

**DIE GEOLOGIE DER CATENA OROBICA
ZWISCHEN CORNO STELLA UND PIZZO DEL
DIAVOLO DI TENDA**

VON

J. J. DOZY.

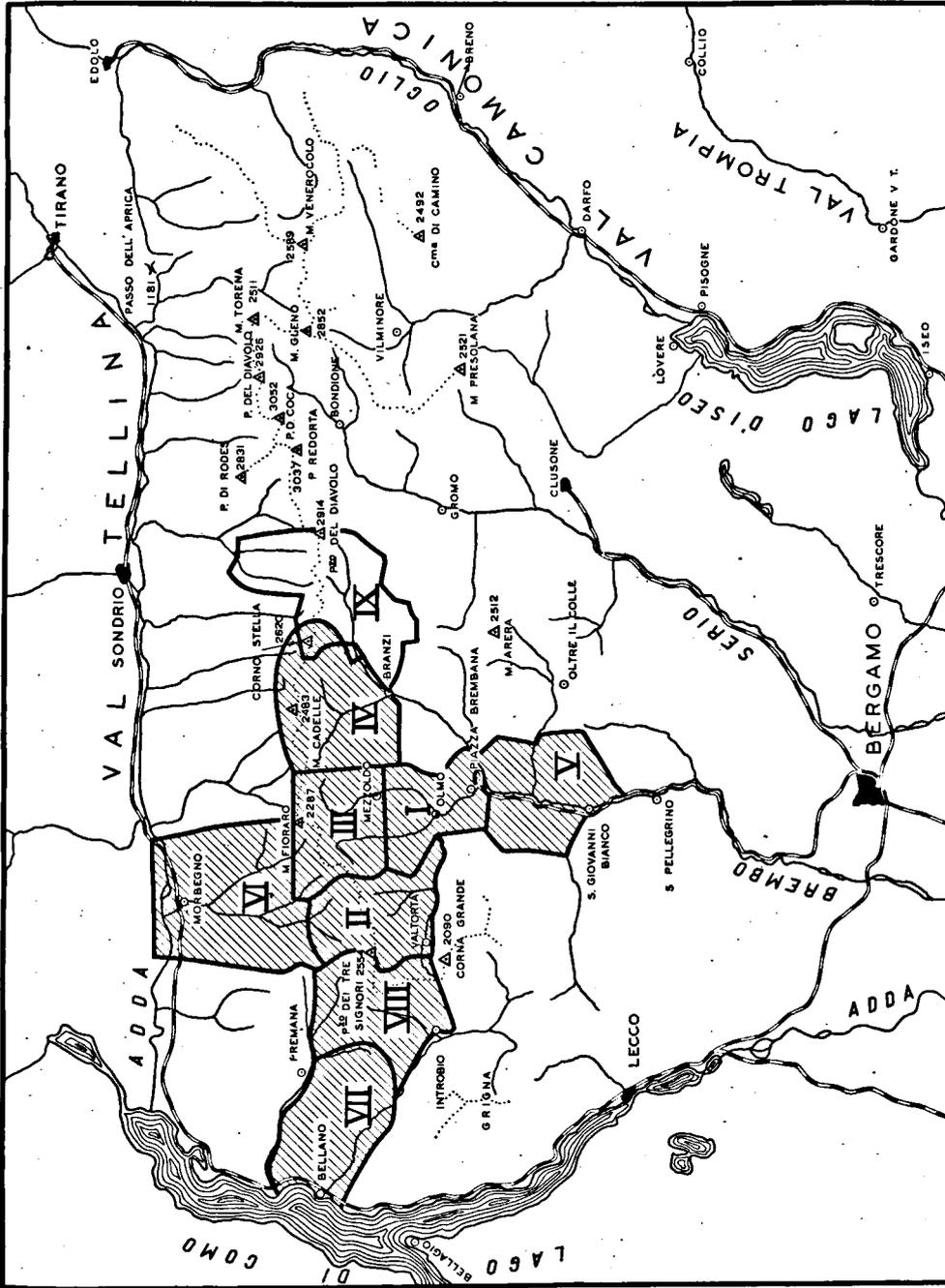
Mit Tafeln 11 und 12.

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
I. Einleitung	5 (137)
II. Das Grundgebirge, — Einleitung	8 (140)
A. Paragesteine.	
1. Gruppe der Glimmerschiefer und Schiefergneise, — Allgemeines	9 (141)
Glimmerschiefer	9 (141)
Schiefergneise	10 (142)
Gneisquarzite, Quarzite	11 (143)
Feldspatknotenschiefer, feine Feldspatknoten- gneise	11 (143)
Tonerdesilikatschiefer und -gneise	12 (144)
2. Gruppe der Feldspatknotengneise, — Allgemeines	13 (145)
Schiefergneise	14 (146)
Feldspatknotengneise	14 (146)
Quarzarne Alkalifeldspatgneise	15 (147)
Tonerdesilikatgneise	15 (147)
Zusammenfassung über der Glimmerschiefer und Knotengneisgruppe	16 (148)
3. Phyllitgruppe, — Allgemeines	17 (149)
Beschreibung der Serizitphyllite	18 (150)
Uebergang Phyllitgruppe—Knotengneisgruppe	18 (150)
Granatphyllitgneis	19 (151)
Ortho-Alkalifeldspat-Augengneis	19 (151)
4. Wenig verbreitete Gesteine.	
Graphitschiefer, Graphitgneise	20 (152)
Aktinolithschiefer	21 (153)
Granat-Zoizit-Hornblendeschiefer	22 (154)
B. Orthogesteine.	
1. Gneis chiari	22 (154)
Kontakt Gneis chiari—Nebengestein	23 (155)
Geologisches Vorkommen	24 (156)
Alter der Intrusion	25 (157)
2. Ortho-Alkalifeldspat-Augengneis	25 (157)
III. Stratigraphisch-petrographische Beschreibung der Sedi- mente und Ergussgesteine	26 (158)

	Seite
A. Unteres Perm.	
1. Basalkonglomerate	26 (158)
Porphygerölle im Basalkonglomerat	29 (161)
2. Collioserie.	
Einleitung. — Die „Porphyserie“	31 (163)
a. Ergussgesteine.	
Quarzporphyr und Pyromeride	33 (165)
Porphyrit	36 (168)
b. Tuffe.	
Konglomeratische Tuffe	37 (169)
Quarzporphyrtuffe	37 (169)
Sandige Tuffe, Kristalltuffe	38 (170)
c. Tongesteine, — Caronaschiefer	40 (172)
d. Psammitische Gesteine	42 (174)
e. Karbonatgesteine	43 (175)
B. Oberes Perm, — Verrucano	44 (176)
C. Trias, — Werfener Schichten, Servino	45 (177)
D. Quartär	45 (177)
IV. Ganggesteine, — Einführung	47 (179)
A. Praealpine Gänge	48 (180)
B. Postalpine Gänge	50 (182)
Hornblende-Dioritporphyrit	50 (182)
Vintlit	50 (182)
Spessartit	51 (183)
V. Mylonite, Ultramylonite und Gangmylonite, — Allgemeines	53 (185)
A. Mylonite	53 (185)
B. Ultramylonite	54 (186)
C. Gangmylonite (Pseudotachylite).	
Gangmylonite in steilen Aufschiebungsflächen	54 (186)
Gangmylonite in mehr oder weniger flachliegenden Schubflächen und Verschiebungsflächen	55 (187)
Vorkommen und Alter der Gangmylonite	56 (188)
„Basale Tuffoide“	60 (192)
Chemische Zusammensetzung	61 (193)
VI. Erze und hydrothermale Mineralien	64 (196)
VII. Die permische Oberfläche des Grundgebirges	66 (198)
VIII. Tektonische Beschreibung des Gebietes	69 (201)
1. Die Schieferung des kristallinen Grundgebirges	69 (201)

	Seite
2. Druckschieferung der Sedimente	70 (202)
3. Tektonik des Grundgebirges	71 (203)
A. Phyllitmassiv von Ambria, Lago di Venina- Störung	71 (203)
B. Kristallin vom Lago di Venina-Mte Mottà, Valle Caronno-Aufschiebung	73 (205)
C. Kristallin vom Pzo Cerìe, Aufschiebung vom Passo di Forcellino	73 (205)
D. Kristallin vom Pzo del Salto	73 (205)
E. Erste Gneis chiari Einheit, Laghi di Publino- Aufschiebung	73 (205)
F. Massiv des Corno Stella—Pzo Zerna, Pzo Zerna- Aufschiebung	74 (206)
G. Massiv Mte Masoni—Pzo di Cigola, Pzo di Ci- gola-Aufschiebung	76 (208)
H. Massiv Mte Aga—Pzo del Omo, Orobische Auf- schiebung, Diavolo-Aufschiebung	76 (208)
K. Kristallin von der Valle del Mte Sasso—Valle Camisana, Casera-Aufschiebung, Valle Cami- sana-Aufschiebung	79 (211)
L. Kristallin der Costa della Mezza, Lago Rotondo- Bruch	81 (213)
M. Becco-Cabianca Massiv, Kristallin vom Fenster Lago Rotondo—Pian' del Asino, Lago Marcio- Aufschiebung	81 (213)
N. Massiv der Laghi Gemelli	81 (213)
4. Tektonik der permischen Sedimente	81 (213)
C. Basalkonglomerate des Pizzo Cerìe	82 (214)
D 1, E 1. Pizzo del Salto	82 (214)
F 1. Synklinale des Pizzo Zerna	82 (214)
G 1. Monte Masoni-Synklinale	82 (214)
H 1, H 2. Synklinale des Mte Aga	83 (215)
K 1, K 2, K 3. Schuppen der Casera dei Dossi	85 (217)
K 4, K 5. Schuppen der Armentarga	86 (218)
L 1. Schuppe und Störung von Porta	86 (218)
L 2. „Graben“ der Costa della Mezza	89 (221)
M 1, M 2, M 3. Massiv des Pzo Vacca, Pzo del Becco, Mte Cabiana	90 (222)
N 1. Massiv der Laghi Gemelli	91 (223)
5. Tektonische Synthese des Gebietes	91 (223)
IX. Literaturverzeichnis	97 (229)



Figur 1. Uebersichtskarte der Bergamascher Alpen 1:500 000.

- | | | | |
|-----|----------------------------------|------|----------------------------------|
| I | Aufnahme J. COSLIN, 1926—1927. | VI | Aufnahme S. W. TROMP, 1930—1931. |
| II | " W. J. JONG, 1926—1927. | VII | " W. L. BUNING, 1929—1931. |
| III | " TH. H. F. KLOMPÉ, 1927—1928. | VIII | " B. D. CROMMELIN, 1929—1931. |
| IV | " J. H. L. WENNEKERS, 1928—1929. | IX | " J. J. DOZY, 1931—1932. |
| V | " G. L. HOFSTEENGE, 1929—1930. | | |

I. EINLEITUNG.

Als ich im Jahre 1930 zum ersten Male die Bergamasker Alpen besuchte, um in Gesellschaft mit Herrn BOUMAN ein Gebiet für meine Dissertation zu wählen, waren die orobischen Alpen eine Offenbarung für mich. Diese in alpinistischer und touristischer Hinsicht vergessene Berggruppe besass soviel Reiz, dass meine Erwartungen bei jedem neuen Besuch wieder übertroffen wurden.

