausmachen. Als anderes Extrem der Schwankung des Quarzgehaltes findet man jene Gesteine, in welchen der Quarz oft nur noch die Zwickel zwischen den Albitkörnern ausfüllt. Mikroskopisch verändert das Gestein das Aussehen wenig, wenn die Summe Quarz + Albit einigermaßen konstant bleibt, so daß im Felde keine Grenzen verfolgt werden können. Aber auch im Dünnschliff wechselt das mikroskopische Bild kaum, da Quarz und Albit einander im Schliff sehr ähnlich sehen und allein oder zusammen die lagenförmigen Aggregate bilden können.

Albit. 5–60 Vol. %. Korngröße: je nach Ausbildung stark variierend (0,05–1,5 mm).

Der Albit tritt in den folgenden drei Ausbildungen auf:

- Ein Teil des Albites mag etwa zur gleichen Zeit wie der Quarz zusammen mit ihm in den beschriebenen Lagen umkristallisiert sein, wo er auch eine leichte Tendenz zur Porphyroblastenbildung zeigt. Dieser Albit löscht wie der Quarz undulierend aus, ist aber im Schliff durch seine leicht rötliche Färbung und gelegentliche Einschlüsse vom Quarz zu unterscheiden.
- Ein weiterer Teil des Albites bildet rundliche Körner, die zuweilen den Charakter von Porphyroblasten annehmen. Im Unterschied zum vorher erwähnten Albit fällt dieser durch seine Reinheit und die einheitliche Auslöschung auf. Das zeigt, daß er als

jüngste Kristalloblastenbildung nach einer leichten kataklastischen Beanspruchung anzusehen ist.

- Eine dritte Ausbildung des Albites ist in manchen Gesteinspartien recht auffallend. Es handelt sich um mikroskopisch erkennbare, gegen 1,5 mm große meist poikilitische Porphyroblasten (Abb. 6). Auch bei ihnen handelt es sich um späte Bildungen, die in diesem Fall meist unter Verdrängung von Muskowit und Chlorit entstanden sind. Erz und Epidot bilden als ehemalige Einlagerungen in den Muskowit- und Chloritaggregaten in ihrer ursprünglichen Anordnung Wachstumseinschlüsse im Albit. Selbst Falten und Wellen können mit Hilfe dieser Einschlüsse durch den Albit hindurch verfolgt werden, was deutlich zeigt, daß dieser jünger als die Gesteinsdeformation ist. Je nach Dimension der Muskowit- und Chloritaggregate ist die Form der Albitporphyroblasten verschieden. Solange diese in ihrer Ausdehnung die Dicke der meist lagenförmigen Aggregate nicht erreichen oder sich nicht gegenseitig im Wachstum hemmen, bilden sie ziemlich isometrische Körner. Wie die Albitporphyroblasten aber

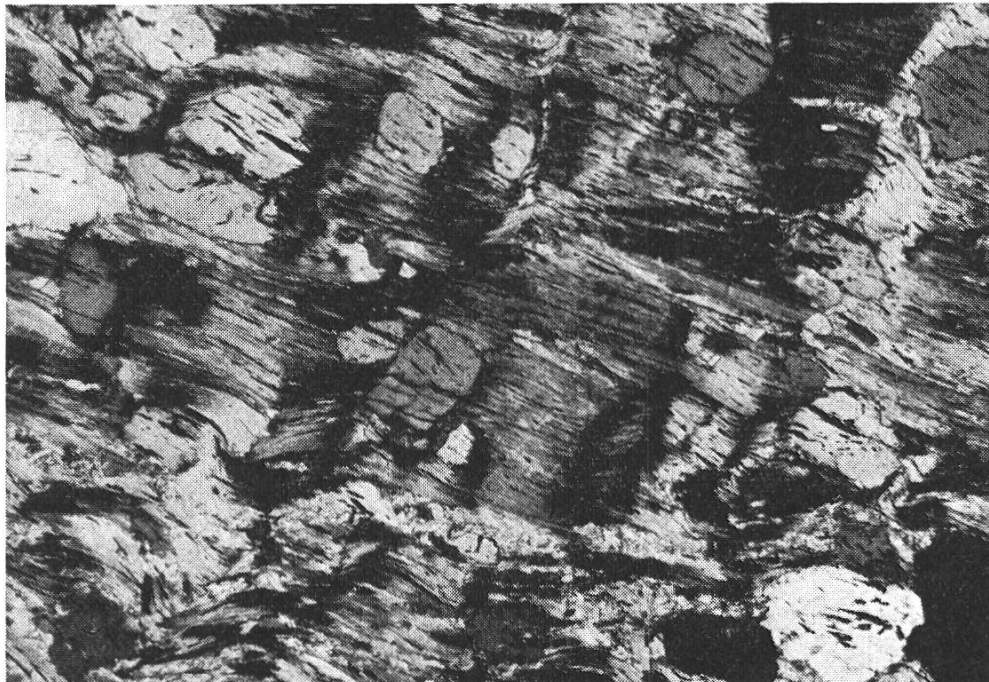


Abb. 6

Chlorit-Muskowitschiefer der Bardanzone: (Vergr. etwa 10 ×)

Ausschnitt aus einer Muskowitlage; Albitporphyroblasten mit Erzeinschlüssen, die vom verdrängten Muskowit übernommen wurden.

die Grenzen der Muskowit- und Chloritaggregate erreichen, wachsen sie kaum über diese hinaus, sondern nur in diesen selbst. Es entstehen so eher längliche Porphyroblasten. Vielfach ist zu

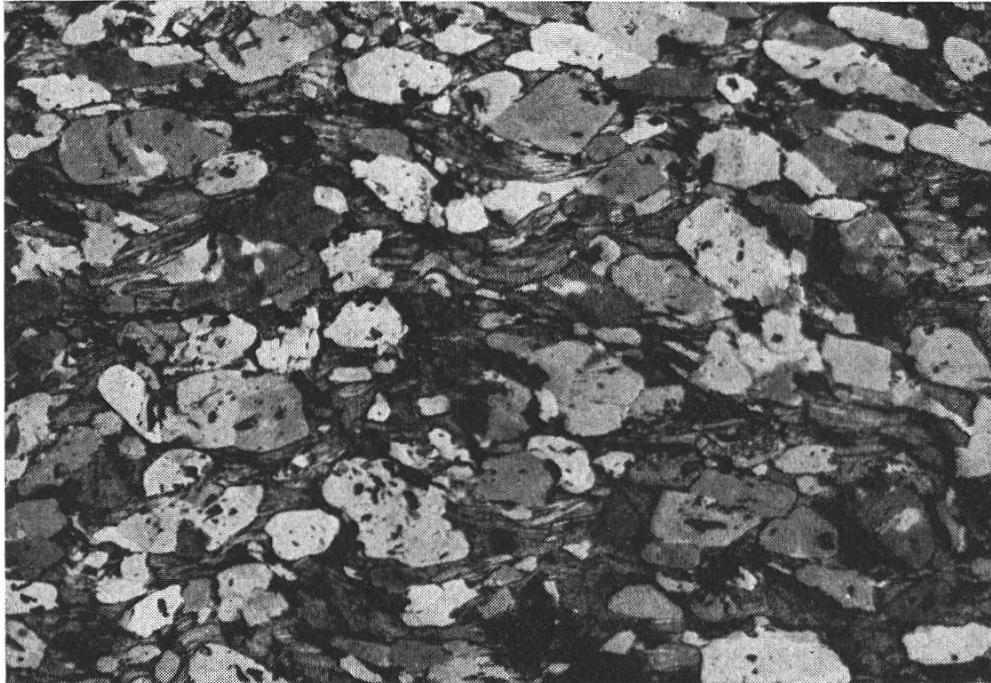


Abb. 7

Prasinit der Bardanzone: (Vergr. etwa 30 ×)

Albitporphyroblasten mit Erz- und Epidoteinschlüssen sind von Chlorit, Biotit und etwas Kalkspat umgeben.

beobachten, wie sie sich zwischen die Muskowitblättchen hinein verfangern. Diese Erscheinungen zeigen deutlich die räumliche Abhängigkeit der Albitporphyroblastenbildung von den Aggregaten der blätterigen Mineralien (vergl. Prasinite, Misoxermulde).

Aus dem Schliffbild könnte man vielleicht den Eindruck erhalten, daß die Porphyroblasten infolge einer Stoffzufuhr entstanden wären, für welche die Lagen der blätterigen Mineralien als Migrationsbahnen dienten. Unsichere Hinweise für eine eventuelle Stoffzufuhr von außen, einer eigentlichen Albitisierung also, wären im Feld nur an einer einzigen Stelle zu finden. Zwischen der Cima di Verchena und dem Pizzo Quadro fallen im Hangenden eines Biotitprasinites poikilitische Albitporphyroblasten auf. Vom Kontakt weg nehmen sie an Menge rasch ab und sind nach etwa 2 m ganz verschwunden. Diese Beobachtung steht im Gegensatz zu Feststellungen

innerhalb der Misoxermulde, wo die Albitporphyroblasten jeweils auf die Prasinite beschränkt sind. Die Ursache für diesen Unterschied liegt wohl weniger bei den Prasiniten selbst, als bei ihren Nebengesteinen. Sind das in der Misoxermulde vorwiegend kalkreiche, kalkarme und kalkfreie Bündnerschiefer neben den primär massigen Epidot-Biotitgneisen, so handelt es sich hier in der Bardanzone um lagig-schieferige Chloritgneise. Man könnte nun versucht sein, an eine unterschiedliche Wegsamkeit dieser Gesteine für migrierende Lösungen zu denken. Daneben muß aber auffallen, daß die Bündnerschiefer Albit höchstens als Übergemengteil aufweisen, während er in den Chloritgneisen der Bardanzone mengenmäßig oft den wichtigsten Hauptgemengteil darstellt. Durch seine Umkristallisation könnten ohne weiteres die in Frage stehenden poikilitischen Albitporphyroblasten gebildet werden. Auch in den Epidot-Biotitgneisen der Misoxermulde ist der Albit teilweise in poikiloblastische Körner umkristallisiert, nur scheinen dort die Voraussetzungen zu einer Bildung von Porphyroblasten nicht vorhanden gewesen zu sein.

Zwischen dem erwähnten Biotitprasinit und den Albitporphyroblasten in seinem (albitreichen) Nebengestein muß also kein chemischer Zusammenhang bestehen. Das erscheint umso gesicherter, als in anderen Horizonten gleich ausgebildete Albitporphyroblasten unabhängig von Prasiniten vorkommen. Immer ist dagegen eine starke tektonische Beanspruchung derjenigen Gesteine festzustellen, in welchen Albitporphyroblasten auftreten.

Muskowit. 10–30 Vol. %. Der Muskowit ist vorwiegend in Lagen und Flasern angeordnet, in welchen sich neben Chlorit nur wenig andere Mineralien finden; vor allem noch Erz und Epidot. «Ausgefrante» und gewellte Muskowitblättchen und kleine, quer zu den s-Flächen gestellte Muskowittrümmer zeigen, daß die Bildung des Muskowites vor den letzten Bewegungen erfolgt ist. Andere Muskowite dagegen zeigen weder Deformation noch sonstwelche Beanspruchung.

Phengit. In chloritarmen Übergangsgliedern zur Gruppe der Phengitgesteine kommt neben dem gewöhnlichen Muskowit auch grünlich pleochroitischer Phengit vor.

Chlorit (Prochlorit). 10–30 Vol. %. Deutlicher Pleochroismus: n_x hell gelblichgrün, n_z saftiggrün. Meist kommt der Chlorit zusammen mit dem Muskowit vor. Doch ist er später als dieser, mei-

stens erst nach der Verfältelung gebildet worden. Er ist oft quer in den Faltenkernen angehäuft, während er auf den Schenkeln an Menge zurücktritt. Der Chlorit ist neu (Prochlorit!) und nicht etwa durch bloße Diaphthorese aus Biotit entstanden. Auch fehlen ihm Erz und Rutileinschlüsse.

Epidot. 5–10 Vol. %. Eisenreicher Epidot ist in allen Schliffen in wechselnder Menge da. Klinozoisit untergeordnet.

Kalkspat. Kalkspat kommt stets in Lagen vor. Sein Anteil an den granoblastischen Quarz/Albitlagen kann in den rostigen Gesteinsgliedern mit eisenhaltigen Ca-Karbonaten bis 5 Vol. % betragen. Üblicherweise fehlt er aber ganz.

Hornblende. Korngröße: knapp 2 mm lange und 0,4 mm dicke Stengelchen. Pleochroismus: n_x gelblichgrün, n_z blaugrün; n_z/c 18° .

Hornblenden, die als dunkelgrüne Sprenkel im Gestein auffallen, treten in einem etwa 3 m mächtigen Horizont zwischen der Cima di Verchena und dem P. Montagna auf. An anderen Orten fehlt der Horizont oder wurde möglicherweise übersehen.

Erz. Das Gestein weist relativ viel Erz, besonders Magnetit und Pyrit auf. Es fällt auf, daß der Magnetit in chloritarmen Gesteinen oder auch in chloritarmen Lagen im Dünnschliffbereich häufiger auftritt als dort, wo viel Chlorit vorhanden ist. Das legt die Vermutung nahe, daß hier das Eisen und das Magnesium in den Chlorit aufgenommen wurde. Auch wenn eine Sammelkristallisation des Erzes möglich ist, spricht diese Beobachtung doch dafür, daß der Chlorit nicht unmittelbar aus Biotit entstanden ist.

G e f ü g e :

Struktur: grano- und lepidoblastisch, in einzelnen Horizonten finden sich die mehr oder weniger ausgeprägt poikiloblastischen Albitporphyroblasten.

Textur: lagig bis verworren schieferig, oft gefältet. Neben der Kristallisationsschieferung ist auch die mechanische Verschieferung zu erkennen.

In den durchschnittlichen Chloritgneisen wechseln 0,3–3 mm dicke Lagen eines granoblastischen Quarz/Albitgefüges mit Chlorit/Muskowitlagen von gleicher Dimension. Diese Wechsellagerung fällt auch mikroskopisch auf. Leider läßt sich eine primär sedimentäre Wechsellagerung durch keinerlei psammitische Reliktgefüge bewei-

sen. Auf der anderen Seite sind in den Gesteinen aber auch nirgends Anzeichen einer anderen als der alpinen Metamorphose festzustellen. Dadurch unterscheiden sie sich deutlich von den meisten Gesteinen der Curciusazone. Ein geringeres Alter der Chloritgesteine der Bardanzone wird als sehr wahrscheinlich angesehen. Weniger wahrscheinlich ist die Möglichkeit, daß «altkristalline» Gesteine im Rücken der Tambodecke als Folge dieser besonderen Lage eine stärkere alpine Prägung als im Deckeninneren erfahren haben könnten. Die stratigraphischen Übergänge der Chloritgesteine zur folgenden Gruppe der Phengitgesteine, die im Deckeninneren keinerlei Äquivalente besitzen, sprechen gegen diese Möglichkeit.

b) Grünliche Phengitgneise, -quarzite und -schiefer

Alle drei Gesteinsgruppen sind charakterisiert durch einen hellgrünen phengitischen Glimmer, wodurch sie sich von allen Gesteinen der Tambodecke unterscheiden, dagegen besonders in Dünnschliffen eine enge Verwandtschaft mit analogen Gesteinen des Adularrückens und der Misoxermulde zeigen. Untereinander lassen sich die drei Gruppen kaum scharf abgrenzen, da sie durch die Variation der Hauptminerale Quarz, Feldspat und Glimmer ineinander übergehen. Quarz und Phengit (auch im Übergang zu den Chloritgneisen) fallen durch allmähliche Veränderung ihrer Anteile auf, während Alkalifeldspat und Chlorit viel eher an scharfe Grenzen gebunden sind. Der Kontakt zwischen den chloritfreien quarzitischen Gesteinen und den Chloritgneisen und -schiefern scheint, wie mineralogische Übergänge zeigen, primär stratigraphisch zu sein. Tektonische Vorgänge haben erst in zweiter Linie mitgespielt, da sich die weniger kompetenten Chloritgesteine mechanisch anders verhalten als die kompetenteren Phengitgesteine.

Mühlemann (1928) erwähnt aus der Gegend der Cima di Verchena sog. «Mesoplagioklasgneise», welche den hier zu besprechenden Gesteinen entsprechen dürften. Er vermutet in ihnen «ein abgewandertes saures Differenziat», ohne aber irgendwelche Gründe dafür anzugeben. Solche lassen sich denn auch weder im Feld, noch im Dünnschliff finden. Im Gegenteil, es scheint die breite mineralogische Variation, die häufigen Gesteinswechsel sowie das Zurücktreten von dunklen femischen Gemengteilen gegen einen «Orthocharakter» dieser Gesteine zu sprechen.

Mineralbestand:

HG: Quarz, Phengit (Albit, Kalifeldspat)

NG: Feldspäte

AK: Epidot, Orthit, Titanit, Apatit, Magnetit, Pyrit, Karbonate

Beschreibung der Mineralien:

Quarz. Korngröße: 0,1–0,3 mm. Der Quarz tritt häufig als alpin umkristallisierte, mäßig verzahnte, isometrische oder in der Textur-ebene gestreckte Körner auf, die undulierend auslöschen. Nicht selten sind Einschlüsse von rötlichem Albit. Die Körner bilden meist Nester oder Lagen mit einer Ausdehnung von 1–3 mm. Wo die Umkristallisation weniger ausgeprägt ist, das Gefüge eine granoklastische Struktur beibehalten hat, sind auch bis zwei Millimeter große Quarzkörner zu treffen. Der randliche Saum kleinerer Quarze, welcher sie umgibt, ist wohl als Mörtelkranz zu deuten.

Phengit. Dieser hellgrüne Glimmer ist charakteristisch und fällt sofort auf. Die Glimmerblättchen sind fast durchwegs in die Schieferungs-, wie in die jüngeren Scherflächen eingeordnet. Herr Prof. Dr. E. Niggli in Bern hatte die Freundlichkeit, die folgende Bestimmung auszuführen, wofür ihm herzlich gedankt sei.

«Pleochroismus: farblos – hellgrün, $2 V_a = 32^\circ - 35^\circ$,
 $n_\beta \cong 1,590 - 1,594$ »

Vergleiche mit *Winchell* (1933) und *Tröger* (1956) lassen kaum daran zweifeln, daß es sich um Phengit handelt. Auffallend ist bloß, daß keine optisch einachsigen Körner gefunden wurden, obschon dieses Merkmal oft als typisch für Phengit angesehen wird (*Gansser*, 1937). Trotzdem handelt es sich in keinem Fall um gewöhnlichen Muskowit, worauf auch *Niggli* hinweist (briefl. Mitteilung).

Feldspäte. In den quarzitischen Gneisen («Beola») fallen 1–8 mm große Feldspat-Augen auf. Es handelt sich um Porphyroklasten von *Kalifeldspat*, die eine Verwachsung mit *Schachbrettalbit* zeigen. Dieser bildet sich als Rand um den Kalifeldspat oder als Inseln in diesem drin. Zuweilen kann er den Kalifeldspat stark überwiegen oder ihn gar ganz verdrängen.

Nicht oder nur einfach verzwilligter *Albit* kann mit dem Quarz zusammen und in ähnlicher Ausbildung wie dieser vorkommen und bis zu 25 % des Gesteinsvolumens einnehmen.

Gefüge:

Struktur: vorw. granoblastisch, teilweise lepidoblastisch oder porphyroklastisch.

Textur: verworren schieferig und flaserig, teilweise Kristallisationsschieferung; hin und wieder gewellt, seltener verfaltet.

Wie schon bei den Chloritgneisen und -schiefern sind auch hier keine Anzeichen von mehr als einer Metamorphose zu finden.

Interessante Einzelheiten des Gefüges werden in den folgenden Abschnitten noch erwähnt.

Gesteinsgruppen:

Plattige Quarzitgneise

Quarz	Albit	Kalifeldspat	Glimmer
45–55 Vol. %	bis 30 Vol. %	15 Vol. %	20 Vol. %

Diese Gesteine wurden früher an manchen Stellen gebrochen und unter der Bezeichnung «Beola» in den Handel gebracht. Heute ist noch ein einziger Steinbruch bei San Sisto in Betrieb. Die Mächtigkeit der «Beola» kann zwischen 2 m und 40 m schwanken. Der Übergang zum Nebengestein vollzieht sich meist rasch, weil die charakteristischen Feldspatäugen eine gute Begrenzung gegen oben und unten haben. Ob die feststellbare Repetition der «Beola» im Verband mit den Chloritgesteinen nur tektonischer oder evtl. auch stratigraphischer Art ist, kann infolge der begrenzten Aufschlüsse nicht entschieden werden.

Interessant ist das Gefüge der «Beola», weil diese dank ihrem Gehalt an Alkalifeldspäten noch Relikte aufweisen und an Phengitgneise der Misoxermulde erinnern. Hier wie dort wird durch die stark streuenden Korngrößen in Gesteinsgliedern mit weniger ausgeprägter Umkristallisation ein (sedimentär-)klastischer Eindruck hervorgerufen, und die mineralogische Zusammensetzung läßt ohne weiteres an eine metamorphe, fein heterogen körnige Arkose denken.

Glimmerquarzite

Quarz	Glimmer	Feldspäte
65–85 Vol. %	15–35 Vol. %	gelegentl. Akzessorien

Glimmerquarzite, knapp 100 m mächtig, bilden die Gipfel P. Montagna, Cima di Verchenna und P. Quadro. In der Schichtfolge liegen sie somit über den gneisigen Varietäten, der sog. Beola,

dürfen aber vielleicht als deren Fortsetzung nach Süden betrachtet werden, da die höhere Schichtlage durch eine Überschiebung bedingt ist. Auffallend ist in den Glimmerquarziten eine $1\frac{1}{2}$ –4 cm breite, hell-/dunkelgrüne Bänderung, welche aber verschwindet, sobald etwas Feldspat auftaucht. Auch Chlorit kann in wenig mächtigen Zwischenlagen ab und zu auftreten. Auf der Cima di Verchena sowie östlich vom Motto Alto, hinunter gegen Cresta, findet sich eine konglomeratische Lage von wechselnder, aber nur geringer Mächtigkeit (3–6 m). Es handelt sich um ovale Quarzknollen von 2–4 cm Durchmesser in der glimmerquarzitischen Matrix. Die Komponenten sind somit etwas kleiner als bei dem noch zu erwähnenden Konglomerat des M. Tignoso.

Phengitschiefer

Quarz

25–30 Vol. %

Phengit

65–75 Vol. %

Phengitschiefer treten untergeordnet zusammen mit den Glimmerquarziten auf Cresta auf, wo sie knapp $1\frac{1}{2}$ mm große zerdrückte Albitäuglein aufweisen. Durch den Phengitreichtum ist das Gestein auffallend grün.

c) Eingelagerte Karbonatgesteine

Die basale Bardanzone zeichnet sich verschiedentlich durch eingelagerte Linsen, Bänder oder plattige Körper von mehr oder weniger reinen Karbonatgesteinen sowie durch gelegentlichen Karbonatreichtum im Gefüge der chloritführenden Gesteinsglieder aus.

Chloritgneise mit karbonatreichem Gefüge (Kalkspat, Fe-Karbonate):

Die karbonatreichen Chloritgneise (untergeordnet auch -schiefer) sind an der beigen, rötlichen, oft rostigen Farbe sowie an der löcherigen Anwitterung leicht zu erkennen. Der Gehalt an Chlorit kann in diesen Gesteinen merklich abnehmen; oft ist das Mineral nur noch als einzelne grüne Sprenkel vertreten. Im ganzen Untersuchungsgebiet treten karbonatreiche Gneise verschiedentlich auf, doch lassen sie sich trotz aller Versuche nicht als Hilfsleithorizonte verwenden, denn über größere Flächen hinweg zeigen sie keine Horizontkonstanz. Aus tektonischen Gründen dürfte eine solche selbst dann nicht erwartet werden, wenn für den Karbonatreichtum primär sedi-

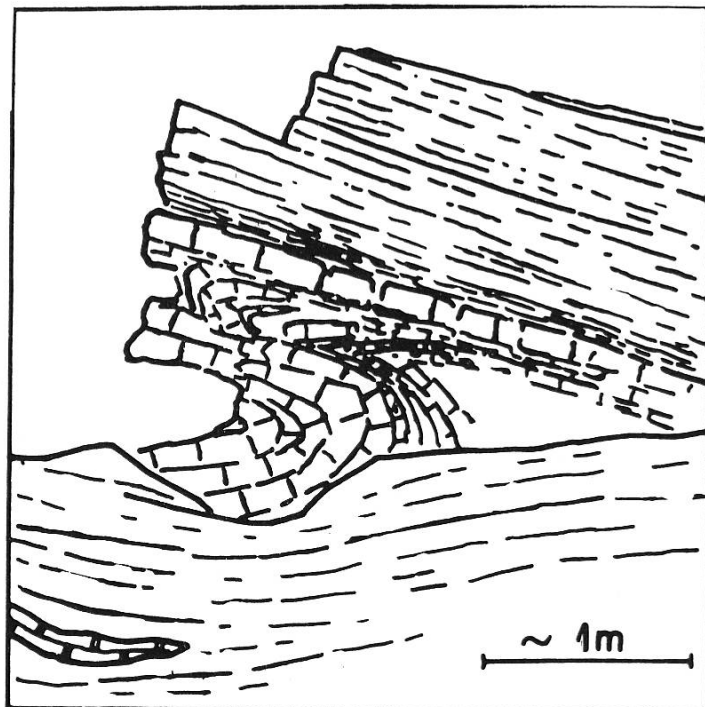
mentärer Ursprung verantwortlich gemacht werden könnte. Der läßt sich aber ebenso wenig nachweisen wie eine direkte Beeinflussung von etwaigen benachbarten Karbonatgesteinen her. Eine solche Wirkung, wo sie überhaupt festzustellen ist, geht nie über den Betrag von einigen Millimetern hinaus, während es sich hier um Dezimeter und Meter handelt. Zudem trennen fast immer mächtige karbonatfreie Gesteinsbänke die in Frage kommenden Karbonatgesteine von den karbonatreichen Chloritgneisen, zwischen denen eine engere Beziehung angenommen werden sollte.

Reine Kalkmarmorschmitzen:

Genetisch ebenfalls nur schwierig zu erklären sind fuß-, hand- und fingerdicke Bänder oder kompliziert geformte Schmitzen von weißem, grobspätigem Kalkmarmor, wie sie sich auf der Cima di Verchenca, östlich unter dem Pizzo Quadro sowie an anderen Orten finden. Es mag noch darauf hingewiesen werden, daß diese Marmorschmitzen zuweilen etwelche Ähnlichkeit haben mit ähnlichen Erscheinungen in Gneisen des Gadriolzuges und der unteren Uccellozone in der Gegend von Mesocco sowie mit den bekannten Marmorschmitzen der Aduladecke (*Frischknecht, 1924*).

Abb. 8

Aufschluß in der unteren Bardanzone
ungefähr 100 m nordwestlich Toiana
verschiefterte Chloritgneise und -schiefer mit eingeschuppten Kalkmarmoren und Dolomit.



Verschuppte Karbonatgesteine:

Um eindeutige Verschuppungen handelt es sich bei allen größeren Vorkommen von Karbonatgesteinen: Kalkmarmoren und Dolomiten. Das zeigen eindeutig ihre randlich verstärkt beanspruchten Gesteinsgefüge sowie die Faziesübereinstimmung mit Gesteinen der oberen Bardanzone. Stets sind die Karbonatgesteine nur mit der basalen Bardanzone, in keinem einzigen Fall mit der liegenden Curciusazone verschuppt.

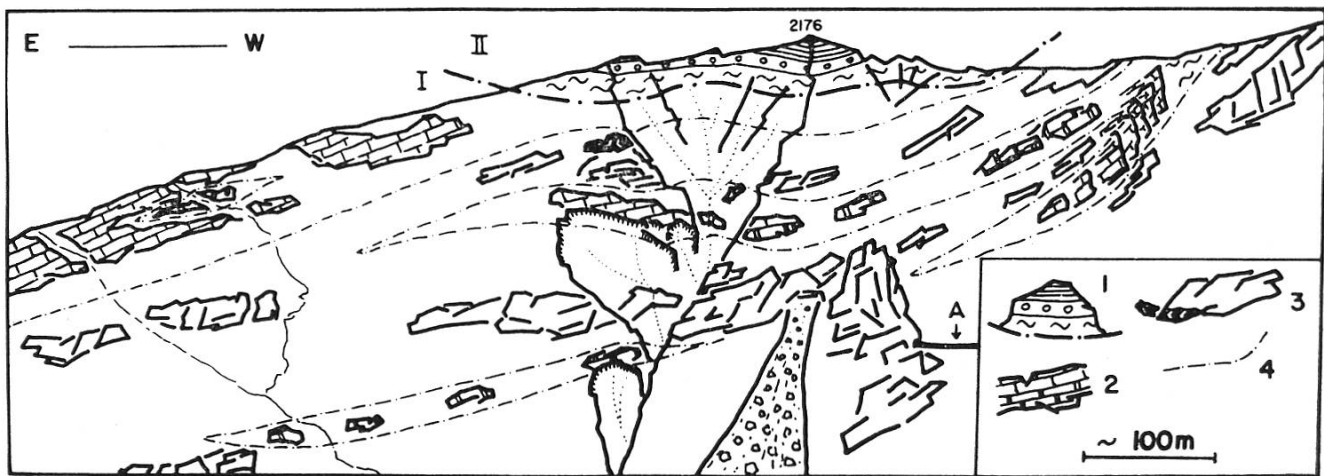


Abb. 9

Die Splügenermulde südlich von Morone

Schematische Ansicht vom M. Tignoso aus skizziert.

I Bardanzone:

- 2 Kalkmarmore und Dolomite
- 3 Phengit- und Chloritgneise, bzw. -schiefer
schwarz: Epidotamphibolit, Prasinit

II Andossizone:

- 1 dunkle, z. T. phyllonitische Schiefer
Quarzit
Rauhwacke
- 4 vermuteter Schichtverlauf
- A Hangkanal

Durch ihre isolierte Stellung leicht als etwas Besonderes erscheinend, sind bereits *Gansser* (1937) die Schuppen aus gebändertem Kalkmarmor mit Dolomitschmitzen auf M. Bardan sowie der Dolomit nördlich der Cima di Barna aufgefallen. Es handelt sich bei beiden Vorkommen um allertiefste Einschuppungen, wenig über der Curciusazone. In Wirklichkeit ist aber die ganze Bardanzone eine einzige, schwierig zu deutende Schuppenangelegenheit, wie das die Klippe südlich von Morone mit aller Deutlichkeit zeigt. (Vergl. Abb. 9.)

2. Die obere Bardanzone

Der obere Teil der Bardanzone, ebenfalls verschuppt, besteht vorwiegend aus Karbonatgesteinen. Ihre Zuordnung zur Bardanzone läßt sich nicht nur aus tektonischen, sondern auch aus faziellen Gründen rechtfertigen, sind sie doch deutlich verschieden von den Karbonatgesteinen der überschobenen Andossizone. Die Karbonatgesteine der Bardanzone treten in allen drei bekannten Triasklippen westlich Campodolcino auf. Neu wurde etwas Rauhwanke und Dolomit noch unter der Alpe dei Piani gefunden. Über die Grenze gegen die untere Bardanzone gilt das bereits Gesagte. Die Hangendgrenze ist eindeutiger bestimmt und wird durch die Basis der überschobenen Andossizone, meist grünlich-weißen Quarziten gebildet. Wo die Quarzite fehlen, können ihre hangenden dunklen Schiefer oder Rauhwancken die Grenze markieren. Die Mächtigkeit der oberen Bardanzone ist großen Schwankungen unterworfen. Sind ihre Karbonatgesteine im Süden von Morone zusammengezählt etwa 80 m mächtig, so trifft man gut 1 km nördlich davon, im Bach von Cusone, nur noch 10 m, weiter im Norden allerdings oft wieder bis zu 50 m an.

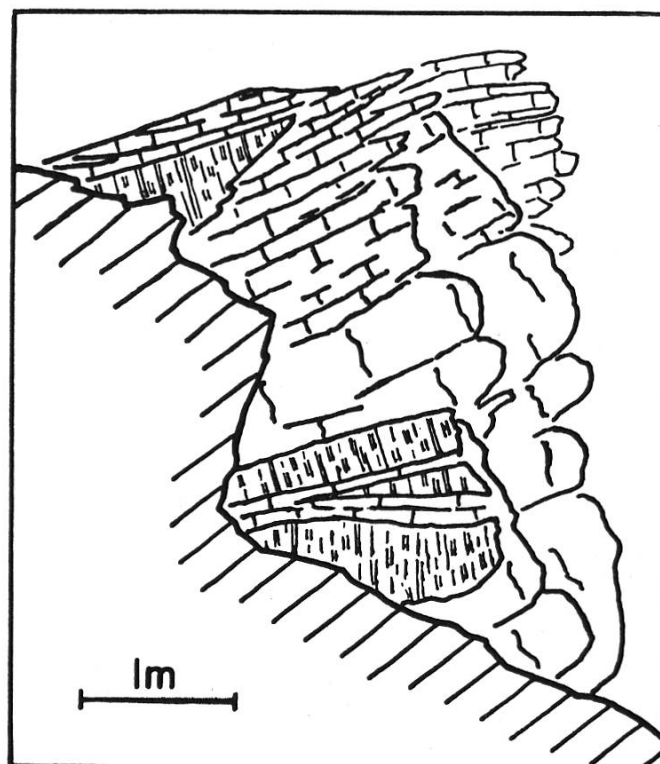
a) Kontaktverhältnisse

Die Verschuppung der oberen Bardanzone kann dort, wo sie nicht direkt zu beobachten ist, an der Unmöglichkeit stratigraphische Profile miteinander zu korrelieren, erkannt werden. Eine normale Altersfolge innerhalb der Karbonatgesteine läßt sich aus diesen Gründen nicht festlegen. Vergleiche mit der faziell ähnlichen Andossizone sind immerhin zulässig. Die Kontakte der Karbonatgesteine mit den Gneisen und Schiefen sind, sofern sie aufgeschlossen und überhaupt beobachtbar sind, recht mannigfaltig. Immer ist ihre mechanische Prägung, als Folge der Verschuppung oder bloßer Differentialbewegungen, unverkennbar. An kleinen Schuppen ist zuweilen eine Kontaktwirkung festzustellen, indem Kalkspat wenige Millimeter tief in das Nebengestein infiltrieren kann. Umgekehrt findet man in Kalkmarmoren unmittelbar am Kontakt etwas Quarz und Chlorit. Wo Rauhwancken als Grenzhorizonte auftreten (oft nicht einmal $\frac{1}{2}$ m mächtig), können die Bewegungen in diesen verlaufen sein. Die darüber und darunter liegenden Kalkmarmore oder Dolomite zeigen jeweils eine intensive Kakiritisierung. Am Kontakt von Kalk-

marmor und Rauhwacke kann festgestellt werden, wie jener zuerst grob und unregelmäßig geklüftet wird. Daraus werden dann einzelne eckige Bruchstücke. Diese werden allmählich kleiner, zwischen ihnen tritt immer mehr Gesteinsmehl auf, welches schließlich mit unscharfer Grenze zur Rauhwacke überführt. Die kakiritischen Kontakte können besonders gut im Bache östlich von Cusone studiert werden. Dort fällt als Neubildung in den tektonisch beanspruchten Rauhwackehorizonten oft reichlich meergrüner Fuchsit auf. An der Liegendgrenze der meist $\frac{1}{2}$ –3 m mächtigen Rauhwackehorizonte sind entsprechend Bruchstücke der liegenden Gesteine, häufig grüne Chloritschiefer, eingeschlossen, so daß der Eindruck von Brekzien entsteht. Die Rauhwacken, bzw. ihre Ausgangsgesteine, als Grenzhorizonte zwischen Gneisen und Kalkmarmoren dürften in ihrem Entstehen stratigraphisch bedingt und scharf gewesen sein. Dadurch aber, daß sie bevorzugte Bewegungshorizonte bildeten, auf welche sich die Gleitung im wesentlichen beschränkte, wurden die Gesteine im Liegenden und im Hangenden kakiritisiert und teilweise mit der Rauhwacke verknetet. Ist diese nur wenig mächtig, kann die Kakiritisierung das Hauptphänomen darstellen. Man darf sich dadurch aber nicht verleiten lassen und die Kakirithorizonte als direkten Kontakt zwischen Gneis und Kalkmarmor betrachten und der

Abb. 10

Aufschluß in der oberen Bardanzone
ungefähr 1 km nördlich
Alpe Zocana
weiße Kalkmarmore mit
geblichen Dolomiteinschal-
tungen und typischen rund-
lichen Anwitterungsformen.



Rauhwacke eine sekundäre Entstehung als sog. «tektonische Rauhwacke» zu schreiben, denn es können stark beanspruchte Gneis-Kalkmarmorkontakte festgestellt werden, welche nicht die geringste Rauhwackebildung aufweisen. Ebenso wenig dürfen die Rauhwacken mit Quarzit und Chloritgneiskomponenten als primär brekziös betrachtet werden, da in ihnen auch Komponenten von alpin marmorisierten Triaskalken eingearbeitet sind.