Für meine Feldarbeit wählte ich ein Gebiet, das an die schon früher von Leidener Geologen kartierte Region östlich anschliesst (vgl. Fig. 1). Es umfasst einen Teil des Hauptkammes, südlich davon den Oberlauf und das Quellgebiet des östlichen Bremboflusses sowie einen Teil des Beckens der Laghi Gemelli und des Lago Colombo, und nördlich vom Hauptkamm das Venina- und Ambriatal bis zu ihrer Vereinigung. Diese Nebentäler des Veltlins gehören zum Stromgebiet der Adda.

Die letzte geologische Karte, die „Carta geologica con Note illustrative“ von PORRO (1903), zeigt in dieser Gegend nur Kristallin und Perm. Infolge der kristallinen Fenster im Perm versprach das Studium dieses Gebietes über das Verhältnis der permischen Sedimenten zum Grundgebirge Klarheit zu bringen, ein Verhältnis worüber wir eigentlich noch gar keine genügenden Daten besaßen, obwohl die letzten tektonischen Theorien WENNEKERS grösstenteils davon ausgingen. Dann zeigte die genannte Karte noch ein vielversprechendes Fragezeichen. Im Mte Masoni liess nämlich PORRO die orobische Ueberschiebung mit einer scharfen Umbiegung nach Norden enden. Diese Lösung erschien uns wenig befriedigend und kam uns so künstlich vor, dass sie neue tektonische Probleme erwarten liess. Schliesslich besass das Gebiet noch den Reiz alpiner Unzugänglichkeit, die den Geologen vor besonderen Schwierigkeiten des Geländes, der Witterung und der Unterkunft stellt. Alle diese Erwartungen liessen mich Ende Mai 1931 mit neugieriger Arbeitslust ins Feld ziehen. Anfang September 1932 war die Kartierungsarbeit abgeschlossen.

Von Branzi im Brembotal aus, wo die Ruhetage zugebracht wurden, konnte nur ein ziemlich kleines Stück kartiert werden. Weithin der grösste Teil des Gebietes wurde vom unbewirtschafteten Rifugio Fratelli Calvi des Club Alpino Italiano aus bearbeitet. Während eines Teils meines dortigen Aufenthalts hatte ich den Vorteil meinen Proviant aus der Kantine am Lago del Diavolo beziehen zu dürfen, wo ein Staudamm gebaut wurde. Es blieben aber immer noch Gebiete übrig, die auch von dieser Hütte aus nicht zu untersuchen waren: so die Umgebung des Rifugio ai Laghi Gemelli, und dann die tiefe Valle d'Ambria, wo daher kampiert wurde.

Herzlichen Dank schulde ich meinen Kollegen Jhr. J. E. VAN PANHUYS und P. L. DAMSTÉ, die durch ihre Anwesenheit und ihr Interesse die Arbeit erleichtert und das Leben auf der Hütte recht gemütlich gestaltet haben. Besonders DAMSTÉ danke ich für seine Begleitung und seine Hilfe beim Kämpfen in der Valle d'Ambria. Die Klettertouren mit ihm und P. D. TIMMERMANS bleiben mir unvergessliche Erinnerungen.

Es war mir möglich auch einen Blick ausserhalb des Aufnahmegebietes zu werfen und mir einen Begriff des Baues der Bergamasker Alpen zu bilden. 1931 besuchte ich in Gesellschaft mit Herrn Dr. W. L. BUNING die westlich gelegenen Gebiete, was Gelegenheit bot zu einem regen Gedankenaustausch. 1932 war es mir vergönnt, auch die östlichen Gebiete und die Umgebung von Bozen zu besuchen, auf welcher Reise ich mich besonders mit dem Studium des Permes der Südalpen befasste. Ich bin dafür der Stiftung „*Molengraaff-fonds*“ zu besonderen Dank verpflichtet. Ueber die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden wir später in dieser Zeitschrift berichten.

Als topografische Unterlage für die geologische Karte wurde die Carta d'Italia 1:25000 benutzt und zwar:

Fo. 18 Corno Stella, Tavolette nordost
sudest
sudovest

Fo. 33 Clusone, Tavolette nordost
nordovest.

Diese Karten sind die Vergrößerung einer Karte 1:50000 und ziemlich ungenau. Besonders die Höhenlinien haben sehr unter der Vergrößerung gelitten. Die Felszeichnung und die Darstellung der Schutthalden ist sehr schematisch. Grundsätzlich falsch ist es Bäche durch Geröllhalden und ungliederten Felswände zu zeichnen, wie z. B. nördlich der Aga und des Diavolo. Der Verlauf der Bergkämme und Gräte ist fast nie richtig angegeben (Mte Aga—Pizzo del Diavolo; Pizzo del Diavolo—Pizzo del Salto). Durch die Anlage neuer Pfade hat die Karte stark an Brauchbarkeit eingebüsst.

Im Folgenden verweise ich auf einige wichtige Fehler:

- 1°. Der *Lago Zelto* (2093 m) ist ungefähr 100 m zu hoch angegeben. Er liegt in etwa 2000 m Höhe etwas mehr östlich, als er auf der Karte eingezeichnet ist. Die Höhenlinien sind in Uebereinstimmung mit der in der Karte angegebenen Höhe gleichfalls unrichtig.
- 2°. Der *Mte Valrossa* ist der Karte zufolge 2657 m hoch, der *Mte Cabianca* dagegen nur 2611 m. In Wirklichkeit ist er aber bedeutend niedriger als der *Mte Cabianca*.
- 3°. Die *Laghi del Poris*, wie sie auf der Karte angegeben sind, existieren nicht. Zwar befinden sich auf einem Plateau W. des Passo di Reseda zwei kleine Seen, d. h. südlicher als die Seen der Karte.

- 4°. Die steile Westwand der *Valle Camisana* biegt der Karte zufolge N.E. von Bta della Corna in N.W. Richtung um. In Wirklichkeit läuft diese Wand mehr in nördlicher Richtung auf den Punkt zu, wo sich die zwei Bächlein der Karte vereinigen.

Es ist zu begreifen, dass die unzähligen Ungenauigkeiten und die unvollständige Geländezeichnung Schwierigkeiten bei der Orientierung bereiteten. Eine genaue geologische Einzeichnung war deshalb meist unmöglich. Es wäre eine hoffnungslose Arbeit gewesen eine Menge Korrekturen in der Topographie anzubringen; ich habe mich daher darauf beschränkt zur Erleichterung der Orientierung mehrere Schutthalden auf der Karte anzugeben. Vollständigkeit wurde dabei nicht angestrebt.

Mit grossem Nutzen wandte ich zur Ortsbezeichnung die Koordinatenmethode an, wie sie in der Armee verwendet wird. Da die italienischen Karten kein Koordinatennetz besitzen, wurde dieses zuerst auf die Feldkarte eingetragen. Besonders bei der Aufzeichnung von Messungen konnte mit Hilfe dieser Methode schnell die exakte Stelle in Koordinaten aufgeschrieben werden, was auch das Uebertragen auf andere Blätter sehr erleichterte.

Fräulein C. M. KOOMANS war so freundlich einen Porphyr und einen Gangmylonit für mich zu analysieren, wofür ich meinen herzlichen Dank ausspreche.

Eine dankbare Erinnerung bewahre ich der *Sektion Bergamo* des *Club Alpino Italiano*, dessen gastliche Hütten ich ständig benutzen durfte, und gerne entsinne ich mich des herzlichen Umganges mit den Vorstandsmitgliedern. Besonders möchte ich noch der Hilfe seitens der Ingenieure der *Societa Idroelettrica Piemontese Gruppo di Carona* gedenken.

Herzlichen Dank schulde ich vor allem meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. B. G. ESCHER für seine anregenden Vorlesungen und Exkursionen, für sein Interesse und seine wertvolle Hilfe bei unserer Arbeit. Ich fühle es als ein grosses Vorrecht sein Schüler gewesen zu sein und bin dankbar, dass ich an der Universität Leiden meine Ausbildung bekommen habe. Gerne danke ich Herrn Dr. I. M. VAN DER VLERK nicht nur für seinen Unterricht, sondern namentlich dafür, dass er die Liebe für sein Fach, besonders die Mikropalaeontologie, auf seine Schüler übertragen konnte. Seinen persönlichen Umgang und seine wertvollen Ratschläge werde ich nie vergessen. Auch Herrn Dr. PH. H. KUENEN bin ich für seine Hilfe und seinen Unterricht verpflichtet.

Es wäre mir unmöglich diese meine erste Feldarbeit abzuschliessen ohne in herzlicher Dankbarkeit der Karpathenreisen zu gedenken, bei denen ich Herrn Prof. Dr. A. STRECKEISEN 1930 begleiten durfte: ihm verdanke ich meine erste Erfahrung im Felde; sein Beispiel war mir bei meiner Kartierungsarbeit immer ein Ansporn. Für seine Freundschaft und die vielen wissenschaftlichen Anregungen möchte ich ihm auch hier von ganzem Herzen danken. Er hat mit Herrn Dr. P. KELTERBORN diese Arbeit stilistisch durchgesehen und korrigiert. Für die Zeit und Mühe, die sie für mich opferten, bin ich Ihnen herzlich dankbar.

II. DAS GRUNDGEBIRGE.

Einleitung.

Der alte kristalline Kern der orobischen Alpen ist in der ganzen Nordhälfte des Gebietes gut aufgeschlossen und tritt ausserdem in den Fenstern¹⁾ an der Südseite des Hauptkammes zu Tage. Im Felde sind die Gesteine dieses alten Gebirges nur teilweise gut zu erkennen und zu kartieren. Die sog. Gneis chiari, helle Orthogneise, und die Phyllite fallen sofort auf. Schwieriger ist es, die Glimmerschieferserie und die Feldspatknotengneissserie zu unterscheiden. Beide Gruppen gehen in einander über, und ähnliche Gesteine können in beiden auftreten. Man bekommt aber den Eindruck, dass feldspatreiche Gesteine, wie die Knotengneise, eher in der zweiten Gruppe vorkommen, während Gesteine mit kleinen Feldspatknötchen ganz gut in der Glimmerschieferserie auftreten können. Man möge also der Grenze zwischen diesen Gruppen nur wenig Wert beilegen und bedenken, dass sie nur durch persönliche Eindrücke bestimmt wurde, die sehr abhängig waren von der zufällig eingeschlagenen Route.

Eine mehr detaillierte Aufnahme des Kristallins, wobei z. B. die Tonerdesilikat-Gneise hätten gegliedert werden können, wäre wegen des häufigen schnellen Wechsels schwierig auszuführen gewesen.