Es muß beigefügt werden, daß keineswegs alle Rauwackeaufschlüsse eine Vergesellschaftung mit Kakiriten zeigen. In diesem Fall zeigen die Rauwacken auch keinen brekziösen Habitus.

b) Vorkommen und Aussehen¹³

Unter dem Piano dei Cavalli ist die obere Bardanzone zur Hauptsache durch weiße, grobspätige, oft massige, 2–40 m mächtige Kalkmarmore vertreten. Sie sind an ihren rundlichen, wollsackartigen Anwitterungsformen besser und eindeutiger zu erkennen als am geschlagenen Handstück. Diese rundlichen Formen sind ein Kennzeichen der Bardanzone, denn sie fehlen den sonst ähnlichen Gesteinen der Andossizone, die eher zu eckig-kantigen Formen neigen. Gegen oben wird der weiße Marmor von einem löcherig, rauhwackenartig anwitternden Gestein abgeschlossen, welches aber nur im Nordosten des Piano dei Cavalli zu finden ist. Es entspricht in seinem Aussehen und Auftreten dem Gestein, welches auch im Hangendsten der Andossizone vorkommt und dort besprochen wird. Auch altersmäßig dürften sie sich entsprechen und die jüngsten noch vorhandenen Schichtglieder sein. Stellenweise tritt an der Basis der Kalkmarmore ein geblicher, stark geklüfteter Dolomit auf. Dolomitlagen, welche in angewitterten Flächen besonders auffallen, kommen in wechselnder Mächtigkeit, stets mit scharfen Grenzen, auch im Innern der Kalkmarmore vor (Abb. 10). In ihren oberen Teilen können die Kalkmarmore durch eine intensive hell-dunkle Bänderung auffallen, welche auf einer unterschiedlichen Pigmentierung des Gesteins beruht. Die Breite der Bänder schwankt gewöhnlich zwischen 1/2–10 cm, am häufigsten um 2–4 cm. Die einzelnen Bänder sind scharf voneinander abgegrenzt und die hell-dunkel Kontraste groß. Besonders die gebänderten Kalkmarmore zeichnen

¹³ Auf die grünen Gneise und Schiefer wird hier nicht mehr eingegangen.

sich auch durch unregelmäßig geformte Schmitzen, Schlieren oder Klumpen von gelblichem Dolomit aus. Durch ihre besondere Form und die geringeren Dimensionen unterscheiden sich diese Dolomitkörper von den schon erwähnten Dolomitlagen. Wo der Dolomit nicht einigermaßen isometrisch Knollen und Klumpen bildet, keilt er schwanzartig parallel der Bänderung aus. Zuweilen läßt sich ein solcher nur noch mm-dicker Dolomitenschwanz, mehrfach unterbrochen, noch dm-weit verfolgen. Es handelt sich hier um gleiche

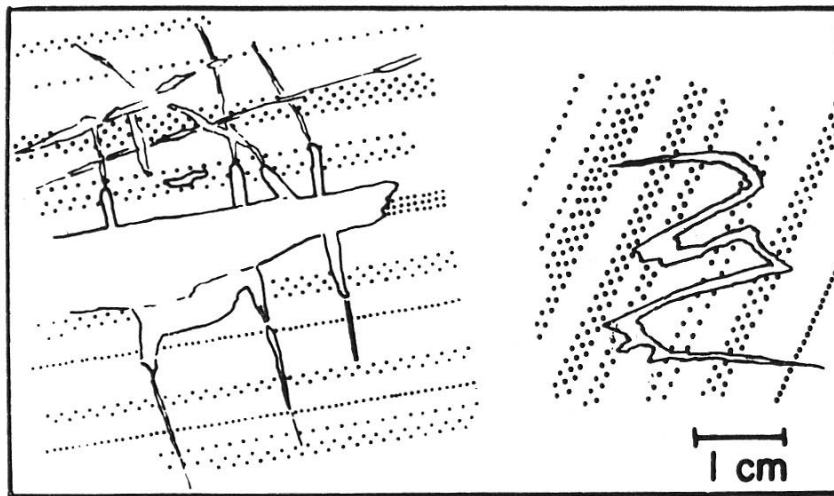


Abb. 11

Sekundäre Dolomitisierungserscheinungen

links: Bildung von gelblich anwitterndem Dolomit längs Klüftchen und Schichtgrenzen in primär gebändertem grau-beigem Dolomit

rechts: stylolitische Dolomitbildung in fein gebändertem leicht dolomitischem Kalk (dieser nur wenig marmorisiert).

Erscheinungen, wie sie auch in der Andranazone der Misoxermulde festzustellen sind. Eine eigentliche warvenartige Feinbänderung im mm- und cm-Bereich zwischen Dolomit und Kalk oder hellem und dunklem Dolomit allein findet man zuweilen auf dem Piano dei Cavalli. Die schlechten Aufschlußverhältnisse lassen darüber leider keine genaueren Aussagen zu. Gleiche Gesteine sind auch auf dem Triasrücken, südwestlich von Fornal, zu finden. Dort erkennt man, daß die feinen gelb-grau gebänderten vorwiegend dolomitischen Gesteine in begrenzten Horizonten auftreten. In diesen können sie auch verfaltet sein, während die liegenden und hangenden Gesteinsbänke davon nichts zeigen. Die Achsenrichtung dieser Kleinfältelung ist einer breiten Streuung unterworfen. Da sich Dolomit gegenüber mechanischer Beanspruchung spröde verhält, ist anzunehmen, daß die

Fältelung auf Rutschungen im noch nicht verfestigten Sediment zurück geht. Die feinen warvenartigen Gesteine sprechen dafür, daß in ihnen der Dolomit als sog. Primär- oder als Instantandolomit abgelagert wurde. Sekundäre Dolomitisierungserscheinungen sind daneben auf feinen Haarklüften zu beobachten. Ausgehend von unregelmäßigen, gelblich anwitternden Dolomitlagen, dringt gelblich anwitternder Dolomit in älteren, pigmentierten und darum gräulichen Dolomit vor. Daneben sind auch stylolitische Dolomitschlieren, schief zur feinen Schichtung, zu beobachten (Abb. 11). Neben diesen an sich interessanten, aber nur untergeordneten Gesteinen besteht der Triasrücken südwestlich von Fornal zur Hauptsache aus geklüfteten, gelblichen, leicht zuckerkörnig anwitternden Dolomiten mit geringmächtigen Kalkmarmoreinschaltungen. Der Dolomit ist in die Klippe südlich von Morone weiter zu verfolgen, wo er die tiefste Schuppe aus Karbonatgesteinen bildet. Über ihm folgen «beola»ähnliche Gneise, die gegen Südwesten auskeilen. Erst darüber dominieren die Kalkmarmore über die Dolomite. Die Kalkmarmore treten in der vom Piano dei Cavalli her bekannten Variation auf. Allerdings sind hier die rein weißen und gebänderten Kalkmarmore weniger mächtig. Dafür sind die zwischenlagernden Dolomite einiges bedeutender. Selbst in diesen obersten Karbonatgesteinen der Bardanzone findet sich nochmals ein gegen Osten auskeilender Span von phyllonitischen Chloritgneisen (über Morone mit Granat-Epidotamphiboliten und Prasiniten), quarzitischen Gneisen und Quarziten.

3. Zusammenfassung

Die Bardanzone stellt eine stark verschuppte tektonische Unter-einheit der Splügenermulde unmittelbar im Hangenden der Tambo-decke dar, dessen ursprüngliche Bedeckung sie möglicherweise darstellt. Aufgebaut wird die ganze Zone aus vermutlich permischen und untertriasischen Gneisen, Schieferen und Quarziten, nebst zur Hauptsache untertriasischen Karbonatgesteinen. Die Gesteine der Bardanzone zeigen fazielle Ähnlichkeiten mit solchen aus benachbarten tektonischen Einheiten (besonders Areuezone) und können bei fortgeschrittener Kenntnis dazu dienen, ein Bild von der Päläogeographie zur Perm- und Triaszeit im mittelpenninischen Raum Graubündens zu vermitteln.

B. Die Andossizone

Der Begriff «Andossizone» wurde von *Zurflüh* (1961) geschaffen. Wie aus der eingangs gegebenen Darstellung hervorgeht, wird der Name «Andossizone» in dieser Arbeit in einem engeren Sinn gebraucht, als von *Zurflüh* vorgeschlagen wurde; denn er bezeichnete damit einfach die ganze Splügenermulde südlich des Splügenpasses (Knorrenzone ausgenommen). Die Andossizone kann aber im untersuchten Gebiet ohne Schwierigkeiten von der ihr faziell ähnlichen Bardanzone getrennt werden. Die Andossizone dürfte im abgewinkelten Profil südlich an die Bardanzone anschließen.

Auf der Klippe südlich von Morone findet sich nur noch die Basis der Andossizone: etwas Quarzit, Rauhwanke und dunkle Schiefer. Für ein genaueres Studium der Andossizone kommt deshalb nur die Klippe des Piano dei Cavalli in Frage. Hier sind glücklicherweise im Bache östlich von Cusone die Gesteine dermaßen gut aufgeschlossen wie sonst nirgends mehr in der ganzen italienischen Splügenermulde. Allerdings darf ein hier gewonnenes Profil keineswegs als «Normalprofil» gelten, denn die über die Bardanzone weggeschobene Andossizone wurde zwar durch tektonische Vorgänge nur wenig kompliziert, dagegen in ihrer Mächtigkeit stark variiert. Das zeigt sich im Auskeilen einzelner Schichtglieder; ausgedehnte Verschuppung dagegen ist seltener. Diese Tatsache erlaubt eine einigermaßen gesicherte stratigraphische Altersfolge aufzustellen. Fossilien zu ihrer Datierung ließen sich keine auffinden. Sieht man aber von der geringeren Mächtigkeit der Gesteine in der Splügenermulde ab, so fällt deren frappante lithologische Ähnlichkeit mit der datierten Trias des Briançonnais s. l. auf. Darin ist es besonders die Zone der Vanoise (*Ellenberger*, 1958), welche am meisten Übereinstimmung mit der Splügenermulde zeigt. An beiden Orten reicht die Schichtreihe vom Skythian übers Anisian ins Ladinian. Darüber folgt in analoger Weise der Abscherungs- bzw. Überschiebungshorizont im untersten Karnian.

Die unter dem M. Tignoso knapp 200 m mächtige Andossizone besteht zur Hauptsache aus Karbonatgesteinen. Der Hauptabscherungshorizont ist nicht genau festzulegen, weil er nicht an ein bestimmtes Schichtniveau gebunden ist, sondern vermutlich schief von den grünen Chloritgneisen im Süden, durch die Quarzite in die un-

tere Rauwacke im Norden hinein verläuft. Die Hauptmasse der Quarzite sowie der Phengit- und Chloritgesteine dürfte deshalb als mehr oder weniger autochthone Bedeckung der Tambodecke im Süden zurückgeblieben sein. Im folgenden sei die Schichtreihe im Bach östlich von Cusone besprochen (Abb. Tafel 2), wobei in Klammern die vermutete Stufenzugehörigkeit angegeben wird.

1. Quarzite (*Skythian?*)

Weißer, durch Phengit auch schwach grünliche Quarzite bilden die Basis der darüber folgenden Karbonatgesteine. Im erwähnten Bachprofil sind die Quarzite etwa 40 m mächtig. Sie dünnen aber in jeder Richtung aus. Wo sie nicht anstehend zu finden sind, wird ihr Verlauf wenigstens durch ihren typischen Verwitterungsgrus angezeigt. An der Liegend-, wie besonders an der Hangengsgrenze, ist der Quarzit stark kakiritisiert. Die zentralen Partien sind mehr bankig ausgebildet, zeigen aber auch Spuren einer mechanischen Einwirkung.

Petrographisch sind die weißen glimmerarmen von den leicht grünlichen glimmerreicheren Quarziten zu unterscheiden. Beide Arten wechsellagern miteinander. Selbst die glimmerreichsten (um 10 Vol. %) erreichen nie den Glimmerreichtum von Quarziten der Bardanzone. Eine einzelne Quarzitbank zeichnet sich durch flachlinsenförmige Augen (ϕ 2–8 cm, Dicke: $\frac{1}{2}$ –2 cm) aus weißem Quarzit in einem Grundgewebe von grünlichem Glimmerquarzit aus. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine konglomeratische Bank.

Unter dem Mikroskop zeigen die Quarzite eine starke Prägung durch die alpine Metamorphose: granoblastische Struktur, ziemlich isometrische, rekristallisierte Quarzkörner, welche bezeichnenderweise in der Nähe der Glimmerlagen gelängt sind. Die Größe der Quarzkörner ändert lagenweise, was vielleicht noch ein sedimentäres Relikt ist. Daneben weist aber ein Verwischen der Korngrenzen auf beginnende Sammelkristallisation. Der helle Glimmer zeigt einen schwachen grünlichen Pleochroismus; es handelt sich wie in der Bardanzone um Phengit ($2V_a$: 30° – 40°).

2. Untere Rauhwacke (*Skythian?*)

Über dem Quarzit folgt eine in ihrer Mächtigkeit stark schwankende Rauhwacke, die durch tektonische Vorgänge teilweise brek-

ziös ist. Infolge Verschuppung tritt sie im Cusonebach und westlich davon zweimal, je etwa 10 m mächtig, auf. Die Trennung bildet ein in der bereits geschilderten Weise kakiritisierter eingeschuppter weißer Kalkmarmor der noch zu behandelnden aschgrauen Serie. An der Basis besteht die Rauhwanke manchmal aus feinem zerriebenen Grus, während höher im Hangenden «polygene Brekzien» vorkommen können.

In einer löcherig anwitternden rostfarbenen, karbonatischen Grundmasse, die möglicherweise als primäre Beimengung auch Quarz und Feldspäte enthält, finden sich haselnuß- bis kopfgroße, eckig-kantige Brocken von grünlichem Glimmerquarzit, weißem Quarzit, grünen Chloritgesteinen und geblichem Dolomit und Kalkmarmor. Die Tatsache, daß auch triasische, alpin metamorphe Kalkmarmore als «Komponenten» vorkommen, zeigt, daß auch diese Rauhwanke nicht primär brekziös sein kann.

Unter Pt. 2490, westlich M. Tignoso, fällt es auf, daß die Rauhwanke nicht rostig ist (für gewöhnlich durch limonitisierten Ankerit bedingt), sondern geblich und durch ausgedehnte Neubildung von Fuchsit, sogar leicht grünlich gefärbt ist. Unter dem Mikroskop erkennt man:

Mineralbestand:

HG: Dolomitspat, Kalkspat

NG: Fuchsit, Fe-haltige Karbonate

AK: Quarz, Feldspäte

Beschreibung der Mineralien:

Dolomitspat, Kalkspat. Dolomitspat (saubere Körner, 20–30 Vol. %) und eisenhaltiger Kalkspat, z. T. evtl. Ankerit (bräunliche Körner, 20–30 Vol. %) bilden als feine Körner (ϕ 0,05 mm) eine Art Matrix, in der sich neben den übrigen Mineralien vor allem der restliche Dolomitspat (30–50 Vol. %) in größeren Körnern oder Kornaggregaten findet.

Fuchsit. Opt. neg., 1-achsig. Pleochroismus: n_x gelbgrün, n_z blaugrün; in Schnitten senkrecht zur c-Achse bemerkt man gegen den Rand hin ein Aufhellen der Farbe und einen schmalen farblosen Saum.

Der Fuchsit ist als metamorphe Neubildung anzusehen und bildet schuppige, teilweise strahlige Aggregate, welche fleckenartig ver-

teilt sind. Makroskopisch erscheint er als kleine grüne Tupfen in der Rauhwanke. An den Grenzen zu Dolomiten kann er in einigen Fällen auch größere Blättchen bilden.

Feldspat. Zur Hauptsache handelt es sich um 0,05–3 mm große Bruchstücke von Schachbrettalbit, seltener von Mikroklin.

Die Feldspäte sind alle mehr oder weniger stark serizitisiert. Besonders diejenigen über 1 mm Größe bestehen eigentlich nur noch aus einem Restskelett von Feldspat ($\frac{1}{5}$ – $\frac{1}{3}$ des ursprünglichen Volumens), während der Rest von Serizit, Chlorit und Karbonat eingenommen wird.

Albit, Quarz. Beide Mineralien kommen als isolierte, eckige Körner in der Größe von 0,03–0,3 mm vor. Eine Unterscheidung ist oft nur konoskopisch möglich.

Es ist anhand des Dünnschliffbildes kaum zu entscheiden, ob Quarz, Albit und die übrigen Feldspäte als sedimentärer Detritus in die Rauhwanke hineingelangt sind, wie das *Zurflüh* (1961) annimmt, oder ob es sich um eine mechanische Einarbeitung handelt, wie das für die Gesteinsfragmente wahrscheinlich ist. Da aber die Kataklyse in den Nebengesteinen von bewegten Rauhwankehorizonten Kakirite lieferte, ist anzunehmen, daß sie auch Mineralbruchstücke lieferte, die in die Rauhwancken eingearbeitet wurden.

3. Dunkle Schiefer

Dunkle, meist schwarze und matte Schiefer bilden ein weiteres, bis zu 8 m mächtiges Schichtglied, welches über oder zwischen der Rauhwanke auftritt. Im Bache östlich von Cusone fehlen die dunklen Schiefer zwar vollständig, doch sind sie sonst auf dem ganzen Piano dei Cavalli zu treffen. Sie helfen mit, die Bardanzone von der Andossizone zu trennen.

Primär waren die dunklen Schiefer karbonatfrei. Besonders im Westen des Piano dei Cavalli sind sie aber stark von senkrecht zu den s-Flächen stehenden Kalkspatklüften durchsetzt. Von den Klüften aus kann Kalkspat parallel der s-Flächen ins Schiefergefüge eindringen.

Mineralbestand:

HG: Quarz, Serizit/Muskowit

NG: Pigment, Kalkspat (nicht primär zum Gestein gehörend)

AK: Plagioklas, Chlorit, Turmalin, Limonit

Einzelne Mineralien:

Quarz. Der Quarz kommt als einzelne, polygonal umgrenzte, meist einigermaßen isometrische Körner vor. Ihre Durchmesser schwanken zwischen 0,02–0,2 mm und löschen undulierend aus. Sie sind gleichmäßig im Gestein verteilt; eine Konzentration in lagigen Aggregaten ist kaum zu beobachten.

Serizit, Muskowit. Serizit und untergeordnet auch kleine Muskowitschüppchen bilden zusammen mit dem Pigment schlierige Aggregate, in denen sich die Quarzkörner befinden. Die Muskowitschüppchen sind schlecht orientiert, sie treten makroskopisch nicht in Erscheinung.

Pigment. Durch Glühen veränderte sich das Pigment nicht, so daß seine organische Herkunft mit Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden kann. Vermutlich handelt es sich um feinverteiltes Erz. In den pigmentreichen Zonen ist stets auch Limonit vorhanden.

Gefüge:

Struktur: lepidoblastisch

Textur: verworren schiefrig

Die dunklen Schiefer der Splügenermulde könnten punkto Zusammensetzung mit kalkfreien Bündnerschiefern der Misoxermulde verglichen werden. Letztere zeigen aber eine stärkere Metamorphose, was ihre Quarzumkristallisation und die Bildung von Muskowit zeigt.

4. Gelbe Dolomitserie (Anisian?)

(untergeordnet auch Kalkmarmore)

Über den dunklen Schiefen tritt in der Regel nochmals Rauh-
wacke auf, welche gegen das Hangende zusehends feiner und dolo-
mitischer wird. Die brekziösen Komponenten verschwinden, dafür
tritt grau-grünlicher Talk als metamorphe Neubildung in oft cm-
großen Blättchen auf (= «grünliche Schieferchen» nach Zurflüh,
1961).

Der Dolomit, welcher aus der Rauh-
wacke hervorgeht, ist an-
fänglich noch rostrot gefärbt, wird aber innerhalb von etwa 2 m
geblich. Im weiteren ist die total etwa 6 m mächtige Übergangszone
durch den bereits in der Rauh-
wacke auftretenden Talk gekennzeich-
net, der hier als dünne Häutchen die s-Flächen markiert. Im Dün-

schliff bemerkt man überdies noch etwas Quarz und Muskowit. Über der Übergangszone folgen dann knapp 40 m reinere, gelbe Dolomite mit brauner Anwitterungsfarbe. Im obersten Teil dieser Serie schalten sich drei, gut m-mächtige Bänke eines geklüfteten grauen Kalkmarmores ein. Die Dolomitlagen zwischen den einzelnen Kalkbänden sind oft boudinartig auseinander gezogen.

Im Osten des Piano dei Cavalli ist der ganze geschilderte Komplex sehr stark reduziert, während er im Nordwesten ganz fehlt. Sein tektonisch bedingtes Auskeilen kann östlich Pt. 2490, in der Wand übersichtlich aufgeschlossen, direkt beobachtet werden (Abb. 13).

Ein hellgelber Dolomit aus der Basis der ganzen Serie zeigt im Dünnschliff folgendes:

Mineralbestand:

HG: Dolomitspat

NG: Talk

AK: Quarz, Muskowit, Pyrit, Ankerit

Beschreibung der Mineralien:

Dolomitspat. Zirka 95 Vol. %, Korngröße: 0,02–0,1 mm. Vorwiegend isometrische Körner, welche mit angenähert ebenen Flächen aneinander grenzen. Zwillinge sind selten. Hin und wieder auch xenomorpher Dolomit in Kornzwickeln.

Talk. Epimetamorphe Neubildung auf den s-Flächen. Charakterisch: geringe Härte, grau-grünliche Farbe mit Perlmutterglanz, kleiner Achsenwinkel ($2V_a$ 10° – 20° , teilweise 0°).

Kalkspat. Ab und zu eine schwächliche, mehrfach unterbrochene Lage.

Quarz. Korngröße: 0,1–0,3 mm. Eckige, xenomorphe Körner mit geraden Rändern. Hin und wieder kleinere Einschlüsse, besonders von Glimmer. Einheitliche Auslöschung!

Ankerit. Bedingt, da limonitisiert, die rostige Farbe des Gesteines an der Grenze zur Rauhwaacke.

Gefüge:

Pflasterstruktur:

Textur: Der Dolomit für sich wäre nahezu massig. Er wird aber von Talk-Glimmerlagen durchzogen, die einen plattig-schieferigen Eindruck bedingen.

5. Aschgraue Kalkmarmor-Dolomitserie (Ladinian?)

Über einem knapp 1 m mächtigen, rauhwackeähnlichen Grenzhorizont («mittlere Rauhwacke») folgt über den gelben Dolomiten ein grauer, grob marmorisierter Stinkkalk als Basis einer westlich von M. Tignoso etwa 80 m mächtigen, wechsellvollen Serie von Dolomit und Kalkmarmor. Über San Sisto, westlich Alpe Zoccana, ist die ganze Serie tektonisch auf einige Meter reduziert (Abb. 12). Östlich unter Pt. 2490 ist sie als Folge einer Aufschiebung noch unter die gelben Dolomite gelangt. Aus Abb. 13 ist das ersichtlich; nochmals wird hier die Bedeutung der Rauhwacke, bzw. ihres Ausgangsgesteines, als Gleithorizont deutlich.

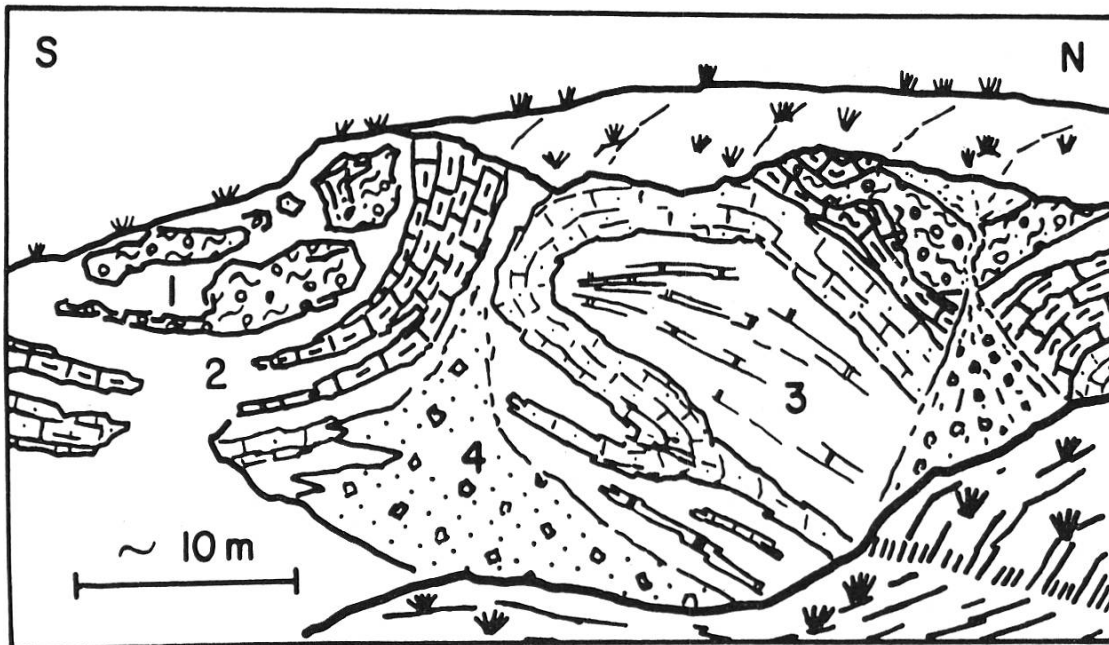


Abb. 12

Aufschluß in der Andossizone

ungefähr 400 m südwestlich Alpe Zocana

Andossizone disharmonisch verfaltet und tektonisch auf wenige Meter Mächtigkeit reduziert

- 1 Obere Rauhwacke
- 2 Kalkmarmore der aschgrauen Serie
- 3 Dolomite und Kalkmarmore der gelben Serie
- 4 Untere Rauhwacke

Die aschgraue Anwitterungsfarbe ist für die ganze Serie typisch. Rundliche Anwitterungsformen und grober Blockschutt sind ihr fremd (Gegensatz zu ähnlichen Gesteinen der Bardanzone). Dagegen

bilden ihre mehr eckigen Trümmer ausgeprägte graue Schutthalden, welche an ostalpine Triasgebiete gemahnen. Als weiteres, nicht zu verachtendes Erkennungsmerkmal dienen Edelweisse, welche massenhaft, aber nur auf den Gesteinen dieser Serie, rund um den M. Tignoso gedeihen. Stark stinkende Kalkmarmore, wie sie in der ganzen Schichtreihe ab und zu vorkommen, bilden ein weiteres Charakteristikum. Es sind häufig die dunklen Partien, welche beim Anschlagen einen penetranten Geruch aufweisen.

Die Wechsellagerung von Dolomit und Marmor ist ähnlich wie in der Bardanzone und sehr oft recht intensiv. Der eher weißliche Dolomit bildet mm- bis dm-dicke Lagen im Kalkmarmor. Am Gesamtvolumen übertreffen die Kalkmarmore die Dolomite aber beträchtlich. Zentimetergroße Knollen und Schmitzen von Dolomit im Kalkmarmor, wie sie für die Bardanzone typisch sind, fehlen. Dafür sind kleine, 1–3 mm große Dolomitaggregate typisch, welche in grauem, wenig marmorisiertem Kalk weißlich herauswittern und auf

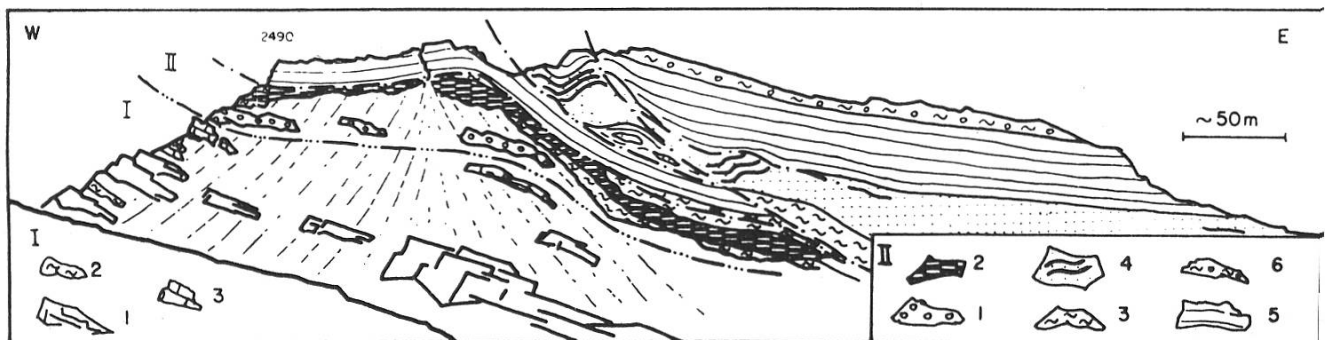


Abb. 13

Die Splügenermulde nordöstlich dem Passo di Barna
Schematische Ansicht skizziert vom Pt. 2275 aus
Aufschiebung und Schuppung innerhalb der Andossizone

I Bardanzone:

- 1 Phengit- und Chloritgneise, bzw. -schiefer
- 2 Rauhwanke
- 3 Kalkmarmor, untergeordnet auch Dolomite

II Andossizone:

- 1 Weißer Quarzit
- 2 Dunkle Schiefer
- 3 Untere Rauhwanke
- 4 Gelbe Serie: Dolomite mit Bänken von Kalkmarmor
- 5 Aschgraue Serie
- 6 Obere Rauhwanke

den ersten Anschein Fossilien vermuten lassen, was aber nicht zutrifft. Im übrigen sind die Kalkmarmore häufig gebändert. Die hell- und dunkelgrauen Bänder scheinen aber meist etwas verwaschen und zeigen geringere Kontraste, womit sie sich von sonst gleichen — und vermutlich auch gleichaltrigen — Gesteinen der Bardanzone unterscheiden. Überdies können in der Andossizone die hellen Bänder einen rosaroten Ton aufweisen (Hämatit).

Von den mikroskopischen Untersuchungen läßt sich die folgende Zusammenfassung aufstellen (gilt auch für entsprechende Gesteine der Bardanzone):

Weiß und gebänderte Kalkmarmore

Mineralbestand:

HG: Kalkspat

AK: Quarz, Albit, Muskowit, Pyrit, Pigment

Beschreibung der Mineralien:

Kalkspat. 90—98 Vol. %, Korngröße: 0,3—0,6 mm.

Einigermaßen isometrische oder gelängte Körner, welche an den Grenzen ab und zu schwach miteinander verzahnt sind. Zwillingslamellen sind in weißen und hellgrauen Partien die Regel, fehlen aber in dunkelgrauen Lagen mit starker Pigmentanhäufung.

Quarz, Albit. Bis 5 Vol. %.

Wenn der Albit nicht verzwillingt ist, sind beide Mineralien nur mit dem Konoskop zu unterscheiden.

Der Quarz bildet einigermaßen isometrische, rundliche Körner, die einheitlich auslöschen. Der Albit ist teilweise ebenfalls rundlich. Wo er dagegen polysynthetisch verzwillingt ist, ist er idiomorph und sehr rein (sym. Auslöschung für (010) : 18°).

Genau wie bei den Bündnerschiefermarmoren im Misox dürften die rundlichen Albit- und Quarzkörner detritischer Herkunft sein, was dagegen für den seltenen idiomorphen Albit nicht anzunehmen ist.

Muskowit. Bis 5 Vol. %, gleichmäßig im Gestein verteilt.

Pigment. Ohne spezialisierte Untersuchungen ist es nicht möglich, die Natur des fein verteilten und in den dunklen Bändern angehäuften Pigmentes festzustellen. Bianconi (1961) hat das Pigment von gebänderten Triasdolomiten aus dem Gebiet des Campolungo-Passes (TI) untersucht. Er kommt zum Schluß, daß es sich nicht um or-

ganisches Material handelt und daß auch Rutil und Pyrit auszu-schließen sind. Es wird irgendein Erz vermutet.

Hellgraue Dolomite

Diese Gesteine sind äußerst rein und bestehen zu 98–100 % aus feinen, in der Regel etwa 0,03 mm großen Dolomitspatkörnern.

Gebänderter Dolomit

Es handelt sich bei den gebänderten Dolomiten um hellere Lagen, welche sozusagen nur aus Dolomitspat bestehen, und etwas dunklere Lagen von dolomitischem Kalk (etwa: $\frac{3}{4}$ Kalkspat, $\frac{1}{4}$ Dolomitspat). Es ist zu vermuten, daß die Wechsellagerung im mm- und cm-Bereich primär sedimentär ist.

In einem Beispiel konnte beobachtet werden, wie die Bänderung durch spätere Marmorisierung zerstört wird. Diese Beobachtung steht im Gegensatz zu den gebänderten Kalkmarmoren, wo die Marmorisierung die Bänderung keineswegs zerstört. Als Ursache der Marmorisierung kommt aber in diesem Beispiel hier weniger die regionale Metamorphose als vielmehr eine kleine lokale Störung durch einen unbedeutenden Bruch (Versetzung: einige Millimeter) in Frage. Im Dünnschliff ist noch zu bemerken, wie die Körner des Dolomitmarmores in ihrer Größe stark schwanken (0,5–3 mm) und zudem ineinander verzahnt sind, was bei Kalkmarmoren kaum festzustellen ist.

6. Löcherige und zellige Rauhwanke (unt. Karnian?)

Genau wie in der Bardanzone folgt auch hier über den aschgrau anwitternden Kalkmarmoren und Dolomiten eine bis 15 m mächtige Rauhwanke. Morphologisch ist die Grenze leicht zu erkennen, da die Rauhwanke viel weicher ist und zurückwittert. Von den tieferen Rauhwancken unterscheidet sie sich durch das Fehlen von brekzienartigen Kakiriten, durch die vorwiegend gelblich-weiße Farbe und die zuweilen zellige Struktur. Es ist noch beizufügen, daß der Name «Rauhwanke» nicht immer ganz berechtigt ist, denn es handelt sich vielfach erst um eine «beginnende Rauhwanke». Bedingt durch verschiedene Exposition ist die Rauhwankebildung nicht überall gleich weit fortgeschritten. Im Feld sind alle möglichen Zwischenstadien anzutreffen. An der Oberfläche ist der Kalkspat mehr oder weniger stark weggelöst, so daß der gelbe, mehlige Dolomit zurückbleibt. Er kann zellige Strukturen bilden.

Die obere Rauhwacke dürfte das jüngste Schichtglied der Splügnermulde sein, denn in ihr erfolgte die Überschiebung der Surettadecke, möglicherweise auch eine Abscherung von jüngeren Sedimenten, die heute nördlich des Rheinwaldes zu suchen wären (Gelbhorn-Decke). Eine zweite Interpretation, daß die obere Rauhwacke älter als die darunter liegenden Schichtglieder und als eingeschuppter «Schmierhorizont» analog der Andranazone zu betrachten sei, scheint weniger wahrscheinlich.

Mineralbestand:

HG: Kalkspat, Dolomitspat

AK: Ankerit, Quarz, Albit, Muskowit, Klinochlor, Pyrit (zum Teil limonitisiert).

Beschreibung der HG:

Kalkspat. Um 60 Vol. %, seltener bis 80 Vol. %.

Der größte Teil des Kalkspates bildet eine bräunlich pigmentierte Matrix ohne ausgeprägte Körner. In ihr ist der kleinere Teil des Kalkspates als gut abgegrenzte Körner eingebettet; zuweilen zeigen letztere Pseudomorphosen nach Dolomitspat.

Die Unterscheidung von Kalk- und Dolomitspat wurde mit Hilfe einer Färbung mit Alaunhämatoxylin durchgeführt. Betrachtet man die gefärbten, also aus Kalkspat bestehenden Partien bei starker Vergrößerung, so bemerkt man, daß die Färbung nicht gleichmäßig ist. Gefärbt werden nur dendritisch verzahnte Flecken, welche etwa $\frac{2}{3}$ der ganzen Masse ausmachen, während der Rest ungefärbt bleibt und aus Dolomitspat besteht.

Dolomitspat. 20–40 Vol. %, Korngröße: 0,05–0,5 mm.

Neben dem oben erwähnten Dolomitspat im Füllgewebe bildet er eckige, z. T. idiomorphe Körner, von welchen vor allem die größeren von Rissen durchzogen sind. Gegen den Kalkspat sind die Körner von einem braunen, fein radialfaserigen Saum von etwa 0,02 mm Breite umgeben. Dieser Saum bleibt auch dann zurück, wenn der Dolomitspat ganz oder teilweise durch den Kalkspat verdrängt worden ist.

C. Die Gneise und Quarzite des M. Tignoso

Der M. Tignoso bildet eine Klippe aus Gneisen mit einer Quarzitbasis, welche auf der obersten Rauhwacke der Andossizone liegen,

d. h. auf sie überschoben wurden. Diese tektonische Stellung hat dazu geführt, daß der M. Tignoso zur Surettadecke gerechnet wird. In dieser Arbeit wird der Ausdruck «Surettadecke» bewußt vermieden und dafür die Bezeichnung «Tignososchuppen» eingeführt. Selbstverständlich muß diese Bezeichnung vorerst auf das Untersuchungsgebiet beschränkt bleiben.

Die ganze Tignosoklippe ist aus Gesteinen aufgebaut, wie sie in ähnlicher Ausbildung auch unmittelbar unter dem karbonatischen Teil der Splügenermulde zu finden sind. An der Basis der Klippe liegt ein charakteristischer Konglomeratquarzit. Etwa pflaumen- bis faustgroße, gerundete Quarzknollen geben ihm durch ihre z. T. rosa-rote Färbung, bedingt durch Hämatitstaub auf Rissen, ein besonderes Gepräge. Die großen Komponenten liegen in einer psammitischen bis psephitischen Matrix, welche zu etwa drei Vierteln aus Quarz besteht, während es sich beim Rest um zersetzte Feldspäte und grünlichen, phengitischen Glimmer handelt. Die ganze Konglomeratbank ist etwa 6–8 m mächtig. Der Kontakt mit dem Liegenden ist nirgends aufgeschlossen. Gegen oben geht der Konglomeratquarzit in gewöhnlichen, aber stark kakiritisierten Glimmerquarzit über, welcher nochmals etwa 8–10 m mächtig ist. Das Vorkommen der Konglomerate an der Basis des Quarzitkomplexes deutet darauf hin, daß dieser normal und nicht etwa verkehrt liegt.

Die Grenze zwischen beiden Gesteinen ist nicht aufgeschlossen. Die quarzitischen Gneise sind grünlich, manchmal auch grünlich-weiß und zeigen oft quarzitische Bänke. Einzig durch die manchmal stärkere Verschieferung unterscheiden sich die etwa 50 m mächtigen quarzitischen Gneise des M. Tignoso von der «Beola» und ihren verwandten Gesteinen in der Bardanzone. Chloritgneise und -schiefer fehlen dagegen am M. Tignoso. Dafür folgt im Hangenden der quarzitischen Gneise eine verschuppte, etwa 10meterige Bank von Psammitgneis mit auffälligen Biotitschüppchen. Darüber finden sich nochmals quarzitische Gneise von knapp 20 m Mächtigkeit, über welchen eine 1½ m dicke Mylonitzone und auf dieser wiederum graue Psammitgneise folgen, wie sie ähnlich auch unter der Bardanzone vorkommen und hier den Gipfel des M. Tignoso bilden. Der Verband zwischen Psammitgneisen und quarzitischen Gneisen ist also keineswegs ursprünglich; deshalb ist man auch nicht gezwungen, an eine verkehrte Lagerung der Serien zu denken, wo Über-

schiebungen viel wahrscheinlicher sind. Die Psammitgneise, in welchen häufig große (bis 2 mm ϕ), oft korridierte und gebleichte Biotitblättchen charakteristisch sind, entsprechen sowohl im Handstück als auch im Dünnschliff vollkommen jenen Psammitgneisen, welche die oberste Curciusazone auszeichnen (S. 111 ff.). Am M. Tignoso sind diese Gneise zuweilen stärker verschiefert als in der Curciusazone; auch haben sie vielfach die größeren Biotitporphyroblasten, als selbst in den sonst auffallend gleichartigen Gneisen, etwa der Alpe dei Piani.

Die tektonische Stellung des M. Tignoso verlangt, daß seine Gesteine mit denjenigen an der Basis der Surettadecke auf der anderen Talseite verglichen werden. Es soll hier aber nicht den im Gange befindlichen Untersuchungen von *Blanc* vorgegriffen, sondern lediglich Vergleiche mit den Arbeiten von *Grünenfelder* (1956) und *Zurflüh* (1961) angestellt werden:

Die Psammitgneise des M. Tignoso wurden weiter oben mit Psammitgneisen in der obersten Curciusazone verglichen. Ähnliche Vergleiche stellt *Zurflüh* mit einem Psammitgneis an, den er nördlich Madesimo in den untersten Partien der «Timun-Stella-Masse» gefunden hat. Über die Verbandsverhältnisse dieser Psammitgneise ist nichts zu erfahren.