Das Alter dieses Grundgebirges wurde von TROMP ohne Bedenken als karbonisch angenommen. Er lässt die schon gefalteten und vom Gneis chiaro intrudierten sedimenten, in denen Unterkarbon noch eingebegriffen sein soll, im Oberkarbon metamorphosiert werden (pag. 208). Es kommt mir vor, dass diese Vorstellung auf keinen Tatsachen beruht, die nicht auch mit den älteren Ansichten in Einklang zu bringen sind.

Oestlich des Brenners finden sich altpaläozoische Sedimente über einem wahrscheinlich identischen Grundgebirge, und zwar nicht nur auf südalpinem Gebiet, sondern auch in den oberostalpinen Einheiten (Karnische Alpen, Grazer Becken, nordalpine Grauwacken-zone). Also würde das kristalline Grundgebirge vermutlich archaisches, vielleicht noch kambrisches Alter besitzen. Soweit mir keine Tatsachen das Gegenteil beweisen, werde ich in dieser Ansicht SALOMON (1908) und besonders CORNELIUS (1925) beipflichten, wie auch JONG schon getan hat.

Wir beginnen mit der Besprechung der Paragesteine, um dann zu den Orthogesteinen überzugehen. Die ersteren gliedern wir in die Gruppe der Glimmerschiefer und Schiefergneise, die Gruppe der Feldspatknotengneise, die Gruppe der Phyllite und einige wenig verbreitete Einlage-

¹⁾ Wir wollen in dieser Arbeit unter ein „Fenster“ auch einen von Sedimenten umgebenen Aufschluss des Grundgebirges verstehen.

rungen. Als Orthogesteine treten auf der Gneiss chiaro und ein Ortho-Alkalifeldspat-Augengneis.

Die Mylonite und die damit im Zusammenhang stehenden Fragen sollen in einem besonderen Kapitel besprochen werden.

A. Paragesteine.

1. Gruppe der Glimmerschiefer und Schiefergneise.

Allgemeines.

Diese Gruppe umfasst eine Serie von Gesteinen, die durch langsame Uebergänge mit einander verbunden sind. Die verschiedenen Typen zeigen im Felde lagenweisen Wechsel. Besonders Glimmerschiefer und Schiefergneise herrschen vor; bei wechselndem Feldspatgehalt ist ihnen schiefrige Textur gemeinsam. Durch Zurücktreten der Glimmer (sowohl von Biotit als Muskovit) entstehen die Gneisquarzite. Andererseits können Tonerdemineralien wie Staurolith und Granat auftreten, die meistens Porphyroblasten bilden; in solchen Gesteinen nimmt meistens der Glimmergehalt eine hervorragende Stelle ein. Auch Feldspatporphyroblasten können in Gesteinen mit glimmerschiefrigem oder gneisartigem Habitus vorkommen (Feldspatknotschiefer, Feldspatknotengneis); immer bleiben die Knoten in dieser Gruppe klein (bis 2 mm) und besitzen linsenförmigen Querschnitt.

Glimmerschiefer (Muskovitschiefer, Biotitmuskovitschiefer).

Es sind meistens glimmerreiche gut geschieferte Gesteine. Die Farbe ist hell silberweiss, wenn ausschliesslich Muskovit anwesend ist, sonst grau bis braun, mit öfters rostbraunem Aussehen durch limonitische Verwitterung. Die Gesteinsserie zeigt somit ein buntes Aussehen.

Hauptgemengteile: Quarz, Muskovit, Biotit.

Nebengemengteile: Feldspat, Granat, Rutil, Zirkon, Apatit, Epidot, Erz.

Sekundär: Serizit, Chlorit, Limonit.

Der Quarz zeigt fast immer undulöse Auslöschung, ist meistens ziemlich feinkörnig und verzahnt. Von den Glimmern kommt *Biotit* im allgemeinen in grösseren Individuen vor als Muskovit. Biotit ist gut begrenzt mit Pleochroismus von gelb oder hellbraun nach dunkelbraun, und mitunter an den Rändern gebleicht. Wenn *Muskovit* zusammen mit Biotit vorkommt, ist er in kleinen regelmässigen Kristallen ausgebildet. Ist er das einzige Glimmermineral, so finden wir ihn meistens in Bündeln oder lagenweise geordneten grösseren Individuen, die wellig oder fein gefältelt sein können. So entsteht ein phyllitisches Aussehen. Der *Feldspat*, der immer untergeordnet vorkommt, ist leicht bestäubter Orthoklas oder saurer Plagioklas, Albit-Oligoklas mit feiner Zwillingslamellierung. Akzessorisch finden wir *Granat* in kleinen ziemlich idiomorphen Kristallen. *Rutil* findet sich meistens als Sagenit in Biotit, kommt aber auch in dunklen graugelben Säulchen vor. *Apatit*kristalle verschiedener Grösse sind ziemlich verbreitet, während *Zirkon* schöne pleochroitische Höfe

zeigt. Als *Erz* finden wir Pyrit, Magnetit und besonders Hämatit. Wo das Gestein mechanisch beansprucht ist, geht besonders der Feldspat in eine serizitische Masse über. Es scheint aber auch, dass grössere Muskovitgruppen in einem serizitartigen Gewebe zerfasern. *Chlorit* tritt meistens als Umwandlungsprodukt des Biotits auf, wobei feine Erzpartikelchen ausgeschieden werden.

Struktur und Textur. Neben granoblastischer Struktur mit deutlicher Kristallisationsschieferung finden wir besonders eine lepidoblastische Struktur, wobei sich die Glimmer lagenweise angehäuft haben. Diese Lagen zeigen mitunter eine feine Fältelung.

Bisweilen erscheint eine flaserige Textur durch das Vorkommen von quarzreicheren Linsen zwischen glimmerreicheren Lagen. Die Gesteine zeigen fast immer Spuren mechanischer Beanspruchung, wodurch sie zuweilen einen leichten Epi-Charakter annehmen.

Schiefergneise.

Von den obenerwähnten Glimmerschiefern führt ein allmählicher Uebergang zu den Schiefergneisen. Der Feldspatgehalt nimmt zu und wird schliesslich ebenso gross oder grösser als der Quarzgehalt. Die zunehmende Bedeutung des Feldspates als Gesteinsgemengteil bildet den einzigen Unterschied gegenüber der vorigen Gruppe.

Hauptgemengteile: Quarz, Orthoklas, saurer Plagioklas, Biotit, Muskovit.

Nebengemengteile: Granat, Apatit, Rutil, Zirkon, Epidot, Pyrit, Magnetit, Ilmenit, Leukoxen, graphitische Substanz.

Sekundär: Chlorit, Serizit, Limonit.

Uebergemengteile: Turmalin, Kalzit.

Der *Quarz* ist häufig undulös. Der *Feldspat* bildet meist Körner von gleicher Grössenordnung wie der Quarz, ist also deutlich ein primärer Gesteinsgemengteil. Er zeigt oft beginnende Serizitisierung. In einem einzigen Fall finden sich unregelmässig begrenzte Quarz- und Feldspatindividuen. Obgleich das äusserst feinkörnige Nebengestein nicht besonders beansprucht ist, zeigen diese grossen Feldspäte eine Art Mörtelstruktur mit fleckiger Auslöschung. Möglicherweise sind diese grösseren Individuen injektiv entstanden. *Biotit* ist manchmal gebleicht und enthält hübsche Sagenitgitter. Bei zunehmendem Feldspatgehalt treten die Glimmer zurück, weshalb auch eine lepidoblastische Struktur seltener wird. *Rutil* kommt ziemlich häufig in dunkelgrauen-gelblich-braunen bestäubten Körnern vor. *Serizit* tritt bald in Nestern auf, die möglicherweise aus Staurolith entstanden sind; bald findet er sich zusammen mit Chlorit und etwas Quarz in dodekaedrischen Querschnitten und verdankt sein Entstehen einer Umwandlung aus Granat. Der *Chlorit* ist manchmal anomaler blauer Pennin und dann immer mit Erz aus Biotit entstanden. Wenn *Kalzit* auftritt, kommt er stets in Verbindung mit Aederchen vor; es handelt sich somit um eine spätere Infiltration von CaCO_3 .

Struktur und Textur. Da Glimmer weniger häufig vorkommt, finden wir hauptsächlich granoblastische Strukturen mit typischer Kristal-

lisationsschieferung, die mitunter in lepidoblastische Strukturen übergehen können.

Die sehr feinkörnigen Gesteine dieser Serie sind nicht mehr so ausgesprochen schiefrig; sie zeigen eher Lagentextur.

Gneisquarzite, Quarzite.

Durch Abnahme der Glimmer gehen sowohl Glimmerschiefer als Schiefergneise in Gneisquarzite und Quarzite über. Es sind meist helle massige Gesteine die auf dem Querbruch kaum Paralleltextur erkennen lassen. Sie kommen besonders als Einschaltungen oder Bänke in andren Gesteinen vor.

Hauptgemengteil: Quarz.

Neben- und Uebergemengteile: Feldspat (Orthoklas, saurer Plagioklas), Muskovit, Chlorit, Apatit, Epidot, Magnetit, Ilmenit, Leukoxen, Zirkon, Hämatit.

Der einzige Hauptgemengteil ist der auch hier fast immer undulöse Quarz. Feldspat tritt in den Gneisquarziten reichlicher auf, während er in den Quarziten nur akzessorisch vorkommt. Von den Glimmern tritt nur Muskovit in kleinen zerstreuten Schüppchen auf, die mitunter mehr oder weniger parallel angeordnet sind. In einem Schriff wurde Chlorit gefunden. Der Chlorit ist kaum pleochroitisch, besitzt helle grünlich-graue Farbe und sehr niedrige Doppelbrechung. Seine grosse Klarheit und sein geringer Erzgehalt lassen darauf schliessen, dass er primär anwesend und nicht aus Biotit entstanden ist.

Struktur und Textur. Granoblastische Strukturen überwiegen. Manchmal gehen sie über in kataklastische Strukturen (bisweilen Mörtelstruktur). Da der Glimmer nur untergeordnet auftritt, fehlt die Schieferung fast ganz.

Feldspatknotschiefer, feine Feldspatknotschiefergneise.

Zwischen den normalen Glimmerschiefern und Schiefergneisen findet man öfters Lagen und Bänke, die durch Feldspatporphyroblasten weiss gesprenkelt sind. Besonders ihr lagenweiser Wechsel mit anderen Gesteinen ist sehr auffällig. Am deutlichsten sind die Knoten auf dem Querbruch zu sehen, aber auch auf glatt verwitterten Felsen treten die weissen Feldspäte schön hervor.

Die Gesteinsgemengteile sind dieselben wie bei den Glimmerschiefern und Schiefergneisen.

Hauptgemengteile: Quarz, Orthoklas, Albit-Oligoklas, Muskovit, Biotit.

Neben- und Uebergemengteile: Granat, Rutil, Sagenit, Turmalin, Apatit, Epidot, Zirkon, Magnetit, Pyrit, Leukoxen, Pyrrhotin, Hämatit.

Sekundär: Serizit, Chlorit, Pennin, Limonit

Der Feldspat bildet teilweise kleinere Körner ähnlich wie in den Gneisen und Glimmerschiefern. Daneben tritt er in Porphyroblasten auf, die Siebstruktur zeigen und hauptsächlich Einschlüssen von Quarz, aber auch von Erz, Muskovit und anderen Gemengteilen führen. Manchmal

zeigt der Quarz auch das Aussehen feiner Würmchen und Tröpfchen. So entsteht eine poikiloblastische Struktur. Beide Durchwachungsarten können gleichzeitig vorkommen. Wenn helizitische Struktur in den Porphyroblasten zu erkennen ist, zeigt sie mitunter eine Drehung bezüglich der Struktur des Gesteines (verlagertes Intern-gefüge, verlagertes *si*, SANDER 1930). *Biotit* ist oft in anomal blauen Pennin umgewandelt. *Muskovit* kommt auch als Porphyroblast vor. Die Glimmertafel steht dann meist senkrecht zur Schieferungsrichtung und zeigt durch Einschlüsse besonders von Erz eine unverlagerte Reliktstruktur. *Serizit* kommt sekundär vor, und bildet mit Chlorit und Kalzit ein Umwandlungsprodukt von Granat. Auch finden wir pinitartige Aggregate, die möglicherweise aus Staurolith entstanden sind.

Struktur und Textur des Gesteines wird durch die Porphyroblasten bestimmt. Die Struktur ist demnach in erster Linie porphyroblastisch, daneben lepidoblastisch, die Textur flaserig.

Tonerdesilikat-Schiefer und -Gneise.

(Granat-Staurolith-Zweiglimmerschiefer, -Schiefergneise u.s.w.).

Die mannigfaltigen Gesteinen, die Tonerdemineralien als Hauptgemengteile enthalten, sind mit dem unbewaffneten Auge teilweise nicht oder kaum von den oben beschriebenen Gesteinen zu unterscheiden. Mitunter ist mit der Lupe Staurolith oder Granat als Gemengteil zu erkennen. In vielen Fällen liefert erst der Dünnschliff die Bestimmung des Gesteins.

Anders ist es, wenn diese Tonerdesilikate in sehr grossen Individuen vorkommen. Besonders der Granat fällt in Porphyroblasten von mehr als 0.5 cm Durchmesser gleich auf. Die Ähnlichkeit mit den Glimmerschiefern und Schiefergneisen geht verloren. Das Gestein zeigt auf dem Hauptbruch ein holpriges und knotiges Aussehen, die Oberfläche besitzt infolge des grösseren Glimmergehaltes einen weichen Seidenglanz; das Gestein kann dadurch fast einen phyllitartigen Habitus bekommen.

Hauptgemengteile: Muskovit, Biotit, Quarz, Feldspat, Staurolith, Granat.

Nebengemengteile: Chlorit, Turmalin, Epidot, Rutil, Zirkon, Apatit, Leukoxen, Hämatit, Pyrit, Erz und graphitische Substanz.

Sekundär: Chlorit, Pennin, Pinit, Serizit, Limonit.

Quarz und Feldspat treten in dieser Gesteinsserie eher zurück. Sie finden sich noch lagenweise zwischen den Glimmern. Der Feldspat kommt in glimmerreichen Gesteinen mitunter in langen flachen Durchschnitten vor; sonst zeigt er Siebstruktur mit Einschlüssen von Quarz. *Muskovit* und *Biotit* sind gewöhnlich bei weitem die wichtigsten Gesteinsgemengteile. Sie treten in grossen Individuen auf, die sich lagenweise anhäufen. Die Biotittafeln zeigen mehrfach Knicke mit scharfen Umbiegungen. Zuweilen kommt der Biotit auch als Porphyroblast vor; die Spaltungsrichtung steht dann immer quer zur Schieferung; die Streckungshöfe sind mit Quarz gefüllt. Manchmal ist der ganze Porphyroblast sekundär in Pennin umgewandelt. *Staurolith* kommt mitunter in deutlichen prismatischen Durchschnitten vor. Sonst finden wir ihn

Siebstruiert von Quarz durchwachsen. Sekundär ist er in Serizit umgewandelt, und pinitartige Nester verraten die frühere Anwesenheit von Staurolith. Sehr oft machen die länglichen Kristalldurchschnitte einen scharfen Winkel mit der Schieferungsrichtung, *Granat* kommt in dreierlei Art vor. In Gesteinen mit Glimmerschiefer- oder Gneishabitus finden wir ihn meistens in zahllosen kleinen Kristallen im ganzen Gestein regelmässig verteilt; das Gestein erhält so u. d. M. ein durchlöchertes Aussehen. Anders ist es, wenn grosse Granatporphyroblasten auftreten wie in den glimmerreichen Gesteinen dieser Gruppe. Sie sind stark Siebstruiert und besonders von Quarz, aber auch von Muskovit und Biotit diablastisch durchwachsen. Sekundär ist Granat längs Rissen in Serizit umgewandelt; öfters ist er ganz durch Serizit und Chlorit (Pennin) ersetzt. Streckungshöfe sind oft schön entwickelt und enthalten meist Quarz, mitunter ausserdem Biotit, in einem Fall auch Chlorit, der schwach grün-farblos pleochroitisch ist, eine niedrige Doppelbrechung und graue Polarisationsfarben besitzt und faserig auslöschet. Schliesslich kommt Granat noch in rautenförmigen, gerundeten oder ringförmigen Skeletten vor, die bisweilen unterbrochen sind. Die Struktur des Gesteins setzt sich aber vollkommen in den umschlossenen Mineralien fort, sodass die jüngere Bildung des Granates sich deutlich ergibt. Neben sekundärem *Chlorit*, der oft als Pennin mit Erz aus Biotit oder mit Serizit aus Granat entstanden ist, kommt vermutlich auch primärer Chlorit vor. Es ist die oben erwähnte Form mit niedriger Doppelbrechung, die auch im Streckungshof eines Granates auftritt. Dieser Chlorit zeigt keine Pseudomorphose nach andern Mineralien. *Graphitische Substanz* kommt in einigen schmalen Lagen vor, die mit graphitfreien Lagen abwechseln. Wahrscheinlich handelt es sich um die Ueberreste von dünnen, kohligten Sedimentlagen, sodass wir von einer Palimpsesttextur sprechen dürfen.

Struktur und Textur. Die Struktur ist granoblastisch bis lepidoblastisch im einen, porphyroblastisch bis lepidoblastisch im anderen Extrem. Das Gestein besitzt Lagen-, Parallel- oder Flaser-Textur.

2. Gruppe der Feldspatknottengneise.

Allgemeines.

Schon PORRO was es aufgefallen, dass zwischen den Glimmerschiefern Einschaltungen von Gesteinen mit grossen Feldspatäugen vorkommen, die hauptsächlich auf einige zusammenhängende Komplexe beschränkt sind. Er unterschied sie auf seine Karte als „gneiss occhiatino e granitico“. Wir haben es aber nicht mit eigentlichen Augengneisen zu tun, da sie keine Einschichtung in die Schieferung erkennen lassen. Die Schieferung wird durch die Porphyroblasten nicht unterbrochen. Mit Recht hat CORNELIUS den Namen „Knotengneis“ auf diese Gesteine übertragen. HAMMER hat ihn für ähnliche Gesteine aus der Quarzphyllitzone von Landeck (Tirol) eingeführt.

Wir werden in dieser Gesteinsgruppe vier verschiedene Typen besprechen. Vom ersten bis zum dritten nimmt der Feldspatgehalt zu, während der vierte Typus die tonerdesilikat-reichen Glieder umfasst.

Schiefergneise.

Das Mikroskop zeigt, dass Lagen und Einschaltungen feinkörniger ziemlich dichter Gesteine häufig Schiefergneise sind. Im allgemeinen sind sie glimmerarm. Haupt- und Nebengemengteile sind die gleichen wie bei den oben S. 142 beschriebenen Schiefergneisen, mit denen sie gänzlich übereinstimmen. Infolge des niedrigen Glimmergehaltes treten granoblastische Strukturen mit Kristallisationsschieferung in den Vordergrund. Ein Schliff eines Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneises zeigt den Anfang der Knotenbildung. Einige Knoten lassen die Paralleltexur etwas abbiegen oder unterbrechen sie. Daneben kommen Feldspäte vor, die ungemein viele längliche Quarzkörner umschliessen, sodass beim ersten Anblick die Knotentexur gar nicht in Erscheinung tritt. Erst bei gekreuzten Nicols ergibt sich, dass die sie umschliessende Feldspatsubstanz gleiche Auslöschung besitzt und somit ein einziges grösseres siebstruiertes Individuum bildet. So entsteht ein Gestein mit Porphyroblasten das aber keine Knotentexur zeigt und so nicht zum folgenden Typus gerechnet werden kann. Dergleichen Gesteine kommen öfters vor. Nach einiger Uebung kann man mit dem unbewaffneten Auge auf dem Querbruch die grösseren Feldspatkristalle am Glanze erkennen; hingegen wird die Struktur des Gesteines von den porphyroblastischen Feldspäten nicht gestört.

Feldspatknotengneise.

Diese ziemlich grob texturierten Gesteine sind im Felde sehr auffallend. Sie zeigen zahllose runde Feldspatporphyroblasten sowohl auf der verwitterten Schieferungsfläche wie auf dem Querbruch. Wir können sie mit den oben beschriebenen Feldspatknotenschiefern und feineren Feldspatknotengneisen vergleichen. In den erwähnten Gesteinen bleiben die Knoten meist unter 2 mm Durchmesser. Anders ist es mit den Feldspatknotengneisen, die wir hier besprechen. Die Knoten sind sehr oft fast kugelförmig und können viel grösseren Durchmesser erreichen, meist 5—8 mm, manchmal bis 1 cm. Es wechseln Lagen mit Knoten von verschiedenem Durchmesser; auch sind Lagen ohne Porphyroblasten eingeschaltet. Kurz, der bunte Gesteinswechsel fällt in dieser Gruppe stärker auf als in der Gruppe der Glimmerschiefer.

Hauptgemengteile: Quarz, Feldspat (saurer Plagioklas, Orthoklas), Biotit, Muskovit.

Nebengemengteile: Granat, Staurolith, Rutil, Sagenit, Zirkon, Apatit, Epidot, Magnetit, Leukoxen, Turmalin, Chlorit.

Sekundär: Chlorit, Pennin, Serizit.

Der *Feldspat* kommt hauptsächlich in Porphyroblasten vor, die in der Grösse stark variieren können. Merkwürdig ist, dass gewöhnlich zweierlei Arten von Quarzeinschlüssen auftreten, einmal würmchen- bis tröpfchenartige Gebilde, die mikropegmatitisch eingewachsen erscheinen, sodann grössere unregelmässige Quarzrelikte, die sich in der Regel in die Struktur des Gesteins einordnen. *Biotit* verwittert unter Abscheidung von Erz zu mitunter schönem grünem Chlorit. *Granat* ist manchmal nur

an die Feldspatporphyroblasten gebunden, in denen er mit guter kristallographischer Begrenzung auftritt.