Äquivalente der grünlichen, teilweise quarzitischen Gneise sind bei *Zurflüh* so weit im Süden der «Timun-Stella-Masse» keine erwähnt. Dagegen wäre es möglich, daß diese Gesteine mit verschiefertten Roffnagneisen verglichen werden müßten. Eine Verwandtschaft von Gefüge und Mineralbestand ist unverkennbar. Da aber das Gefüge sozusagen nur alpine Merkmale aufweist (verschiefert!), so sagt die Tatsache der Verwandtschaft so lange nichts Wesentliches aus, als keine Reliktgefüge gefunden werden, und die scheinen am M. Tignoso aus tektonischen Gründen zu fehlen. Die Verwandtschaft der grünlichen Gneise des M. Tignoso mit verschiefertten Roffnagneisen sagt nichts aus, weil sie durch eine ähnliche Verwandtschaft auch mit verschiefertten «Beola»gesteinen der Bardanzone verbunden sind, während auf der anderen Seite die weniger beanspruchten Glieder der «Beola»gesteine und der Roffnagneise wohl punkto Mineralbestand, nicht aber punkto Gefüge verglichen werden können. Handelt es sich bei den meisten Roffnagneisen eindeutig um Gesteine magmatischer Herkunft, so konnte für die «Beola»-

gesteine ein klastischer, vermutlich sedimentär-detritischer Charakter festgestellt werden. Das Vorkommen analoger Mineralien (Phengit, gleichartige Alkalifeldspäte) in beiden Gesteinen läßt die Vermutung aufkommen, daß es sich bei den letzteren um die Abtragungsprodukte der Roffnagesteine handeln könnte. Ob es sich bei den grünlichen Gneisen des M. Tignoso um diese oder um jene handelt, kann wegen der Verschieferung im untersuchten Gebiet nicht entschieden werden. Könnte dagegen das Konglomerat westlich des M. Tignoso auch altersmäßig an die Basis der ganzen Serie gestellt werden, wäre ihr sedimentärer Ursprung bereits wahrscheinlicher. Vermutlich ist die basale Lage des Konglomerates aber tektonisch bedingt und deshalb auch jünger als die darüber folgenden Phengitgneise des M. Tignoso.

D. Zusammenfassung

Trotzdem über der karbonatischen Splügenermulde in gleicher Reihenfolge wie darunter analoge Gesteine auftreten, ist an einen eigentlichen Synklinalbau der Splügenermulde nicht zu denken. Die einfache Abfolge der Karbonatgesteine ohne jede Schichtrepetition und verkehrte Lagerung, das allerdings evtl. primäre Fehlen der Chloritgneise und -schiefer unter dem M. Tignoso sowie Bewegungszonen mancher Art, lassen annehmen, daß es sich nicht um eine einfache Synklinalmulde, sondern um eine Zone handelt, in welcher die Überschiebung von Gesteinskomplexen das Hauptphänomen darstellt. Interne Überschiebungen und Ausscherungen spielen nicht die überragende Bedeutung wie in der Misoxermulde. Daran mögen die steifen Kalkmarmor-Dolomitkomplexe und die als Bewegungszonen besonders geeigneten Rauhwackehorizonte schuld sein.

Das Alter der Karbonatgesteine darf mit einiger Wahrscheinlichkeit als untere bis mittlere Trias angenommen werden. Das genaue Alter oder den Altersumfang der liegenden phengit- und chloritführenden Gesteine zu bestimmen, ist noch nicht eindeutig gelungen.

Die Klippe des M. Tignoso besteht aus Schuppen, welche möglicherweise auf weite Strecken die Basis der Surettadecke bilden. Das Gesteinsmaterial dieser basalen Schuppen stammt vermutlich aus den obersten Abschnitten des «Kristallinsockels».

E. Vergleich: Misoxermulde — Splügenermulde

In die abschließende Betrachtung von Misoxer- und Splügenermulde ist die Areuezone (*Gansser, 1937*) einzuschließen, obwohl sie außerhalb des untersuchten Gebietes liegt. Der Grund liegt darin, daß bisher die tektonische Einordnung der Areuezone immer Schwierigkeiten begegnete.

M = Misoxermulde, S = Splügenermulde, A = Areuezone.

1. Baumaterial

M: vorwiegend Bündnerschiefer mit Ophiolithen, dazu Gneisschürflinge; schieferige Gesteine vorherrschend.

S: vorwiegend karbonatische und sulfatische Gesteine, daneben Gneise, Schiefer und Quarzite; massige Gesteine vorherrschend.

A: ähnlich S, dazu Anthrazit.

2. Gesteinsalter

M: Perm?, schwächliche Trias, mächtiger Jura bzw. Kreide (Eugeosynklinale), jüngere Glieder in abgescherten Teilen nördlich des untersuchten Gebietes.

S: Perm?, rel. mächtige Trias; Jura, Kreide umstritten und nicht nachgewiesen.

A: Karbon, Perm?, Trias; Jura?

3. Tektonik

M: bis in die Wurzelzone zurückgreifende, tiefe und ehemals breite Trennung, aufgebaut aus drei, bzw. fünf verschiedenen, übereinandergeschobenen tektonischen Zonen, welche sich in gleicher stockwerkartiger Anordnung weit gegen die Wurzel verfolgen lassen. Deshalb große Überschiebungsbreiten der einzelnen tektonischen Zonen, verbunden mit gewaltiger interner Ausscherung und Lamellierung der Gesteinskomplexe, was durch primäre Schieferung der Bündnerschiefer erleichtert wurde. Trotz Ausscherung Horizontkonstanz der einzelnen tektonischen Zonen und in diesen Vorherrschen bestimmter Gesteine.

S: mesozoische Deckentrennung nicht bis in die Wurzelzone zu verfolgen (Bergeller Intrusion!). Keine einheitliche durch die ganze Splügenermulde zu verfolgende, stockwerkartige Anordnung der tektonischen Zonen. Eventuell nur schuppenartige Auf-

schiebungen von geringer Überschiebungsbreite. Deshalb fazielle Übergänge von einer Zone zur anderen. Die interne Ausscherung und Lamellierung von Schichtkomplexen im Zusammenhang mit der Dislokation ist nur gering (bedingt durch Gesteinsmaterial; massige Karbonatgesteine, Rauhwackehorizonte), dafür Kakiritisierung einzelner Bewegungszonen. Auch im Großen kein weitreichender Lamellenbau der tektonischen Zonen, sondern grobe und steife Verschuppung von relativ geringer Ausdehnung.

4. Umrahmung

M: asymmetrisch, im Hangenden überschobene Gesteine der Tambodecke, im Liegenden s. unten.

S: scheinbar symmetrisch, im Liegenden und im Hangenden ähnliche Gesteine.

5. Liegendes der mesozoischen Karbonatgesteine

M: Phengitgneise (und -quarzite).

S: Bardanzone: grünliche quarzitisches Phengitgneise («Beola») und -quarzite, grüne Chloritgneise und -schiefer.

Andossizone: weiße, schwach grünliche Quarzite, evtl. noch Chloritgneis und -schiefer.

A: Areuegneise mit Karbon, grüne Chloritgneise (wie Bardanzone).

6. Faziesverteilung (Abb. 14)

Die fazielle Ähnlichkeit zwischen den Karbonatgesteinen der Areuezone und denjenigen der Splügenermulde, besonders der Bardanzone, ist auffallend. Diese Tatsache hat auch die neueren Bearbeiter (Staub, 1958, Zurflüh, 1961) veranlaßt, die Heimat der Areuezone in der Splügenermulde, also südlich der Tambostirne und der ihr aufgelagerten Knorrenzone, zu suchen. Aus dieser Annahme erwächst aber die tektonische Schwierigkeit, die verkehrte Lagerung der Areuezone in der Splügenermulde nördlich des Splügenpasses mit einem komplizierten Überdrehen der ganzen Zone erklären zu müssen, was keineswegs befriedigend ist. Diese Erklärung kann auch den in der wurzelwärtigen Misoxermulde (Andranazone) gefundenen gebänderten Kalkmarmoren mit Dolomitschmitzen, wie sie für die Areuezone typisch sind, nicht Rechnung tragen, denn eine Verschleppung von Areuegesteinen aus dem Rücken der Tambodecke in ihr Liegendes läßt sich kaum vorstellen. Zu einer Lösung der Pro-

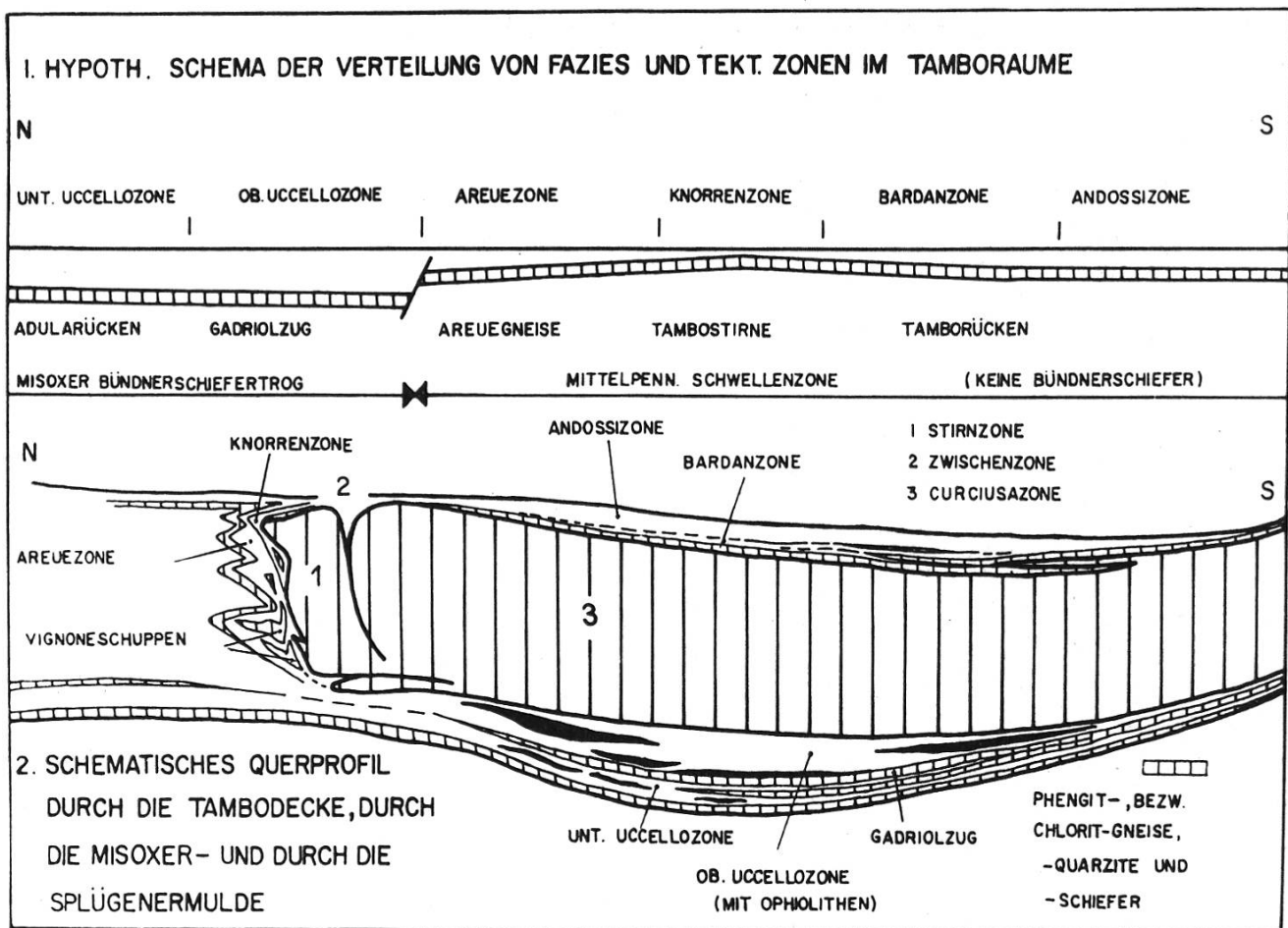


Abb. 14

bleme gelangt man nur, wenn man den Ablagerungsraum der Areuezone nördlich und nicht südlich der heutigen Tambostirne annimmt. Dadurch wird die tektonische Lage der heutigen Areuezone um einiges klarer und einleuchtender. Ihre verkehrte Lagerung in der Splügenermulde nördlich des Splügenpasses braucht nicht mehr als kompliziertes Überdrehen gedeutet zu werden, und die faziell der Areuezone gleichenden Gesteine in der Andranazone können als losgerissene Teile im «Schmierhorizont» (Rauhwacke) der überschobenen Tambodecke gedeutet werden. Der Misoixer Bündnerschiefertrog schließlich wäre erst nördlich des Areueraumes und nicht unmittelbar an die Tambostirne anzuschließen.

7. Metamorphose

Mit geringen Ausnahmen haben die Gesteine der Misoixer- und der Splügenermulde nur die alpine Metamorphose durchgemacht, was erlaubt, deren Wirkung an diesen Gesteinen besonders gut zu

erkennen. Bedingt durch die prämetamorphen Unterschiede (Mineralbestand, Gefüge, Verbandsverhältnisse) ist die alpine Überprägung der einzelnen Gesteine recht unterschiedlich. Vollständig alpin überprägt sind vor allem jene Gesteine, die bereits schon vor der Metamorphose ausgeprägte Texturflächen (primäre Schichtung) aufgewiesen haben und solche, deren Mineralien bereits unter nur geringer Beanspruchung umkristallisieren (z. B. Kalkspat, etwas später auch Quarz). Gesteine mit gemischtem Mineralbestand oder primär massigem Gefüge zeigen durch differenzierte Gefügedeformation und Umkristallisation mancherlei Relikte.

Die vollständig durch die alpine Dislokationsmetamorphose geprägten Gesteinstypen zeichnen sich meist durch eine Schieferung aus, die entweder auf mechanischem Wege oder durch Umkristallisation zustande gekommen ist. Ausnahmen bilden die nahezu massigen Kalkmarmore, da der Kalkspat bereits unter nur geringer Beanspruchung umkristallisiert und die Prasinite, welche ihre oft massige Textur dem postkinetischen Wachstum von Albitporphyroblasten verdanken.

Die Erscheinungsformen der wichtigsten Mineralien können noch einmal kurz zusammengefaßt werden:

- Quarz:* meist umkristallisiert; nur in wenig beanspruchten Partien oder wenn Körner besonders geschützt waren, sind detritische Formen erhalten.
- Kalifeldspat:* nicht umkristallisiert; teilweise Ersatz durch Schachbrettalbit (alpin?).
- Plagioklas:* teilweise als Albit (evtl. Oligoklas) umkristallisiert; teilweise reliktsche Plagioklase, \pm serizitisiert.
- Muskowit,*
Phengit: (vergl. Def. S. 105 mindestens teilweise alpin umkristallisiert; teilweise wahrscheinlich auch alpin gebildet; Relikte nicht sicher nachzuweisen.
- Rotbrauner*
Biotit: M: nur in eingeschuppten Gneisen und schieferigen Schichtgliedern unbekannten Alters. Keine sicheren Altersangaben aus Dünnschliffbild möglich. Vielfach mit Muskowit vergesellschaftet.
S: fehlt.
- Phlogopit:* M: nicht eindeutig nachgewiesen; in Kalkglimmerschiefern mit Muskowit vergesellschaftet.
S: nicht nachgewiesen.

Grünbrauner frischerer Eindruck als rotbrauner Biotit, scheint jünger zu sein.

Biotit:

S: grüner Biotit in Bardanzone angedeutet.

M: grüner Biotit kommt in ähnlichen Gesteinen der Zone der Adulatrias häufiger vor (stärkere Metamorphose?); HG in Epidot-Biotitgneisen.

Chlorit: z. Teil diaphoretisch (Klinochlor), z. T. neu gebildet (Prochlorit).

Epidot, Zoisit: alpin gebildet oder umkristallisiert.

Fuchsit, Talk: alpin gebildet.

Mit dieser knappen Übersicht ist das Nötigste beisammen, um im nächsten Kapitel die verschiedenen Metamorphoseeinflüsse an den älteren Gesteinen der Tambodecke zu studieren.

V. Die Curciusazone

Mit Curciusazone bezeichnet *Gansser* (1937) den wurzelwärtigen Teil der Tambodecke südlich der Zwischenzone. Obwohl die Val Curciosa nördlich des hier untersuchten Gebietes liegt, bestehen keine zwingenden Gründe, diese eingeführte Bezeichnung zu ändern. Bei der gesamthaften Betrachtung der Curciusazone läßt sich der Eindruck einer gewissen Monotonie nicht vermeiden. Dies gilt besonders für die am häufigsten vorkommenden meist feinkörnigen geschieferten Gneise und Schiefer. Verschiedene Einlagerungen in diesen Gesteinen beleben jedoch das Bild der Curciusazone. Es sind zu nennen:

- a) Alkalifeldspat führende Augen- und Flasergneise
- b) Hornblende-Biotitgneise
- c) granitoide Gneise, sog. Foppagneise
- d) basische Gesteine, vorw. Amphibolite
- e) voralpine Aplite und Pegmatite
- f) alpine Kluftfüllungen

Es sei bereits hier darauf hingewiesen, daß neben all den geschilderten, im Felde feststellbaren Unterschieden eine ganze Anzahl ebensowichtiger und ebenso auffallender Unterschiede bloß unter dem Mikroskop festzustellen sind. Es ist aber schwierig, derartige

Unterschiede kartographisch festzuhalten, dabei könnten sie für eine Gliederung der Gesteine ebenso von Bedeutung sein wie makroskopisch erkennbare Unterschiede.

Im untersuchten Gebiet ist nirgends ein Kontakt der Paragesteine der Curciusazone mit denen der liegenden Misoxermulde anzutreffen. Gesteinspartien, welche der durch Schutt und Vegetation verdeckten Kontaktfläche am nächsten sind, lassen keine aus dem üblichen Rahmen fallende, tektonische Beanspruchung feststellen. Das bedeutet natürlich nicht, daß sie fehlt. Vielmehr könnte sie auf die nicht aufgeschlossene Zone beschränkt sein. Im Hangenden sind die Gesteine der Curciusazone von der in dieser Arbeit erstmals ausgeschiedenen Bardanzone bedeckt. Die Grenze ist eindeutig. Eine Zone mit Kristallinaufbereitung (prätriasische Verwitterung) ist nicht festzustellen.

Im Inneren der Curciusazone fehlen markante Bewegungsflächen, längs denen sich Gesteinspartien um große Beträge gegeneinander verschoben hätten, zum größten Teil. Dafür ist eine Unzahl von Gleithorizonten mit vermutlich nur geringen Verschiebungsbeträgen festzustellen. Einige Zonen zeichnen sich durch eine markante Häufung der Gleithorizonte aus. Soweit es also zu überblicken ist, ist die Curciusazone im untersuchten Gebiet einfach gebaut. Sie zeichnet sich zur Hauptsache durch einen rupturrellen, lamellenartigen Baustil aus.

Etwa 2000 m mächtig legen sich die Gneisbänke übereinander. Ihre Lage wird durch Gewölbe und Mulden bestimmt, die wohl mit dem alpinen Deckenbau in Zusammenhang stehen, sowie durch das mehr oder weniger starke Ostwärtsfallen der Deckeneinheiten östlich der Tessinerkulmination. Lokal paßt sich die Schichtlage der geschieferten Gneise und der Schiefer den eingelagerten, «massigeren» Gesteinskörpern an. Dabei sind deren Formen aber mindestens zum Teil wiederum Dislokationsvorgängen zuzuschreiben. In der Regel sind die Gneisbänder großradig etwas verbogen, während eigentliche plastische Falten nur lokal auftreten. Sie sind zur Hauptsache auf Gebiete beschränkt, wo sich zwei verschiedene Gesteinskörper während Bewegungsvorgängen gegenseitig behindert haben. Das trifft besonders für die geschieferten Gneise in der Umgebung der massigeren Foppagneise zu. Eine Übersicht dazu können die Querprofile Tafel 4 geben. Die Faltenumbiegungen und Wellen kön-

nen Radien von knapp $1\frac{1}{2}$ –20 m haben. Die Schenkel der Falten sind oft nahezu parallel. Sind dann die Umbiegestellen selbst nicht aufgeschlossen, erodiert oder geborsten, erhält man den Eindruck von übereinanderliegenden Platten; Falten können keine mehr festgestellt werden. Auch im Bereich der Kleinfältelung können Fältchen mit extrem langen Schenkeln und engen Umbiegungen in parallele s-Flächenscharen übergehen. Beide Erscheinungen zeigen den Übergang von plastischer zu ruptueller Deformation und zeigen auch, daß diese zeitlich nicht zu trennen sind. Aus dem Bild von liegenden Falten und Fältelchen läßt sich feststellen, daß vielfach die hangenden Partien über die liegenden hinweg weiter nach Norden vorgeschoben wurden.

Den Achsen der größeren Falten parallel verlaufen auch die in ihrer Richtung nur wenig streuenden Achsen der Kleinfältelung oder bloßen Wellung im Zentimeterbereich. Die Faltenachsen stimmen in ihrer Richtung mit jenen der mesozoischen Gesteine im Liegenden und im Hangenden überein. Somit ist schon durch die Feldbeobachtung die alpine Aktivität dieser Falten und Fältelchen und der damit zusammenhängenden Gesteinslamination wahrscheinlich gemacht.

Das Auftreten der Kleinfältelung und der besonders fein laminierten Gneise ist stets an Zonen stärkerer tektonischer Beanspruchung gebunden. Solche finden sich in verschiedener Mächtigkeit (2–80 m), vorzugsweise in der Grenzregion zweier verschiedener Gesteinskörper. Als Inhomogenitätszonen wurden diese während Dislokationen als Bewegungszone bevorzugt. In ihnen häuften sich die Gleithorizonte derart, daß sie im mm-Bereich aufeinander folgen und die intensive Laminierung der Gesteine entstand, welche das ursprüngliche Gesteinsgefüge im Großen wie im Kleinen zerstört hat. Die kataklastische Kornverkleinerung unter Streß ließ eigentliche Mylonite¹⁴, Blastomylonite und Phyllonite entstehen. Nicht überall ist die Streßüberprägung dermaßen stark, obschon sie nirgends vollkommen fehlt. In einigen Gesteinsgliedern, vorab in den eingelagerten Hornblende-Biotit- und in den Foppagneisen, weniger auffallend auch in den übrigen Gesteinen, sind ältere Gesteinsgefüge und Mine-

¹⁴ Unter «Mylonit» wird ein stark kataklastisches Gestein mit gerichteter Anordnung der Mineralkorntrümmer verstanden (vgl. *Zawadynski*, 1952).

ralien erhalten. Jüngere Einflüsse sind auch an diesen Gesteinen deutlich sichtbar, aber sie reichten nicht aus, um den früheren Zustand vollständig zu verwischen.

Es kann somit festgestellt werden, daß die Wirkungen des Streß, bedingt durch das unterschiedliche Gesteinsmaterial, einer breiten Schwankung unterworfen sind. Der Streß ist zur Hauptsache verantwortlich für die unterschiedlichen Gefügebilder; weiter beeinflußt er das Auftreten und die Ausbildung der Mineralien. Je nach der Intensität der Streßüberprägung entstehen, makro- wie mikroskopisch erkennbar, die verschiedensten Gefügebilder. Untereinander sind sie durch eine lückenlose Reihe verbunden. Weiß man, daß durch die selben Ursachen nicht nur das Gefüge, sondern auch die Mineralzusammensetzung in gleich mannigfaltiger Weise qualitativ und quantitativ geändert wird, kann man die Fülle der sich darbietenden, scheinbar verschiedenen Gesteine abschätzen: es ergibt sich eine wechselvolle Folge von rasch und häufig wechselnden Gesteinen. Durchaus charakteristisch ist, durch den abgesteckten Rahmen bedingt, ihre geringe Variationsbreite. Das komplizierte Bild zu deuten soll die Aufgabe der folgenden Abschnitte sein.

A. Eindeutige Paragneise und -schiefer

Als eindeutige Paragneise und -schiefer werden feinkörnige, nahezu massige oder geschieferte Gneise und Schiefer bezeichnet, die ihre Herkunft von psammitischen Sedimenten teilweise noch erkennen lassen, teilweise aber durch epi- bis mesozonale metamorphe Vorgänge geprägt sind, während solche der Kataklyse und der Ultrametamorphose auszuschließen sind. Die Gesamtheit der eindeutigen Paragneise und -schiefer wäre einst wohl als «Casannaschiefer» bezeichnet worden. Bereits *Wegmann* (1922) braucht den Ausdruck nur noch lokalstratigraphisch und nicht petrographisch. Weiter schreibt er u. a.: «Mit dem Fortschritt unserer Kenntnis wird dieser Sammelname (Casannaschiefer), welcher zudem an verschiedenen Orten verschieden gebraucht wird, verschwinden» So mag denn in dieser Arbeit auf den Ausdruck «Casannaschiefer» verzichtet werden. Weiter sei festgestellt, daß für die Gesteine der Curciusazone jede genauere Altersangabe als «prätriasisch» vorläufig noch Spekulation ist. Gewisse Altersbeziehungen können trotzdem erkannt werden, worauf im Folgenden noch hingewiesen wird.

1. Vorkommen und Aussehen

Die Farbe der eindeutigen Paragneise und Schiefer wechselt je nach Mineralbestand und Gefüge von braun zu grau. Auf Bruchflächen senkrecht zu den s-Flächen erscheint sie dunkler als auf Spaltflächen parallel diesen. Das beruht vor allem auf den in diesen eingeregelter hellen Glimmer- und Chloritblättchen. Wo die Gesteine in genügender Mächtigkeit übersichtlich aufgeschlossen sind, läßt sich des öftern eine Wechsellagerung zwischen geschieferten und massigeren, zwischen grob- und feinkörnigen sowie zwischen gneisigen und schieferigen Lagen beobachten. Die Wechsellagerung kann im cm/dm-Bereich vor sich gehen, wobei in 10–40 m mächtigen «Schichtstößen» bald das eine, bald das andere Glied überwiegt. Ohne daß sich eine Regel aufstellen ließe, ist zu sagen, daß die Schiefer in den unteren Partien der Curciusazone häufiger vertreten sind als in den oberen. Eine Wechsellagerung im cm/dm-Bereich ist häufig auch an der Grenze von mächtigeren einheitlichen Schichtkomplexen zu finden. Ein Entscheid, ob es sich um primäre Wechsellagerung oder Verschuppung handelt, ist kaum möglich, da derartige Erscheinungen nur in begrenzten Aufschlüssen sichtbar sind.

	KEIN PLAGIOKLAS	PLAGIOKLAS WENIG SERIZITISIERT	PLAGIOKLAS NORMAL SERIZITISIERT	PLAGIOKLAS STARK SERIZITISIERT
MUSKOWIT BIOTIT (CHLORIT)				
MUSKOWIT CHLORIT (BIOTIT)				
BIOTIT (CHLORIT)				
CHLORIT				

Abb. 15

Zu einer vorläufigen Übersicht über die Paragesteine mag die Tabelle Abb. 15 dienen. Mit den schraffierten Flächen ist die Häufigkeit der einzelnen Varietäten dargestellt. Dabei soll beachtet werden, daß die Angabe von Verteilung und Verhältnissen nur ungefähr ist, weil der Darstellung zuwenig statistische Tatsachen zu Grunde liegen. Für einen Überblick mag sie aber genügen. Weiter muß beachtet werden, daß für die Tabelleneinteilung nur das Auftreten eines Minerals als

Gemengteil (von etwa 5 bis 10 Vol. % an) und nicht seine absolute Menge maßgebend war. Da diese stark schwankt, eignet sich das Schema auch nicht als Grundlage einer kleinmaßstabigen Kartierung. Für die Feldarbeit zweckmäßig hat sich dagegen die Klassifikation nach besonders auffallenden Mineralien, sei es im Hinblick auf ihre besondere Ausbildung oder ihr Auftreten überhaupt, erwiesen. Solcherart ausgeschiedene Gruppen sind z. T. auch tektonisch durch den Ort ihres Auftretens charakterisiert und somit typisch für die Metamorphose. Die Gruppen sind untereinander durch Übergänge verbunden; scharfe Grenzen gibt es kaum. Bevor nun das Besondere der einzelnen Gruppen erwähnt wird, soll noch allgemein auf Mineralbestand und Gesteinsgefüge eingegangen werden.

2. Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:

HG: Quarz (Plagioklas, Muskowit, Biotit, Chlorit)

NG: Plagioklas, Muskowit, Biotit, Chlorit (Epidot, Granat)

AK: Apatit, Orthit, Epidot, Granat, Leukoxen, Turmalin, Ankerit, Pyrit, Magnetit, Limonit

Beschreibung der Mineralien:

Im Folgenden werden nur die allgemeinen Merkmale der Mineralien festgehalten. Spezielles wird bei den einzelnen Gesteinsgruppen diskutiert.

Quarz. In Gneisen 18–32 Vol. %, in Schiefen bis 60 Vol. %. Korngröße: 0,03–0,4 mm.

Je geringer ein Gestein tektonisch beansprucht wurde, desto gleichmäßiger ist der Quarz (Einzelkörner oder Kornaggregate) in ihm räumlich verteilt. Mit zunehmender Beanspruchung konzentrieren sich die oft verzahnten Körner in linsenförmigen oder lagigen Kornaggregaten, welche den s-Flächen parallel sind. In diesen zeigen häufig auch die einzelnen Quarzkörner eine «Streckung» parallel den s-Flächen, während sie bei einer Kristallisation ohne Streßeinfluß mehr isometrische Körner bilden. Die Dimensionen der Quarzaggregate sind großen Schwankungen unterworfen (quer zu s: 0,1–2 mm, parallel s: 0,3 mm bis mehrere Zentimeter); zuweilen zeichnen sich einzelne Gesteinspartien durch eigentliche Quarzflatschen von cm/dm-Größe aus. Die Möglichkeit, daß die ausgedehnten lagenförmigen Quarzaggregate Reste ehemaliger (sedimentärer) Quarzlagen darstellen, muß wohl zur Dis-

kussion gestellt werden, doch konnten keinerlei Argumente, vor allem keine Reliktgefüge in wenig beanspruchten Partien gefunden werden, welche diese Ansicht unterstützen würden.

Die beschriebenen Eigenschaften des Quarzes zeigen, daß er wohl in den meisten Fällen (alpin) um- und auch sammelkristallisiert sein muß. Diese Feststellungen müßten eigentlich noch durch die Resultate exakter gefügeanalytischer Messungen bestätigt werden. Solche auszuführen fehlte die leider nötige Zeit. Die Quarzumkristallisation verunmöglicht in den meisten Fällen eine Aussage über die Herkunft des voralpinen Quarzes. Ob es sedimentäre oder metamorphe Körner und als solche ganz oder durch Kataklasten zertrümmert waren, läßt sich nur durch die gesamthafte Betrachtung von Mineralbestand und Gefüge einigermaßen sicher angeben. Allgemein gilt, daß dort, wo der Plagioklas voralpin blastisch entwickelt war, dies auch für den Quarz zutreffen muß. Wo eine voralpine Plagioklasblastese fehlt, kann für den Quarz eine Blastese ebenfalls ausgeblieben sein, muß es aber nicht.

Nach seiner Kristallisation wurde der Quarz noch schwach kataklastisch beansprucht, was sich in seiner undulösen Auslöschung äußert. Zu Kornzertrümmerung ist es dabei, außer in Bruchzonen, kaum mehr gekommen. Nicht undulierend auslöschender Quarz, als jüngste Quarzbildung, ist selten. Er beschränkt sich stets auf das Ausheilen zerrissener Mineralkörner.

Feldspäte. Die eindeutigen Paragesteine der Curciusazone zeichnen sich durch das weitgehende Fehlen von Kalifeldspat aus. Es sind somit bloß verschiedene saure Plagioklase zu behandeln. Zu unterscheiden sind:

Reliktischer Plagioklas

Der Anteil dieses Plagioklases schwankt in den Gneisen um 40 ± 15 Vol. %. Angedeutet ist manchmal ein granoblastisches Plagioklas- oder Plagioklas-Quarzkorngefüge vermutlich voralpin metamorpher Entstehung. In den meisten Fällen ist dieses Gefüge und die ursprüngliche Kornform größtenteils zerstört und die Körner und Korntrümmer in dem jüngeren Gefüge isoliert.

Wegen der vielen Zersetzungseinschlüsse (Serizit, selten Zoisit) und der nur selten verwirklichten Verzwillingung ist der Chemismus des Plagioklases nicht immer bestimmbar. Durch Vergleiche seiner Lichtbrechung mit denjenigen von Quarz und Kanadabalsam sowie durch

die Bestimmung seines optischen Charakters (2-achsig, positiv oder neutral) konnte *Albit-Oligoklas* wahrscheinlich gemacht werden. Zoisit oder Epidotminerale als unmittelbare Zersetzungsprodukte sind selten, so daß auch aus diesem Grund auf einen primär kalziumärmeren Plagioklas geschlossen werden kann.

Wie erwähnt ist der Plagioklas in verschiedenem Ausmaß serizitisiert. Wenig serizitisierter Plagioklas, z. T. mit Zwillingslamellen, fand sich in Dünnschliffen aus den mittleren Teilen der Curciusazone. Im Felde kann man die unterschiedliche Serizitisierung nicht feststellen, so daß sie auch nicht kartographisch festzuhalten ist. Die Serizitisierung ist vom Streß unabhängig, da stark, wie wenig serizitisierte Plagioklase sowohl in stark laminierten, als auch in weniger beanspruchten Gneisen vorkommen. Aus den stark kataklastischen und stark serizitisierten Plagioklasen entstehen besonders leicht die alpin umkristallisierten Albite der letzten Gruppe. Der geringe Kalziumanteil des Oligoklas ist dabei in feinen Epidoteinschlüssen im Albit wieder zu finden. Mannigfaltige Übergänge von reliktschem Plagioklas zu umkristallisiertem Albit sind in den meisten Schliffen die Regel. Die beiden Extremfälle, besonders derjenige mit dem reliktschen Plagioklas, sind seltener verwirklicht.

Umkristallisierter Albit

Er ist in wechselnder Menge in manchen Schliffen zu sehen. Dominierend ist er aber nur in bestimmten Zonen. Nach dem Ort des Vorkommens und damit verbunden mit der Art der Ausbildung läßt sich folgende Einteilung vornehmen:

1. In kataklastischem Gneis mit feinem Korngefüge (Phyllonite) tritt (alpin) umkristallisierter Albit als gut erkennbare Einzelkörner in Größe der kleinen Quarzkörner auf. Tendenz zur Bildung größerer Porphyroblasten ist zu erkennen. Dieser Albit ist nicht oder nur einfach verzwillingt.
2. In kataklastischem Gestein mit groben Quarzkorngefügen (weniger gerichtet = geringere Kataklase) findet sich der umkristallisierte (umkristallisierende) Albit als feine Krümelmasse. Die Einzelkörner sind um 0,02 mm groß und zeigen keine eindeutigen Grenzen. Die ganze Masse füllt Zwischenräume zwischen den besser begrenzten Mineralien oder kann diese auch vollständig umschließen. Die Umkristallisation ist nicht so weit fortgeschritten wie beim Albit unter Pt. 1; Zusammenhänge mit reliktschem Albit sind oft

zu beachten. Deutlich ist wiederum der Zusammenhang zwischen Kataklyse, Durchbewegung und Albitrekristallisation zu erkennen.

Bei 1. und 2. handelt es sich um eindeutige Umkristallisation von reliktischem Albit der ersten Gruppe, welcher häufig noch nachzuweisen ist.

3. In einigen Gneisen zwischen den Alpen Barna und Balniscio wurden mehr zufälligerweise ab und zu knapp $\frac{1}{2}$ mm große linsenförmige Porphyroblasten von Schachbrettalbit festgestellt. Möglicherweise stammt er von ehemaligen Kalifeldspäten her. Es kann nicht entschieden werden, wann und in welchem Gestein die Umwandlung stattgefunden hat.

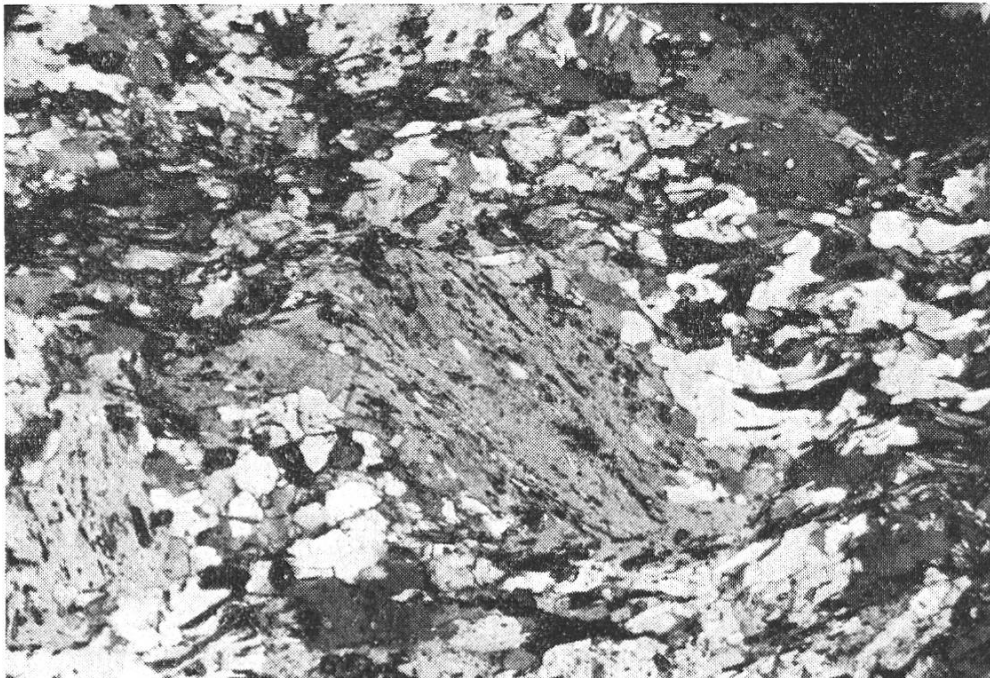


Abb. 16

Zweiglimmergneise der Curciusazone: (Vergr. etwa 20 ×)

Unregelmäßige, teilweise syngenetisch gedrehte Albitporphyroblasten entwickeln sich in einem Quarz-Glimmergefüge. Beziehungen zwischen den Porphyroblasten und älteren Plagioklasen sind keine sichtbar.

4. Bildung von poikilitischen Albitporphyroblasten in den Glimmerlagen (Abb. 16). Als weiße 1 mm große Tüpfelchen fallen diese Albite schon im Handstück auf. Ihr Auftreten beschränkt sich im wesentlichen auf die nähere und weitere Umgebung der Augen- und Flaserigneise von Brione, ohne aber einen direkten Zusammenhang mit diesen erkennen zu lassen. Dagegen ist ihr Auftreten in

der mechanisch stark beanspruchten Zone um die Augen- und Flaserigneise herum sehr bezeichnend. Morphologisch sind diese poikilitischen Albitporphyroblasten mit jenen in der Bardanzone und in der Misoxermulde zu vergleichen, wenngleich bei ihnen die Tendenz zur Isometrie wegen ihres syngenetischen Wachstums weniger ausgeprägt ist. Vielfach sind nämlich in die Texturflächen ausspitzenartige Formen mit s-förmigen Einschlußreihen zu treffen.

Biotit. 5–15 Vol. %, Korngröße: 0,05 bis knapp 1 mm große Täfelchen.