Die *Struktur* ist eine porphyroblastische, mitunter mit Uebergängen zu einer lepidoplastischen. Das typische Gestein besitzt eine deutliche Knotentextur.

Quarzarmer Alkalifeldspatgneise.

Zwischen den Feldspatknotengneisen finden sich manchmal ziemlich helle graue massige Gesteine. U. d. M. ergibt sich, dass mehr als 75 % der hellen Gemengteile aus Feldspat besteht, während der Quarzgehalt stark zurück tritt, ja bisweilen nur akzessorisch vorkommt. Aeusserlich ist an diesen Gesteinen oft noch eine schwache Paralleltexur erkenntlich. Auf dem frischen Querbruch sieht man den Glimmer in kurzen linsenförmigen Flecken. Es scheint, als ob das Gestein durch völliges Aneinanderanschliessen der Feldspatporphyroblasten entstanden ist. U. d. M. kommt dieser Gegensatz zwischen dem Feldspat und den anderen Mineralien insofern zur Geltung, als der Feldspat in viel grösseren Individuen auftritt.

Hauptgemengteile: Saurer Plagioklas, Orthoklas, Quarz, Biotit, Muskovit.

Nebengemengteile: Granat, Apatit, Zirkon, Epidot, Titanit, Rutil, Pyrit, Leukoxen, Magnetit, Ilmenit, Kalzit.

Sekundär: Chlorit, Serizit, Kalzit, Limonit.

Quarz tritt in zweierlei Weise auf; einmal in feiner poikilitischer Verwachsung mit Feldspat, sodann in grösseren unregelmässigen Einschlüssen im Feldspat. Feine quarzreichere Lagen schalten sich bisweilen ein. Der *Feldspat*, insbesondere der Plagioklas, kommt meist in grösseren diablastisch durchwachsenen Individuen vor, die keine ausgesprochenen Porphyroblasten mehr bilden. Der *Biotit* tritt in einem vereinzelt Fall merkwürdigerweise in zwei Generationen auf; neben grösseren Biotitkristallen von 0.6 mm mittlerer Länge und 0.3 mm Dicke kommen kleinere Durchschnitte von ± 0.1 mm Länge und 0.01 mm Dicke vor. *Granat* zeigt meistens ziemlich gut kristallographisch begrenzte Durchschnitte, bildet manchmal auch einen schönen sechseckigen Rahmen um Quarz.

Die *Struktur* dieser Gesteine ist heteroblastisch, da der Feldspat in grösseren Individuen auftritt als Quarz und Glimmer. Davon abgesehen ist sie meist auch granoblastisch. Uebergänge zu den normalen Gneisen zeigen Neigung zur lepidoblastischen Struktur. Die *Textur* ist massig bis undeutlich schieferig.

Tonerdesilikatgneise (Staurolith-Alkalifeldspat-Gneise, Staurolith-Granat-Alkalifeldspat-Gneise).

Die Knotengneise stehen in Wechsellagerung mit dichten Gesteinen, die reich an Glimmern und Tonerdesilikaten sind. Obgleich der Feldspat noch als Porphyroblast vorkommen kann, tritt die Knotentextur nicht mehr deutlich in Erscheinung. Während bei den Tonerdesilikatgesteinen der Glimmerschiefergruppe der Granat sehr reichlich und in grossen Individuen auftritt, bekommt man von den hier zu besprechenden

Gesteinen den Eindruck, dass hauptsächlich Staurolith in grossen Kristallen vorkommt und der Granat zurücktritt. Die Staurolithporphyroblasten sind im allgemeinen schon mit dem unbewaffnetem Auge zu erkennen.

Hauptgemengteile: Orthoklas, saurer Plagioklas, Biotit, Muskovit, Staurolith, Granat.

Nebengemengteile: Disthen, Turmalin, Zirkon, Rutil (Sagenit), Apatit, Magnetit, Ilmenit, Leukoxen, Pyrit, graphitische Substanz.

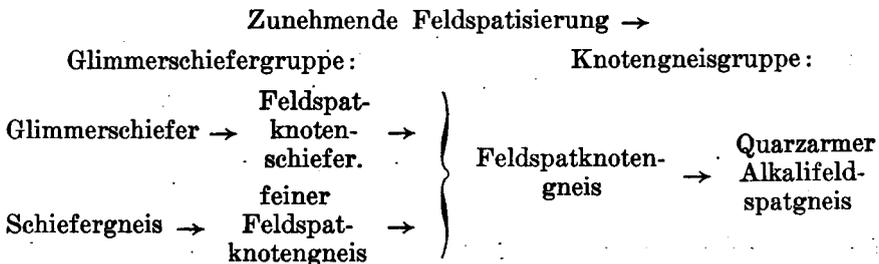
Sekundär: Chlorit, Pennin, Serizit, Limonit.

Der *Alkalifeldspat* kommt meistens wieder in grossen Individuen vor, mitunter in poikilitisch mit feinem Quarz durchwachsenen Porphyroblasten. *Staurolith* bildet häufig grosse, bisweilen schön verzwilligte Kristalle. Oefters zeigt er Einschlüsse von Quarz (interne Reliktstruktur), während der Biotit bei der Entstehung des Stauroliths fast völlig aufgezehrt wurde. Manchmal umschliesst Staurolith noch reliktschen Biotit, der dann von Granat rahmenförmig unwachsen und dadurch gegen Auflösung geschützt ist. Ein anderer Staurolithkristall führt zahlreiche Einschlüsse von honiggelbem *Rutil*. *Granat* kommt in kleinen, abgerundeten oder kristallographisch begrenzten Individuen vor, vorzugsweise als Einschlüsse in den Feldspat- oder Staurolithporphyroblasten. *Disthen* wurde nur in einem Falle und nur in geringer Menge angetroffen und zwar als Einschlüsse in Granatporphyroblasten. Auch hier finden wir neben Pennin *Chlorit* mit dunkelgrünen Polarisationsfarben. Er kommt besonders in faserigen Aggregaten vor, die quer zur Schieferung stehen und die durch Einschlüsse von graphitischer Substanz oder feinen Erzpartikeln eine interne Reliktstruktur zeigen. Doch kommt es mir vor, dass dieser Chlorit sekundärer Natur und aus quer zur Paralleltexur orientiertem Biotit entstanden ist.

Die *Struktur* ist hauptsächlich porphyroblastisch, mitunter grob granoblastisch bis lepidoblastisch. Letztere Struktur tritt besonders in den mehr quarz- und glimmerreichen Gesteinsarten hervor. Die *Textur* ist bald richtungslos und fast granitisch, bald schiefbrig.

Zusammenfassung über die Glimmerschiefer- und Knotengneisgruppe.

Die Glimmerschieferserie, auch Morbegnoschiefer (CORNELIUS) genannt, kann als Ausgangsmaterial für die Knotengneisgruppe betrachtet werden. Die letztere ist aus der ersteren durch Feldspatisation hervorgegangen, wobei die eine Lage stärker, die andere weniger stark betroffen wurde, was vielleicht von der ursprünglichen Zusammensetzung abhängig war. Man gelangt so von Gesteinen mit geringem Feldspat- und hohem Quarzgehalt zu Gesteinen mit hohem Feldspat- und geringem Quarzgehalt:



Diese Feldspatisation ist teilweise vorkristallin, grösstenteils aber nachkristallin, denn eine Drehung der Feldspatporphyroblasten wurde nur ausnahmsweise beobachtet.

Der Feldspat ist aber nicht das einzige Mineral, das durch spätere Zufuhr gebildet wurde. Quarz kann gleichfalls zugeführt sein, und zwar mehrmals. Wo wir ihn neben echten reliktschen Quarzeinschlüssen in poikilitischer Verwachsung in Feldspatporphyroblasten finden, liegt es nahe, seine Entstehung auf eine gleichzeitig mit der Feldspatisierung erfolgte Zufuhr zurückzuführen.

Der Granat, der in kleinen runden Individuen vorzugsweise in den Feldspatporphyroblasten auftritt, ist jünger als die Feldspatisierung. Merkwürdig ist, dass auch Muskovit und Biotit als Porphyroblasten vorkommen können und dann stets senkrecht zur Schieferung stehen. Bisweilen besitzen sie schöne innere Reliktstrukturen von Graphit- oder Erzpartikelehen und zeigen sie Streckungshöfe. Staurolithkristalle stehen oft schief zur Schieferung, zeigen oft ebenfalls innere Reliktstrukturen. Sie können sogar fast pseudomorph nach Biotit vorkommen.

In den Streckungshöfen beobachten wir besonders Quarz, bisweilen mit Biotit, aber auch den Chlorit mit niedriger Doppelbrechung und olivgrünem Polarisationsfarben. Der letzte ist wahrscheinlich eines der jüngsten neugebildeten Mineralien.

Die Feldspatisation der Glimmerschiefer erinnert an eine weitentfernte Kontakterscheinung. Ueber die Herkunft dieser Na-Zufuhr sind wir leider im unklaren. Die intrudierten Gneis chiari zeigen nur eine geringe Kontaktwirkung. Auch die Verbreitung beider Gesteine lässt keinen Zusammenhang vermuten.

Ganz analoge Gesteine wurden von HAMMER aus der Umgebung von Landeck und aus den Oetzaler Alpen beschrieben. Ueberhaupt ist die Uebereinstimmung mit dem Kristallin der oberostalpinen Decken auffallend.

3. *Phyllitgruppe.*

Allgemeines.

Wenn man das Venina- oder das Ambriatal in nördliche Richtung hinuntergeht, fällt es einem sofort auf, dass bei der Talsperre des Lago di Venina und bei Bta Zappello plötzlich andere Gesteine anstehen. Der Unterschied ist so auffallend, dass man geneigt ist, diese Gesteine in eine neue scharf abweichende Gesteinsgruppe zu stellen. Es ergibt sich aber, dass die Grenze sowohl beim Lago di Venina als in der Valle d'Ambria durch eine Störung bestimmt wird. Wenn man dagegen den Kamm Mte Biurchè—Pizzo Campaggio—Pizzo Meriggio begeht, findet man wider Erwarten keinen Phyllit.

Am E-Abhang dieses Kammes vollzieht sich ein allmählicher Uebergang zwischen Knotengneis und Glimmerschiefer einerseits und Phyllit andererseits, sodass die Grenze auf der Karte naturgemäss etwas gefühlsmässig bedingt ist.

Wenn wir beobachten, dass unten in den Tälern bei Ambria ein

Gestein auftritt, das in eine relativ höhere Zone gehört als die Gesteine, die weiter südlich vorkommen und am Kamme Pzo Campaggio—Pzo Meriggio über den Phylliten liegen, so müssen wir annehmen, dass die Umgebung von Ambria eine Depression darstellt, in der Gesteine einer höheren Zone eingeklemmt sind. So erklärt sich auch die starke helizitische Fältelung der Phyllite wie auch die merkwürdig zurückgebogene Form der Lago di Venina-Störung (siehe S. 203).

Es ist anzunehmen, dass der Phyllitkomplex von Ambria sich in E. Richtung fortsetzt und verbreitert. Unterhalb Vedello findet man in der Valle di Venina keinen Phyllit mehr.

Beschreibung der Serizitphyllite.

Es sind seidenglänzende, graue, sehr feinschiefrige Gesteine, die durch ihre grosse Einheitlichkeit sich stark gegen die Gesteine der vorigen Gruppe abheben. Sie sind nach der Schieferung meist gut spaltbar und zeigen mitunter schöne, äusserst scharfe formtreue helizitische Fältelung. Makroskopisch ist nur Quarz und Serizit zu erkennen. Eigenartig ist die helle blaugraue Farbe die die Gesteine dort zeigen, wo sie in Weg oder Pfad der regelmässigen Abnutzung ausgesetzt sind.

Hauptgemengteile: Quarz, Serizit, feinschuppiger Muskovit, Chlorit.

Nebengemengteile: Turmalin, Kalzit, Zirkon, Leukoxen, Magnetit, Apatit, graphitische Substanz.

Sekundär: Chlorit, Serizit, Limonit.

Serizit und feinschuppiger Muskovit sind lagenweise angereichert, dazwischen sind quarzreichere Lagen eingeschaltet. Neben Serizit tritt auch Chlorit auf; doch bleiben Quarz, Serizit und Muskovit die wichtigsten Gemengteile. Chlorit und Serizit können beide auch sekundär als Porphyroblasten vorkommen und sind dann vermutlich aus Granat entstanden. Schöne Streckungshöfe treten dabei auf.

Die *Struktur* ist lepidoblastisch bis helizitisch, bisweilen auch porphyroblastisch.

Wenn wir diese Gesteine auch als Phyllite bezeichnen, so müssen wir immerhin beifügen, dass sie durch ihren speziellen Charakter örtlich zu den Glimmerschiefern überleiten. Neben Serizit tritt zuweilen auch Muskovit in ausgeprägten Schuppen auf. Oestlich Bta. Zappello finden sich massige Einschaltungen, die Biotit in unscharf begrenzten, schmutzig grünbraunen kleinen Tafeln und akzessorisch auch sauren Plagioklas führen und die mit den Phylliten helizitische Fältelung gemeinsam haben. Es ergibt sich also, dass diese Phyllite als Uebergangsgesteine zwischen Epi- und Mesozone aufzufassen sind.

Uebergang Phyllitgruppe-Knotengneisgruppe.

Wie oben bemerkt wurde, ist dieser Uebergang am südost Abhang des Kammes Pzo Campaggio—Pzo Meriggio gut zu studieren. Er geht makroskopisch mit einer Aenderung der Textur zusammen, die von einer feinen phyllitischen zu einer mehr groben schiefrigen wird. Man bekommt den Eindruck, dass sich zuerst Feldspat in Form kleiner Augen im

Phyllit einnistet und dass der Feldspatgehalt zunimmt, bis die phyllitische Textur verschwindet. U. d. M. wird dieser Eindruck bestätigt, und man kommt zur Folgerung, dass mit dem Uebergang von der Epi- zur Mesozone auch ein Wechsel in der Zusammensetzung des Gesteinsmaterials einher geht.

Sowohl östlich des Pzo Meriggio als östlich des Pzo Campaggio wurde eine Serie Handstücke gesammelt. Diese ergaben dieselbe Gesteinsfolge: Phyllit—Granatphyllitgneis—Ortho-Alkalifeldspat-Augengneis—Knotengneis oder Glimmerschiefer.

Granatphyllitgneis.

Es ist ein grüngraues, seidenglänzendes Gestein mit größerem Bruch als der Phyllit. Mit dem unbewaffneten Auge fällt auf dem angewitterten Querbruch der Feldspat in winzigen weissen Tüpfelchen auf. U. d. M. ergibt sich, dass wir es mit einem feintexturierten Gestein zu tun haben, das aus Quarz, feinen Muskovitschuppen, Chlorit und Feldspat zusammengesetzt ist. Der *Feldspat*, Orthoklas, kommt meistens in etwas grösseren runden Körnern vor. Chlorit ist in zwei verschiedenen Dimensionen vorhanden: 1. in kleinen Schüppchen von möglicherweise primärer Entstehung, 2. in grossen Individuen die bestimmt aus Biotit hervorgegangen sind, wie die pleochroitischen Höfe um Zirkon und die noch anwesenden Biotitreste zeigen. Ausserdem kommen Chlorit und Serizit sekundär vor als Umwandlungsprodukt der Granatporphyroblasten. Das Gestein ist stark durchsetzt mit Magnetit in gerundeten oder eckigen Körnern.

Ortho-Alkalifeldspat-Augengneis.

Die ersten Gesteine, die man im obenerwähnten Profil zur Knotengneisgruppe rechnen könnte, fallen auf durch ihre Feldspatäugen. Besonders östlich Pzo Meriggio finden wir ein sehr unregelmässig brechendes Gestein, das besonders auf Verwitterungsflächen zahllose Feldspatäugen zeigt, die 1—1.5 cm messen. Oestlich Pzo Campaggio fanden wir solche grossen Augen weniger häufig. Das Gestein ist dort regelmässiger geschiefert und noch helizitisch gefältelt.

Hauptgemengteile: Quarz, Orthoklas, Albit, Mikroperthit, Muskovit, Chlorit, gebleichter Biotit.

Nebengemengteile: Zoisit, Zirkon, Sagenit, Leukoxen, Pyrit, Ilmenit.

Sekundär: Siderit, Limonit, Kalzit, Chlorit, Serizit.

Der *Feldspat* der Augen ist Mikroperthit und Albit. Dadurch erweist sich das Gestein sofort als ein Orthogestein. Ausserdem fällt schon mit dem unbewaffneten Auge auf, dass die Augen keine fremden Einschlüsse enthalten. Das Mikroskop bestätigt dies: der Feldspat ist gar nicht diablastisch von Quarz oder Muskovit durchwachsen, er zeigt keinerlei Reliktstruktur wie die Porphyroblasten der Knotengneise. Mitunter ist Mikroperthit ringsum von Orthoklas umwachsen; häufig sind Albitkörner eingeschlossen. An anderer Stelle dringt die Grundmasse in die Einbuchtungen des Einsprenglings hinein, als ob derselbe teilweise resorbiert war. Diese *Grundmasse* besteht hauptsächlich aus Orthoklas, Albit,

Quarz, Muskovit und Biotit (Chlorit). Es ist nicht ausgeschlossen, dass auch *Biotit* als Einsprengling vorgekommen ist.

Die *Struktur* ist granoblastisch mit Kristallisationsschieferung bis lepidoblastisch. Meistens zeigt das Gestein eine schöne Augentextur. Mitunter kann auch eine schieferige Textur überwiegen, wobei jedoch die kleinen Einsprenglinge linsenförmig eingeschaltet sind. Im Schliff zeigt das Gestein manchmal Spuren starker mechanischer Beanspruchung.

Nach alledem was wir oben sagten, ist es deutlich, dass wir es mit einem typischen blastoporphyrischen Gestein zu tun haben. Wir haben schon betont, dass ein petrographischer Unterschied zwischen den ursprünglichen Sedimenten der Phyllitgruppe und denen der Knotengneisgruppe bestanden haben muss. Nach dem Fund dieses Ortho-Augengneises wird man gezwungen anzunehmen, dass auf der Grenze dieser beiden Gruppen entweder porphyrische Effusiva zwischengeschaltet waren oder porphyrische Ganggesteine hier injiziert wurden. Da wir bis jetzt sonst nirgends solche Orthogesteine gefunden haben, ziehe ich die erste Erklärung vor; ich habe also beide Fundorte miteinander verbunden.

Wahrscheinlich sind die oben beschriebenen Gesteine die „dunklen Augengneise“, die CORNELIUS und M. CORNELIUS-FURLANI (1930, S. 244—245) in der Val Venina wechsellaagernd mit Phylliten fanden.

4. Wenig verbreitete Gesteine.

Graphitschiefer, Graphitgneise.

Gesteine, die graphitische Substanz enthalten, sind ziemlich häufig. An einigen Stellen wurden Gesteine gefunden, die durch einen solchen Graphitgehalt eine so ausgesprochen schwarze Farbe besitzen, dass wir sie besonders erwähnen wollen.

1°. Die grösste Verbreitung besitzt eine schwarze Bank die am E-Hang der Valle d'Ambria zwischen Knotengneise eingeschaltet ist. Die Mächtigkeit wechselt von 1 m bis zu einigen Metern.

Graphit fällt u. d. M. als beiweitem bedeutendster Gemengteil auf. Er kommt in feineren bis grösseren Körnern vor, die zu Klumpenartigen Aggregaten anwachsen können. Dazwischen erblickt man die gewöhnlichen Gesteinsgemengteile und zwar *Quarz*, wenig *Muskovit* und *Feldspat*, der meistens ziemlich stark serizitisiert ist. Sekundär kommt *Limonit* vor, der dem Gestein bisweilen ein rostiges Aussehen gibt.

Die *Struktur* ist granoblastisch mit Kristallisationsschieferung. Auch die graphitische Substanz lässt in der Verbreitung einige Richtung erkennen. Die *Textur* ist entweder eine schwach schieferige oder eine massige und richtungslose. In letzterem Fall besteht das Gestein fast nur aus Graphit. Es färbt auf Papier ab. Wo es ein wenig abgenutzt ist, zeigt es auf seiner Oberfläche den typischen Graphitglanz. Dieses fast ausschliesslich aus Graphit bestehende Gestein kommt in Lagen von etwa 1 cm Mächtigkeit in den Graphitschiefern vor.

2°. Auf dem Grat gleich nördlich des Pzo Campaggio sind schwarze Graphitschiefer eingeschaltet. Sie enthalten ebenso wie die oben beschrie-

benen Schiefer körnigen, klumpigen, oder auch fein verstäubten *Graphit*, dazwischen Quarz, Feldspat, wenige Muskovitschüppchen und grössere Individuen eines stark serizitisierten mit Graphit feinbestäubten Feldspates, die offenbar als Porphyroblasten aufzufassen sind. Auch grosser, braun- und grün-pleochroitischer Biotit, der in grüngelben Chlorit übergeht, ist zu erkennen. Limonit verleiht dem Gestein bisweilen ein rostiges Aussehen.

Die Struktur ist, soweit sie zu erkennen ist, porphyroblastisch. Die Textur ist typisch schieferig infolge des Biotits. Auf dem Querbruch fallen graue Feldspatauge auf. Durch diese beiden in grösseren Individuen vorkommenden Mineralien schliesst das Gestein sich aufs engste an die Knotengneisgruppe an.