Pleochroismus: n_x hellbräunlich oder gelblich, zuweilen farblos
 n_z sienabraun, dunkelbraun oder seltener grünbraun

Der Biotit kommt in wechselnder Menge in den meisten eindeutigen Paragesteinen der Curciusazone vor. Wo er fehlt oder weniger häufig ist, mag das durch primäre Häufigkeitsunterschiede sowie durch diaphoretische Umwandlung in Chlorit bedingt sein. Markante Trennungsflächen zwischen biotitführenden und biotitfreien, dafür chloritreichen Gesteinen haben nur lokale, auf keinen Fall aber regionale Bedeutung.

In bezug auf seine Ausbildung können zwei Arten Biotit unterschieden werden:

- In massigeren Gesteinen (besonders Psammitgneisen) ist der Biotit eher derb, eckig, unregelmäßig und bildet dunkle Täfelchen mit gebrochenem Glanz. Jüngere Querbiotite sind aber nicht festzustellen.
- In den geschieferten Gesteinen ist der Biotit makroskopisch weniger auffällig, weil er nicht einzelne Blättchen, sondern schlierige spitz in die Texturebenen ausgezogene Aggregate bildet. Häufig ist der Biotit mit Muskowit zu Glimmeraggregaten verwachsen; zudem kann er in mm- bis m-mächtigen Lagen vollständig chloritisiert sein.

Der Biotit in den geschieferten Gesteinen zeigt intensive mechanische und chemische Beanspruchung. Sein Anteil an den Muskowit/Biotitaggregaten scheint mit wachsender Durchbewegung des Gesteines zurückzugehen.

Über das Biotitalter kann nichts Genaues ausgesagt werden. Da in permischen und untertriasischen Gesteinen des untersuchten Gebietes nie roter Biotit und kaum grüner Biotit zu finden ist, obwohl sie entsprechend dem Chemismus denkbar wären, wird angenommen, daß der Biotit ein voralpines Mineral sei. Als Relikt wäre er in bestimm-

ten Partien in den alpinen Mineralbestand übernommen worden. Daß der Biotit mit diesem nicht im Gleichgewicht steht, zeigen die zahlreichen korrodierten Kornformen. Verwachsene, feine Epidotmassen, wohl mit dieser Korrosion in Zusammenhang stehend, umgeben den Biotit häufig. Sie sind auch im Inneren und an Knickstellen zu beobachten. Losgelöste Blättchen werden besonders leicht von der Chloritisierung ergriffen. Diese dringt auch parallel zu den Spaltebenen in die Aggregate ein. Die mechanische Beanspruchung zeigt sich in den gebrochenen, gestauchten, gewellten und ausgefranzten Biotitblättchen.

*Muskowit*¹⁵. 5–20 Vol. %. Korngröße: 0,05 bis 1 mm, einzelne Porphyroblasten bis 1 cm².

Der Muskowit kommt entweder in selbständigen Aggregaten oder Körnern vor, oder er ist in den Glimmerlagen mit Biotit vergesellschaftet. Wo der zweite Fall zutrifft, findet sich der Muskowit meist in den zentraleren Teilen der Aggregate und wird vom Biotit umgeben. Häufig ist dieser nur noch als schmaler, brauner Saum ohne erkennbare Basisspaltrisse ausgebildet. Die Muskowitblättchen können die gleiche Orientierung wie diejenigen des Biotites aufweisen oder aber schief zu diesen und damit meist auch schief zu den Texturflächen stehen. Das kann auch an biotitfreien Muskowitaggregaten beobachtet werden.

Die Muskowitblättchen sind weniger zerfetzt und deformiert als Biotitblättchen. Wenn sie auch nicht immer ganz gerade sind, sind sie in den meisten Fällen doch nur schwach verbogen. Ihre Aggregate sind besser umgrenzt und spitzen selten schlierenartig aus, wie das beim Biotit zu sehen ist. Diese Beobachtungen machen es wahrscheinlich, daß der Muskowit jünger ist als der Biotit. Im Vergleich mit alpi-

¹⁵ Die Begriffe «Muskowit» und «Serizit» werden in dieser Arbeit wie folgt gebraucht:

Serizit: Aggregate von kleinen (0,03 mm) evtl. submikroskopischen, hellen Glimmerblättchen in wirrem Durcheinander, die von zerstörten Glimmern oder zersetzten Feldspäten herzuweisen sind.

Muskowit: helle, farblose, meist geregelt angeordnete Glimmerblättchen, die eindeutige Kristallformen erkennen lassen; in der Regel über 0,05 mm.

In der Literatur werden die beiden Begriffe oft anders definiert, indem kleine, aber eindeutig geregelte und Kristallformen aufweisende Muskowitblättchen oft noch als «Serizit» bezeichnet werden, wenn sie eine bestimmte Korngröße nicht erreichen. Dieser Unterschied in der Definition ist bei allfälligen Vergleichen mit anderen Arbeiten, besonders bei Hinweisen über die metamorphen Mineralparagenesen, zu beachten.

nen Muskowiten der Misoxer- und der Splügenermulde dürfte für den Muskowit der Curciusazone im untersuchten Gebiet mindestens teilweise eine alpine Neubildung, bzw. Umkristallisation in Betracht gezogen werden. Ein Entscheid im Einzelfall ist recht schwierig und meist unsicher, da der Muskowit bei einer Umkristallisation seinen Habitus viel weniger auffallend ändert als z. B. der Quarz.

Über die in bestimmten Horizonten auftretenden Muskowitporphyroblasten wird weiter hinten noch zu diskutieren sein.

Klinochlor. Kaum pleochroitisch: n_x schwach gelbgrün, n_z gelbgrün z. T. auch nahezu farblos

Klinochlor ist als diaphoretisches Mineral, welches unter Magne-
titausscheidung und häufiger Pseudomorphose aus Biotit und Granat entsteht, im Gestein, im Handstück und selbst im Dünnschliff recht unregelmäßig verteilt. Die Mineralien werden ganz unterschiedlich von der Chloritisierung erfaßt. Viel Klinochlor ist vor allem in denjenigen kataklastischen Gesteinen anzutreffen, welche keine ausgesprochen lagige Anordnung der Mineralien erfahren haben (vergleiche Prochlorit).

Prochlorit. Stärkerer Pleochroismus: n_x gelbgrün, n_z saftig grün.

Prochlorit tritt vor allem in den tektonisch stark beanspruchten Gesteinen, den Phylloniten auf. In diesen tritt er in lagenförmigen Aggregaten als alpine Neukristallisation an die Stelle von Biotit; er bildet kaum Pseudomorphosen.

Epidot. Als Akzessorium meistens vorhanden, besonders häufig in den untersten Bänken der linken Misoxertalhälfte zwischen Ghiffa und Andergia. Dort stellenweise bis 12 Vol. %.

Epidot bildet feinkörnige Aggregate, welche zusammen mit dem Biotit in dunklen Lagen im Gestein vorkommen. In diesen Lagen kann es zur Bildung von 0,1–0,5 mm großen Epidotkörnern kommen. Zonarbau ist oft zu beobachten, besonders bei einigen, porphyroblastisch sich entwickelnden Körnern. Dabei kann die Kristallisation mit der Bildung von eisenarmem oder eisenreichem Epidot beginnen. Auch die übrigen Körner können in ein und demselben Schliff eine beträchtliche Variation des Eisengehaltes aufweisen, was sich durch die unterschiedlichen Doppelberechnungen kund tut.

G e f ü g e :

Struktur: grano- und lepidoblastisch, teilweise porphyroblastisch.

Textur: vorw. verworren schieferig; kaum Anzeichen für primäre

Schieferung, meist mechanische und Kristallisationsschieferung in wechselnder Intensität.

Die Gesteine lassen einen engen wechselseitigen Zusammenhang zwischen dem Einfluß der tektonischen Beanspruchung auf der einen und dem Mineralbestand und dem Gefüge auf der anderen Seite erkennen. Wo z. B. die Gesteine glimmerreich, evtl. schon primär schieferig sind, hat die Metamorphose die stärkeren Wirkungen gezeitigt: die Glimmer sind eingeregelt und Quarz ist meist vollständig, Plagioklas mehr oder weniger umkristallisiert, um nur die auffälligsten Erscheinungen zu nennen. Glimmerarme, z. T. primär massige Gesteine verraten auch nach der Metamorphose in mehr oder weniger ausgeprägten Mineral- oder Gefügerelikten noch ihren prämetamorphen Habitus. Es handelt sich hier um ähnliche Tatsachen der selektiven Metamorphose, wie sie bereits bei der Misoxer- und Splügenermulde festgestellt wurden. Daraus ergibt sich die Möglichkeit, diese Gesteinskomplexe demjenigen der Curciusazone gegenüberzustellen, um in diesem zu versuchen, den alpinen Einfluß abzuschätzen, was aber nur andeutungsweise und keineswegs definitiv geschehen kann.

Die s-Flächen und die durch deren Verbiegungen entstandenen Falten- und Fältelungsachsen der Curciusazone sind konkordant, bzw. verlaufen parallel zu jenen in der Misoxer- und in der Splügenermulde. Dadurch ergibt sich mindestens eine alpine Überprägung und in ehemals massigen Gesteinen vermutlich auch die Neuprägung der s-Flächen der Curciusazone im untersuchten Gebiet. Von *Gansser* (1937) konnte gezeigt werden, daß Gesteine der Curciusazone bereits vor der alpinen Metamorphose als laminierte Gneise und Schiefer vorhanden gewesen sein mußten, da solche als Komponenten in mesozoischen Blockbrekzien vorkommen. Es ist denkbar, daß diese voralpinen s-Flächen für die alpinen Bewegungen leitend, durch sie überprägt und weiter akzentuiert wurden. Wie weit aber im einzelnen eine s-Fläche ihre Prägung mehr der alpinen oder der voralpinen Metamorphose zu verdanken hat, ist sehr schwer festzustellen. *Zwrflih* (1961) nimmt an, daß s-Flächen mit eingeregelter Biotit voralpin seien und mit ihnen alpin wenig geschehen sei. Entsprechend wäre dann die Prägung von s-Flächen mit neugebildetem Prochlorit (in Phylloniten) alpinen Alters. Genaueres läßt sich aber nicht beweisen.

3. Einzelne Gesteinsgruppen

a) Polymetamorphe Gneise und Schiefer

Auf das Vorhandensein einer oder mehrerer voralpiner Metamorphosen wird vor allem wegen des rotbraunen Biotites geschlossen, für dessen Entstehung kaum die alpine Metamorphose verantwortlich gemacht werden kann. Gneise und Schiefer sind im untersuchten Gebiet wegen der eingangs geschilderten Schwierigkeiten schlecht auseinander zu halten. Zudem zeigt die Untersuchung, daß mit einer solchen Unterscheidung nichts Wesentliches ausgesagt werden kann. Darum können beide Gesteine in einer Gruppe zusammengefaßt werden. Die Korngröße der Hauptminerale Quarz und Plagioklas beträgt kaum mehr als 0,5 mm. Immerhin können die Körner mm-große Aggregate bilden, was makroskopisch einen groben Habitus bedingt.

Die polymetamorphen Gneise und Schiefer bauen den Hauptteil der Curciusazone auf und sind vom Rücken der Aduladecke an noch einige hundert Meter über den Alpen von Balniscio und Barna anzutreffen. Im italienischen Gebietsteil treten sie entsprechend dem Schichtfallen nach Osten nur noch mit ihren obersten Partien an die Geländeoberfläche. Einige Zonen, deren Horizontkonstanz zuweilen fraglich ist, zeichnen sich durch Besonderheiten in Mineralbestand oder Gefüge aus:

Epidotgneise:

Die Gesteine unterhalb der Maiensäßen Gratella und Stabbio bis ins Tal hinunter zeichnen sich oft durch erheblichen Gehalt (bis 12 Vol. %) an eisenreichem Epidot aus. Makroskopisch tritt er selten in Erscheinung; hin und wieder sind mm-dicke Lagen sichtbar. Im Dünnschliff erkennt man, daß der Epidot immer in solchen Lagen, entweder allein oder mit Biotit vergesellschaftet, vorkommt. Die hellen Mineralien Quarz und Albit (-Oligoklas) bilden eine Gefügeeinheit für sich. Es sind keine Zusammenhänge zwischen dem Epidot und dem frisch erscheinenden Plagioklas festzustellen. Das Fehlen von Umwandlungserscheinungen könnte auf seine Umkristallisation hinweisen; damit wäre es möglich, daß der Kalziumanteil des Epidotes von einem basischen Plagioklas her stammt. Relikte, die sein Vorhandensein beweisen könnten, wurden nicht gefunden.

Granatglimmerschiefer und -gneise:

In den gleichen Hängen und hinauf bis gegen Larna treten Gesteine mit oft recht auffallendem Granat auf. Bereits makroskopisch auffällig sind die Granate bloß in den kristallisationsschieferigen Granat-Muskowitschiefern im Bach südlich von Calniscio. Die Sackungen östlich von Mesocco verunmöglichen das Verfolgen nach Norden. Erst in der Brionegegend trifft man wieder granatführende Gesteine, doch ist der Granat dort makroskopisch schwieriger zu erkennen.

An der südlichen Terraingrenze handelt es sich um Gesteinsglieder mit fast vollständig rekristallisiertem, kristallisationsschieferigem Gefüge. Dieses wird nur durch das Fehlen von Plagioklas ermöglicht. Granoblastische Quarzlagen von 0,5–3 mm Dicke wechseln mit nematoblastischen Muskowit-Chloritlagen. Dazwischen treten vereinzelte Partien mit weniger gut umkristallisierten Mineralien (hier häufig etwas Plagioklas und Biotit) und die Granatidioblasten bzw. -klasten auf. Granate bemerkt man sowohl in den Quarz- als auch in den Glimmerlagen. Es kann also für den Ort ihrer Entstehung keine Abhängigkeit von den umgebenden Mineralien festgestellt werden, wie das etwa in anderen granatführenden Gesteinen zu beobachten ist. Dagegen ist im Druckschatten der Granate manchmal umkristallisierter Albit festzustellen.

In den nördlicheren Aufschlüssen, zwischen Brione und Manzei, treten die Granatgesteine als Gneise auf. Wegen des reliktschen Plagioklases ist ihre Textur nicht mehr kristallisationsschieferig. Auch verhindert der Plagioklas eine ausgedehnte Umkristallisation von Quarz und Muskowit. Biotit tritt nun stets wieder auf. Er kann lagenweise chloritisiert sein (Klinochlor). Solcher findet sich hier auch als Rand um die Granate.

Muskowitporphyroblastengneise und -schiefer:

In der oberen Hälfte der Curciusazone treten häufig Gesteine auf, welche durch ihre Muskowitporphyroblasten auffallen. Solche fehlen auch in den tieferen Partien nicht, nur sind sie dort weniger häufig. Die Muskowitporphyroblasten lassen sich nicht auf bestimmte Schichtkomplexe begrenzen, sondern sie treten in der normalen Variation der Gesteine in mehr oder weniger mächtigen Horizonten ab und zu auf. Eine Zone besonderer Häufigkeit zieht vom Pian Guarnei an der südlichen Terraingrenze zum Pizzo Bianco an der nördlichen.

Unter dem Mikroskop fällt die starke Katakklase auf, welche die Gesteine mit Muskowitporphyroblasten wohl im Zusammenhang mit einer Dislokation erlitten haben. Der Plagioklas besteht vorwiegend aus zerkleinerten Körnern (z. T. 0,02 mm). Diese sind mit Serizit vermengt, der sowohl von der Feldspatzersetzung als auch von der Zerstörung der Glimmer her stammt. Wegen der intensiven mechanischen Zerstörung und chemischen Umwandlung des Plagioklases erscheinen die Gneise bei oberflächlicher Betrachtung oft als «Schiefer». Der Biotit zeigt eine intensive mechanische Zerfetzung und Einregelung in verschiedene sich kreuzende s-Flächenscharen. Die Chloritisierung (Klinochlor) des Biotites schwankt stark und scheint demzufolge nicht direkt mit dessen mechanischer Beanspruchung in Zusammenhang zu stehen.

Die Katakklase ist gleichzeitig mit der Streßbeanspruchung der übrigen Gesteine anzunehmen. Bei diesen ist der Quarz in den bekannten lagenförmigen Aggregaten als längs sich erstreckende Körner umkristallisiert. Bei starker Katakklase muß vermutlich eine verzögerte Umkristallisation unter abklingender Streßbeanspruchung angenommen werden, denn nur so läßt sich das Auftreten des Quarzes in unregelmäßigen Nestern mit ineinander verzahnten Körnern erklären. Der Plagioklas ist überall dort als Albit umkristallisiert, wo die Katakklase genügend kleine, damit reaktionsfähigere Trümmer geschaffen hat. Kleine Epidotkörnchen zeigen den ehemals geringen Ca-Gehalt des Plagioklases. Der Muskowit selber, der dem Gestein das auffällige Aussehen gibt, kommt in zwei Formen vor. Dort, wo er mit Biotit vergesellschaftet ist, kann er je nach Größe zwischen den gewöhnlichen Zweiglimmerparagneisen und den eigentlichen Muskowitporphyroblastengneisen vermitteln.

Über das Alter der Muskowitporphyroblasten und über ihre Entstehung kann man in guten Treuen geteilter Meinung sein. *Gansser*

Abb. 17

Undeformierter Muskowitporphyroblast
in mechanisch stark beanspruchtem Gestein
(Vergrößerung etwa 40 ×)
Muskowit entsteht durch Sammelkristallisation in einer Serizitmasse

Abb. 18

(Vergrößerung etwa 20 ×)
Hier schwache Deformation des Muskowit, sonst ähnlich wie oben

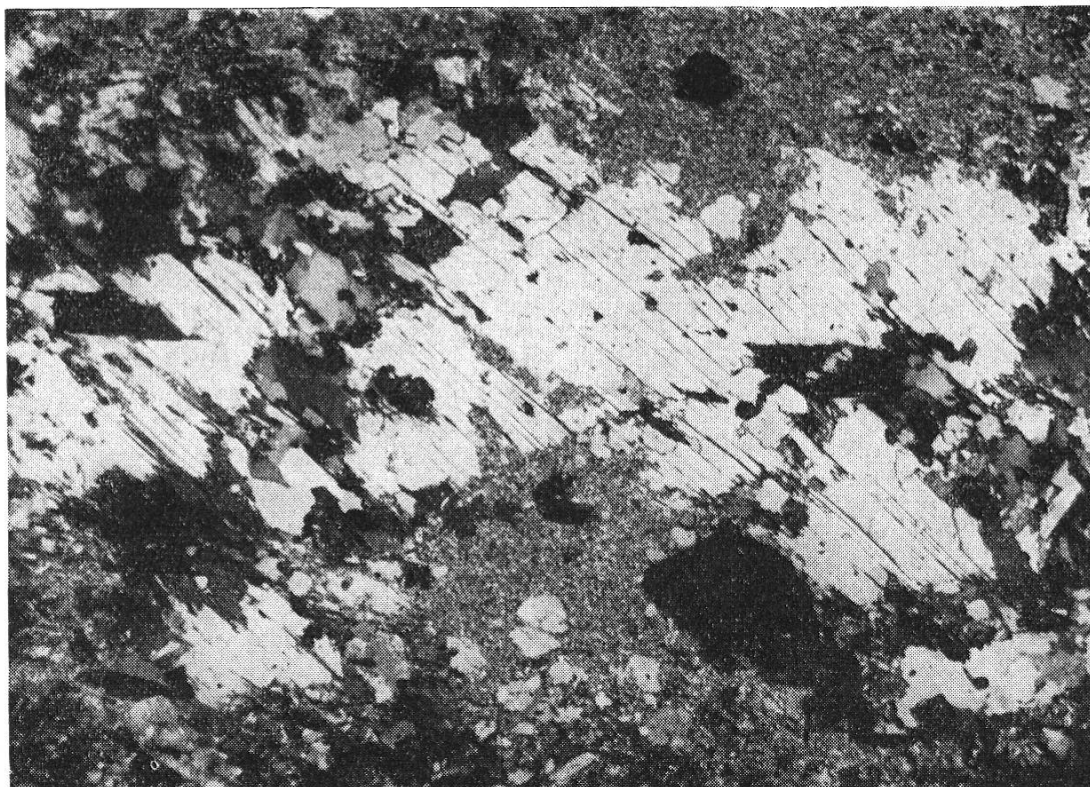


Abb. 17

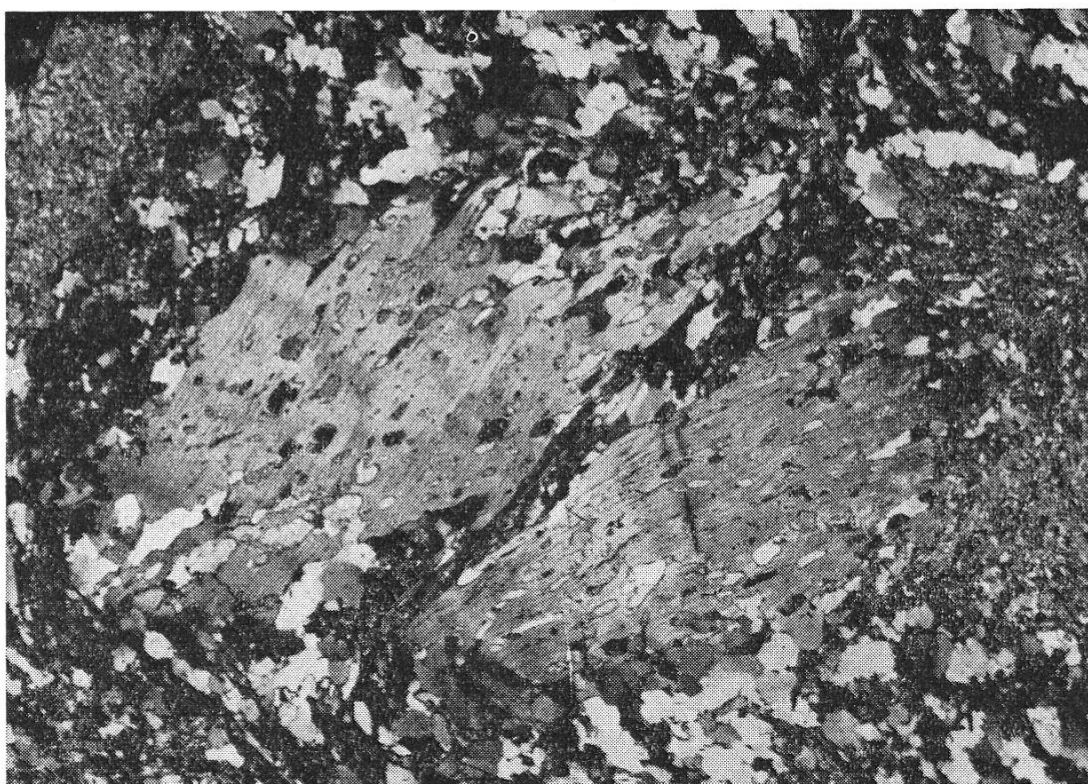


Abb. 18

(1937) stellte an verschiedenen Muskowitporphyroblasten eine Korrosion durch Quarz fest, so daß ein alpines Alter der Muskowite kaum in Frage kommt. Im Gegensatz zu dieser Feststellung fallen im untersuchten Gebiet gewisse Muskowitporphyroblasten auf, deren alpine Entstehung wahrscheinlich ist. Am Vorhandensein zweier Muskowitgenerationen braucht man sich ebenso wenig zu stoßen wie am vermuteten Auftreten zweier Quarzgenerationen, wenn man die Tatsache der selektiven Wirkung der alpinen Metamorphose anerkennt. Manche der untersuchten Muskowitporphyroblasten sind von einem Serizitsaum umgeben. In einigen Fällen scheint es, daß dieser aus dem Muskowit entstanden sein könnte. Bei anderen Exemplaren jedoch erhält man den Eindruck, daß der Muskowit durch Sammelkristallisation aus dem Serizit entstanden sei. (Ähnliche Beobachtung: *Zurflüh*, 1961.) Abb. 17 zeigt einen solchen Porphyroblasten. Es ist auffallend, daß er kaum mechanische Beanspruchung zeigt, obwohl deren Spuren im übrigen Gestein anhand der Kataklyse einwandfrei festzustellen sind. Das zeigt, daß der Muskowitporphyroblast jünger sein muß als die Kataklyse. Sind die Porphyroblasten dagegen nicht mehr oder nur noch von einem schmalen Saum von Serizit umgeben, können sie leicht gewellt oder ausgespitzt sein. Diese nur schwache Beanspruchung dürfte aber nicht mit der Kataklyse, sondern mit jener Beanspruchung zusammenhängen, die auch für die undulöse Auslöschung des (umkristallisierten) Quarzes verantwortlich ist.

Ankeritschiefer:

Ankeritschiefer, wie sie am Pizzo Bianco auftreten, sind auf diese Gegend beschränkt. Sie wurden bereits von *Gansser* (1937) beschrieben.

b) Psammitgneise:

Die obersten paar Dutzend Meter der Curciusazone werden vorwiegend durch feine Psammitgneise gebildet. Der Unterschied zwischen ihnen und den gewöhnlichen grobkörnigeren polymetamorphen Gneisen läßt eine Zeitmarke zwischen beiden vermuten. In der Tat fällt die stratigraphische Stellung der Psammitgneise zuoberst in der Curciusazone auf. Nach einer mündlichen Mitteilung von *Blanc* sind sie überdies mit Gesteinen aus dem «Karbon von Madesimo» (*Staub*, 1958) zu vergleichen. Allfällige Diskordanzen zwischen den polymetamorphen Gneisen und den Psammitgneisen müßten während der alpinen Dislokation überprägt worden sein.

Die Psammitgneise sind oft derart feinkörnig, daß sich makroskopisch keine Mineralkörner außer etwaigen Glimmerblättchen feststellen lassen. Biotittäfelchen fallen besonders ob der Alpe dei Piani, südöstlich vom Lago Grande auf Balniscio, sowie zwischen Starleggia und Splughetta auf. An anderen Orten sind die Psammitgneise ausgesprochen glimmerarm. Von den grobkörnigen polymetamorphen Gneisen lassen sie sich manchmal dank einer deutlichen, wenn auch nicht auffallenden Grenze abtrennen. Sobald aber im Grenzbereich Verschieferungshorizonte auftreten, ist eine solche nicht eindeutig festzulegen. Von der Cima di Barna hinunter unter den Piano dei Cavalli scheint der Raum der Psammitgneise teilweise von den Foppagneisen eingenommen zu werden. In diesen finden sich seltene Einschlüsse, welche den Psammitgneisen ähnlich sehen. Die Aufschlüsse sind zu selten und zu beschränkt, um zu entscheiden, ob es sich dabei allenfalls um primäre, also nicht tektonisch entstandene Kontakte handeln könnte.

Die Gefügedeformation ist bei den Psammitgneisen, wie bei allen übrigen Gesteinstypen, einer breiten Variation unterworfen. Typisch sind vor allem die feinen, dichten und beinahe massigen Varietäten ohne oder mit nur schwer erkennbaren Texturflächen. Doch auch dort, wo sie stark verschiefert sind und Umkristallisationserscheinungen (lagige, verzahnte Quarzaggregate, Albit) aufweisen (z. B. bei San Sisto), läßt sich anhand von Übergangsreihen die Verwandtschaft mit den massigeren Typen erkennen.

Letztere sind besonders interessant, weil sie nur geringe alpine Einflüsse zeigen und es überhaupt erst erlauben, von «Psammitgneisen» zu sprechen. Der psammitische Eindruck wird durch die gleichmäßige Verteilung der Quarzkörner (ϕ um 0,1 mm) hervorgerufen. Sie befinden sich einzeln, höchstens noch zu zweien oder zu dreien in einem ungerichteten Grundgewebe, welches offenbar aus vollständig zersetztem Plagioklas besteht. Darin können einigermaßen gleich ausgerichtete, aber nie streng eingeregelter Glimmer, besonders Biotite, vorkommen, welche, dort wo sie sehr klein sind, den massigen Eindruck des Handstückes nicht zu stören vermögen. Die große mengenmäßige Variation des Biotites und sein Auftreten in gleichgroßen, mechanisch kaum beanspruchten, nur einigermaßen gerichteten Blättchen läßt unter Umständen an seine sedimentäre Herkunft den-

ken. Die Quarzkörner selber sind möglicherweise nicht mehr durchwegs reliktsch, sondern umkristallisiert, wie die spitz einspringenden Winkel vieler Körner zeigen. Dagegen entspricht die Verteilung der Quarzkörner im Grundgewebe einem psammitischen Relikt. Schliffbilder der Psammitgneise sind ohne weiteres mit solchen von nicht metamorphen Sandsteinen zu vergleichen (Abb. 19 und 20). Leider konnte im Felde keine einzige Sedimentstruktur ausfindig gemacht werden. Solche müßten eigentlich, wenn schon im Kleinen, auch im Großen zu beobachten sein.

c) Überschobene Gesteine der Curciusazone

Durch eine einfache Überschiebung sind Zweiglimmergneise der Curciusazone samt ihrem Hangenden (untere Bardanzone) auf die «autochthone» untere Bardanzone zwischen der Cima di Verchena und dem Pizzo Quadro, bzw. dem Motto Alto, gelangt. Unter dem Pizzo Quadro sind die aus der Curciusazone stammenden Gneise, welche die autochthone von der überschobenen Bardanzone trennen, etwa 80 m mächtig. Es spricht für die flach angelegte Schubbahn, daß dieser Betrag in der Schubrichtung nur langsam abnimmt.

Hinweise auf die stärkere Beanspruchung in der Überschiebungszone liefern sowohl die Gesteine der Bardanzone im Liegenden als auch die überschobenen Gesteine selber. Im Felde fallen sie durch dunkle Gesteinsfarbe und ausgeprägte Muskowitschüppchen auf. Das erste ist für die starke kataklastische Beanspruchung, das zweite für die dadurch ausgelöste Umkristallisation charakteristisch. Im Dünnschliff gleicht das Gefüge dieser Zweiglimmergneise wegen der nahezu vollständigen kristallisationsschieferigen Textur viel eher den Chloritgneisen der Bardanzone als Gesteinen der Curciusazone, zu welcher sie eigentlich gehören. Die Mineralien sprechen aber eindeutig für die Zugehörigkeit zur Curciusazone: gewöhnlicher Muskowit statt phengitischem Glimmer, Biotit mit deutlich diaphoretischem Chlorit (Klinochlor) statt neugebildetem Prochlorit. Weitere Besonderheiten sind einzelne cm-große Feldspatäugen, vermutlich pegmatitischer Herkunft, unter dem Pizzo Quadro sowie verschiedentlich limonitisierte Granatidioblasten, welche Durchmesser von $\frac{1}{2}$ –2 cm haben können.

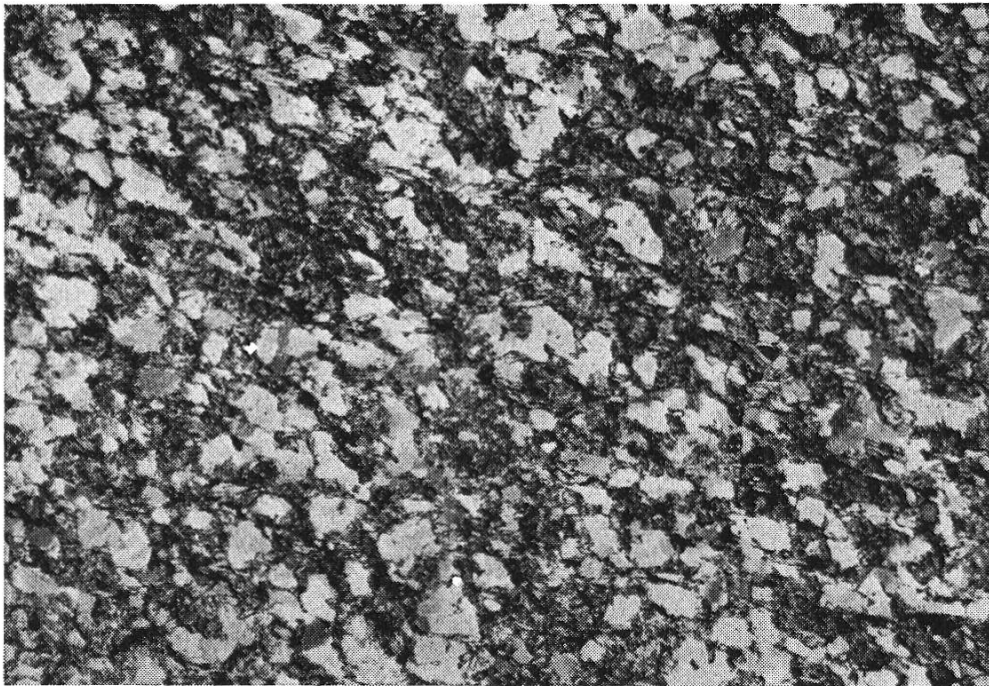


Abb. 19

Nahezu massiger Psammitgneis
(Vergrößerung etwa 30 ×)

Unregelmäßig geformte Quarzkörner von ungefähr gleicher Größe sind ziemlich regelmäßig in einer Matrix aus Serizit und Biotit verteilt.

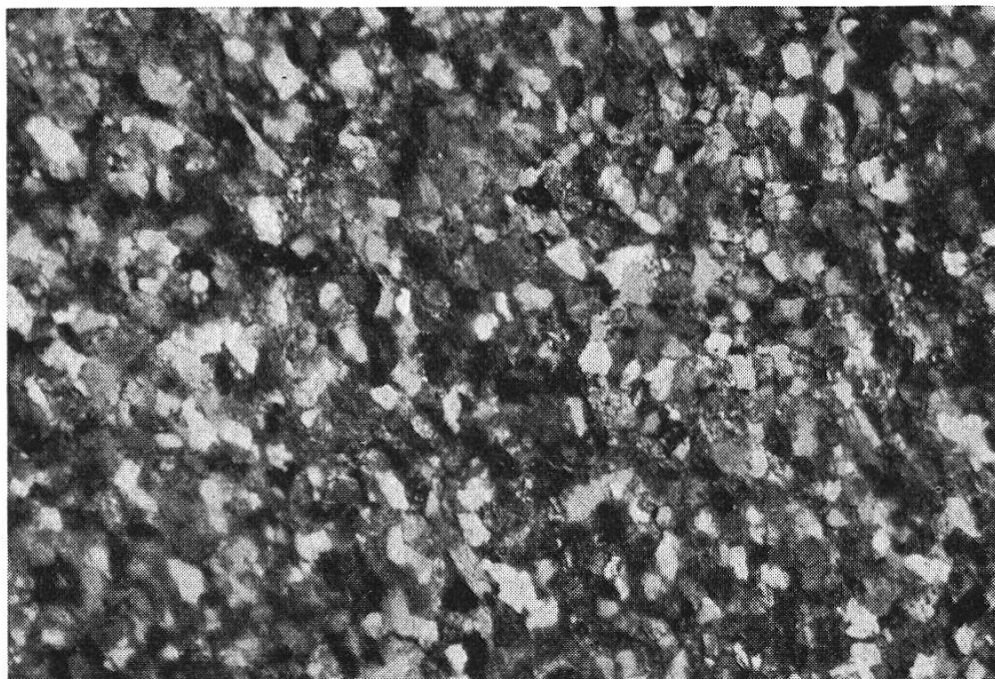


Abb. 20

Schilfsandstein (Keuper), Randen SH
(Vergrößerung etwa 30 ×)

Ein Vergleich der Psammitgneise mit diesem nicht metamorphen Sandstein zeigt, wie gut in jenen die psammitische Struktur erhalten ist.

4. Zusammenfassung

Entsprechend ihrem vermuteten, durch Relikte noch angedeuteten Zustand vor der alpinen Metamorphose, lassen sich die eindeutigen Paragesteine der Curciusazone in folgende Gruppen einteilen:

— Ehemalige Gneise und Schiefer, entstanden während einer oder mehreren voralpinen, nicht datierbaren Metamorphosen, welche gesamthaft kräftiger waren als die alpine.

— Ehemalige Sandsteine; vermutlich jünger als die vorige Gruppe; noch sedimentäre Relikte vorhanden.

Beide Gruppen entsprechen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung ehemaligen Grauwacken.

B. Augen- und Flasergneise

Die Augen, die diesem Gestein den Namen und ein charakteristisches Aussehen geben, bestehen aus ehemals porphyrischen oder porphyroblastischen Großkristallen von Kalifeldspat, wie das in weniger beanspruchten Gesteinspartien noch ersichtlich ist. Bei stärkerer Beanspruchung sind Porphyroklasten dieses Kalifeldspates umgeben von Quarz und Plagioklas in den weißen Flasern zu finden. Das wechselweise Auftreten von Flasern und Augen braucht aber nicht nur mechanisch-tektonisch bedingt zu sein, sondern könnte seine Ursache auch in primären petrographischen Unterschieden haben, durch welche die Gesteine bei der nachmaligen mechanischen Beanspruchung selektiv überprägt wurden. Eindeutig primär genetische Zusammenhänge zwischen den augigen und den flaserigen Varitäten sind im Felde nicht zu finden.

1. Vorkommen und Aussehen

Auf der Karte von *Rolle* (1882) sind bereits die Augengneise im Gebiete der unteren Valle San Giacomo ausgeschieden. *Mühlemann* (1928) hat in den Hängen östlich Pian San Giacomo weitere Augengneise, den von ihm benannten «Brione-Biotit-Augengneis», erkannt und in Zusammenhang mit den Truzzogneisen gestellt. Ähnliche Augengneise beschreibt *Gansser* (1937) aus der Stirnzone. Ein weiterer Aufschluß von Augengneisen findet sich, von *Frischknecht* (1923) beschrieben und als Orthogneis kartiert, am alten Fußweg von Andergia nach Pian San Giacomo hinauf.

Im italienischen Gebietsabschnitt finden sich unterhalb Servizio, westlich Pietra, gestürzte und versackte Blöcke von flaserigen Augengneisen; evtl. anstehend sind nur zwei isolierte Vorkommen von wenigen Kubikmetern. Ein größerer Span kann noch über Servizio beobachtet werden. In dieser Gegend könnten die flaserig-augigen Gneise irgendwie mit den Foppagneisen in Verbindung stehen. Diesen z. T. bereits bekannten Vorkommen von Flaser- und Augengneisen konnten zwischen Brione und dem Pizzo Pombi, in den Hängen von Larna (LK: Arna), noch weitere, allerdings kleinere, zugefügt werden. Sie stellen die bis anhin nur vermutete Verbindung zwischen den Truzzo- und den Brionegneisen her. Das Auffinden dieser Vorkommen ist eher zufällig, sind sie doch nur 10–40 m mächtig und deshalb von Gehängeschutt oder Pflanzenwuchs leicht zu überdecken. Mancher Zusammenhang dürfte besonders unter der Sackung östlich von Mesocco verborgen sein.