3°. Am Pfade, der von der Bta Montirolo in N.E. Richtung hinter geht, ist die Lagi di Venina-Störung zwischen Phylliten und Knotengneisen aufgeschlossen. An dieser Störungsfläche kommen einige wenig mächtige Linsen eines rostbraun verwitternden, fast schwarzen Gesteines vor, das einen matten Metallglanz zeigt. U. d. M. sehen wir wieder die feinklumpige Graphitmasse, dazwischen Feldspat, Quarz und einige kleine Muskovitschuppen. Ausserdem fällt grosser gelbgrün pleochroitischer, teilweise entfärbter Biotit auf. Die stark rostbraune Verwitterungskruste, die aus Limonit besteht, wird durch den ziemlich häufig zwischen den Graphit eingesprengten Pyrit und durch den rot- bis gelbbraunen unregelmässig begrenzten pleochroitischen Hämatit, der mitunter eine deutliche Spaltung zeigt, verursacht. Soweit seine Struktur zu erkennen ist, ist sie granoblastisch, mitunter auch porphyroblastisch, dadurch dass neben den grossen Biotitkristallen wahrscheinlich auch Feldspat als Porphyroblast vorkommt.

Aktinolithschiefer.

Im Joeh gleich nördlich pt. 2396 des Grates Cima Brandà—Montirolo finden wir ein graugrünes Gestein, das feintexturiert ist und einen phyllitischen Habitus zeigt. Mit dem unbewaffneten Auge fallen zahllose zu braunrotem Limonit verwitterte Rhomboeder auf, die als Porphyroblasten im Gestein vorkommen.

Hauptgemengteile: Aktinolit, Chlorit, Siderit.

Nebengemengteile: Kalzit, Zoisit, Pyrit, Magnetit, Rutil.

Sekundär: Limonit.

Am meisten tritt *Aktinolith* in den Vordergrund. Er kommt in langen farblosen Prismen ohne Endbegrenzung vor. Sie bilden eine Art filziges Gewebe in einer Grundmasse aus Chlorit. Dieser ist pleochroitisch von blaugrün bis gelbgrün und zeigt geringe Doppelbrechung. Die Polarisationsfarben sind grau in verschiedenen Nuancen. *Siderit* kommt in Porphyroblasten vor, die ausnahmsweise von Aktinolithnadeln durchwachsen werden. Er zeigt wie Kalzit eine schöne Zwillungslamellierung. Von Kalzit ist er durch die dunklen zu Limonit verwitterten Ränder leicht zu unterscheiden. *Rutil* findet sich akzessorisch in dunklen gelbbraunen Säulchen im Siderit.

Die Struktur ist nematoblastisch bis porphyroblastisch; die Textur feinfaserig bis phyllitisch.

Granat-Zoisit-Hornblendeschiefer.

Im Kar N.E. Pizzo di Cigola kann man in einer Höhe von etwa 2240 m (S.E. des Joches 2368 im Kamm Pizzo di Cigola Cima Brandà) eine sehr unregelmässige Zwischenschaltung eines Granat-Zoisit-Hornblendeschiefers finden. Im normalen Biotitschiefergneis, der durch das Vorkommen von ± 0.5 cm mächtigen graphitreichen Lagen gestreift erscheint, tritt eine unregelmässige, etwa 0.5 m mächtige Einlagerung eines dichten, massigen, bald ziemlich grauen bald weissen Gesteins auf. In den weissen Teilen erkennt man schon von blosserem Auge Hornblendenaedeln von 2—3 mm Länge. Die Schieferung im Nebengestein ist sehr unregelmässig, und man erhält den Eindruck, dass es sich hier um eine Palimpsesttextur handelt.

Hauptgemengteile: Quarz, Hornblende, Granat, Zoisit, (Feldspat), Titanit, Muskovit.

Nebengemengteile: Chlorit, Muskovit, Serizit, Ilmenit.

Hornblende kommt in schmutzig blaugrünen bis hell gelbgrauen pleochroitischen Säulchen oder Körnern vor. Mitunter zeigt sie lange Nadelförmige, meistens aber kurz rautenförmige oder unregelmässige Durchschnitte. Die typische Spaltung ist immer gut entwickelt. *Granat* ist in zahllosen kleinen runden oder 6-eckigen Körnern vorhanden und über das ganze Gestein reichlich zerstreut. Er ist immer sehr frisch. *Zoisit* kommt in vielen unregelmässigen Körnern mit hoher Lichtbrechung und mit anomaler Doppelbrechung vor. *Titanit* ist in unregelmässigen hellen graubraunen Körnern und körnigen Aggregaten mit hohem Relief anwesend. Falls *Feldspat* anwesend gewesen ist, so ist er vollständig in Serizit umgewandelt worden. Der faserige *Chlorit* tritt nesterweise auf und zeigt geringe Doppelbrechung. Bei gekreuzten Nicols besitzt er dunkelgraue, fast olivgrüne Polarisationsfarbe.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch, die Textur dicht und richtungslos.

B. Orthogesteine.

1. *Gneis chiari*.

Im beschriebenen Gebiet sind es ziemlich grobe mitunter fast granitische *Muskovit-Alkalifeldspat-Orthogneise*. Typisch ist auch hier das Fehlen von Biotit oder daraus entstandenem Chlorit und das Vorkommen folgender Feldspäte: saurer Plagioklas, Orthoklas, Mikroperthit, Mikroklin, Mikroklinmikroperthit. Bisweilen können Porphyroblasten auftreten, doch ist die Struktur meist blastogranitisch; auch zeigen die Gesteine infolge des Muskovits eine deutliche, aber nicht immer sehr ausgeprägte Paralleltexur.

Im Gelände sind diese milchweissen bis hellgrünlichen Gesteinen leicht zu erkennen, nicht nur durch ihre Farbe, sondern auch durch die viel gröbere Textur, als sie die umgebenden Paragesteine besitzen. Sie

verwittern weniger leicht als die letztgenannten Gesteine und bilden meist sehr grobblockige Schutthalden, die schon von weitem auffallen.

Wir werden nicht ausführlich auf die petrografische Zusammensetzung dieser zum ersten Male von STELLA erkannten Gesteine eingehen. In den verschiedenen Publikationen über der Geologie der Bergamasker Alpen kommen ausführliche Beschreibungen vor, worauf ich verweise. (z. B. TROMP, S. 150).

Der Kontakt Gneis chiari—Nebengestein.

Ich pflichte der Definition von TROMP bei, der im Gegensatz zu STELLA, KLOMPÉ und WENNEKERS nur Orthogesteine zu den Gneis chiari rechnet. Zwar betont WENNEKERS, es gebe keine scharfe Grenze zwischen den Gneis chiari und seiner Phyllit-Glimmerschiefer-Gruppe, sondern eine allmählicher Uebergang. Ich fand aber mehrere normale Kontakte von Gneis chiari mit dem Nebengestein. Mit einer Ausnahme war der Uebergang sehr scharf und vollzog sich innerhalb weniger Dezimeter. Beiderseits dieser Grenze war der Gneis und der Glimmerschiefer meistens etwas abweichend. Auf diese „Kontakterscheinungen“ hat TROMP schon hingewiesen und verschiedene Beobachtungen mitgeteilt (S. 153). Leider habe ich lange nicht alle diese Erscheinungen in meinem Gebiet feststellen können.

An mehreren Stellen ist der normale Kontakt gut aufgeschlossen und wurde in einer Reihe von Dünnschliffen studiert. So z.B. östlich der Sperre des Lago del Diavolo, dann auf der Ostseite der Val del Mte Sasso in der Mitte unterhalb der aus Gneis chiaro bestehenden Wand, ferner in der Schlucht unterhalb Rifugio Fratelli Calvi und an der Ostseite der Valle di Venina.

Am Kontakt wird die Textur des Gneis chiaro feiner, der Quarzgehalt nimmt zu und der Mikroklin tritt zurück bis zu seinem völligen Verschwinden.

Mitunter kommen in der Nähe des Kontaktes dichtere Schlieren oder Linsen vor; es könnte sich um resorbierte Einschlüsse des Nebengesteins handeln. Biotit fand ich ein einziges Mal in geringer Menge.

Das Nebengestein ist immer stark verquarzt, nimmt ein dichtes Aussehen an und enthält ziemlich viel Erz. Oft erkennt man im Schlift die Zunahme des Quarzes im Nebengestein an seinem Vorkommen in Nestern, Linsen und Lagen inmitten des ursprünglichen Gesteinsgefüges.

Nur an einer Stelle, — und zwar am Pfad, der der Rohrleitung entlang geht, die das Wasser aus der Valle del Mte Sasso an der Ostseite des Tales zum östlichsten Brembobach (unterhalb der Armentarga) führt, von wo es in einem Stollen quer durch die Costa della Mezza weitergeleitet wird —, war die Grenze zwischen Ortho- und Paragestein schwieriger zu bestimmen. Der Kontakt ist sehr schlecht aufgeschlossen. Es gibt nur die Aufschlüsse am Pfade und an der Rohrleitung sowie einige Felsen von Gneis chiaro im Gebüsch. Häufig finden wir dichte, helle, mechanisch beanspruchte Muskovit-Alkalifeldspat-Paragneise, die von schlierig gebogenen Quarzadern und -linsen injiziert sind. Beim dritten kleinen Tunnel treffen wir ein Gestein, das durch seine blau-

graue Farbe an Gneis chiaro erinnert, jedoch die grobe Paralleltextur vermissen lässt. Das Gestein ist stark beansprucht. Grosse Individuen von Mikroperthit und kleinere Körner von Mikroklin deuten meines Erachtens auf Ortho-Herkunft, sodass wir es entweder mit einem sehr stark resorbierten und injizierten Nebengestein oder mit einer stark veränderten Randfazies zu tun haben.

Dass die von mir untersuchten Kontakte nicht die schönen von Tromp beobachteten Erscheinungen zeigen, ist wahrscheinlich durch eine verschiedene Zusammensetzung des Nebengesteins zu erklären; vielleicht haben auch Aenderungen im Gasgehalt oder in der Temperatur des Magmas mitgespielt.

Geologisches Vorkommen.

Fast alle Gneis chiari kommen in grossen Massiven vor. Wenn man die ausgedehnten Aufschlüsse auf der N-Seite des Hauptkammes in der Valle del Livrio und in der Valle di Venina betrachtet, sieht man von selbst, dass der Gneis in Form langer unregelmässiger Batholithen auftritt, die durch Paragesteins-Zonen von einander getrennt sind. Wir können die Massive zu einem einzigen Batholithen vereinigen, dessen Magma in mehrere grosse Rillen im Dach weiter emporstieg. Diese Rillen waren also durch „Roof-pendants“, lang gedehnte Sedimentzonen, von einander getrennt. Solche Paragesteins-zonen sind besonders schön nördlich des Passo di Publino und des Corno Stella sowie im Kar NW-lich des Pizzo di Cigola in der Valle di Venina zu beobachten.

Sie bilden ihrer Natur gemäss die schwachen Stellen im massiven Gneis-Komplex. Bruch- und Schubflächen werden vorzugsweise diesen Zonen folgen. Infolge der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der Gesteine zeigen die meisten nicht gestörten Kontakte gewisse Druckerscheinungen in Form von verzahnten und undulösen Quarzen.