Die erwähnten kleineren Vorkommen bestehen zum größten Teil aus Flasergneisen. Nur das größte Vorkommen im untersuchten Gebiet, dasjenige von Brione, besitzt neben Flaser- auch Augengneise; dazu kommt am unteren Ausgang des Brionecouloirs und von dort gegen Andergia zu eine auffallend helle kalifeldspatarme Varietät. Vom großen Schuttkegel nordöstlich Pian San Giacomo ist dieses Vorkommen südwärts bis gegen die Maiensäße von Gratella zu verfolgen. In sich ist das Vorkommen keineswegs einheitlich; immer wieder durchziehen tektonische Zonen den Gesteinskörper. Wie in den Paragesteinen äußern sich letztere auch hier durch intensive

Abb. 21

Augengneis von Brione

Schnitt senkrecht zur
b-Richtung

punktiert: Kalifeldspat-
porphyroklasten

weiß: vorw. Quarz und
Plagioklas

schwarz: vorw. Glimmer
und Epidot



Kleinfältelung oder gar Mylonitisierung, dabei werden die hellen Fläsern dünner und seltener. Die Bodenbedeckung verunmöglicht ein Verfolgen dieser $1\frac{1}{2}$ –10 m mächtigen feinflaserigen oder flaserfreien Mylonitzonen. Charakteristisch ist ihre Hell-dunkel-Bänderung. Die Bewegungsvorgänge haben hier keine Durchmischung und Verknüpfung der Mineralien bewirkt, sondern im Gegenteil eine eindeutigere Trennung als im ursprünglichen Gestein. Die hellen Bänder bestehen aus einer umkristallisierten, glimmerhaltigen feinen Quarz-Feldspattrümmermasse, die sich stromlinienartig an einzelne noch vorhandene Alkalifeldspatporphyroklasten schmiegt. Die dunklen Bänder bestehen aus den Glimmer- und Epidotmineralien, untergeordnetem Quarz und Feldspat, sowie aus Erz.

Im Norden von Brione ist das Vorkommen über 150 m mächtig (hier sind auch die am geringsten beanspruchten Augengneise zu finden), während es bei Gratella, im südlichsten Aufschluß, samt der mylonitisierten Randzone, noch knapp 20 m ist und aus flaserigen Gneisen besteht. Die nördliche Fortsetzung des Vorkommens von Brione ist von Schuttkegeln zugedeckt.

Besondere Einflüsse der Augen- und Flasergneise auf die umgebenden Paragneise konnten mit Ausnahme von mechanischer Verschieferung und Mylonitisierung keine festgestellt werden. Es darf allerdings nicht außer Acht gelassen werden, daß das Erkennen und richtige Deuten von Gesteinskontakten im untersuchten Gebiet immer schwierig ist; denn die intensive Laminierung der Gesteine als Folge von Dislokationsvorgängen erschwert oder verunmöglicht das Erkennen der primären Kontaktverhältnisse. Diskordanzen z. B. könnten verwischt und durch jüngere s-Flächen überprägt sein. Ineinandergreifende Gesteinskomplexe lassen nicht erkennen, ob das Ineinandergreifen primär oder eine Folge späterer Verschuppung während der Deckenbewegungen ist. So ist z. B. gegenüber Ghiffa, also in den untersten Hängen von Brione, an der Basis des Hauptkörpers der Augen- und Flasergneise, ein zweiter etwa 20–30 m mächtiger Körper von Flasergneisen zu beobachten. Auf einer Strecke von mehr als 300 m kann sein Vorhandensein immer wieder festgestellt werden, ohne daß es gelänge, Zusammenhänge mit dem Hauptkörper festzulegen. Die beiden Körper sind voneinander durch etwa 20 m mächtige Paragneise und Amphibolite getrennt, wobei nicht zu erkennen ist, ob die Trennung primär oder tektonisch ist. Amphi-

bolite umgeben auch im übrigen das Vorkommen von Brione im Liegenden wie im Hangenden, doch stehen sie nie in direktem Kontakt mit den Augen- und Flasergneisen. Stets sind sie durch Paragneise voneinander getrennt. Es ist nicht zu entscheiden, ob die Amphibolite primär irgendwelchen Zusammenhang mit den prämetamorphen Äquivalenten der Augen- und Flasergneise hatten.

2. Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:

HG: Quarz, Kalifeldspat, Albit

NG: Biotit/Chlorit, Muskowit, (Epidot)

AK: (Epidot), Apatit, Zirkon, Magnetit, (Granat)

Beschreibung der Mineralien:

Quarz. Um 20 Vol. %, Korngröße: 0,1–0,5 mm.

Zur Hauptsache befindet sich der Quarz in hellen Flasern und Lagen, wobei zwei Arten undulierend auslöschender Quarz zu unterscheiden sind:

- Im Innern der Flasern und Lagen sind es einigermaßen isometrische Einzelkörner, hin und wieder auch Mehrkornaggregate, vermutlich kataklastischer Entstehung. Sandquarzbildungen wurden nicht festgestellt.
- Am Rand der Flasern und besonders auch in den Umbiegungen der Fältchen bildet der Quarz umkristallisierte Aggregate. Diese bestehen aus vielen längsgestreckten verzahnten Quarzkörnern. Die morphologischen Längsachsen der Körner sind den s-Flächen parallel oder bilden mit ihnen einen spitzen Winkel von selten mehr als 20°. Auch die optischen Achsen scheinen einigermaßen geregelt zu sein, soweit sich das mit der «Gipsblättchenmethode» feststellen läßt. Die Umkristallisation des Quarzes muß im Zusammenhang mit der Durchbewegung des Gesteines entstanden sein, wie die Beschränkung dieser Erscheinung auf den Rand der Flasern deutlich macht.

Eine dritte Art von Quarz heilt hin und wieder Zerrungen und Risse in anderen Mineralien aus und löscht einheitlich aus.

Kalifeldspat. Volumenanteil nur unsicher zu bestimmen: zirka 10–20 %, Korngröße: 0,5–25 mm.

Der ehemals wohl idiomorphe Kalifeldspat wurde während der Durchbewegung des Gesteines umflossen, gedreht und zerrissen. Ein-

zelne Bruchstücke lassen den Zusammenhang zu einem großen Kristall noch erkennen, andere sind vollständig isoliert. Die Kalifeldspäte bilden je nach ihrer Zerstörung den größten Teil der hellen Flasern oder auch nur deren Kern. Zwischen den einzelnen Porphyroklasten findet sich das gewöhnliche granoblastische Quarz-Albitgefüge, das auch die Flasern bildet. Nur wo die Zwischenräume klein sind, hat sich ein etwas feinkörnigeres Gefüge, aber derselben Zusammensetzung, gebildet.

Mineralogisch handelt es sich um *Mikroclinperthit*. Die Zwillingsgitterung ist nur selten zu sehen. Sie ist meistens submikroskopisch, was sich in der diffusen Auslöschung äußert. Die perthitischen Entmischungslamellen sind sehr fein. Randlich oder im Inneren der Kalifeldspäte sind manchmal, ausgehend von angedeuteten Rissen, Bildungen von Schachbrettalbit zu sehen; daneben kommen auch Anwachszone von polysynthetisch verzwilligtem Albit vor. Beide Vorgänge haben naturgemäß erst nach der Klastese stattfinden können.

Zuweilen sind noch kleine Risse im Alkalifeldspat zu beobachten. Diese dürften jünger sein als die großen Zerrungen und im Zusammenhang mit einer späteren Beanspruchung entstanden sein, welche auch die undulöse Auslöschung des umkristallisierten Quarzes bewirkte. Der Quarz nämlich, der diese Risse ausheilt, zeigt, wie erwähnt, eine einheitliche Auslöschung.

Albit. 30–40 Vol. %.

Der Albit kommt in zwei Ausbildungen vor:

- Nicht oder nur einfach verzwilligte Albitkörner in der Größe der Quarzkörner. Mit diesem zusammen bauen sie das granoblastische Gefüge der Flasern auf. Kleine Epidotkörner in oder um die Albitkörner könnten einen ehemals basischeren Plagioklas vermuten lassen.
- Schachbrett- und stark verzwilligter Albit als Umwandlungs- und Anwachszone um, in oder an Stelle von Mikroclin. Die polysynthetischen Zwillinge nach dem Albitgesetz zeigen eine symmetrische Auslöschungsschiefe von etwa -17° bis -18° , was auf einen nur geringen Kalziumgehalt hinweist.

Grünbrauner Biotit, Muskowit, eisenreicher Epidot. Diese drei Mineralien bilden in wechselndem Mengenverhältnis die dunklen Strähnen und Lagen im Gestein. Zusammen nehmen sie etwa 15 bis 25 Vol. % ein. Epidot tritt meist hinter den Glimmern und Biotit

hinter Muskowit zurück. Weiter ist zu beobachten, wie der Biotit, zusammen mit Muskowit, vorwiegend in den augigen und grobflaserigen Gesteinsvarietäten von Brione auftritt, während er in den feinflaserigen, tektonisch stärker überprägten Varietäten oft fehlt. Es muß aber nicht unbedingt die stärkere tektonische Überprägung für das vermehrte Auftreten von Muskowit (bis 20 Vol. %) verantwortlich gemacht werden, sondern es könnten evtl. auch primäre petrographische Unterschiede bestanden haben.

Es sei noch angefügt, daß sich der manchmal chloritisierte Biotit in seiner Farbe von jenem der Paragesteine deutlich unterscheidet.

Pleochroismus: n_x hell grünlichbraun, n_z dunkles Tabakbraun, oft grünbraun oder olivgrün

Gefüge:

Struktur: kataklastisch überprägte ehemals porphyrische (oder porphyroblastische) Struktur. Matrix: granoblastisch.

Textur: Lentikular-flaserig, flaserig, teilweise gefältet.

Es wurde bereits erwähnt, daß die augigen und grobflaserigen Gesteinsvarietäten mit ihrem porphyrischen Reliktgefüge nur in Brione sowie im Vorkommen zwischen Andergia und Pian San Giacomo zu treffen sind. Dazu kommen allerdings noch die Blöcke im Sackungsgebiet westlich von Pietra. Es ist denkbar, daß für die Entstehung der feinflaserigen Varietäten nicht allein ihre eindeutig feststellbare stärkere tektonische Überprägung, sondern auch primäre Gefügeunterschiede verantwortlich sind. Aussagen über die Art dieses Gefüges sind wegen des Fehlens von Relikten keine mehr zu machen.

3. Zusammenfassung

Die flachlinsenförmigen Körper der Augen- und Flaserigneise sind in den Hängen östlich Mesocco und Pian San Giacomo überall tektonisch begrenzt. Sie könnten deshalb als Abschürflinge eines größeren Gesteinskörpers betrachtet werden. In Frage kommen die teilweise porphyrischen Granitgneise im Truzzogebiet. Daneben muß aber auch eine Herkunft von nun tektonisch überprägten Ausläufern (Apophysen und Lagergänge) der ehemaligen Granite und Granitporphyre des Truzzogebietes in Betracht gezogen werden. Dadurch wäre auch die teilweise mehr aplitische Zusammensetzung der kleinen Vorkommen zu erklären. Wegen ihrer starken Überprägung fehlt ihnen aber jede Reliktstruktur.

C. Hornblende-Biotitgneise

1. Vorkommen und Aussehen

Bereits beim Begehen des Schafweges zwischen Gratella und Brione fallen einem Blöcke eines gesprenkelten Gneises auf. Es handelt sich um Material, welches aus den inneren, massigeren Partien eines Hornblende-Biotitgneiskörpers stammt. Dieser findet sich im Maximum 180 m mächtig wenig über den Flasergneisen, ist aber von diesen durch Paragesteine getrennt. Gegen Norden auf Brione sowie im Süden unter der Alpe di Barna keilt der Hornblende-Biotitgneis aus; ähnliche Gesteine sind im übrigen Untersuchungsgebiet nirgends mehr zu finden. Primäre Kontakte der Hornblende-Biotitgneise mit ihren Nebengesteinen sind nicht vorhanden. Dagegen verliert sich gegen die Randpartien infolge der mechanisch stärkeren Beanspruchung das gesprenkelte Aussehen des Gneises. Er wird schieferig, wobei aber ab und zu noch faustgroße Linsen von weniger geschiefertem, gesprenkeltem Gneis festzustellen sind.

Bei den Hornblende-Biotitgneisen ist die ungleichmäßige Prägung durch die (alpine) Dislokationsmetamorphose besonders klar ersichtlich, da hier ursprünglich wohl einheitlich ausgebildete, massige Gesteine von ihr betroffen wurden. Die gesprenkelten Gesteine mehr im Zentrum des Vorkommens sind immer noch mehr oder weniger massig. Von ihnen, bis zu kataklastischen Gneisen mit ausgesprochenen Trümmergefügen, in denen sich gelegentlich noch größere Hornblendeporphyrroklasten als Mineralrelikte befinden, sind alle Übergänge zu beobachten. Die Trümmergesteine gleichen makroskopisch wegen ihrer Feinheit oft eher den gewöhnlichen grauen Paragneisen und sind nur bei einiger Aufmerksamkeit von diesen zu trennen. Derartige Glieder finden sich etwa nördlich der Schäferhütte von Brione und in den Erlen zwischen Stabbio und Alpe Barna.

2. Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:

HG: Quarz, Plagioklas, Biotit, Hornblende

NG: Epidot, Zoisit, Chlorit

AK: Orthit, Apatit, Zirkon, Titanit, Magnetit, Pyrit

Beschreibung einzelner Mineralien:

Quarz. 18–25 Vol. %, Korngröße: 0,2–0,5 mm in den geschiefer-
ten Gneisen. 0,5–1,5 mm in den massigeren Gneisen (teilweise zer-
brochen, aber Bruchstücke noch im Zusammenhang).

In den mehr massigeren Partien bilden die oft verzahnten Quarz-
körner einigermaßen isometrische Nester (ϕ 1½–2½ mm). An den
Korngrenzen (oder vereinzelt auch im Korninnern) finden sich
manchmal kleinere, nur 0,05 mm große Quarzkörnchen, die als Mör-
telkränze zu deuten sind. Zuweilen sind als Einschlüsse in den Quarz-
körnern und ihren Aggregaten Kristalle aller übrigen Mineralien
festzustellen. Es ist anzunehmen, daß die Quarzaggregate in den mas-
sigeren Gesteinspartien mindestens noch die Lage, teilweise auch
noch die Umgrenzung ehemaliger Quarzaggregate, evtl. Quarzkri-
stalle aufweisen.

In den mehr oder weniger stark verschieferten Gesteinspartien ist
der Quarz umkristallisiert, wobei die Quarzkörner in subparallel an-
geordneten Aggregaten (½ mm dick, 2–3 mm lang) vorkommen, in
denen die Körner meist mit ebenen Flächen aneinander grenzen,
manchmal aber auch ineinander verzahnt sein können.

In äußerst stark kataklastischen Gesteinen (möglicherweise aus
einer Bruchzone und nicht mit der Verschieferung im Zusammen-
hang stehend) kommen die Quarzkörner vorwiegend einzeln, aber
nicht besonders gleichmäßig verteilt vor.

Durch die undulöse Auslöschung auch des umkristallisierten
Quarzes wird eine junge Beanspruchung des Gesteines angezeigt.

Plagioklas. 24–35 Vol. %. Korngröße: ursprünglich um 2 mm, je
nach Ausmaß der Kataklastik kleiner, bis 0,1 mm; umkristallisiert:
0,05–0,5 mm.

In den massigeren Gesteinspartien:

Hier ist der Plagioklas so stark von Umwandlungsprodukten wie
Epidot, Zoisitbesen und Serizit erfüllt, daß seine Bestimmung meist
unmöglich ist. Die Bestimmung der Lichtbrechung von unzersetzten
Mineralpartien gegenüber Quarz und der optische Charakter (2-ach-
sig, negativ), machen (evtl. basischen) *Oligoklas* wahrscheinlich.
Auch die kalziumreichen Zersetzungsprodukte (Zoisitbesen, Epidot)
sprechen für einen etwas basischen Plagioklas.

Unter dem Mikroskop scheint es bei oberflächlicher Betrachtung,
daß kleinste Plagioklasreste mit den Zersetzungsprodukten eine feine

Matrix bilden würden. Bei genauem Beobachten erkennt man aber die Grenzen ehemaliger großer Plagioklasindividuen (2 mm), die nun völlig zersetzt sind, aber trotzdem noch ein granoides Gefüge abbilden.

In den geschieferten Gesteinspartien:

Hier ist je nach Intensität der mechanischen Beanspruchung eine ausgeprägte oder eine erst beginnende Umkristallisation des Plagioklases zu erkennen. Die beginnende Umkristallisation zeigt sich in einer «krümeligen» Masse kleiner Plagioklaskörner (0,05 mm) mit unbestimmten Korngrenzen. Nur durch die verschiedene Auslöschungsstellung bei eingeschaltetem Analysator heben sich die verschiedenen Kornzentren voneinander ab.

Wo die Umkristallisation weiter fortgeschritten ist, sind eindeutige Körner zu erkennen, die sich mit Hilfe ihres optischen Charakters als *Albit-Oligoklas* bestimmen lassen. Die umkristallisierten Plagioklaskörner weisen einige Wachstumseinschlüsse (Epidot) auf, während Zersetzungseinschlüsse nicht mehr zu beobachten sind. Überdies können diese Plagioklaskörner mit dem Quarz zusammen lagenförmige Aggregate bilden.

Biotit. 10–25 Vol. %. Pleochroismus: n_x blaßbraun, n_z braun.

Auffallendster dunkler Gemengteil. Stets zeigt er längs den Spaltflächen feine Einschlüsse von Zirkon und Epidot. Auf Schnitten mehr oder weniger senkrecht zur kristallographischen c-Achse erkennt man feinste Sagenitgewebe.

In den weniger verschieferten Partien ist der Biotit als bis 2 mm große, nicht eingeregelter Schüppchen vorhanden und bildet wohl einen primären Gemengteil des voralpinen Mineralbestandes. Ein geringer Teil des Biotites ist zudem mit der Hornblende verwachsen. In diesem Falle bildet er keine idioblastischen Täfelchen, sondern xenoblastische, oft schlierige Gebilde ohne erkennbare Basis-spaltbarkeit.

Mit zunehmender Verschieferung werden die Biotitindividuen kleiner und besser eingeregelt. Hier wird der Biotit öfters auch von einer Umwandlung in Klinochlor erfaßt. Oft kann die Chloritisierung so stark sein, daß der größte Teil des Biotits davon erfaßt ist.

Hornblende. Um 10–15 Vol. %, Korngröße: 1–8 mm.

Pleochroismus: n_x grünlich, n_z hellgrün; n_z/c : 16° – 18° .

Das nester- und fleckenartige Auftreten der Hornblende bedingt das gesprenkelte Aussehen der massigen Gesteinsglieder. Hier trifft man die Hornblende meist in Aggregaten von 3–8 verschieden großen und verschieden orientierten, häufig verzwillingten oder durchwachsenen Körnern. Im polarisierten Licht scheinen diese zwar einheitlich; erst bei eingeschaltetem Analysator zeigt die unterschiedliche Doppelbrechung einen uneinheitlichen Kristallaufbau an. In den geschieferten Gliedern befindet sich die Hornblende als unauffällige Bruchstücke zusammen mit Biotit und Chlorit in den Trümmerlagen drin.

Die Hornblenden sind schlecht idiomorph. Auch dort, wo es sich nicht um Korntrümmer handelt, sind oft nur Teile der Prismenflächen gut entwickelt. Verwachsungen mit Biotit sind nicht selten, ebenso Umwandlungsränder oder eigentliche Pseudomorphosen von Klinochlor. Häufig ist die Hornblende von Quarz (evtl. auch von Albit) korrodiert. Dabei ist zu beobachten, wie diese Mineralien häufig von Spaltrissen parallel der kristallographischen c-Achse der Hornblenden begrenzt sind. Skelettartige Hornblenderelikte und feinste Prismen einer nahezu farblosen, möglicherweise neugebildeten Hornblende im Quarz und im Albit deuten ebenfalls auf Verdrängung und Korrosion der Hornblende durch diese beiden Mineralien.

Epidot, Zoisit, Orthit. 6–22 Vol. %, Korngröße 0,05–0,5 mm.

Als Zersetzungsprodukte sind Zoisitbesen und Epidot in den nicht umkristallisierten Oligoklasen zu treffen. Sobald aber seine Umkristallisation zu Albit festzustellen ist, bilden sich um diesen herum kleine Klinozoisit-Idioblasten. Meistens sind sie zusammen mit Biotit oder Chlorit in subparallelen Lagen angehäuft oder bilden Wachstumseinschlüsse im Albit.

Zuweilen trifft man in der Nähe des Biotits auf braunen Orthit oder auf Orthit als Kern mit angewachsenem eisenreichen Epidot. Zoisit findet sich ferner in den instabil gewordenen Hornblenden

Chlorit. Kaum pleochroitischer Klinochlor, diaphoretisch aus Biotit und Hornblende.

Gefüge:

Struktur: vorw. granoblastisch; in weniger überprägten Partien granitoide Reliktstruktur.

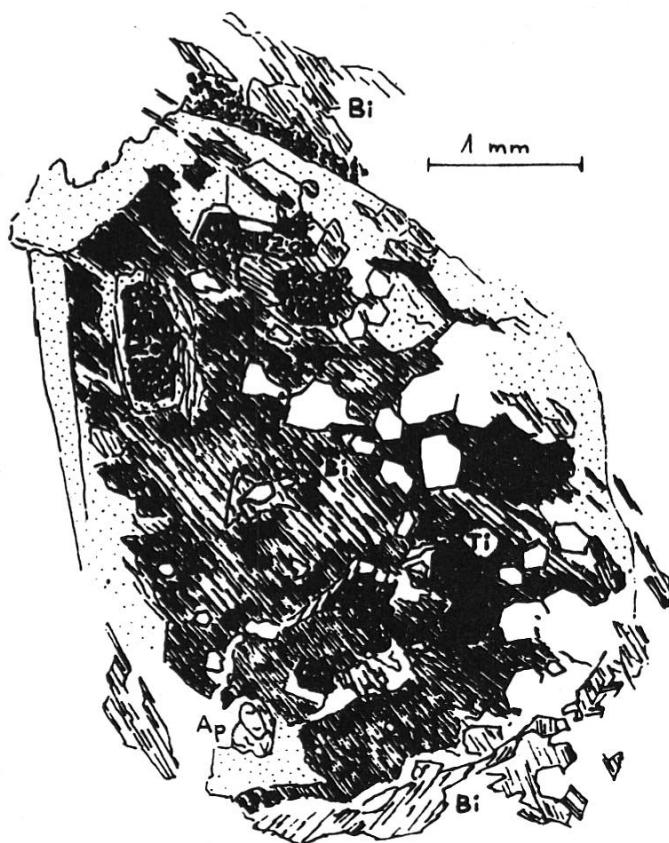


Abb. 22

*Reliktischer Hornblende-
porphyroblast*

dunkel: biotitisierte Horn-
blende

punktiert: Saum von grü-
ner, nicht angegriffener
Hornblende

Bi Biotit

Ti Titanit

Zo Zoisit

Ap Apatit

Textur: nahezu massig bis verworren schieferig (Schieferung: mechanisch und durch Umkristallisation).

Das angedeutet hypidiomorph-körnige Gefüge der massigen Gesteinspartien darf als ziemlich getreues Abbild des Zustandes vor der alpinen Metamorphose angesehen werden. Zusammen mit dem Mineralbestand macht es wahrscheinlich, daß die Hornblende-Biotitgneise als metamorphe Äquivalente von Hornblende-Quarzdioriten (Tonalite) zu betrachten sind. Bei starker Verschieferung deuten keine Gefügerelikte mehr auf den vormetamorphen Zustand, da die Mineralkörner durch Kataklaste verkleinert und aus ihrem ursprünglichen Verband gerissen wurden. Dazu kommen die Vorgänge der Umkristallisation, welche das Bild weiter verschleiern. Erneut kann also die Selektivität von Dislokationsmetamorphosen bestätigt werden.

D. Foppagneise

1. Vorkommen

Im Gebiet der Foppa¹⁶ trifft man in breiter Variation, allerdings nur in unzusammenhängenden Aufschlüssen oder in nicht begehbaren

ren Wänden, Gneise an, die sich von den bisher besprochenen Gesteinen durch und durch unterscheiden. Es lag nahe, für sie den Sammelnamen «Foppagneise» zu verwenden. In dieser Gruppe werden sowohl die mehr massigen, grob- und feinkörnigen Granitgneise, als auch die durch mechanische Beanspruchung aus ihnen hervorgegangenen Augengneise zusammengefaßt. Im Felde fallen die Foppagneise durch einen von den übrigen Gneisen abweichenden derberen und meist auch massigeren Habitus auf. Charakteristisch dafür sind die rostig anwitternden glazialen Rundhöcker zwischen dem Piano dei Cavalli und dem Passo Balniscio sowie auf der Alpe del Servizio, welche sich samt und sonders in den Foppagneisen befinden. In geschieferten Gesteinen sind Rundhöcker vielfach weniger gut erhalten.

Foppagneise finden sich in den oberen Teilen der Curciusazone. Sie können über das eigentliche Untersuchungsgebiet hinaus nach Süden verfolgt werden, wo *Blanc* und *Weber* einen möglichen Zusammenhang mit den granitischen Gneisen der unteren Valle San Giacomo abzuklären haben. Nördlich des untersuchten Gebietes wurden von *Zurflüh* (1961) bei Palude ebenfalls Foppagneise gefunden. Er erwähnt sie aber als typisches Beispiel eines Gneises mit psammitischer Reliktstruktur. Dieser Ansicht kann nicht zugestimmt werden.

Das Foppagneisvorkommen bildet einen komplizierten, verbogenen plattigen Körper, der im italienischen Gebietsteil Diskordanzen in bezug auf die Basis der Splügenermulde zeigt. So werden am Lago Bianco, unter dem Piano dei Cavalli und auf der Alpe del Servizio die Foppagneise nur durch wenige Dutzend Meter Psammitgneise von den Gesteinen der Bardanzone getrennt. Unter der Cima di Barna sind es etwa 100 m trennende meist psammitische Gneise, in den Hängen zwischen Campodolcino und San Sisto sogar etwa 500 m. Auf der Misoxerseite fällt die Diskordanz nicht auf. Dafür läßt sich dort ein tieferes Vorkommen von Foppagneisen feststellen, das aber mit dem Hauptkörper verbunden ist (Tafel 4). Ohne Zusammenhang mit dem Hauptkörper, in ihrem Auftreten deshalb wohl tektonisch bedingt, sind die Vorkommen von Foppagneis,

¹⁶ Mit «Foppa» bezeichnen die Bewohner von Starleggia die Hangverflachung nördlich ihres Dorfes, auf der sich ihre Heuwiesen und Äckerlein befinden. Auf der Landeskarte 1 : 50 000 fehlt diese Bezeichnung; sie ist jedoch auf der «Topograph. Karte der Schweiz» zu finden.

die sich beiderseits der Landesgrenze auf Balniscio finden. Oft sind es einzig zufällig zu treffende, faustgroße Linsen. Beim Pt. 2545, südlich vom Grenzstein Nr. 16, treten Foppagneise mit Psammitgneiseinschlüssen dagegen etwa 80 m mächtig auf.

Die kleineren Foppagneisvorkommen sind in ihrer seitlichen Ausdehnung eindeutig durch tektonisches Auskeilen begrenzt. Das Auskeilen des Hauptkörpers zwischen M. Balniscio und Piano dei Cavalli sowie bei Frondaglio ist weniger gut zu beurteilen. Überall sind zwar eindeutig kräftige mechanische Überprägungen festzustellen. Doch kann man sich zuweilen des Eindrucks eines Angleichens an die Paragesteine dieser Gegenden nicht erwehren. Muß das vielleicht eher der Verschieferung zugeschrieben werden, so ließe sich trotzdem an eine primäre Begrenzung des Hauptkörpers der Foppagneise südlich der Valle Febbraro denken.

2. Aussehen

So einheitlich die Foppagneise gegenüber den bereits behandelten Gneisen wirken, so verschieden sind sie doch unter sich. Die Unterschiede beziehen sich mehr auf das Gesteinsgefüge und weniger auf den Mineralbestand, der mit kleineren Abweichungen ein gemeinsames Merkmal der Foppagneise bildet. Ähnlich wie die Hornblende-Biotitgneise lassen auch die Foppagneise alle Übergänge von massigen zu geschiefertem Gesteinspartien erkennen, wobei die geschieferten Varietäten jeweils gegen den Rand der Vorkommen auftreten.

Noch nahezu massige Glieder von Foppagneisen, mittel- bis grobkörnige Granitgneise, finden sich in einigen isolierten Aufschlüssen auf der Foppa. Daneben sind sie auch am Aufstieg von der Alpe di Barna zum Passo di Barna sowie in der Gegend südöstlich des Balnisciopasses festzustellen. Ein mehr feinkörniger und heller, ebenfalls wenig gerichteter Gneis fällt zwischen der Foppa und Campodolcino auf. Er gleicht eher gewissen feinkörnigen Gneisen des Truzzogebietes als den bereits erwähnten mittel- und grobkörnigen und meist auch dunkleren Granitgneisen. Möglicherweise sind die beiden Gneisvarietäten zu trennen, was wegen der schwierigen Aufschlußverhältnisse aber nicht gelang. Ähnliche feinkörnige Gneise wie die erwähnten gehen im Hintergrund des Karkessels der Alpe di

Barna¹⁷ allmählich in die gewöhnlichen mittelkörnigen Foppagneise über.

Häufiger als die mehr massigen Granitgneise kommen im Verbande der Foppagneise geschieferte Augengneise vor, wie sie am Lago Bianco, nördlich unterhalb des Piano dei Cavalli, auf der Alpe del Servizio sowie an anderen Orten zu finden sind. Die Augengneise stellen die Übergangsglieder von den massigen zu den randlichen, geschieferten Gneisen dar, welche durch ihre gelblich-weißen Fläsern, umgeben von blau- oder braungrauen Strähnen, sofort auffallen. Der Übergang von den augigen zu den flaserigen Varietäten kann sich auf wenige Dezimeter oder einige Meter erstrecken. Scharfe Grenzen kommen nicht vor; immer finden sich auch noch mehr massige zwischen den flaserigen Partien. Erst vor dem Kontakt mit den Paragneisen verschwinden jene ganz. Gleichzeitig werden die Fläsern stärker ausgezogen und bilden mylonitische Bänder. So ausgeprägt wie bei den Augen- und Flasergneisen von Brione sind diese Erscheinungen beim Foppagneis aber nicht. Dagegen machen diese Gneise durch ihre verworrene hell-dunkel Bänderung im mm- und cm-Bereich den Eindruck von Injektionsgneisen. Eine solche Deutung dürfte kaum zutreffen, denn unter dem Mikroskop ist ersichtlich, wie die Bänderung durch eine vorwiegend mechanische Mineralsortierung zustande kommt¹⁸. Die Grenze der verschieferten Foppagneise zu den verschieferten eindeutigen Paragneisen ist überschritten, sobald die hellen Fläsern ihre gelblich-weiße Farbe ver-

¹⁷ Die Sennhütte der Alpe di Barna selber steht ebenfalls auf einem hellen Biotitgneis, dessen Biotittäfelchen nur schwach geregelt sind und dadurch seine Herkunft von einem ursprünglich massigen Gestein wahrscheinlich macht. Dieser Biotitgneis läßt sich, gut vom Nebengestein abgegrenzt und 20–50 m mächtig, mit Unterbrüchen von der Alpe di Barna über Brione bis unter die Alpe di Balniscio und weiter nach Norden verfolgen. Direkte Zusammenhänge zwischen den einzelnen Vorkommen sind nicht vorhanden. Südlich der Alpe di Barna wurde der helle Biotitgneis nicht mehr getroffen.

Obwohl die geschilderten Biotitgneise einige hundert Meter unter den Foppagneisen liegen und eine direkte Verbindung zwischen ihnen nicht in Frage kommt, gleichen sie ihnen, besonders den feinkörnigen Varietäten sowohl im Handstück wie im Dünnschliff.

¹⁸ Neben Biotit und Epidot bestehen die dunklen Lagen und Fläsern zu einem großen Teil aus dem Serizit der umgewandelten Feldspäte, im Gegensatz zu den hellen Fläsern, welche vorwiegend aus Quarz und zersetztem Plagioklas bestehen, z. T. sogar feldspatfrei sein können.

lieren und grau werden. Gleichzeitig fällt an der Liegendgrenze die Zunahme von Muskowit auf, welcher in den Foppagneisen nur in geringer Menge vorkommt. Die Psammitgneise im Hangenden dagegen sind oft selber muskowitarm, so daß dort dieser Unterschied weniger auffällt. Da in der Grenzzone eine Schieferung der Foppagneise wie ihrer Nebengesteine festgestellt werden kann, dürfte diese auf mechanisch-tektonische Vorgänge und weniger auf primäre Gefügeunterschiede zurückzuführen sein, obwohl diese nicht unbedingt auszuschließen sind.

An den Grenzen von Foppagneis und Nebengestein sind wegen der Verschiebung keine Winkeldiskordanzen zwischen den s-Flächen der beiden Gesteine festzustellen. Im Innern der Foppagneise fallen jedoch s-Flächen auf, welche eine andere Lage als diejenigen des Nebengesteines aufweisen. Sie markieren eine grobe Bankung und könnten älter sein als die üblichen Schieferungsflächen. Eine kontaktliche Beeinflussung des Nebengesteines durch die Foppagneise kann nirgends festgestellt werden. Auch psammitgneisähnliche Einschlüsse im Foppagneis, welche auf der Schweizerseite unter der Cima di Barna sowie längs der Grenze unter dem M. Balniscio festzustellen sind, sind frei davon.

3. Mikroskopische Beschreibung

Die zu den Foppagneisen gehörenden Gesteinsglieder, welche sich, wie schon erwähnt, zur Hauptsache nur durch ihr Gefüge unterscheiden, werden hier gemeinsam besprochen. Hinweise auf bestimmte Unterschiede finden sich in den einzelnen Abschnitten.

Mineralbestand und mittlere Zusammensetzung:

HG: Quarz (34 Vol. %), Plagioklas (40 Vol. %), Biotit (14 Vol. %)

NG: Alkalifeldspat (8 Vol. %), Muskowit (4 Vol. %)

AK: Chlorit, Epidot, Orthit, Zirkon, Magnetit, Ilmenit/Leukoxen

Beschreibung der Mineralien:

Quarz. In den massigen Partien tritt der Quarz oft in einzelnen größeren xenomorphen Körnern auf (0,5–3 mm). Die Körner sind stark kataklastisch beansprucht, häufig sind sie in 3–4 einigermaßen parallele, lamellenartige Stücke aufgeteilt, welche nacheinander undulös auslöschen. Der Zusammenhang zu dem einen großen Korn ist aber noch vorhanden.

Bei etwas stärkerer Katakklase ist das Auseinanderfallen der «Streifen» oft unter Bildung von Mörtelkränzen in selbstständige Bruchstücke festzustellen. In den stark geschieferten Partien schließlich findet man den Quarz in lagenförmigen oder isometrischen Aggregaten aus häufig ineinander verzahnten Körnern, was auf seine Umkristallisation schließen läßt.

Plagioklas. Zusammen mit dem reichlich vorhandenen Biotit bildet ein saussuritisierte Plagioklas das mineralogische Hauptmerkmal der Foppagneise. In den stark verschieferten Gesteinen der Randzonen läßt sich eine Zuordnung zu den Foppagneisen dann vornehmen, wenn im Dünnschliff noch stark saussuritisierte Plagioklas angetroffen wird. Meistens ist er dermaßen von Zersetzungsprodukten erfüllt, daß an eine Bestimmung seines Chemismus gar nicht zu denken ist. Da neben Serizit auch Epidot oder Zoisit als Zersetzungsprodukte vorkommen, kann auf ein kalziumreicheres Glied der Plagioklasreihe geschlossen werden. In einem Falle ergab sich aus der symmetrischen Auslöschungsschiefe von feinen polysynthetischen Zwillingen nach dem Albitgesetz, welche sich trotz Zersetzung in zentralen Kornpartien gerade noch erkennbar erhalten haben, basischer *Oligoklas*.

Die Saussuritisierung kann so stark sein, daß die ursprünglichen Korngrenzen verschwinden und 3–5 mm große, scheinbar einheitliche Flecken entstehen. Unter dem Polarisationsmikroskop erkennt man aber bei eingeschaltetem Analysator die in verschiedenen Stellungen auslöschenden Gebiete, bei welchen es sich um die ehemaligen Einzelkörner handelt. Durch Umkristallisation der Zersetzungsprodukte sind Muskowitschüppchen und weniger häufig Epidotstengeln in der zersetzten Masse entstanden. Eine Umkristallisation von Plagioklas dagegen ist kaum zu beobachten.

Von der Foppa nach Campodolcino hinunter zieht im Verband mit den übrigen Foppagneisen der schon erwähnte, hellgraue, wenig gerichtete Biotitgneis. Schon im Handstück ähnlich gewissen im Truzzogebiet vorkommenden Gneisen, zeigt er diese Übereinstimmung auch im Dünnschliffbild. Es ist besonders die Art der Plagioklaszerersetzung, welche darauf hinweist. Beim vorher beschriebenen Plagioklas erfüllt Serizit und Zoisit/Epidot mehr oder weniger gleichmäßig den ganzen Plagioklas, wobei beobachtet werden kann, wie die Umwandlung eher von den Korngrenzen her einsetzt. Hier je-

doch, bei den zuletzt erwähnten Gneisen, beginnt die Zersetzung im Korninneren, ausgehend von einem oder mehreren Zentren. Bei starker Vergrößerung erkennt man die Bildung von Zoisitnestern und -besen, ähnlich wie das auch bei den Plagioklasen der Hornblende-Biotitgneise von Brione und den wenig darüber folgenden Biotitgneisen der Alpe di Barna festgestellt werden kann. Bei kleiner und mittlerer Mikroskopvergrößerung erscheinen diese Zersetzungsstellen lediglich als dunkle Flecken. Dieser Plagioklas unterstützt somit die bereits auf Grund makroskopischer Beobachtung vermutete Verwandtschaft zwischen diesen Gesteinen, auch wenn zwischen ihnen keine räumlichen Zusammenhänge sichtbar sind.

Alkalifeldspat. Es handelt sich um Mikroklin und Mikroklinperthit. Häufig sind randliche Säume von schachbrettartig verzwilligtem und von gewöhnlichem Albit. Es sind dies die einzigen beobachtbaren Feldspatumkristallisationen.

Häufig tritt Alkalifeldspat vor allem in den massig-körnigen Partien der Gneise auf. Ursprünglich mag er wohl einige Millimeter große Körner gebildet haben. Relikte solch großer Kristalle sind noch hin und wieder in den Serizitmassen drin zu erkennen. Meist hat man aber nur noch unregelmäßig begrenzte Porphyroklasten von etwa $\frac{1}{2}$ mm Größe und umgeben von zersetztem Plagioklas vor sich. Als Kuriosum sei auf verschiedene Aufschlüsse an den Grenzen der Foppagneise hingewiesen, wo cm-lange, spindelförmige vollständig serizitisierte Kalifeldspataugen aus den mylonitisierten Gneisen herauswittern. Ihre Längsachsen liegen parallel den s-Flächen, können in diesen Ebenen aber jede beliebige Richtung einnehmen.

Abb. 23

Einigermaßen massiger Foppagneis

(Vergrößerung etwa 30 ×)

Unregelmäßige Quarzaggregate sind von serizitisiertem Plagioklas umgeben. Dazwischen der kaum geregelte Biotit.

Abb. 24

Verschiefter Foppagneis

(Vergrößerung etwa 30 ×)

Quarzaggregate deutlich gelängt, Plagioklas deformiert oder als Kataklasten augenbildend, Biotit geregelt.

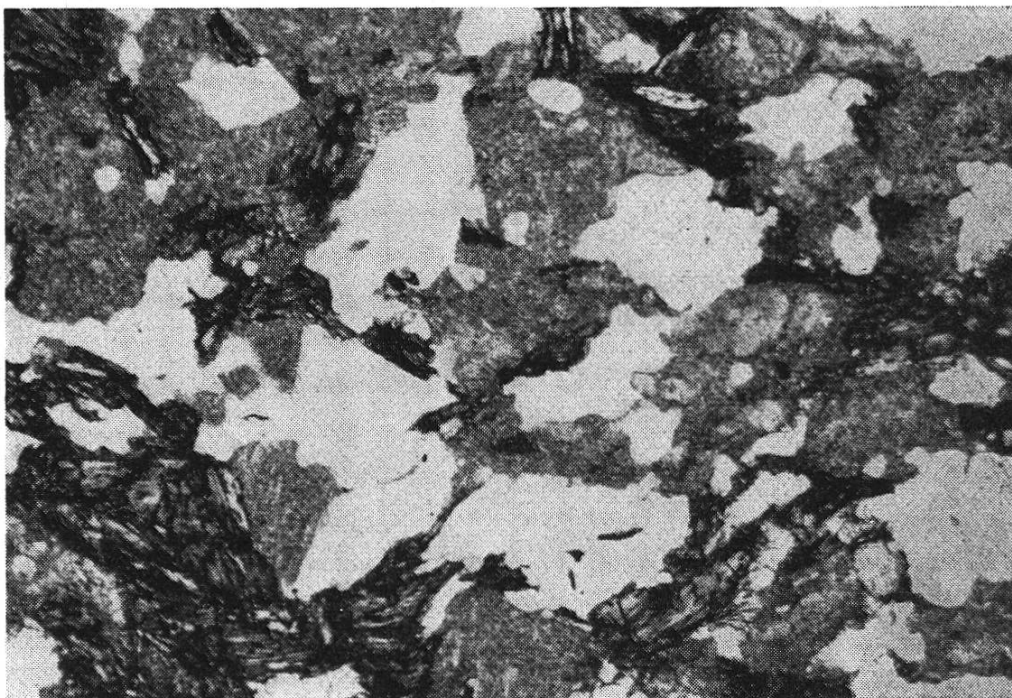


Abb. 23



Abb. 24

Biotit. Pleochroismus: n_x beinahe farblos — hellbraun,
 n_z sienabraun.

Je nach Gesteinstextur ist der Biotit mehr oder weniger gut in die s-Flächen eingeordnet. Innerhalb der einzelnen Bänder liegen die Biotitblättchen aber oft unregelmäßig. Im Inneren und am Rande zeigen die Biotite Verwachsungen mit feinkörnigen epidotähnlichen Aggregaten; selten sind die Biotite auch chloritisiert. Auf Schnitten parallel der Basis bemerkt man geordnete Rutilnadelchen als feine Sagenitgewebe.

Muskowit. In größeren Individuen kommt Muskowit zusammen mit dem Biotit vor. Daneben entsteht er in den saussuritisierten Plagioklasen durch Umkristallisation aus dem Serizit. Meistens sind diese etwa 0,1 mm langen Muskowitblättchen wirr, hin und wieder allerdings auch parallel zueinander angeordnet. Es handelt sich um eindeutige Neubildungen.

Gefüge:

Struktur: in Relikten: hypidiomorph-körnig
überprägt: vorw. granoblastisch

Textur: massig — augig — flaserig — schieferig

In den massigen Reliktpartien ist zu erkennen, wie der Biotit und diesem untergeordnet auch Kalifeldspat und Plagioklas idiomorph sind, während der Quarz als xenomorphe Körner die Zwischenräume einnimmt. Die 2–6 mm großen Augen der Augengneise könnten als Porphyroklasten s. l. bezeichnet werden, denn sie sind von zwei sich unter Winkeln von 20° – 30° schneidenden s-Flächenscharen begrenzt. So ist es schwierig, zu entscheiden, ob sie rein tektonischer Herkunft oder tektonisch überprägte Einsprenglinge sind. Das erstere scheint wahrscheinlicher, da die Augen nicht nur aus den Feldspäten, sondern untergeordnet auch aus Quarz und Feldspat oder aus Quarz allein bestehen können.

4. Zusammenfassung

Die mineralogische Zusammensetzung und die massig-körnigen Reliktgefüge der Foppagneise machen es wahrscheinlich, daß sie von Grano- und Quarzdioriten herkommen. Wegen ihrer Metamorphose müßten sie als solche voralpiner Entstehung sein. Ganggefolgschaft-

ten und Kontakterscheinungen im Zusammenhang mit den Foppagneisen sind nicht (mehr?) zu finden.

E. Die basischen Gesteine

Basische Gesteine finden sich in der Curciusazone nur in den eindeutigen Paragesteinen. Sie fehlen den Augen- und Flaser-, den Foppa- und den Hornblende-Biotitgneisen. Um die Flaserigneise von Brione finden sich allerdings im Liegenden wie im Hangenden Amphibolitzüge, Zusammenhänge sind aber nicht nachzuweisen. Die basischen Gesteine lassen sich in folgende Gruppen einteilen:

- a) Amphibolite: granatfreie und granatführende Amphibolite
± Epidot und Biotit
- b) Hornblende-Epidotfelse und Epidotamphibolite
- c) hornblendefreie Titanit-Biotitgesteine
- d) prasinitartige Biotit-Chlorit-Albitgesteine.

1. Amphibolite

a) Vorkommen und Aussehen

Die Amphibolite bilden den Hauptanteil der basischen Gesteine. Sie treten auf als Lagen, Lamellen, Nester, Linsen, fladenförmige, plattige, auch gefältete, manchmal verschieferte, meist ausgezogene und dem Nebengestein konkordante, seltener zusammengestauchte und mit dem Nebengestein verschuppte oder verknetete Körper. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 0,1 und 10 m. Auf Alpe Balniscio können sie ausnahmsweise bis 80 m mächtig werden. Sobald größere Aufschlüsse vorhanden sind, erkennt man, daß die Amphibolite keineswegs einheitlich sind. Der Hornblendeanteil kann schwanken von 30 Vol. % bei hornblendearmen Amphiboliten bis über 95 Vol. % in eigentlichen Amphibolschiefern. Entsprechend variiert der Plagioklasanteil. Von den Nebengemengteilen ist der Granat den auffallendsten Schwankungen unterworfen; vielfach ist er nur am Rand der Vorkommen zu finden.

Auf der Misoxerseite des untersuchten Gebietes sind bloß in den Bächen einige, verschieden mächtige Vorkommen zugänglich. Ihre Verbindung untereinander ist wegen der relativ großen Distanz zwischen ihnen und des Fehlens besonderer Eigenheiten der Gesteine unsicher. Eine Verbindung darf eben nicht nur in der Richtung der

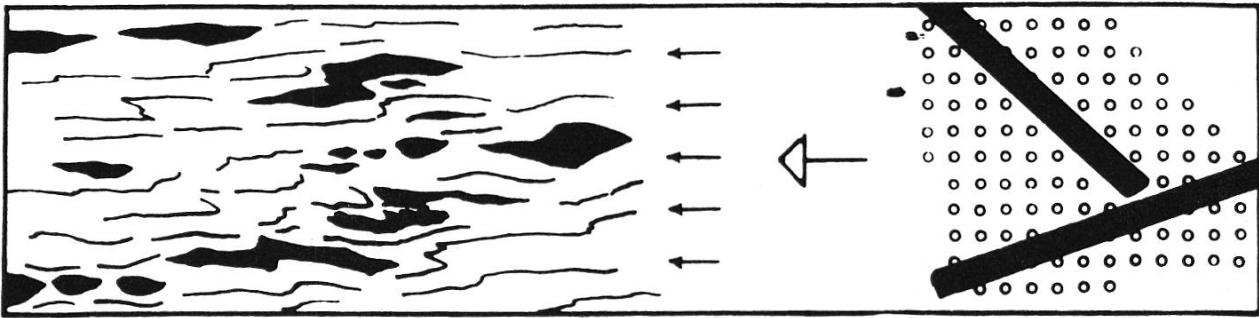


Abb. 25

Amphibolitvorkommen südöstlich von Calniscio

und seine mögliche Herleitung von undeformierten Gesteinskörpern (Maßstab etwa 1 : 20).

s-Flächen gesucht werden. Ebenso gut können die Amphibolitlager ursprünglich schief zu den jetzigen s-Flächen angelegt und durch die nachträglichen Dislokationen in der Bewegungsrichtung auseinander gerissen und den jetzigen s-Flächen einigermaßen konkordant eingelagert worden sein, wie das Abb. 25 schematisch darstellt. Es ist überdies auffallend, daß sich quer zur Bewegungsrichtung, etwa im West-Ost-Profil Balniscio—Val Febbraro, die Amphibolite auf weite Strecken verfolgen lassen, während das in der Bewegungsrichtung, wie gesagt, nicht möglich ist. Daran kann nicht nur die unterschiedliche Begehrbarkeit des Geländes schuld sein, sondern es ist möglicherweise an eine Art von «Großboudinage» zu denken.

Die Kontakte der Amphibolite mit dem Nebengestein (meist verschieferte Gneise) sind scharf. Letzteres kann aber, z. B. beim Amphibolit von Caslei (Pian San Giacomo), wo primäre Kontakte weniger gestört sind, eine Beeinflussung vom Amphibolit her zeigen. Dies äußert sich in einer knapp 2 m breiten plagioklasreichen Zone. Diese Beobachtung steht in gewissem Gegensatz zu den im vorherigen Abschnitt gemachten Aussagen. Doch muß eben angenommen werden, daß die Zerstörung der primären Verhältnisse nicht überall gleich intensiv war. Evtl. könnte der Amphibolit von Caslei auch jünger sein als die übrigen, was sich aber mit den herkömmlichen Mitteln nicht feststellen läßt. Auch ein nachträglicher Stoffaustausch ist nicht völlig auszuschließen. Die Kontakte aller übrigen beobachtbaren Amphibolite sind tektonischer Natur oder zumindest tektonisch überprägt, was auch aus der besonderen Beanspruchung der Nebenge-

steine ersichtlich ist. In 2–50 m mächtigen Zonen sind sie über oder unter manchen Amphibolitvorkommen feiner laminiert als üblich, gefaltet und zeigen eine starke kataklastische Beanspruchung. Typischerweise treten in solchen Gesteinen wieder häufig Muskowitporphyroblasten auf. Dazu kommt ein weitgehender, auch makroskopisch feststellbarer Ersatz von Biotit durch Chlorit, sowohl im Amphibolit wie im Nebengestein. Die aufgezählten Erscheinungen beweisen die bereits betonte Bedeutung der Amphibolite als bevorzugte Bewegungshorizonte.

Wie aus dem Vorstehenden ersichtlich ist, beweist also nichts, daß die heutigen Grenzflächen der Amphibolite mit ihren voralpinen Grenzflächen übereinstimmen. So kann auch von dieser Seite kein Beweis für die Parallelität der alpinen mit den voralpinen s-Flächen der Curciusazone erwartet werden. Anders wäre es, wenn sich die Amphibolite in der Bewegungsrichtung, also quer zum alpinen Streichen, über längere Strecken konkordant in den Paragneisen verfolgen ließen, oder wenn Primärkontakte mit größerer Sicherheit festgestellt werden könnten. Unsichere Primärkontakte könnten noch in den seltenen randlichen Differentiationen einiger Amphibolite erblickt werden. Sie würden auf die magmatische Entstehung der Amphibolite als Lagergänge hinweisen. Unterstützt würde diese Auffassung durch die dem Hauptgang parallelen Apophysen sowie durch die feststellbare Beeinflussung des Nebengesteines. Beide Tatsachen sind am schon erwähnten Amphibolitaufschluß unter der Brücke von Caslei (Pian San Giacomo) festzustellen, der somit eine gewisse Sonderstellung einnimmt. Argumente für die marine oder terrestrische Entstehung der Amphibolite, als Ergüsse oder Tuffsedimente, können aus den feldgeologischen Beobachtungen keine geltend gemacht werden. Allerdings fallen mm-, finger- oder gar fußdicke, gelblich weiße reine Kalkmarmorbänder, -linsen oder -schmitzen in manchen Amphiboliten, entweder in direktem Kontakt mit ihnen oder in nächster Nähe, auf (z. B. Brione [Abb. 26] und 400 m nördlich Alpe di Barna). Im Unterschied zu den meisten triasischen Kalkmarmoren des untersuchten Gebietes sind diese Kalkmarmore ausgesprochen grobspätig und neben Kalkspat praktisch frei von anderen Gemengteilen. Die Herkunft dieser Kalkmarmore kann aber nicht mehr geklärt werden. Ihr Auftreten in stark beanspruchten Gesteinen ist typisch, doch sind die

Vorkommen zu selten und zu begrenzt, um daraus tektonische Leit-
horizonte abzuleiten, wie das in der Aduladecke möglich ist.

b) Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:

HG: Hornblende, Plagioklas, (Biotit)

NG: Biotit, (Titanit), Epidot, Zoisit, Granat, Chlorit

AK: Ilmenit, (Titanit), Rutil, Apatit, Magnetit, Kalkspat, sporadisch Quarz

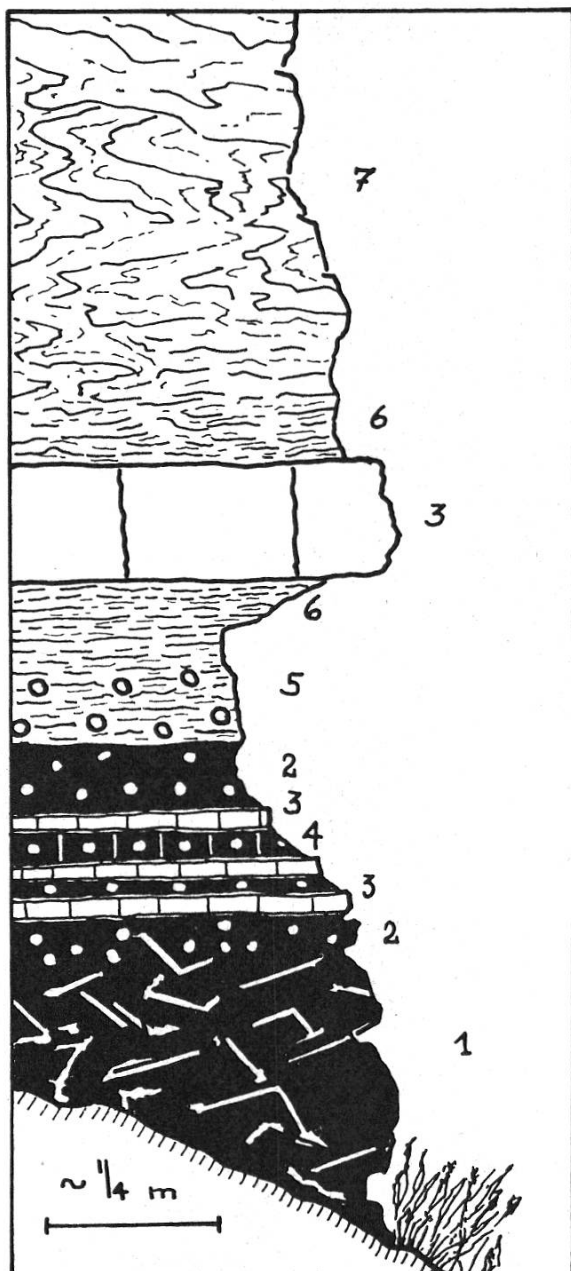


Abb. 26

*Tektonisch geprägter Hangend-
kontakt eines Amphibolit-
vorkommens*

Brione,
ungefähr Pt. 758.650/142.850

1 Amphibolit

2 Prasinit

3 grobspätiger Kalkmarmor

4 Prasinit mit kalkspatreichem
Gefüge

5 verschieferter Gneis mit
Albitporphyroblasten

6 stark verschieferte Gneispartien

7 Gneis, verfaltet, aber weniger
laminiert als 6

Beschreibung der Mineralien:

Hornblende. 40–80 Vol. %,

Korngröße: 0,5–3 mm, selten 0,05 bis 0,2 mm,

Pleochroismus: n_x gelblichgrün, braungrün bis 0,2 mm,

n_z graugrün, blaugrün, flaschengrün,

n_z/c : 22° – 27° .

Die Hornblende ist kein alpines Mineral, wie die vielfältigen destruktiven Einwirkungen zeigen. Auch dort, wo sie etwas porphyroblastisch ausgebildet ist, ist nicht an alpines Wachstum zu denken. Die Zerstörung der Hornblende kann chemisch oder mechanisch sein; letzteres besonders in den Randpartien der Amphibolite. Dabei wurde die Hornblende in Bruchstücke zerlegt und diese in die s-Flächen eingeordnet. Meist sind daneben Umwandlungen in Biotit und Chlorit mit allen Zwischenstadien zu sehen. In den noch massigeren Partien mit unregelmäßigen, nicht zertrümmerten Hornblenden wird diese u. a. längs der Spaltbarkeit von Albit verdrängt. Manchmal sind bloß noch Hornblendeskelette in einer xenomorphen, viele Zwickel füllenden Albitmasse zu sehen.

Plagioklas. 10–30 Vol. %, Korngröße: 0,2–0,8 mm.

Er ist als *Albit-Oligoklas* feststellbar, dürfte aber, wie die Einschlüsse zeigen, wesentlich basischer gewesen sein. Diese haben, soweit es sich um Epidotminerale und Zoisit und nicht um Serizit handelt, nicht mehr die Form der unmittelbaren Umwandlungsprodukte, sondern sind umkristallisiert.

Je nach Beanspruchung des Gefüges tritt der Plagioklas in verschiedenen Formen auf. In relativ massigem Gestein bildet er xenoblastische, oft einigermaßen isometrische Körner, mit vielen Lappen, Buchten und Einschlüssen. Einfacher umgrenzte Körner finden sich in lagigen Kornaggregaten der stärker beanspruchten Partien. Dort, wo der ursprüngliche Mineralverband durch sich kreuzende s-Flächenscharen gelockert ist, ist an den chloritreichen Kreuzungsstellen der s-Flächen eine Tendenz zur Bildung von Porphyroblasten zu bemerken.

Biotit. Bis 25 Vol. %,

Pleochroismus: n_x hell gelblichbraun, n_z braun.

Der Biotit ist gut von der Hornblende abgegrenzt; selten ist ein

Übergang von Hornblende zu Biotit direkt zu beobachten. Die kleinen Amphibolitvorkommen sowie die Randzonen der größeren weisen im allgemeinen einen größeren Biotitgehalt auf. Wo Schieferungsflächen im Gestein bestehen, findet sich der Biotit auf ihnen konzentriert. Ist das Gestein dagegen massiger, bilden die hier selteneren Biotite oft mehrfach auskeilende Lagen quer durch das Gefüge und auch quer durch die nicht eingeregelter Hornblendendurch.

Chlorit (Klinochlor). Umwandlungsprodukt von Hornblende und Biotit. Entsteht in ausgeprägten Schieferungsflächen oder zusammen mit Glimmertrümmern in Nestern.

Granat. Granatamphibolite sind kaum für sich allein zu finden. Meistens sind die Granate in Bändern konzentriert und treten vorwiegend in den Randzonen mancher Amphibolitvorkommen auf. Durch Kataklyse wurde ihre ursprüngliche Form häufig zerstört. Viele Granate sind auch chemisch zersetzt. Mehr noch als die eigentlichen Granate sind Pseudomorphosen nach ihnen anzutreffen. Es handelt sich um grüne, polygonale oder rundliche Flecken mit einem weißen Saum. In den Flecken kann man zuweilen noch Granatrelikte neben den Umwandlungsprodukten Biotit/Chlorit und Epidot erkennen. Der weiße Rand entpuppt sich unter dem Mikroskop als Kelyphit. Er erscheint im Dünnschliff nicht immer so gut abgegrenzt wie im Handstück. Der Kelyphitrand besteht aus Albit und Klinoisit, daneben lassen sich darin noch Nadelchen einer blaugrünen Hornblende erkennen.

Epidot, Zoisit. Neben den eisenarmen Epidotmineralien und dem Zoisit, die durch Umkristallisation aus den Umwandlungsprodukten des Plagioklas entstanden sind sowie dem eisenreichen Epidot aus der Umwandlung von Granat, findet sich auch primärer, eisenreicher Epidot.

Titanit. Er tritt in allen Amphiboliten und vielfach noch unmittelbar im Nebengestein zusammen mit Epidot als leicht erkennbares Charakteristikum auf. Allein, mit Chlorit, mit Epidot oder beiden zusammen, bildet der Titanit perlenschnurartige, mehr oder weniger parallele Lagen. Wo er nur für sich die typischen Reihen bildet, ziehen diese oft durch die anderen Mineralien, besonders durch die Hornblende hindurch. Der Titanit ist zum größten Teil in 0,05 bis 0,5 mm großen idiomorphen, rhombenförmigen Querschnitten zu

sehen. Wo er dagegen als xenomorpher Leukoxen vorkommt, zeigt er vielfach noch einen Kern von Ilmenit.

Gefüge:

Struktur: grano- und lepidoblastisch, selten nematoblastisch; vor allem durch Kelyphitbildung zuweilen dia- oder poikiloblastisch überprägt.

Textur: Übergänge von nahezu massig bis verschiefert und verfaltet. Durch lagenweise Konzentration von Epidot und Kalkspat, zuweilen auch von Biotit kann eine Bänderung zustande kommen.

c) Einflüsse auf das Nebengestein

Bänderung:

In den beiden mächtigsten Amphibolitvorkommen, denjenigen von Balniscio und von der Alpe di Barna, ist oft eine finger- bis fußbreite Bänderung festzustellen. Die dunklen mächtigeren Lagen bestehen aus Amphibolit, während die helleren aus einem Biotitgneis bestehen. Dieser Gneis ist durch seinen hohen Epidot- und oft auch Titanitgehalt charakterisiert und nur im Zusammenhang mit den Amphiboliten zu beobachten. Hornblende wird im Gneis nirgends gefunden, dagegen manchmal etwas Quarz im Amphibolit, welcher dann oft einen geringeren Hornblendegehalt als üblich verzeichnet. Die Grenzen der Gefüge sind scharf. Über den Ursprung der Bänderung kann nichts Bestimmtes ausgesagt werden. Es kann angenommen werden, daß sie primär genetischer Art sei.

Albitreiche Nebengesteine:

Am Hangendkontakt des Amphibolitzuges von Caslei (Pian San Giacomo) fällt eine etwa 15 cm mächtige Lage eines hellen Gesteines auf, das in einer gut 2 m mächtigen Zone allmählich in den gewöhnlichen Paragneis übergeht. Der Kontakt zum Amphibolit ist scharf. Unter dem Mikroskop erkennt man im Gestein in Kontaktnähe ein granoblastisches, fast massiges Gefüge, das etwa zu 80 % aus einschlußreichem Albit besteht. Der Rest ist hauptsächlich Chlorit, wenig Biotit und selten Quarz. Epidot und Titanit fehlen. In der Übergangsserie kann man eine Zunahme von Quarz und das allmähliche Zurücktretten von Albit beobachten. Gleichzeitig erkennt man, bedingt durch Kristallisationsschieferung dieser beiden Mineralien, eine gerichtete Textur; Glimmer und Chlorit bilden Trümmerlagen, in welchen der Albit eine Tendenz zur Porphyroblastenbildung er-

kennen läßt. Ähnliche Beobachtungen lassen sich auch an hellen Gneisen anstellen, welche auf Brione mit Amphiboliten verknüttet sind. Auch hier fällt der hohe Albitgehalt sofort auf. Epidotminerale sind hier häufig zu treffen.

2. Hornblende-Epidotfelse und Epidotamphibolite

Diese Gesteine sind auf die Gipfelregion des Pizzo dei Piani beschränkt. Ihre eingehende Behandlung haben sie bereits von Gansser (1937), daneben auch von Zurflüh (1961), erfahren, weshalb man sich hier mit ihrer Erwähnung bescheiden kann.

3. Hornblendefreie Titanit-Biotitschiefer

Ihr Auftreten entspricht etwa dem der Amphibolite, nur sind sie viel seltener. Zusammen mit Amphiboliten konnten diese Gesteine nirgends gefunden werden. Dagegen können albitreiche Nebengesteine auffallen, welche vielfach reich an Kalkspat sind. Typisch ist ein Aufschluß gut 200 m westlich vom Grenzstein Nr. 15 auf Balniscio. Andere Aufschlüsse finden sich auf Verchenca 2200 m. An beiden Orten liegen die Titanit-Biotitschiefer konkordant und scharf begrenzt in den umgebenden geschieferten, manchmal Muskowitporphyroblasten führenden eindeutigen Paragneisen.

Von Balniscio stammt ein Schliff, der eine lepidoblastische Struktur neben einer nahezu massigen Textur sowie folgenden Mineralbestand erkennen läßt:

Biotit	Titanit	Epidot	Albit	Kalkspat
72 Vol. %	11 Vol. %	9 Vol. %	6 Vol. %	2 Vol. %

Der Aufschluß eines ähnlichen Gesteines auf Verchenca zeichnet sich durch höheren Gehalt von Kalkspat und Albit aus. Letzterer kann hier neben kleineren Körnern bis 1,5 mm große, rundliche poikiloblastische Porphyroblasten bilden. Diese zeigen Einschlüsse von Biotit, Titanit und Kalkspat auf; zuweilen sind sie auch einfach verzwillingt. Dieses Gestein leitet zur folgenden Gruppe über.

4. Biotitprasinite

Derartige Gesteine finden sich in Brione, wo sie z. T. als etwa $\frac{1}{2}$ m mächtige Lagen den Übergang zwischen Amphibolit und Pa-

ragestein bilden oder auch isoliert in diesem drin vorkommen können.

Mikroskopische Charakteristika:

Albit. Er kann über 75 % des Gesteinsvolumens einnehmen. Auffallend ist die poikiloblastische Siebstruktur der $\frac{1}{2}$ –1 mm großen Körner. Als Einschlüsse finden sich alle übrigen Mineralien, besonders aber Epidot.

Biotit, Chlorit. Der Biotit kann unter Magnetitbildung lagenweise in Chlorit umgewandelt sein. So finden sich mm-dicke, subparallele Lagen, in denen der Biotit noch kaum umgewandelt ist, neben vollständig chloritisierten Lagen.

Epidot. Eisenreich; kommt zusammen mit Biotit/Chlorit in den gleichen Lagen in feinen Körnchen vor.

Kalkspat. Er bildet im Biotit/Chloritgefüge um den Albit herum oft einen wesentlichen Gemengteil (bis 8 Vol. %).

Akzessorien. Magnetit, Ilmenit/Leukoxen, Apatit, selten Quarz.

Gefüge:

Struktur: granoblastisch, wenn viel rundliche oder ovale poikiloblastische Albitkörner vorhanden sind, die aneinander grenzen; porphyroblastisch mit lepidoblastischer Matrix, wenn der Albit an Menge gegenüber den anderen Gemengteilen zurücktritt.

Textur: lagig, schwach schieferig.

Die bereits behandelten Prasinite der Misoxermulde und der Bardanzone sind den Biotitprasiniten der Curciusazone petrographisch recht ähnlich. Einzig ihr größerer Biotitgehalt und das Fehlen mächtiger Vorkommen unterscheidet sie von jenen der Misoxermulde. In allen drei Einheiten ist aber stets ein enger Zusammenhang zwischen dem Auftreten der Prasinite und einer besonderen tektonischen Beanspruchung der Zonen ihres Auftretens festzustellen. Es scheint, daß die Prasinite eine direkte Folge dieser besonderen Beanspruchung sind, indem sie sich definitionsgemäß durch poikilitische Albitporphyroblasten auszuzeichnen haben, die feststellbar erst spät- oder posttektonisch entstehen. Ob die tektonische Beanspruchung in allen drei Einheiten gleichzeitig geschah, läßt sich nicht feststellen. Sicher ist sie in der Misoxermulde und in der Bardanzone alpin. Für die Curciusazone darf das auch angenommen werden, was weiter hinten noch diskutiert wird.

F. Pegmatite

Pegmatite sind auf die oberen Teile der Curciusazone beschränkt. Sie zeigen keine ursprüngliche Lagerung mehr, sondern es handelt sich um plattige oder flache linsenförmige Körper parallel den allgemeinen s-Flächen. Oft treten sie in Scharen von 0,2–2 m Mächtigkeit in ungefähr gleichem Niveau auf, so etwa im Barnakar, etwas unter den Foppagneisen. Wo die Pegmatite gegen Osten in diese hineinreichen, sind sie scharf voneinander abgegrenzt, was das geringere Alter dieser Pegmatite beweist. Allerdings sind Pegmatite ja als orogene Spätphasen bekannt und könnten nachträglich an das Entstehen der Foppagneise geknüpft sein. Selten nur hat man den Eindruck von engeren Beziehungen zwischen injektionsartigem Foppagneis und Pegmatit. Es kann sich dabei auch bloß um kontaktliche Einwirkung der Pegmatite handeln, wie sie selten auch gegenüber gewöhnlichen geschieferten Gneisen zu beobachten ist. Solche Kontaktwirkungen zeigen sich in einer hellen Bänderung, welche durch großen Albitgehalt verursacht wird sowie im häufigen Auftreten von Turmalinstengelchen im Nebengestein. Die meisten Pegmatitgesteine zeigen aber keine primären Kontakte mehr, sondern nur noch tektonische. Sie haben dann randlich oder auch vollständig ihre Riesenkörnigkeit verloren und sind als leukokrate porphyroklastische Augengneise zu bezeichnen. Ihre Textur richtet sich nach dem Nebengestein. Auch die oft nur faustgroßen Aggregate von z. T. cm-großen Turmalin- und Kalifeldspatkristallen, welche sich isoliert in den Paragesteinen und im Hornblende-Biotitgneis drin finden, sind wohl als Pegmatittrümmer oder mechanisch deformierte Pegmatitapophysen zu betrachten.

Unter dem Mikroskop zeigen die Pegmatite die gleichen Metamorphoseeinflüsse wie alle übrigen Gneise. Also ein kataklastisches, teilweise umkristallisiertes Gefüge von:

Quarz: Kornzertrümmerung mit unterschiedlicher Intensität, teilweise Umkristallisation; undulöse Auslöschung.

Kalifeldspat: große serizitisierte, nicht umkristallisierte Porphyroklasten, randliche Bildungen von Schachbrettalbit oder Saum von unverzwilligtem Albit. Nur kleine Trümmer sind eventuell umkristallisiert.

- Albit:* feine Trümmermasse, mindestens teilweise umkristallisiert, dazu größere Porphyroklasten.
- Muskowit:* bis cm-dicke Säulchen von über 1 cm² großen Porphyroblasten. Daneben Porphyroklasten und feine serizitische Schüppchen.
- Turmalin:* mm- bis cm-große Stengel von olivbraunem, meist zonar gebautem Schörl. Die größeren Stengel sind oft zerrissen und nachträglich von Quarz wiederum ausgeheilt worden.
- Akzessorien: Apatit, Granat, Zirkon.

G. Zusammenfassung

Der Aufbau und die Gesteine der Curciusazone sind in großem Umfange durch Dislokationsvorgänge, bzw. durch den damit verbundenen Streß und die zugehörige Metamorphose geprägt. Der dadurch bedingte lamellenartige Baustil verunmöglicht ein sicheres Erkennen ursprünglicher Zusammenhänge. Das wäre aber gerade für die Lagerungsverhältnisse der verschiedenen Eruptivgesteinskörper (Augen- und Flaserigneise, Hornblende-Biotitigneise, Foppagneise, Pegmatite, evtl. basische Gesteine) von großem Interesse. Trotz des Mangels an ursprünglichen Zusammenhängen darf aber der magmatische oder migmatische Charakter der erwähnten Gesteine, mit Ausnahme der basischen Gesteine, dank ihrer massigen Reliktpartien als nahezu gesichert angesehen werden. Andere Gesteine mit prä-dislokationsmetamorphen Relikten sind die Psammitigneise im Hangendsten der Curciusazone. Ihr geringeres Alter als das der liegenden polymetamorphen geschieferten Gneise und Schiefer wird vermutet.

Bevor für die verschiedenen sauren Eruptivgesteine der Curciusazone nicht durch exakte Altersbestimmung ein höheres Alter als «jungpaläozoisch» nachgewiesen ist (welches Alter bis anhin das wahrscheinlichste war), darf ihre dislokationsmetamorphe Überprägung immer noch als alpin gelten. Das ist auch deshalb berechtigt, weil die durch diese Metamorphose zustande gekommene Mineralparagenese im Übereinklang mit jener der deckentrennenden Muldenzüge ist. Die letzte Überprägung der polymetamorphen Gesteine muß selbstverständlich gleich alt wie diejenige der primär massigen

Gesteine, also alpin sein. Dabei besteht die Möglichkeit, daß in den polymetamorphen Gesteinen alte Strukturen reaktiviert wurden, wenn sie nicht gar bestimmend für den Ablauf des jüngeren Geschehens waren.

Die verschiedenen Mineralien können nochmals kurz zusammengefaßt werden:

- voralpin entstanden: Kalifeldspat, bas. Oligoklas, rotbrauner Biotit, Hornblende, Granat, Apatit, Zirkon, Ilmenit, Dolomitspat
- sowohl voralpin entstanden, als auch alpin umkristallisiert oder neu gebildet: Quarz, Albit(-Oligoklas), Muskowit (vergl. S. 105), Turmalin, Magnetit, Pyrit, Kalkspat, (evtl. Titanit oder olivgrüner Biotit)
- alpin gebildet: Epidot, Zoisit, Chlorit

Aus der letzten Gruppe ergibt sich der Epicharakter der alpinen Metamorphose. Einzelne Mineralien der mittleren Gruppe weisen bereits auf stärkere Epieinflüsse hin (Muskowit, Turmalin). Die Tatsache, daß ein Teil der Mineralien als Relikte die alpine Metamorphose überstanden haben, während andere umkristallisiert sind oder sich neu gebildet haben, zeigt, daß die Gesteine des untersuchten Gebietes zwischen den alpin vollständig umgeprägten Tessinergneisen und den alpin nur wenig beeinflussten Kristallingesteinen der ostalpinen Decken Bündens eine Mittelstellung einnehmen.

VI. Brüche, Klüfte

Für die Brüche des untersuchten Gebietes kann keine große geologische Bedeutung erkannt werden. Vor allem dem Mangel an charakteristischen Gesteinshorizonten ist es zuzuschreiben, daß die Versetzungen an den Brüchen in ihrem Betrag nicht zu erkennen sind. Sie dürften aber kaum je mehr als 50 m betragen, in der Regel sogar wesentlich geringer sein. Eine bedeutende Rolle spielen dagegen die Brüche sowie die ihnen parallelen Kluftscharen für die Morphologie. Darauf wird im folgenden Kapitel einzugehen sein. Die markanten Bruchfolgen, in welchen einzelne Brüche einander ablösen können, besitzen alle mindestens regionale Bedeutung und lassen sich weit über das untersuchte Gebiet hinaus verfolgen. Vgl. Abb. 27, wo ihr Verlauf und ihre Raumlage zu ersehen sind!

Durch die Klüftung wurde der Gesteinsverband bloß gelockert, aber nicht umgeformt oder bis in den Handstückbereich hinunter zerstört. Dünnsche Epidot-Chlorithäutchen, evtl. als Folge von hydrothermalen Lösungsumsätzen, sind auf Kluftflächen keine Seltenheit. Gut ausgebildet sind die Klüfte besonders in der unteren Bardanzone, wo mm- bis cm-dicke Kluftspalten von Quarz und Chlorit (Pennin) gefüllt sind. Größere Chloritklüfte können dabei scharf begrenzte Brocken des Nebengesteines einschließen. Als Unikum sei noch die große zerrkluftartige Bildung etwa 1 km südlich vom Lago Grande auf Balniscio erwähnt. Sie ist neben Quarz zur Hauptsache mit großen Kalkspatrhomboedern gefüllt.

Im Gegensatz zu den Klüften zeichnen sich Bruchzonen stets durch eine intensive Zerstörung des Gesteines aus. Obwohl keine eingehendere Untersuchungen angestellt worden sind, lassen sich doch zwei Gruppen kataklastischer Gesteine unterscheiden. Die eine Gruppe umfaßt die Mylonite, in denen die Mineralkorntrümmer parallel der Bruchlage gerichtet sind; sie zeichnen sich häufig durch ausgedehnte Harnischbildungen aus. Die andere Gruppe umfaßt Kakirite und feinkörnige Kataklasite, in denen die Trümmer keine gerichtete Anordnung zeigen. Ganz grob kann festgestellt werden, daß die zweite Gruppe vorherrscht. Ausgeprägt ist sie vor allem dort zu finden, wo die Brüche primär massigere Gesteine durchsetzen (z. B. Flaser- und Hornblende-Biotitgneise in Brione). Eine Gesteinsmylonitisierung in der Bruchrichtung findet sich eher dort gut ausgebildet, wo schon primär geschieferte Paragneise gequert werden. Die feinkörnigen Kataklasite mit massiger Anordnung der Trümmer und die Kakirite sind enger und eindeutiger begrenzt als die Mylonitzone.

Die Bruchmylonite zeigen petrographisch ein ähnliches Bild wie die bereits behandelten Überschiebungsmylonite. Die Kakirite zeigen alle Übergänge vom stark geklüfteten Gestein mit noch ursprünglichem Gefüge, zu richtungslosen Kataklasiten mit Mineralkornzertrümmerung. Gut zugänglich sind solche Gesteine am Brionebruch. Die Kakirite zeigen dort auf den unregelmäßigen Klüften, welche die Bruchstücke begrenzen, stets rostiges, limonitisches Material. Ein feinkörniger, massiger Kataklasit, Extremglied der Kataklaste vom Augengneis von Brione, fällt durch einen muscheligen Bruch auf, wie er sonst dichten Kalken eigen ist. Unter dem Mikroskop zeigt

das Gestein eine fein porphyroklastische Struktur. In einer äußerst feinen, nicht näher untersuchbaren, serizitführenden Matrix finden sich gleichmäßig verteilt etwa gleichgroße (0,05 mm), eckige Trümmerchen von Quarz und etwas Feldspat. In gewissen Partien wird das Gestein etwas gröber, und es treten bis 2 mm große Porphyroklasten auf. Wichtig ist vor allem, daß keinerlei Mineralrekristallisation festgestellt werden kann. Auch fehlt jede gerichtete Textur, es sei denn, man betrachte im Mikroskop ein noch nicht vollständig desintegriertes Gesteinsbruchstück.

VII. Morphogenese

Über die Morphologie des oberen Misox und der Valle San Giacomo gibt es einige Arbeiten und in der Literatur manche Hinweise. Von allen früheren Untersuchungen verdient die von scharfem Beobachten zeugende Arbeit von Fräulein *Heydweiller* (1918) besonders hervorgehoben zu werden. Auf die Erwähnung der übrigen, oft nicht sehr tiefgreifenden Arbeiten wird verzichtet, da deren Resultate durch die neueren Forschungen überholt sind. Sie sind alle etwa im ersten Viertel dieses Jahrhunderts entstanden, in einer Zeit also, da man noch heftig um das Für und Wider einer Erosion durch Gletscher diskutierte. Alle die erwähnten Arbeiten dienten dieser Diskussion oder waren doch von ihr stark beeinflusst. Aus diesem Grund mögen die Faktoren welche die Morphogenese lenkten übersehen worden sein. Sie sind hier zur Diskussion gestellt.

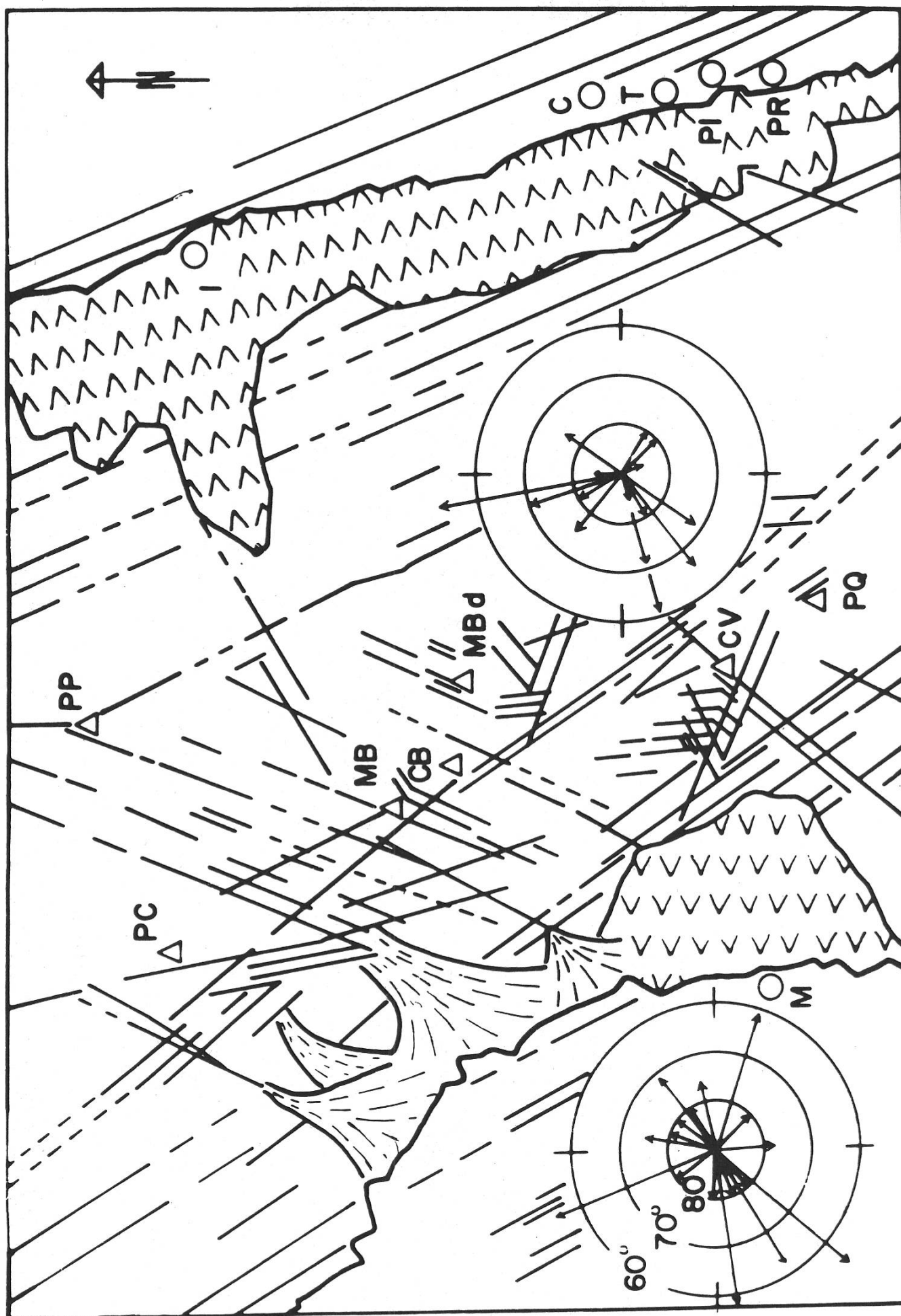
Abb. 27

Verlauf und Raumlage von markanten Bruch- und Kluftscharen und deren Zusammenhang mit Schuttmassen

Maßstab 1 : 75 000

M Mesocco	I Isola	C Corti
T Tini	PI Pietra	PR Prestone
PP P. dei Piani	MB M. Balniscio	MBd M. Bardan
PC P. Curciusa	CB Cima di Barna	CV Cima di Verchenca
		PQ P. Quadro

v = Rutschungen, Sackungen, Bergstürze, stark geklüftete oder mit Blockmaterial bedeckte Hänge.



A. Die Täler; Anlage, Form und Verlauf

Das teilweise Zusammenfallen der mesozoischen Mulden mit den oberen, bzw. obersten Abschnitten der beiden Haupttäler Misox und Valle San Giacomo ist auffallend. Es wurde aber stets betont (*Heydweiller*, 1918; *Staub*, 1934), daß die Ursachen, die den Ort der heutigen Täler bestimmt haben, in höheren Stockwerken des alpinen Baues gelegen haben müssen als in denjenigen, welche heute zu Tage treten. Weiter ist bekannt, daß der gegenwärtige Zustand nur einen momentanen Ausschnitt aus einer langen Entwicklung darstellt. Es wird also angenommen, daß sich die Täler seit ihrer ersten Anlage in den höheren Stockwerken epigenetisch in die darunter liegenden eingetieft haben. Dabei mußten sie zwangsläufig auf die ostwärts abtauchenden Muldenzüge von Misox und Splügen stoßen. Da nun die Täler mehr oder weniger zufällig bereits einigermaßen parallel dem Schichtstreichen dieser Muldenzüge verlaufen, müssen diese während geologisch kurzer Zeit die Talsohle bilden und später an den Talflanken zu finden sein. Beides ist heute zu beobachten.

1. Das Misox

a) Talverlauf

Im Misox erreicht der in die Adulagneise eingetiefte Lauf der Moesa vom Gebiet der Alpe Muccia herkommend, beim Dorf San Bernardino die Misoxermulde. Bis zum Pian San Giacomo ist das Tal, nicht aber das Bett der Moesa, zur Hauptsache in der Misoxermulde angelegt. Weiter südlich bilden die hangenden Tambogneise die Talsohle bis gegen Mesocco hinunter. Von dort bis Soazza verengt sich das Tal, während der Fluß auf kurzer Strecke die Misoxermulde quert und darnach, wie im Norden, in Adulagneisen fließt. Der mehrmalige Wechsel der Talsohle von einer tektonischen Einheit in eine andere zeigt deutlich, daß die «weichen» Gesteine der Misoxermulde nicht für die Talanlage verantwortlich sein können. Trotzdem braucht die Ursache für den gegenwärtigen Talverlauf nicht wie bis anhin in der geologischen Struktur eines tektonisch höheren Stockwerkes gesucht zu werden. Beim Studium von Luftphotographien ergibt sich nämlich ganz zwangslos ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der Talrichtung und dem Verlauf der großen Bruch- und Kluftsysteme.

Von Grono bis nach Soazza fällt der 15 km lange, schnurgerade, etwa N 20°–25° E verlaufende Talabschnitt des mittleren Misox auf. Zwischen Soazza und Mesocco dreht das Tal allmählich gegen Norden und schließlich gegen Nord-Nordwest in die Richtung des oberen Misox ab. Die Fortsetzung der mittleren Talrichtung ist aber durch Brüche zwischen Gratella und Brione markiert, die über Balniscio gegen den Pizzo dei Piani und weiter ziehen. Nördlich von Mesocco wird der Talverlauf in seiner Richtung durch die Bruch- und Kluftschar bestimmt, die zwischen P. Pombi und P. Corbet ins Misox hinein streicht. Nach Süden kann man sie über das Truzzogebiet in den Piano di Chiavenna verfolgen, während sie nach Norden über den St. Bernhardinpaß gegen das Rheinwald zieht.

b) Querprofil

Die Talhänge im Osten von Mesocco sind durch die von den geschilderten Bruch- und Kluftscharen verursachten Steilwände, Sackungen und Felsstürze geprägt. Dadurch wird der asymmetrische Talquerschnitt noch unterstrichen:

- im Westen die ausgeglichenen 20°–40° steilen Gehänge, verursacht durch die mit etwa 50° gegen Osten einfallenden Schichtplatten der Aduladecke und der Misoxermulde;

- im Osten die im einzelnen bis 80° steilen Wandstufen mit flacher geböschten Absätzen, bedingt durch eine Unzahl sekundärer Parallelklüfte. Längs diesen ist zwischen P. Corbet und P. Mottun eine Anzahl größerer und kleinerer Felsstürze losgebrochen. Die Trümmer der beiden größten liegen zwischen Pian San Giacomo und Cebbia, bzw. unter dem Maiensäß Usinich. Derjenige von Pian San Giacomo ist jünger. Er liegt auf dem großen Schuttkegel, der zur Bildung des Alluvialbodens von Pian San Giacomo Anlaß gegeben hat. Der ältere Bergsturz von Usinich dagegen wird in seinem Ostteil vom Alluvialboden zugedeckt. Die Sackung östlich von Mesocco hat sich längs derselben Bruch- und Kluftschar gelöst. Die Bäche haben sich tief in das gelöste Hangmaterial eingetieft, während sie auf dem anstehenden Fels nur unbedeutende Rinnen zu schaffen vermochten. In der früheren Literatur (vgl. *Mühlemann*, 1928) wurde die durch diese Sackung verursachte Verflachung zwischen den Maiensäßen Stabbio und Calniscio, entsprechend dem damaligen morphologischen Denken, als Rest eines interglazialen Talbo-

dens gedeutet und entsprechend in ein System zu pressen versucht. Auch andere Hang- und Gratverflachungen hätten Zeugen ehemaliger Talböden abgeben sollen. Wie *Heydweiller* (1918) betont, handelt es sich bei solchen Hangverflachungen oft um ehemalige Kar- und nicht um Talböden. Als derartige Bildungen dürfte die Verflachung auf etwa 2700 m zwischen der Cima di Verchenca und dem Pizzo Quadro betrachtet werden. Die flachliegenden Gesteinsbänke mögen die Ausbildung und Erhaltung dieser Form noch unterstützt haben. Zu dieser Form ist noch zu bemerken, daß sie zusammen mit den Karbildungen von Barna, Balniscio und Arbea, wenngleich älter als diese, noch ein Stück «Altbestand» am Relief darstellt. Diese «Altflächen» werden aber von der heutigen Haupttalerosion allmählich zerstört. Ausgedehntere Relikte eines Altreliefs finden sich in der Valle San Giacomo, sie sind altersmäßig mit jenen des Misox zu vergleichen.

Andere Verflachungen bilden sich zwischen den durch die Klüftung bedingten Steilwänden, so daß besonders auf der Ostseite eigentliche Hangtreppen mit teilweise 100 m hohen Stufen entstehen können. Der flach erscheinende Treppenabsatz ist meist normal geböscht und von Gehängeschutt überdeckt. Ein solcher Treppenabsatz bildet z. B. den Pian Guarnei. Etwas flacher, aber trotzdem eindrucklich sind derartige Treppenstufen am Grat, der westlich der Schloßruine von Mesocco zum Signal Pt. 2254.3 hinauf zieht, zu beobachten. Es wäre auch hier verfehlt, die Treppenabsätze als Talbodenreste deuten zu wollen. Soll das Niveau eines älteren Haupttales gesucht werden, so wären am ehesten die Ausgänge der hängenden Nebentäler (Vignone, Balniscio, Barna und evtl. Forcola) als Zeugen dafür zu betrachten.

Zusammen mit der Erosion sind die Kluftscharen auch verantwortlich für die übersteilten untersten Talhänge, welche besonders dem mittleren Misox ihr Gepräge geben. Es soll hier nicht die Art der Erosion untersucht werden, sondern lediglich darauf hingewiesen werden, wie die abtragenden Kräfte von der Struktur des Abzutragenden gelenkt und gerichtet werden.

c) Längsprofil

Im Längsprofil des oberen Misox sind die verschiedenen Verflachungen und eigentlichen Böden, welche von Talversteilungen oder

gar -abbrüchen begrenzt sind, öfters diskutiert worden. *Heydweiller* (1918) ist es aufgefallen, daß die Verflachungen und Böden dort auftreten, wo die Misoxermulde die Talsohle bildet. Das soll mit dem leichteren Abtrag der mesozoischen Gesteine in Zusammenhang stehen, was aber nicht zu beweisen ist. Es sind folgende Talabschnitte untersucht worden:

Das oberste Misox von der San Bernardino-Paßhöhe bis zum Boden von San Bernardino-Dorf:

Nördlich San Bernardino-Dorf verläuft die Talsohle in den glazial überprägten Adulagneisen. Der Ostrand des Tales wird dagegen von den Gesteinen der Misoxermulde gebildet, die südlich des Dorfes dann beinahe die ganze Talsohle einnehmen. Anhand mancher Rundhöcker zeigt sich in diesem Gebiet die glaziale Überprägung. Im Westen hat sich die Meosa eine Furche bis in die Adulagneise geschaffen. Auch im Osten wird der Talboden durch eine Furche begrenzt, welche vom Pian Càles nach Südosten zieht. Eine dritte Furche zieht etwa durch die Mitte des Bodens; sie wird von der Paßstraße benutzt. Weitere, sekundäre Furchen sind aus dem Kartenbild ersichtlich. Die Bildung aller dieser Furchen wird durch die hier vorbeistreichende Kluft- und Bruchschär verursacht. Es ist die nämliche Schär, welche zur Hauptsache zwischen P. Pombi und P. Corbet das Misox erreicht. Südlich von San Bernardino-Dorf tritt die Schär erstmals deutlich mit dem Talboden in Intersektion, nachdem dieser seine Richtung gewechselt hat und nun eindeutig der Kluft- und Bruchrichtung folgt. Ob es mehr als ein Zufall ist, daß der breite St. Bernhardin-Paß mit einer Schär von Brüchen und Klüften zusammenhängt?

Vor allem *Heydweiller* (1918) hat versucht, die Entstehung der drei Hauptrinnen mit Erosionsvorgängen in Zusammenhang zu bringen. Dazu mußte ein kompliziertes System aufgestellt werden, wann welcher Bach durch welche Rinne floß und wann, wo, warum und durch wen diese Bäche angezapft und umgeleitet wurden, um die heutige Topographie mit ihren toten und rückläufigen Tälchen zu erklären (vgl. auch *Mühlemann*, 1928). Diese ganze Diskussion scheint heute müßig zu sein, da nun klar erkannt worden ist, daß die Bruch- und Kluftscharen für die Rinnen verantwortlich sind und den Wässerchen und Gletschern nur die zweitrangige Arbeit des Herauspräparierens oder bloßen Überprägens der Formen zuzuschreiben ist.

Auf alle Fälle muß man sich hüten, jeder kleinen Rinne ihr Bächlein zuzuordnen. Die Hauptarbeit haben, wie der rückläufige Talboden südlich San Bernardino-Dorf zeigt, die eiszeitlichen Gletscher evtl. zusammen mit subglazialen Wasserläufen geleistet. Diese Aussage bezieht sich selbstverständlich nur auf die Kleinformen des Talbodens, während nicht zur Diskussion steht, wer das Tal «ausräumte».

Die Stufen nördlich von Pian San Giacomo:

Der Abbruch zwischen dem Boden südlich San Bernardino-Dorf und demjenigen von Pian San Giacomo trennt zwei morphologisch deutlich verschiedene Talabschnitte. Oben zieht sich die von der nacheiszeitlichen Erosion noch wenig berührte, glazial geprägte, relativ breite Talsohle zum St. Bernhardin-Paß hinauf. Unten schließt sich ein durch die nacheiszeitliche fluviale Erosion im weitesten Sinne geprägter Talabschnitt an. Die Stufe stellt eine deutliche Erosionsgrenze dar. Bereits ist im Westen die Stufe durch die Moesa erniedrigt worden; im Osten ist diese Arbeit dem Bache von der Alpe Pinecio zuzuschreiben, welcher wohl nur noch ein Rudiment eines alten Laufes der Golmagna bildet. Moesa und Pineciobach überwinden die Stufe in Wasserfällen. Im Osten wird der Höhenunterschied zwischen dem Boden von S. Bernardino und demjenigen von Pian San Giacomo durch zwei deutliche Stufen von 60 m, bzw. 80 m Höhe sowie einem steilen Talabschnitt überwunden. Im Westen ist es die 300 m bis 400 m hohe Stufe unterhalb Viganaia, welche fast den ganzen Höhenunterschied ausmacht. In ihrer Lage sind die Stufen durch West-Ost verlaufende Störungen bestimmt. Es wäre aber falsch, die Höhen der Stufen als Sprunghöhe von Brüchen zu betrachten. Unterstützt, wenn nicht gar verursacht, wurde das Herauspräparieren der Stufen vielmehr durch die Konfluenz der Bäche, jeweils unmittelbar südlich der Störung. Es läßt sich an der mittleren Störung beweisen, daß tatsächlich die Bacherosion die Stufen herauspräpariert hat. Die Störung zieht, auf der Luftfoto klar verfolgbar, von Fregera, im Norden von Fieß vorbei, über Suòssa nach Montzotent. Im Osten, wo die mittlere und die östliche Rinne des Bodens von San Bernardino südlich der Störung zusammenfließen, hat sich die 80 m hohe Stufe nördlich Fieß gebildet, während im westlichen Teil, wo keine Bäche vorhanden sind, lediglich ein kleiner Absatz bei Suòssa sowie geringfügige Schichtversetzungen festzustellen sind.

Der Boden von Pian San Giacomo:

Dieser Boden wird durch eine Alluvialebene charakterisiert, die ihre Entstehung der stauenden Wirkung des mächtigen, talausfüllenden Schuttkegels von Pian San Giacomo verdankt. Mit seinem Material, das er aus den stark von Klüften durchsetzten Gneisen der Balnisciogegend bezieht, hat der heute noch aktive Schuttkegel die alte Talsohle verstopft und die Moesa an die westliche Talflanke in die anstehenden Tambogneise abgedrängt. Diese wirken als lokale Erosionsschwelle und verhindern die Moesa an der Erosion des Alluvialbodens.

Der nördliche Teil des Alluvialbodens ist über den Gesteinen der Misoxermulde angelegt worden, während sich der südliche über den Gneisen der Tambodecke befindet. Es wäre darum denkbar, daß der Wechsel von «weichen» und «harten» Gesteinen die Ursache zur Bildung eines Riegels gewesen sein könnte, der als erster eine Ver-ebnung, evtl. sogar Übertiefung in den Gesteinen der Misoxermulde veranlaßt haben könnte. Von der Oberfläche aus ist die Existenz eines solchen Riegels aber nicht mehr nachzuweisen.

Die Talversteilung unterhalb des Pian San Giacomo:

Sie wird im wesentlichen durch die Böschung des im vorigen Abschnitt erwähnten Schuttkegels gebildet, der hier den alten Tallauf vollkommen zudeckt und das Erkennen einer Talversteilung verunmöglicht. Die Moesa erreicht diesen Talabschnitt über einen gut 60 m hohen Wasserfall, gebildet aus ungefähr hangparallel streichenden, steil einfallenden Tambogneisbänken.

Die Talverflachung zwischen Cebbia und der Schloßruine von Mesocco:

Im Vergleich mit den geschilderten höheren Stufenböden läßt sich dieser Talabschnitt wegen seiner Enge und dem stets vorhandenen Gefälle nicht als eigentlicher Boden bezeichnen. Ein kleines Stück Boden bildet nur der Abschnitt südlich von Benabbia, während nördlich davon die ganze Verflachung mit Schuttkegeln der Seitenbäche aufgefüllt ist. Dabei fällt auf, wie die Schuttkegel der linken Talseite, also diejenigen, welche grobblockiges Tambomaterial führen, steiler geböscht sind und auch weiter an die Talflanken emporsteigen als die Schuttkegel der Bündnerschieferbäche der rechten Talseite, die sich infolge der durch größere Wassersättigung herabgesetzten Viskosität erst an den Ausgängen der Seitentäler flach aus-

breiten. Ursache dafür ist das viel feinere Bündnerschiefermaterial, welches diese Bäche herunterbringen.

Bereits in den Arbeiten von *Heydweiller* (1918) und *Mühlemann* (1928) wird erwähnt, daß die Moesa einst westlich des Schloßhügels vorbeigeflossen sei und erst durch den Schuttkegel aus der Val Gervano auf die entgegengesetzte Talseite gedrängt und dort zur Bildung der heutigen Schlucht gezwungen worden sei. Mit dem Ende der Schluchtbildung wird die Erosion im Schutt oberhalb der Schlucht in Verbindung gebracht, wodurch die markanten Erosionsterrassen entstanden sind.

Die Stufe unterhalb der Schloßruine Mesocco:

Sie könnte, ähnlich wie die Stufen über dem Pian San Giacomo, durch eine West-Ost verlaufende Störungszone und Konfluenz des ehemaligen Moesalaufes mit dem Rizeubach bedingt sein.

d) Seitentäler

Im Gegensatz zum Haupttal lassen die wohl ausgebildeten Nebentäler keinen Zusammenhang mit Brüchen oder Klüften erkennen. Nur die beiden Erosionscouloirs von Brione und Landes sowie Abschnitte der Val di Anzone folgen Bruchstörungen. Große, noch aktive Schuttkegel liegen vor den Couloirausgängen im Haupttal. Entsprechend dem geringen Abstand der das Tal begrenzenden Kämme, vermochten sich nur kurze Seitentäler zu bilden, die, bedingt durch das Fallen der Gesteinsbänke nach Osten, vorwiegend auf der Westseite des Haupttales zu finden sind. Sie münden alle auf der Höhe des Haupttales. Die Bäche aus dem Gneisgebiet der Aduladecke haben keine Schuttkegel ins Haupttal geschüttet, dagegen finden sich solche am Ausgang jener Täler, welche die Misoxermulde queren.

Trotz der nur noch geringen Mächtigkeit der Misoxermulde finden sich in solchen Tälern alle Merkmale, welche Bündnerschiefertäler auszeichnen: enge Schluchten, kräftige Erosion bei jedem ausgiebigen Regenfall, Nachrutschen der Gehänge mit Bildung von Hakenwurf, Abrutschen von durchnässten Kalkschiefern und Phylliten auf den Kalkmarmor- und Gneisbänken und andere, ähnliche Erscheinungen.

Einzige Talbildungen auf der Ostseite sind die beiden Kare von Barna und Balniscio. Die Bruchcouloirs und die übrigen Rinnen

können nicht als eigentliche Täler betrachtet werden. Die Rinnen gehen von kleineren Karnischen zwischen der Cima di Verchena und dem Pizzo Pombi aus. In den oberen Hangabschnitten, wo die durch die Kluftabbrüche übersteilten Wände auftreten, bilden die Rinnen enge, steile Schluchten. Weiter unten sind sie, außer in der Sackung östlich Mesocco, nur noch wenig eingetieft. Das trifft auch für die Rinnen unter dem M. Balniscio zu.

2. Die Valle San Giacomo

In der Valle San Giacomo fallen die zwei in ihren Anfängen zeitlich auseinanderliegenden und auch genetisch verschiedenen Abschnitte der Talentwicklung stärker auf als im Misox. Der Anfang und die Ursache des älteren Abschnittes sind nicht mehr genau festzulegen. Der jüngere dagegen wird eindeutig von einer kräftigen, nach Süden gerichteten, noch rezent wirkenden Erosion bestimmt, die in ihrer Richtung von einer bruchartigen Störungszone abhängig ist.

Die beiden entwicklungsgeschichtlich verschiedenen Talabschnitte sollen im folgenden kurz behandelt werden. Dazu werden zwei neue Namen eingeführt:

- mit «Lirotal» soll die Talbildung des jüngeren,
- mit «Splugatals» diejenige des älteren Entwicklungsabschnittes bezeichnet werden. Etwas einfacher ließe sich auch bloß von einem unteren, bzw. einem oberen Niveau der Valle San Giacomo sprechen.

a) Das Lirotal

Das Lirotal wird in seinem Entstehen und in seiner Richtung durch eine markante Schar von steilstehenden Störungen (Brüche und Klüfte) bestimmt. Sie verlaufen etwa N 15° W und bestimmen u. a. den geraden Talverlauf vom Ausgang der Cardinelloschlucht im Norden bis etwas südlich von San Giacomo e Filippo. Durch die tiefe Erosionsbasis des Piani di Chiavenna begünstigt, wirkte die Erosion längs dieser vorgezeichneten Richtung in einer ersten Phase vor allem in die Tiefe. Die Erosion an den Talflanken konnte damit nicht Schritt halten. Aus diesem Grunde befinden sich diese heute noch im Ungleichgewicht und verändern durch die noch aktiven Erosionsvorgänge fortwährend ihre Gestalt. Mit Ausnahme des Tal-

abschnittes oberhalb Isola und der hängenden Seitentäler ist dagegen die Tiefenerosion im wesentlichen zur Ruhe gekommen.

Sogar aus dem Kartenbild ist der Verlauf der hauptsächlichsten Bruch- und Kluftscharen ohne weiteres ersichtlich. Auffallend ist das Vorbeistreichen einer solchen Schar östlich von San Sisto gegen die Alpe Zocana hinauf. Sie verursachte nicht nur den 100 m hohen Felsabsturz gegen Starleggia hinunter, sondern ist auch verantwortlich für die versackten und gestürzten Felsmassen im Norden und Nordwesten von Starleggia, welche die Hänge gegen die Foppa hinunter überdecken. Nach Süden kann man die Schar anhand verschiedener Kluftrisse, Nackentälchen und -terrassen über die ausgedehnten Schutthänge südlich von Splughetta in die Bergsturz- und Sackungsgebiete im Westen von Pietra und Prestone verfolgen. Ein Zusammenhang zwischen diesen und den vorbeistreichenden Kluft- und Bruchscharen ergibt sich ohne weiteres. Das Bergsturzmaterial von Prestone füllt den ganzen Talboden und bedingte durch seine stauende Wirkung die Bildung des Alluvialbodens von Campodolcino, während die Trümmer von Pietra nur den Westhang bedecken. Im Westen von Isola haben die nämlichen Störungen die dortigen Gneise derart gelockert, daß sich ausgedehnte Rutsch- und Sackungshänge zu bilden vermochten. Deutlich sind im Norden der Alpe dei Piani Abrißstellen, Bodenrisse und Fließwülste zu sehen, welche die (sub-)rezenten Bewegungen in diesem Gebiet deutlich machen. Das asymmetrische Querprofil des Lirotals, verursacht durch die ostwärtsfallenden Gneisbänke, wird durch die verschiedenen Rutsch- und Sackungsphänomene noch akzentuiert, indem sie die westlichen Gehänge abflachen und in noch größeren Gegensatz zu den schroffen Steilwänden im Osten bringen.

Durch die nacheiszeitliche Erosion wurden allfällige eiszeitliche Ablagerungen im Lirotal beseitigt. So läßt sich seine Entstehungsgeschichte nicht genau verfolgen. Rundhöcker mit Gletscherschliff sind auf der Foppa zu finden, doch besagen sie bloß, daß während der letzten Vereisung das Tal mindestens bis in dieses Niveau bereits gebildet war. Unterhalb dem Hangabsatz der Foppa beginnt die eigentliche Liroschlucht. Darin sind keinerlei glaziale Spuren mehr festzustellen, denn ihre Wände sind bis auf den heutigen Tag nicht zur Ruhe gekommen. Verschiedene Felsstürze mögen denn auch die

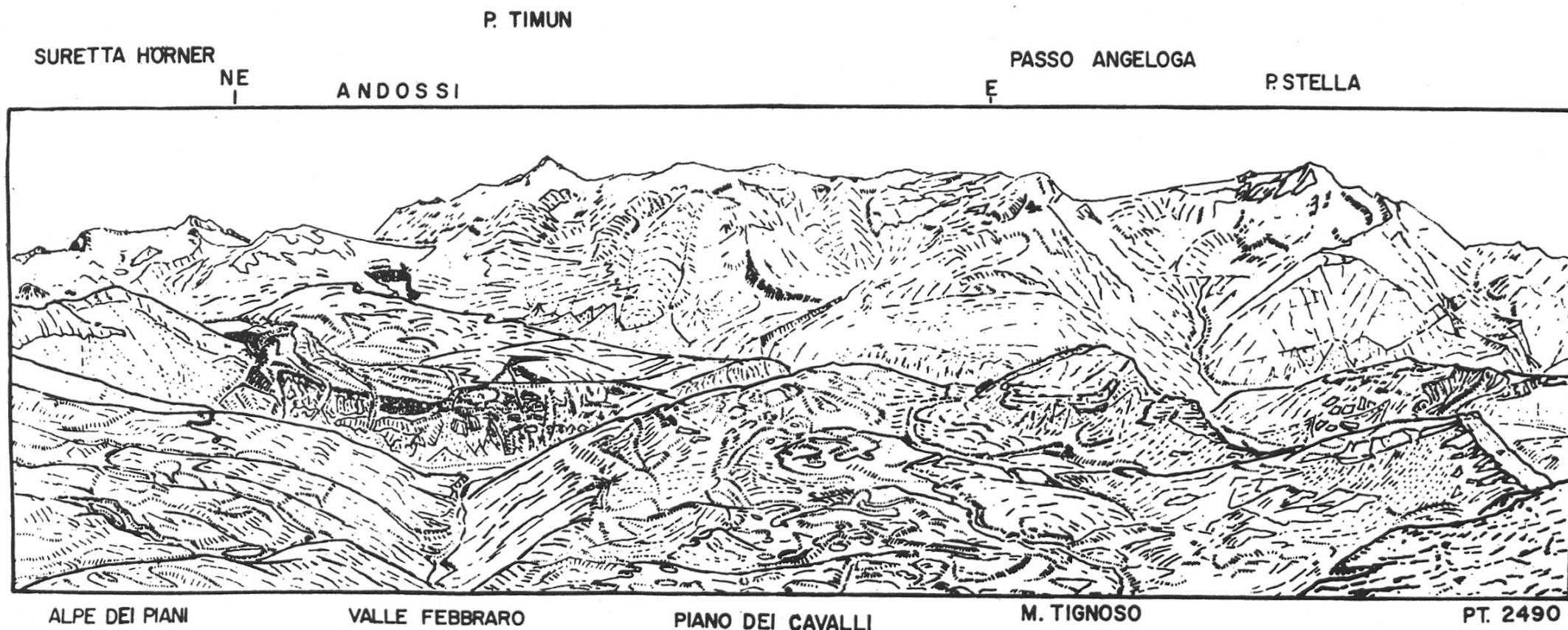


Abb. 28

Ausblick vom M. Bardan gegen die Valle San Giacomo

Geologie:

Pt. 2490:

Splügenermulde gegen Westen in die Luft streichend

Piano dei Cavalli:

Splügenermulde

Andossi:

Splügenermulde; links Geländerippn der Basisquarzite

M. Tignoso:

Gneisklippe der Surettadecke

Hintergrund:

Surettadecke; Roffnaporphyr unter dem P. Timun zwischen Gneisen und Schiefern der «Stella-Timun-Masse» auskeilend

Morphologie:

Glazial und durch Karsterscheinungen geprägte Altflächen und junge Taleinschnitte mit rezenter fluviatiler Erosion

Italiener bewogen haben, die bequeme und breite, noch von den Österreichern durch die Schlucht gebaute Fahrstraße aufzugeben.

Die Flanken des Lirotales reichen im südlichen Abschnitt der Valle San Giacomo bis an die Bergkämme hinauf. Im Norden dagegen folgt über ihnen das ältere Relief des Splugatales, welches von der Erosion des Lirotales angegriffen wird. Eindrücklich läßt sich das vom M. Bardan aus beobachten (Abb. 28). Durch das schluchtartige Lirotal, zu welchem auch die abgeknickte Valle del Cardinello zu zählen ist, wird das Altrelief der Andossi von dem zum selben Altrelief gehörenden Piano dei Cavalli getrennt. Die Grenze zwischen dem Altrelief des Splugatales und dem jungen Lirotal ist entweder durch einen scharfen Geländeknick oder durch die Abrißränder von gerutschten, versackten oder gestürzten Felsmassen gegeben. In jedem Fall handelt es sich um eine deutliche Erosionsgrenze. Der Geländeknick ist nicht bloß in der Valle San Giacomo, sondern auch in der Valle Febbraro und als subrezente Bildung bereits in der Valle di Starleggia festzustellen. Über die Geländeknicke stürzen sich die Bäche der Nebentäler, teilweise in freiem Fall, ins Lirotal oder in die Valle Febbraro. Für einige dieser Seitenbäche bildet das Niveau der Geländeknicke immer noch eine lokale Erosionsbasis. Anderen dagegen gelang es, den Geländeknick in der Schlucht zu überwinden, dadurch die Erosionsbasis tiefer zu legen und bergwärts z. T. noch im eigenen Schutt, z. T. bereits im Anstehenden zu erodieren (Valle di Starleggia, Bach nördlich Borghetto, Scalcoggia).

b) Das Splugatal

Zum Splugatal soll jener Teil der Valle San Giacomo und ihrer Nebentäler gerechnet werden, welcher in seiner Entstehung von der Lirotal-Kluftrichtung unabhängig ist. Diese äußert sich im Splugatal nur in den Gratformen zwischen P. Quadro und P. Dalè sowie in einigen Nacken- und Erosionstälchen, welche der Kluftrichtung folgen. Sonst ist das Relief des Splugatales von dieser Klüftung nur soweit berührt, als es durch sie mittel- oder unmittelbar vom Lirotal abgegrenzt wird. Im Gegensatz zu diesem zeichnet sich das Splugatal durch seine Weite und durch seine flache Sohle aus. Diese Sohle wird fast überall von Gesteinen der Splügenermulde (inkl. untere Bardanzone) gebildet. Die Weite des Splugatales fällt gleichzeitig mit dem Gebiet der größten Mächtigkeit der Splügenermulde zusammen.

Das hat auch *Zurflüh* (1961) erkannt und ihn veranlaßt, für die Entstehung des Splugatales, samt seiner nördlichen Fortsetzung nach Splügen, die Splügenermulde verantwortlich zu machen. Das erscheint, wenn auch nicht für die Talanlage, so doch für die heutige Ausbildung des Tales durchaus wahrscheinlich.

Das Splugatal hat wegen seines höheren Alters die vielfältigere Geschichte hinter sich als das Liotal. Diese Geschichte kann nicht mehr vollständig rekonstruiert werden. Es sind ja nur noch die isolierten obersten Talabschnitte erhalten, welche zudem in ihrer eigenen morphologischen Entwicklung keineswegs stecken geblieben sind. Nach *Staub* (1934) gehörte die erste Anlage des Splugatales zum miozänen Extern-Entwässerungssystem der Alpen, war also nach Norden orientiert. Hinweise auf die ehemals südlichere Wasserscheide geben die weit nach Süden vorgeschobenen hohen Berge. Die Talweiterung zwischen P. Ferrè und P. Quadro läßt sich in ihrer primären Anlage vielleicht als Schluß eines nach Nordosten orientierten Tales deuten, wenngleich der Zusammenhang dieser Talweiterung mit der Deckensynklinale in diesem Gebiet und der Splügenermulde unverkennbar ist. Als jüngst selbständige Entwicklung des Splugatales ist die Valle di Starleggia zu betrachten, welche vermutlich zusammen mit dem nun überstauten Boden von Monte Spluga und seiner ehemaligen Abflußrinne über Stuetta/Palude in das gleiche System gehört. Die Valle di Starleggia greift deutlich das höhere Niveau der Valle della Sancia und des Piano dei Cavalli an. Diese beiden sind möglicherweise mit dem Niveau der Andossi und der Terrasse von Motto di sopra zu verbinden. Damit kommt man bereits in den Bereich der Spekulation, so daß die Diskussion hier abubrechen ist.

B. Kaltklimatischer Formenschatz

1. Glaziale Formen

Im vorausgegangenen Kapitel wurde dargelegt, wie die vom Haupttale gesteuerte rezente Erosion sowohl im Misox wie in der Valle San Giacomo teilweise bis an die Bergkämme hinauf reicht. Wohlgedenkt, es wird damit keineswegs der Abtrag des Haupttales der rezenten Erosion zugeschrieben, sondern einfach festgestellt, daß

immer noch erodiert wird. Glazial geprägte Oberflächenformen sind deshalb vor allem über der markanten Erosionsgrenze (Abb. 29), also auf den erwähnten Altreliefs erhalten, wo sie vor der nacheiszeitlichen Erosion geschützt sind. Im Misox südlich des Abbruches von Viganàia, sind solche Altflächen nur noch von geringer Ausdehnung. So können außer den großen Karbildungen von Balniscio und Barna einzig auf Arbèa und auf der Verflachung unterhalb P. Quadro und Cima di Verchena glaziale Formen — endeiszeitliche Wallmoränen, Gletscherschliff — festgestellt werden. Einen ausgeprägt glazialen Charakter weist dagegen das Splugatal auf. Hier finden sich endeiszeitliche wie subrezente Wallmoränen und Blockströme noch an verschiedenen Stellen. Erstere sind ab etwa 2000 m ü. M. fast in allen Höhenlagen irgendwo zu treffen. Es ist müßig, diese irgendwelchen endeiszeitlichen Vereisungsstadien zuzuweisen, denn die endeiszeitlichen Lokalgletscher waren in ihrer Ausdehnung sicher stark von der Größe ihres Einzugsgebietes und der lokalen Topographie abhängig. Das Splugatal ist auch reich an mancherlei Rundhöckern, glazial geschliffenen Felsbuckeln. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß solche Buckel in den Foppagneisen am besten erhalten sind. Weniger frisch erhalten und seltener sind Rundhöcker und gletscher-geschliffener Fels außerhalb der Altreliefreste. An den Hängen finden sich Rundhöcker etwa auf der Foppa im Lirotal oder auf dem Monte Stabbio im Misox. In der Valle San Giacomo fehlen Rundhöcker auf dem heutigen Talboden. Interessant sind sie dagegen im Misox, so zwischen Cebbia und Pian San Giacomo sowie bei der

Abb. 29

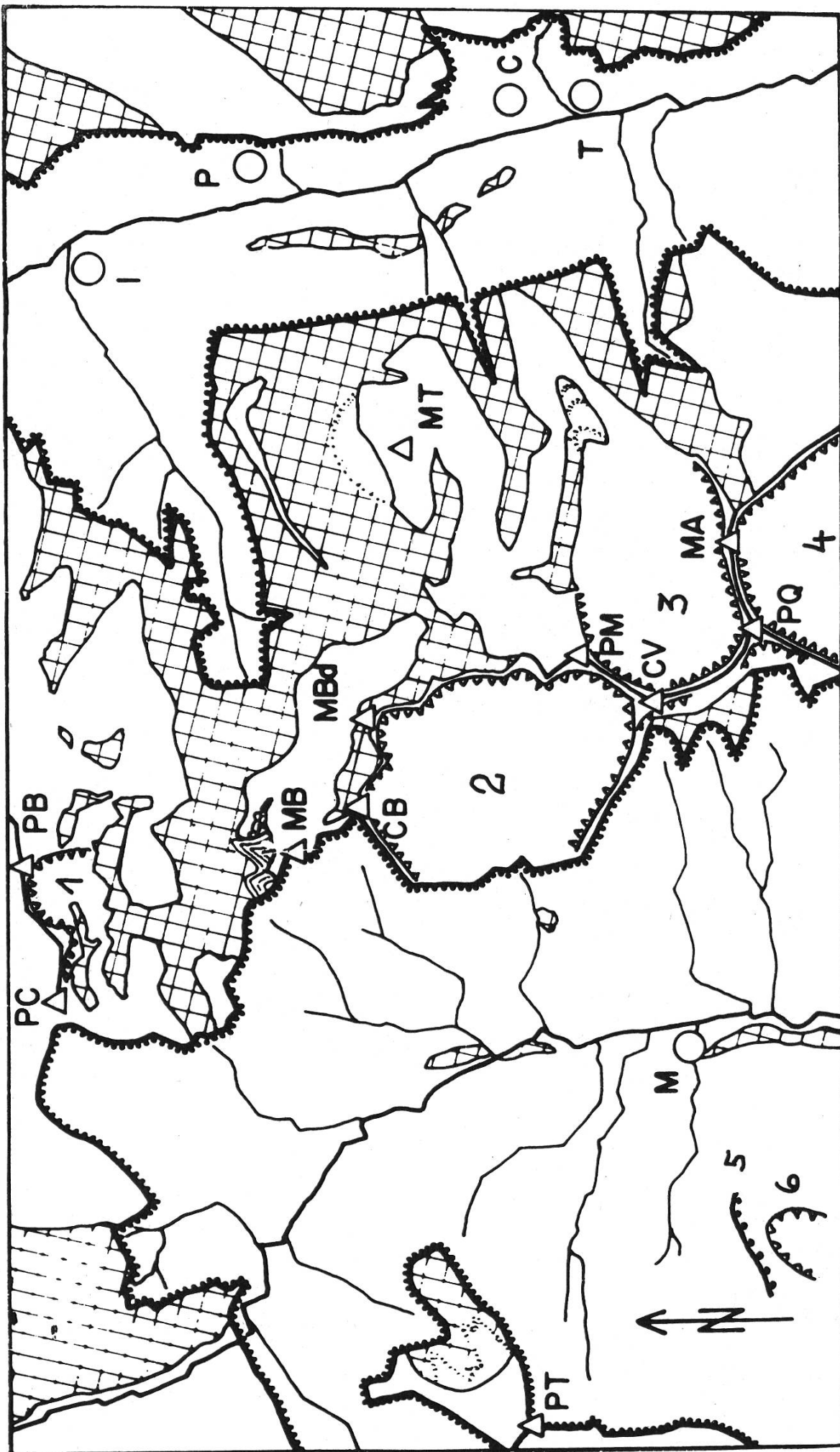
Morphographische Kartenskizze

Maßstab 1 : 75 000

PB	P. Bianco	PM	P. Montagna
PC	P. Curciosa	CV	Cima di Verchena
MB	M. Balniscio, mit Blockstrom und -girlanden	PQ	P. Quadro
CB	Cima di Barna	MA	Motto Alto
MBd	M. Bardan	PT	P. di Trescolmen, mit Wallmoräne von Arbèa im Nordosten
MT	M. Tignoso, mit Wallmoräne im Norden		

M Mesocco, I Isola, P Pianazzo, C Corti, T Tini

1 Balnisciokar, 2 Barnakar, 3 Sanciakar, 4 Truzzokar, 5 Grenze: Jungrelief — Altrelief, 6 Karnischen, kariert: Gebiete mit glazialer Oberflächenprägung.



Pfarrkirche von Mesocco. Sie zeigen an, daß während der letzten Eiszeit das Misox, mindestens in diesem Abschnitt, die heutige Talsohle erreicht hat. Moränen dagegen können weder im Misox noch in der Valle San Giacomo außerhalb des Altreliefs gefunden werden.

2. Blockstrom

Nördlich des M. Balniscio befindet sich eine zweizüngige, wulstförmige Schuttmasse, welche, besonders von einem überhöhten Standort aus, unschwer als Blockstrom zu erkennen ist. Östlich der beiden Zungen bemerkt man noch einzelne Blockgirlanden. Diese Formen sind scharf von dem kaum mit Schutt bedeckten Fels abgegrenzt. An ihrem Fuß treten verschiedene kleine Wässerchen aus, welche die Durchnässung, unerläßlich für das Fließen, anzeigen. An der Oberfläche ist der Blockstrom jedoch trocken und besteht auch aus groben groben Blöcken. Die Lage an einem nach Norden gerichteten Hang scheint ebenfalls typisch zu sein.

3. Strukturböden

Strukturböden sind in ihrem Auftreten an eine bestimmte Höhenlage (über 2700 m) und an nicht oder kaum geneigte Flächen gebunden. So finden sich etwa zwischen der Cima di Barna und dem M. Bardan einige dm-breite Streifen mit steilgestellten Steinplatten. Im dm/m-Bereich laufen diese Streifen aufeinander zu und treten wieder auseinander. Dabei schließen sie Areale mit flachliegenden Steinplatten ein, welche auf einem konvex gewölbten feinen und leicht feuchten Material aufliegen. Analoge Erscheinungen wären auch aus der Gegend zwischen der Cima di Verchenna und dem P. Quadro zu beschreiben.

C. Karsterscheinungen

Karsterscheinungen finden sich in den Karbonatgesteinen der Splügenermulde und dort weitaus am schönsten auf dem Piano dei Cavalli. Dieser ist übersät von kleinen und größeren Dolinen; auch einige Schlundlöcher treten auf. Es kann beobachtet werden, wie sich die Dolinen besonders längs Klüften bilden, wobei es auch häufig

zur Vereinigung kleinerer Dolinen zu einer größeren kommt. Wo der Grund der Dolinen verlehmt ist, bilden sich in ihnen kreisrunde verlandende Seelein oder bloße perennierende Tümpel. Die kleinen Trockentälchen dieses Gebietes führen nur bei heftigen Regengüssen, einige auch zur Zeit der Schneeschmelze etwas Wasser, welches sie aber bald verlieren. Auch das größere Trockental der Valle dei Buoi führt nur zur Zeit der Schneeschmelze Wasser. In der übrigen Zeit verliert sich der Bach aus dem Lago Bianco, nachdem er von den Gneisen auf die Karbonatgesteine übergetreten ist, recht bald in den Klüften. Das gesamte auf dem Piano dei Cavalli versickernde Wasser wird gesammelt und tritt, entsprechend der Schichtlage, oberhalb San Sisto in mächtigen Schichtquellen über den Gneisen der unteren Bardanzone wieder zu Tage. Zum Schluß sei noch die Rauhwacke erwähnt, in welcher sich unter Kalkwänden, wohl als Folge von Lösungserscheinungen, verschiedene kleine Balmen, teilweise mit Tropfsteinwänden und Sinterböden, entwickeln.

D. Zusammenfassung

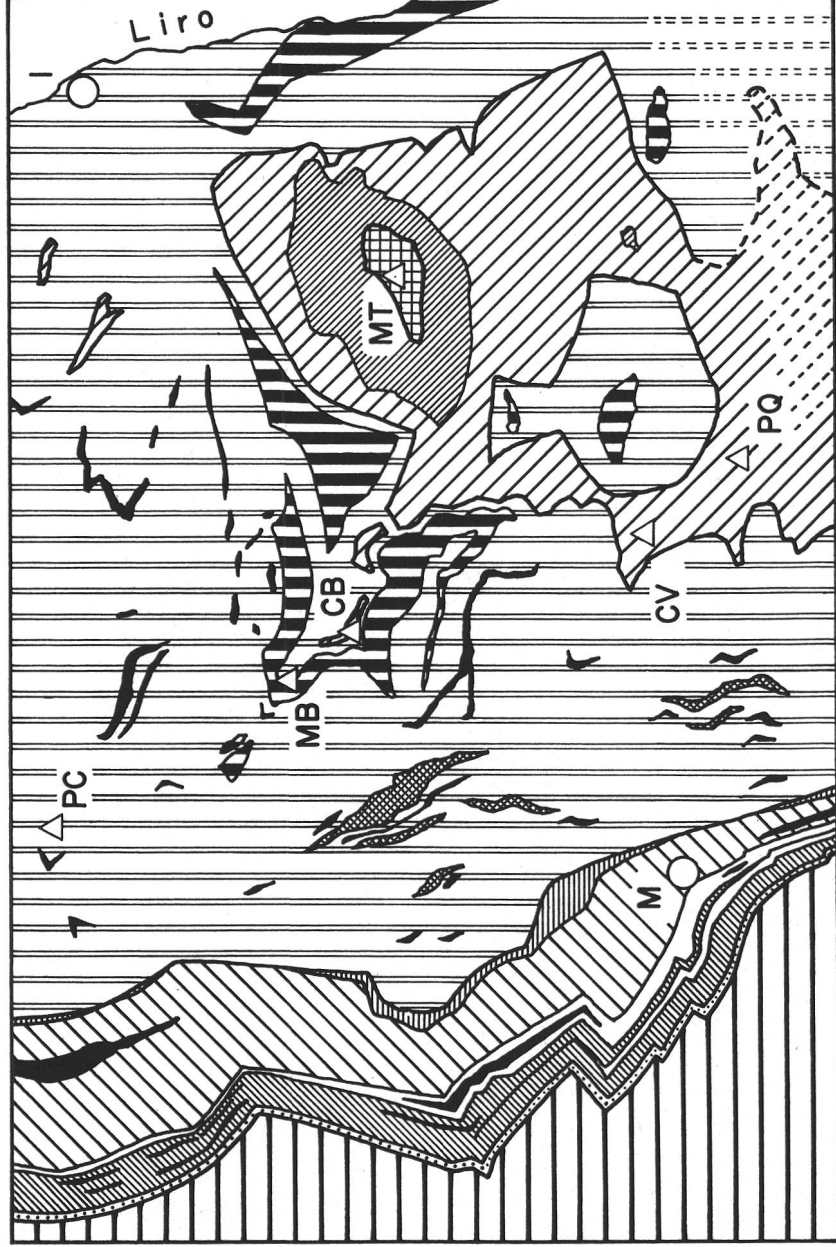
Misox und Valle San Giacomo haben, durch gleiche Ursachen bedingt und durch gleiche Vorgänge gesteuert, eine vergleichbare morphogenetische Entwicklung durchgemacht. Vermutlich mehrere ältere und ein jüngerer Abschnitt sind dabei auseinander zu halten. Durch die jüngere Entwicklung, welche aber weit vor der Eiszeit ihren Anfang nahm, wurden die älteren ganz oder teilweise unterbunden und die von ihnen geschaffenen Formen wieder zerstört. Im Misox ist bis zum Pian San Giacomo hinauf bis auf wenige Reste alles dieser Zerstörung anheimgefallen. Erst darüber finden sich noch eiszeitlich geprägte Altflächen. In der Valle San Giacomo werden die dort ausgedehnteren Altflächen neben den eiszeitlichen Formen noch durch die Karsterscheinungen im Gebiete Andossi—Piano dei Cavalli geprägt.

Die letzte Phase des jüngeren Entwicklungsabschnittes, die kräftige Flankenerosion, ist in beiden Tälern bis heute aktiv geblieben. Eiszeitliche Bildungen sind aus diesem Grund in den eher V-förmigen Talabschnitten, besonders auf den Talflanken, zu einem großen Teil zerstört, sie waren aber sicher vorhanden. In ihrer morphologi-

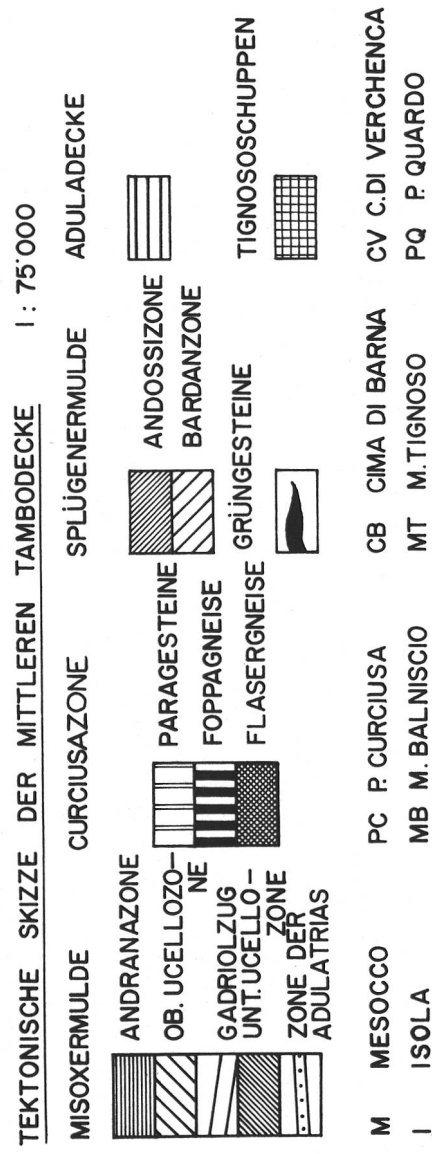
schen Bedeutung treten sie dort eindeutig hinter den Phänomenen der Wasser- und der «Schwerkraft»erosion zurück. Diese wie auch die Gletscher- und Karsterosion werden in ihrem Ablauf von Diskontinuitätsflächen des Gesteinskörpers ganz wesentlich gelenkt. Diesen muß daher die primäre Bedeutung für die Oberflächengestaltung zugeschrieben werden.

Diese letzte Zusammenfassung und die ganze Untersuchung sollen mit einem Vers von Wilhelm Busch abgeschlossen werden:

Sokrates, der alte Greis,
Sagte oft in tiefen Sorgen:
«Ach, wie viel ist doch verborgen,
Was man immer noch nicht weiß.»



Tafel 1





Tafel 1

TEKTONISCHE SKIZZE DER MITTLEREN TAMBODECKE

1: 75'000

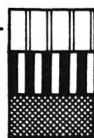
MISOXERMULDE

CURCIUSAZONE

SPLÜGENER MULDE

ADULADECKE

ANDRANAZONE
OB. UCCELLOZONE
GADRIOLZUG
UNT. UCCELLOZONE
ZONE DER ADULATRIAS



PARAGESTEINE
FOPPAGNEISE
FLASERGNEISE



ANDOSSIZONE
BARDANZONE
GRÜNGESTEINE



TIGNOSOSCHUPPEN

M MESOCCO
I ISOLA

PC P. CURCIUSA
MB M. BALNISCIO

CB CIMA DI BARNA
MT M. TIGNOSO

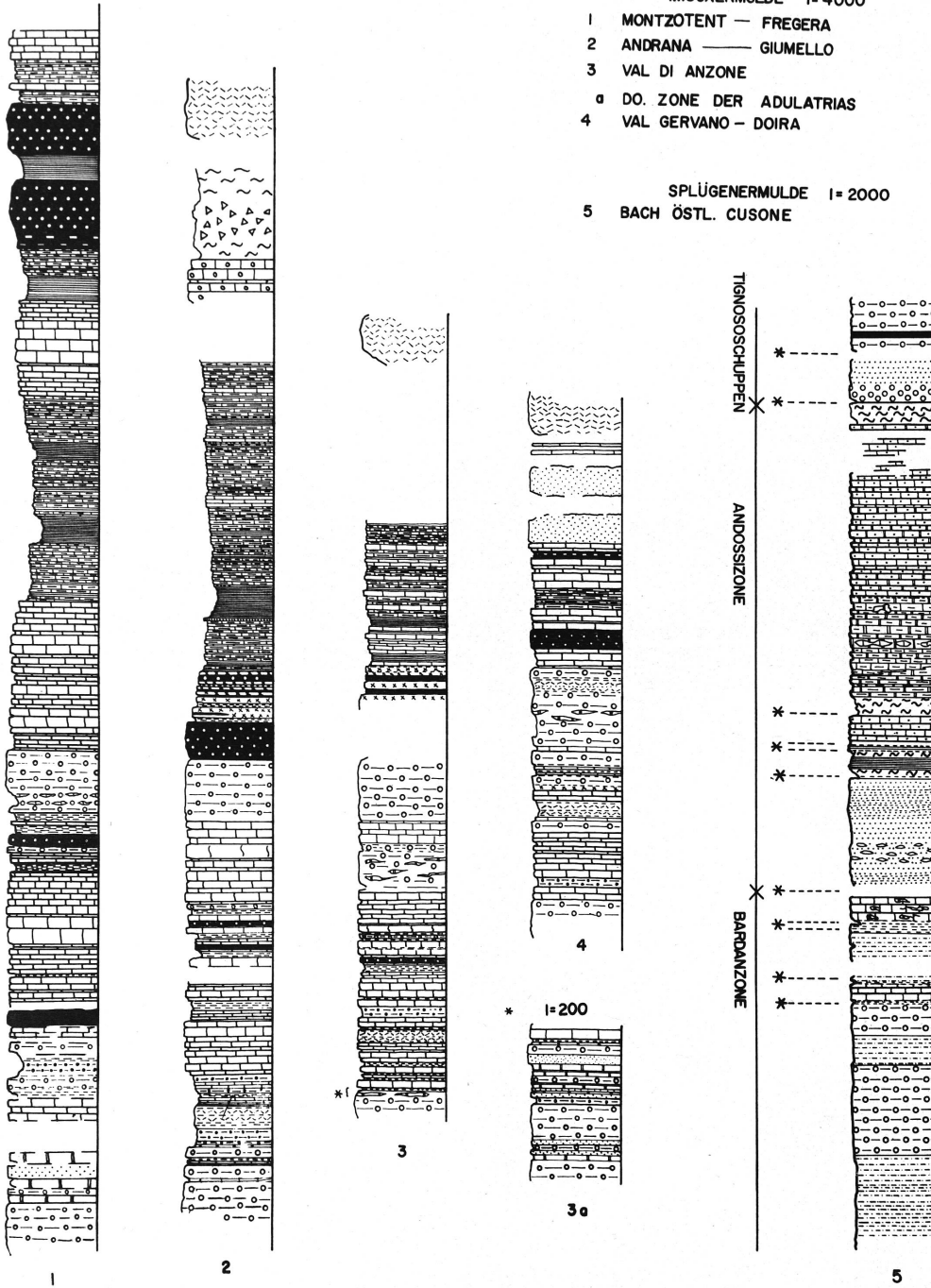
CV C. DI VERCHENCA
PQ P. QUARDO

MISOXERMULDE 1:4000

- 1 MONTZOTENT — FREGERA
- 2 ANDRANA — GIUMELLO
- 3 VAL DI ANZONE
- a DO. ZONE DER ADULATRIAS
- 4 VAL GERVANO — DOIRA

SPLÜGENER MULDE 1:2000

- 5 BACH ÖSTL. CUSONE



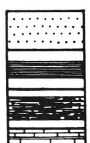
LEGENDE ZU DEN STRATIGRAPHISCHEN KOLONNEN

MISOXERMULDE

SPLÜGENER MULDE



RAUHWACKE
KALKMARMORE (TRIAS)



BÜNDNERSCHIEFERQUARZITE
KALKFREIE PHYLLITE
KALKARME KALKGLIMMER-SCHIEFER
PLATTIGE KALKMARMORE Z.T. VIEL GLIMMER



KALKMARMORE DO. MASSIG, WEISS PRASINITE



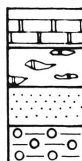
AMPHIBOLITE MIT EPIDOTSCHIEFERN
BIOTIT-EPIDOTGNEIS



VERSCHIEFTE ZONEN (PHYLONITE, MYLONITE)



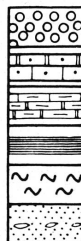
ZWELGLIMMERGNEIS Z.T. VERSCHIEFERT
GRANAT-BIOTITSCHIEFER



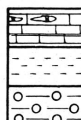
GELBLICHER DOLOMIT
DOLOMITSCHMITZEN IN GNEIS (PHENGIT-) QUARZITE
PHENGITGNEISE



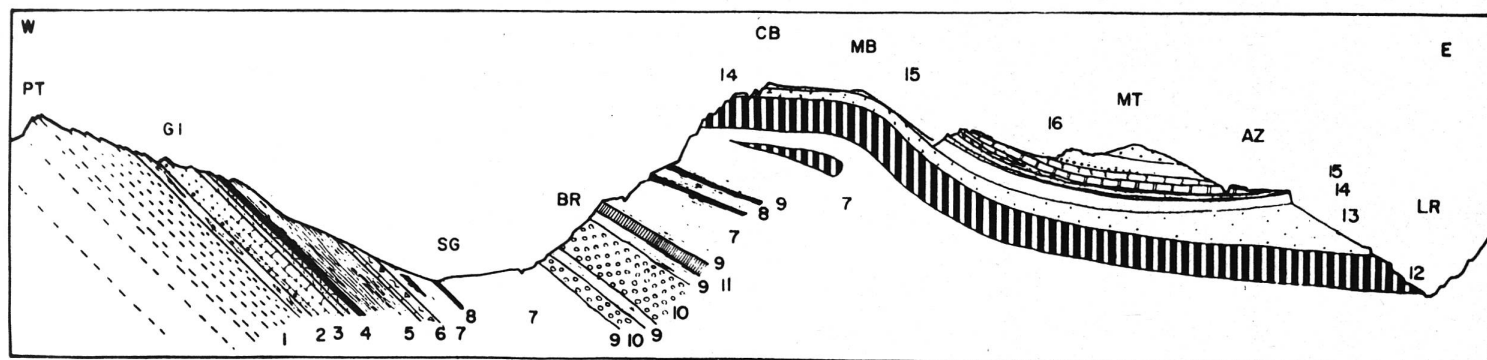
TAMBOECKE



QUARZKONGLOMERAT
ASCHGRAUE KALK-MARMORE U. DOLOMITE
GELBE DOLOMITE UND KALKMARMORE
DUNKLE SCHIEFER
RAUHWACKE
QUARZIT, Z.T. KONGLOMERATISCH



WEISSE KALKMARMORE MIT DOLOMITSCHMITZEN
CHLORITGNEISE u. SCHIEFER
PHENGITGNEISE (BEOLA)



Tafel 3

Geologisches Längsprofil zwischen dem Misox und der Valle San Giacomo

Maßstab 1 : 50 000

PT P. di Trescolmen
GI Giumella
SG Pian San Giacomo
BR Brione
LR Liro

CB Cima di Barna
MB M. Bardan
MT M. Tignoso
AZ Alpe Zocana

Aduladecke:

1 Gneise und Schiefer i. allg.

Misoxermulde:

2 Zone der Adulatrias
3 Untere Uccellozone
4 Gadriolzug
5 Obere Uccellozone
6 Andranazone

Splügenermulde:

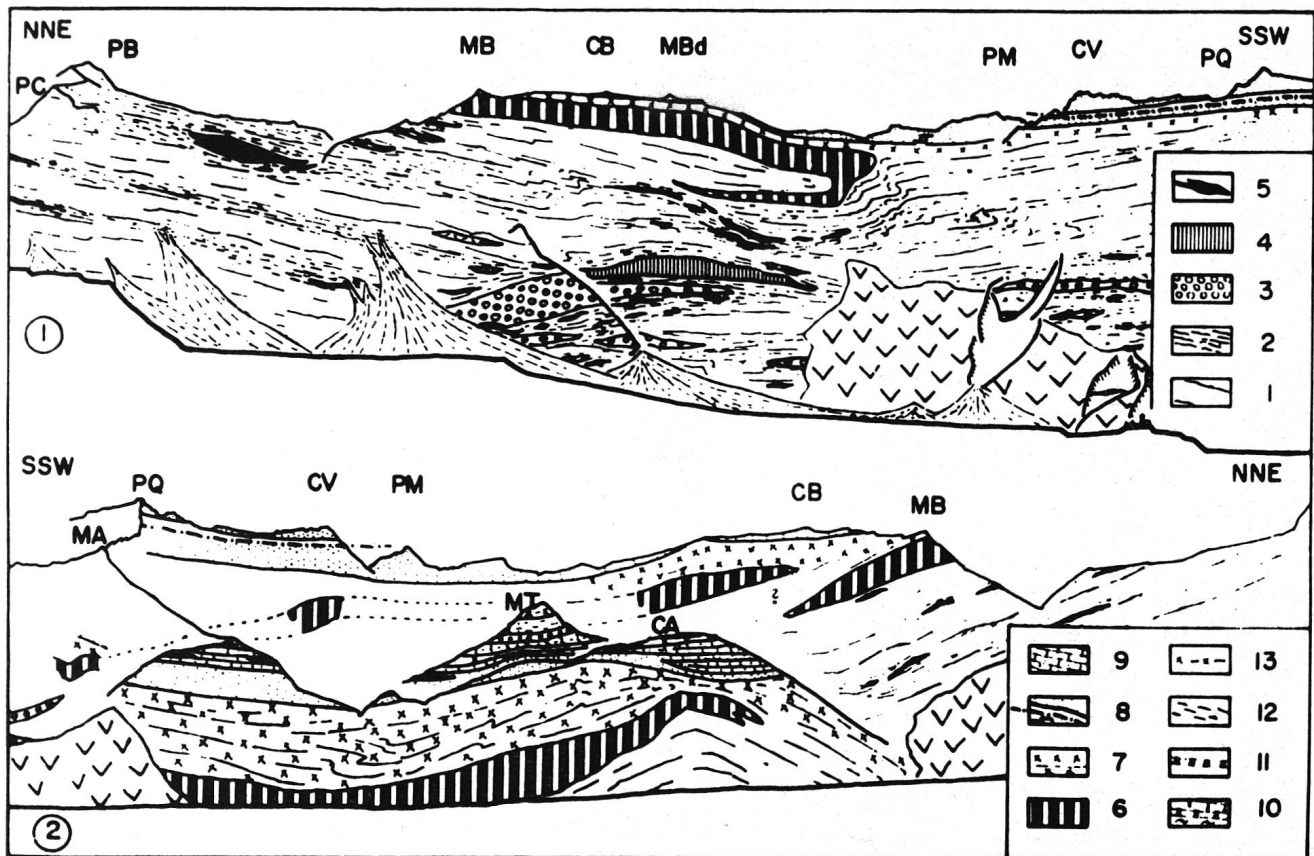
14 Bardanzone
15 Andossizone

Tambodecke (Curciusazone):

7 Eindeutige Paragneise und -schiefer
8 Grüngesteine, vorw. Amphibolite
9 wie 7, aber verschiefert, vielfach mit Muskowitporphyroblasten
10 Augen- und Flaserigneise
11 Hornblende-Biotitgneis
12 Foppagneise
13 Psammitigneise

Tignososchuppen (Surettadecke):

16 unten quarzit. Gneise mit Basiskonglomerat, oben biotitreich
Psammitigneise



Tafel 4

Geologische Querprofile zwischen P. Bianco und P. Quadro

Maßstab 1 : 50 000

- (1) Überblick über die Ostseite der Valle Mesolcina
 (2) Überblick über die Westseite der Valle San Giacomo

PC	P. Curciosa	CV	Cima di Verchena
PB	P. Bianco	PQ	P. Quadro
MB	M. Balniscio	MA	Motto Alto
CB	Cima di Barna	MT	M. Tignoso
MBd	M. Bardan	CA	Piano dei Cavalli
PM	S. Montagna		

Tambodecke (Curciusazone):

- 1 Eindeutige Paragneise und -schiefer
- 2 wie 1, aber verschiefert, Chlorit und Muskowit häufig
- 3 Augen- und Flasergneise
- 4 Hornblende-Biotitgneis
- 5 Grüngesteine, vorw. Amphibolite
- 6 Foppagneise
- 7 Psammitgneise

Splügenermulde:

Bardanzone:

- 8 Phengit- und Chloritgneise, bzw. -schiefer
- 9 Kalkmarmore und Dolomite

Andossizone:

- 10 Quarzit und Karbonatgesteine

Tignososchuppen (Surettadecke):

- 11 Quarzkonglomerat
- 12 Phengitgneise und -quarzite
- 13 Biotit-Psammitgneis

Literaturverzeichnis

EGH = Eclogae geologicae Helvetiae.

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.

Ampferer, O. (1932): Über einige Formen der Bergzerreißung. Sitz. ber. Ak. Wiss. Wien 148.

— (1941) Standbilder der Bergzerreißung. Natur u. Volk 71.

— (1942) Über die Bedeutung von Gleitvorgängen für den Bau der Alpen. Sitz. ber. Ak. Wiss. Wien 151.

Annaheim, H. (1946): Studien zur Geomorphogenese der Südalpen zwischen Sankt Gotthard und Alpenrand. Geographica Helv. 1.

Barth, T. F. W., Correns, C. W., Eskola, P. (1939): Die Entstehung der Gesteine. Berlin.

Bearth, P. (1939): Über den Zusammenhang der Monte-Rosa- und Bernharddecke. EGH 32.

— (1948): Über Albitisierungserscheinungen im Altkristallin des Monte-Rosa. SMPM 28.

— (1949): Bemerkungen zur Metamorphose und Granitbildung im Monte-Rosa-Gebiet. SMPM 29.

— (1952 a): Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 96.

— (1952 b): Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. SMPM 32.

— 1956): Geologische Betrachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. EGH 49/2.

— (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. SMPM 38/2.

Beck, P. (1926): Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. Mitt. Natw. Ges. Thun.

Bianconi, F. (1961): Geologia della regione del Campolungo con speciale riguardo alle formazioni triassiche. Diplomarbeit ETH (nicht publiziert).

Blanc, B. (1965): Zur Geologie zwischen Madesimo und Chiavenna. Diss. Univ. Zürich.

Bolli, H. M. & Nabholz, W. K. (1959): Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien. EGH 52/1.

Brückner, W. (1941): Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. EGH 34/1.

Burri, C. und Niggli, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Vulkaninst. Friedländer Zürich.

Burri, C. (1950): Das Polarisationsmikroskop. Basel.

Buxtorf, A. (1919): Die Lagerungsverhältnisse der Gneislamelle der Burgruine Splügen. Verh. Natf. Ges., Basel.

- Cadisch, J.* (1953): Geologie der Schweizer Alpen. Basel.
- Cornelius, H. P.* (1921): Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen. Centralbl. f. Min.
- (1927): Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen. Centralbl. f. Min., Abt. B.
- (1935): Zur Deutung gefüllter Feldspäte. SMPM 15.
- (1942): Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den hohen Tauern. SMPM 54.
- Dal Vesco, E.* (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene penninico. Studio geologico-petrografico della Catena Gaggio-Basal. SMPM 33.
- Diehl, A. E.* (1938): Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone du Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). SMPM 18.
- Ellenberger, F.* (1958): Etude géologique du Pays de Vanoise. Mém. Carte géol. France.
- Escher, A. und Studer, B.* (1939): Geologische Beschreibung von Mittelbünden, Denkschr. S.N.G., Bd. III.
- Forster, R.* (1947): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. Zur Petrographie und Genesis der Amphibolite. SMPM 17.
- Fricker, P. E.* (1960): Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe del'A, Wallis. EGH 53/1.
- Frischknecht, G.* (1923): Geologie der östlichen Adula. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 51
- Gansser, A.* (1936): Ein Carbonvorkommen an der Basis der Tambodecke (Graubünden). EGH 29.
- (1937): Der Nordrand der Tambodecke; geolog. petrogr. Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpaß. SMPM 17.
- (1959): Außeralpine Ophiolithprobleme. EGH 52/2.
- Geolog. Führer der Schweiz (1934). Fasc. XIV. Basel.
- Gerber, E.* (1959): Zur Rekonstruktion alter Talböden. EGH 52/2.
- Göksu, E.* (1947): Geologische Untersuchungen zwischen Val d'Anniviers und Turtmanntal. Prom.-Arbeit ETH Zürich, Istanbul.
- Grenouillet, W.* (1920): Geologische Untersuchungen am Splügenpaß und Monte di San Bernardino. Jahrb. Naturf. Ges. Graubünden, Bd. LX.
- Grubenmann, U.* (1910): Die kristallinen Schiefer. Berlin.
- Grubenmann, U., und Niggli, P.* (1924): Die Gesteinsmetamorphose. Berlin.
- Grünenfelder, M.* (1956): Petrographie des Rofnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung. Beitr. z. Geologie d. Schweiz. Geotechn. Serie, 35.
- Güller, A.* (1948): Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte-Rosa-Gruppe. EGH 40.
- Günthert, A.* (1956): Über das alpine Alter der penninischen Deckengesteine des W-Tessins und der angrenzenden Simplon-Region. Geol. Rundsch. 45.
- Hafner, S.* (1958): Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs. SMPM 38.
- Heim, Alb.* (1890): Projekt der Splügenbahn, Chiavenna-Chur. Geol. Gutachten Zürich.

- Heim, Alb.* (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beitr. Geol. Karte Schweiz 25.
- (1922): Geologie der Schweiz. Leipzig.
- Heydweiller, E.* (1918): Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses. EGH 15.
- Iten, W.* (1949): Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmantal (Wallis). EGH 41/2.
- Jäckli, H.* (1941): Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). EGH 34.
- (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Beitr. z. Geologie d. Schweiz. Geotechn. Serie, 36.
- (1959): Strukturelemente penninischer Deckengebiete in ihren gegenseitigen räumlichen und zeitlichen Beziehungen. EGH 52/2.
- Jäger, E., und Faul, H.* (1959): Age measurements on some granites and gneisses from the Alps. Bull. Soc. Geol. America, Vol. 70.
- Jenny, H.* (1923): Geologie der westlichen Adula. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 51.
- 1923: Über Bau und Entstehung der penninischen Decken. EGH 17.
- Kündig, E.* (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. SMPM 6.
- (1926): Selektive Metamorphose. SMPM 6.
- Lautensach, H.* (1912): Die Übertiefung des Tessingebietes. Geographische Abh., herausgeg. v. A. Penck.
- Mattiolo, E.* (1895): Note geologiche sulle Alpi Lombarde, da Colico al Passo della Spluga. Boll. del R. Com. geol. d'Italia.
- Mehnert, K. R.* (1957): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald, II. N. Jb. Min. Abh. 90.
- Mühlemann, R.* (1928): Geologische und morphologische Untersuchungen im Gebiete der Tambodecke zwischen Val Mesolcina und Valle San Giacomo (Italien). Diss. Univ. Zürich.
- Müller, R. O.* (1958): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula. (Ein Beitrag zur Kenntnis der Phengitgneise, Paragneise, Amphibolite und Migmatite.) SMPM 38.
- Nabholz, W. K.* (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. EGH 38.
- (1951): Beziehungen zwischen Fazies und Zeit. EGH 44.
- (1954): Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenabschnitt Aar-Massiv - Seengebirge. Geol. Rundsch. 42.
- (1956): Bemerkungen zur Arbeit Günthert: Über das alpine Alter der penninischen Deckengesteine des W-Tessins und der angrenzenden Simplonregion. Geol. Rundsch. 42.
- Nebert, K., und Ronner, E.* (1956): Alpidische Albitisationsvorgänge im Menderes Massiv. Min. Res. and Explor. Inst. of Turkey, Foreign Edition 1956 Nr. 48.
- Niggli, E.* (1953): Die metamorphen Bildungen. in *Cadisch* (1953).

- Niggli, E.* (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Report of the Int. Geol. Congress, XXI Session, Norden, 1960, Part XIII. Copenhagen.
- Niggli, P.* (1948): Gesteine und Minerallagerstätten. Basel.
- Rolle, F.* (1878): Übersicht der geologischen Verhältnisse der Landschaft Chiavenna in Oberitalien. Wiesbaden.
- (1882): Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 23.
- Rybach, L.* (1959): Korrelation zwischen Radioaktivitätsmessungen und Geologie in Stollen und an der Oberfläche nördlich Misox. Diplomarbeit ETH (nicht publiziert).
- Schmidt, C. und Stella, A.* (1911): Rapport sur les conditions géologiques d'un tunnel du Splügen. Basel.
- Staub, R.* (1916): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz. N.F., 46/1.
- (1917): Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 46.
- (1919): Über das Längsprofil Graubündens. Viertelj. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 64.
- (1920): Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Viertelj. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 65.
- (1920): Neuere Ergebnisse der Erforschung Graubündens. EGH 16.
- (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 52.
- (1928): Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin.
- (1934 a): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschrift Schweiz. Naturf. Ges., 69.
- (1934 b): Übersicht über die Geologie Graubündens. Geol. Führer d. Schweiz. Fasc. III, Basel.
- (1937/42): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Viertelj. Natf. Ges. Zürich, Bde. 82 und 87.
- (1938): Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. EGH 31.
- (1948): Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. SMPM 28.
- (1956): Grundlagen und Konsequenzen der Verteilung der spätherzynischen Massive im alpinen Raum. EGH 49/2.
- (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau; Beziehungen und Probleme. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 103.
- Strasser, E.* (1928): Geologie der Pizzo di Claro-Torrone Alto-Kette sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessental. Diss. Univ. Zürich.
- Streiff, V.* (1939): Geologische Untersuchungen im Otschams (Graubünden). Diss. Univ. Zürich.
- Theobald, G.* (1866): Die südöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 3.
- Tröger, W. E.* (1956): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien. Stuttgart.

- Trümpy, R.* (1955): Wechselbeziehungen zwischen Palaeogeographie und Deckenbau. Viertelj. Natf. Ges. Zürich, 100.
- (1958): Die Vorgeschichte der Kettengebirge. Verh. Schweiz. Natf. Ges. Glarus.
- (1960): Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 71.
- Tschopp, H.* (1923): Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes. EGH 18.
- Vallet, J. M.* (1950): Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Héremence (Valais). SMPM 30.
- Weber, J.* (1957): Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Melirola-Sorico zwischen Tessintal und Comersee. SMPM 37.
- Weber, W.* (1961): Die Misoxermulde am Forcolapaß. Diplomarbeit ETH (nicht publiziert).
- (im Druck): Zur Geologie zwischen Soazza und Chiavenna. Prom.arbeit ETH Zürich.
- Wegmann, E.* (1923): Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). Bull. Soc. Neuchâtel. Sc. nat. 47.
- (1930): Über die Metamorphose der Prasinite der St. Bernharddecke im Wallis. EGH 23.
- Wenk, E.* (1948): Ostalpinen und penninisches Kristallin. SMPM 28.
- (1955): Eine Strukturkarte der Tessineralpen. SMPM 35/2.
- (1956): Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. EGH 49.
- (1958 a): Zur Systematik des linearen Parallelgefüges. SMPM 38/2.
- (1958 b): Über Diskontinuitäten in Plagioklasserien metamorphen Ursprungs. SMPM 38/2.
- Winchell, A. N.* (1951): Elements of Optical Mineralogy, New York.
- Woyno, T. J.* (1908): Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnestales (Wallis). N. Jb. f. Min., Bd. 33.
- Zawadynski, L.* (1952): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone. SMPM 32.
- Zimmermann, M.* (1955): Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry. EGH 48.
- Zurflüh, E.* (1961): Zur Geologie des Monte Spluga. Prom.arbeit ETH Zürich, Zürich.

Verzeichnis der benützten geologischen Karten

1. *Frischknecht, Jenny und Kopp* (1924): Geolog. Karte der Adula 1:50 000. Geol. Kommission der Schweiz. Natf. Ges.
2. *Mühlemann* (1928): Geol. Karte der Tambodecke 1:50 000 (Beilage)
3. *Rolle* (1882): Geol. Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt XIX (Bellinzona-Chiavenna).
4. *Staub, R.* (1956): Tektonische Skizze der Tessineralpen und ihrer Nachbarschaften, Beilage zu *Staub* (1958).
5. *Mattirolo, Novarese, Stella*: Carta geologica d'Italia. Foglio Passo dello Spluga.