Das nördlichste Gneis chiari-Massiv kann von Pt. 2529 N. des Corno Stella über die Casera di Publino bis in den oberen Talkessel der Valle del Livrio verfolgt werden. Das Massiv taucht in östlicher Richtung unter und verschwindet an der Nordseite des Lago di Publino. Erst westlich der Casera in der Valle di Venina taucht es wieder auf und zieht sich auf der Ostseite des Tales hinauf. Kurz unter dem Kamm taucht es endgültig in E-licher bis NE-licher Richtung unter, um in der Valle d'Ambria nicht mehr zu Tage zu treten.

Hierauf folgt eine Paragesteins-zone, die am Corno Stella sowohl im NW-Hang wie auch im NE-Hang schon von weitem deutlich auffällt. Sie besitzt eine unregelmässige Form, ist zwischen Corno Stella und Pt. 2529 sehr schmal und wird dort teilweise von Gneis chiaro bedeckt. Nach E nimmt sie an Breite zu und zeigt in SE-licher Richtung eine eigenartige Ausbiegung und Verdickung, die bis zum Passo di Publino und Pizzo Zerna geht. Beim Lago di Publino vereinigt sie sich mit der nördlichen Paragesteins-zone. In der Valle di Venina finden wir sie gleich südlich der Casera und weiter östlich im Hang zwischen die Gneis chiari eingeklemmt z. B. bei den Sideritadern.

Viel ausgedehnter als das nördliche ist das südliche Gneis chiari-

Massiv. Es beginnt am Passo di Valcervia an einer transversalen Störung¹⁾ und biegt ebenso wie die Paragneis-zone S des Passo di Publino am Lago di Sambuzza nach Süden um, wobei es an Breite zunimmt. Es lässt sich weiter gegen E verfolgen und findet unterhalb des Monte Aga am Lago del Diavolo und N des Passo di Cigola seine östlichsten Vorkommen.

Ein drittes Massiv, das wahrscheinlich mit dem vorigen zusammenhängt, dürfte sich unter dem Perm der Armentarga befinden. Den NE-Rand treffen wir in der SE-Wand der Valle del Mte Sasso, während das Auftreten von Gneis im Fenster der Valle Camisana auf eine Fortsetzung des Massivs in dieser Richtung deutet.

Neben diesem Vorkommen in Massiven finden wir den Gneis chiaro in kleineren Linsen oder Gängen z. B. an der Diavolo-Aufschiebung W der Baita Foppassa, ferner längs den Ueberschiebungen NW Rifugio Fratelli Calvi und in der Valle Camisana.

Alter der Intrusion.

Ueber den Zeitpunkt der Intrusion besitzen wir keine sicheren Anhaltspunkte. Wir können nur bemerken, dass der Gneis chiaro durchwegs Paralleltexur besitzt, und dass die Intrusion also vor dem Abschluss der Umkristallisierung erfolgt sein dürfte. Da aber die Schieferung des umgebenden Kristallins sich der Form der Intrusiva angepasst hat, bekommt man den Eindruck, dass zur Zeit der Umkristallisation ein resistentes Massiv vorhanden war. Aus der in der Schieferungsrichtung stark verlängerten Form der Gneismassive, würde man schliessen können, dass die Intrusion in ein schon gefaltetes Gebirge erfolgte.

Ein ursächlicher Zusammenhang zwischen Intrusion der Gneis chiari und Feldspatisierung der Glimmerschiefer liess sich nicht erkennen. Im Gegenteil fällt es auf, dass in der unmittelbaren Umgebung der Gneis chiari keine typischen Gesteine der Knotengneisgruppe vorkommen. Vielleicht ist es anzunehmen dass die Intrusion der Gneis chiari etwas älter ist als die Feldspatisierung der Glimmerschiefer.

2. *Ortho-Alkalifeldspat-Augengneis.*

Dieses blastoporphyrische Gestein wurde schon beim Uebergang von der Phyllitgruppe zur Knotengneisgruppe beschrieben (siehe S. 151).

¹⁾ Gleich N.W. des Passo di Valcervia fand ich noch Gneis chiaro im Pfad aufgeschlossen. Ich zeichnete es nicht auf die Karte, weil ich die Begrenzung nicht nachgegangen bin.

III. STRATIGRAPHISCH-PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER SEDIMENTE UND ERGUSSGESTEINE.

A. Unteres Perm.

1. Basalkonglomerate ¹⁾.

Die ersten Ablagerungen über dem Grundgebirge sind Basalkonglomerate mit Einlagerungen von Sandsteinen, etwas pelitischen Sedimenten und in einem Fall sogar Kalkstein.

Am charakteristischsten für diese Gesteinsserie sind braungraue Konglomerate mit hauptsächlich Grundgebirgs- und Quarzgeröllen. Alle Arten kristalliner Gesteine, die wir aus der Nordhälfte des Gebietes beschrieben haben, können wir unter den Geröllen wiederfinden. Dies erklärt den Namen „conglomerati aporfirici“, den PORRO (1903) diesen Gesteinen gegeben hat. Bei näherer Untersuchung ergab sich, dass Porphyngerölle auch an Stellen vorkommen können, wo PORRO aporphyrisches Konglomerat auf seiner Karte angibt.

Zusammensetzung und Aussehen dieser Konglomerate wechselt ziemlich schnell. Wir werden 3 Haupttypen beschreiben:

1. *Typus*. — Die Bedeckung des Kristallin des Fensters Lago Rotondo—Pian' del Asino wird durch rote Konglomerate mit weissen Quarzgeröllen gebildet. Sie werden begleitet von violett-roten Sandsteinen mit eigentümlicher wulstiger Oberfläche, auf der öfters noch Kriechspuren zu erkennen sind. Diese Oberflächenbeschaffenheit ist typisch für das Gestein und bildet einen wichtigen Unterschied gegenüber den roten Sandsteinen der oberpermischen Verrucano-Ablagerungen.

Überall entlang der E- und S-Begrenzung dieses Fensters können wir die Serie gut beobachten. Die Konglomerate liegen diskordant auf Kristallin und werden normal überlagert von Tuffen, Schiefen und Porphyren der Collioserie. Wenn wir vom Pian' del Asino am Wasserfall entlang nach Lago dei Curiosi gehen, passieren wir folgendes Profil:

- (oben) 6. Tuffe mit noch einigen Konglomeratlagen.
5. Sandstein, abwechselnd mit Konglomeratschichten. Nach oben treten tuff-artige Zwischenschaltungen auf.
-
- ± 20 m 4. Graue bis rötliche Konglomerate mit vielen Quarzgeröllen.
± 10 m 3. Rote Sandsteine mit Wülsten.
-
- ± 10 m 2. Weinrote Konglomerate mit weissen Quarzgeröllen.
-
- (unten) 1. Glimmerschiefer (N 125 E—30 SW).

¹⁾ Ueber das unterpermische Alter siehe „Ueber das Perm der Südalpen“ in Leidsche Geol. Mededeelingen 1935.

Ein ähnliches noch schöneres Profil findet sich gerade ausserhalb des Kartierungsgebietes an der E-seite des Portulapasses. Links oberhalb des nach Osten hinunterführenden Pfades finden wir Glimmerschiefer, darüber, getrennt durch eine scharfe Verschiebungsfläche, Konglomerate, die allmählich in die typischen roten Sandsteine übergehen. Diese werden nach oben durch eine unregelmässige wellige Fläche begrenzt. In einigen Einsenkungen dieser Grenzfläche kommen ein paar Linsen eines hellen rötlichen bis grüngrauen Kalksteines vor. Die zweite Konglomeratserie ist deutlich transgressiv über dem Sandstein abgelagert, was an einer schwachen Diskordanz zu sehen ist.

U. d. M. ergibt sich, dass der rotviolette Sandstein hauptsächlich von Quarz- und Feldspat- (u. a. Plagioklas-)körnern und Muskovitschuppen gebildet wird. Akzessorisch kommen Turmalin, Hämatit, Leukoxen und Siderit vor, während das Bindemittel quarzitisch bis pelitisch ist.

Als Komponenten im Konglomerat finden wir stark beanspruchte Gneise mit schönem poikiloblastisch verwachsenem Quarz und Feldspat, sowie Quarzite. Das Bindemittel ist auch hier wieder quarzitisch bis pelitisch mit sekundärem Kalzit oder Siderit und enthält undulöse Quarzkörner, Plagioklas mit verbogener Zwillungslamellierung und Muskovitschuppen.

2. *Typus.* — Als zweites Beispiel beschreiben wir die Konglomerate der Mte Aga-Synklinale. Die ist der verbreitetste Typus der Basalkonglomerate. Es sind grobe braungraue bunte Gesteine mit hauptsächlich Grundgebirgskomponenten. Nach oben zu werden graue Sandsteinschichten eingeschaltet. Die Konglomeratschichten nehmen allmählich ab bis die Sandsteine der Collioserie vorherrschen. Die untere Begrenzung dieser Konglomerate ist meist mehr oder weniger pelitisch und psammitisch. An der Nordseite der nördlichsten Schutthalde, die vom Kamme Mte Aga—Pt. 2420 ganz bis zum Diavolosee reicht, finden wir diese Untergrenze gut aufgeschlossen:

- | | |
|---|--|
| 6. Normales Basalkonglomerat mit Grundgebirgsgeröllen von 10—15 cm Durchmesser. | |
| (± 2280 m) | |
| 3 m. | 5. Roter Sandstein, einzelne Lagen mit Quarz- und Grundgebirgsgeröllen. |
| 1—1.5 m. | 4. Grünlich-braune gedruckte Mergel mit Geröllen von 0.5—4 cm Durchmesser. |
| 2—3 m. | 3. Obengenannte grünbraune Mergel werden durchzogen von einigen mehrere cm dicken Gangmylonit-adern. |
| 2.5 m. | 2. Heller grüngrauer grober bis dichter Sandstein. |
| (± 2270 m) | |
| | 1. Gneis chiari. |

In den Basalkonglomeraten vom Nordabhang des Hauptgipfels des Mte Masoni (2675 m) finden wir N des Porphyritganges eine ungefähr

2 m mächtige Schicht eines grüngrauen Sandsteins mit konglomeratischen Lagen. U. d. M. ergibt es sich, dass wir es mit einem Arkosesandstein zu tun haben. Im feinen quarz- und serizitreichen Bindemittel finden wir Quarz und Feldspatkörner, Fragmente von Grundgebirgsquarziten und Muskovitschuppen. Ein Geröll von mikrogranitisch entglastem Porphyry fällt durch seinen hohen Leukoxengehalt auf. Auch eine Linse einer pelitischen Substanz kommt vor. Sehr merkwürdig ist aber eine Linse, möglicherweise noch ein sehr wenig deutlich begrenzter Einschluss, eines entglasten Glastuffes mit einer ausserordentlich hübschen vitroklastischen Struktur, korrodiertem Quarz, etwas Zirkon und Biotit.

In der Nähe fanden wir auch makroskopische Tuffeinschlaltungen im Basalkonglomerat. Helle grünlichgelbe schlierige tuffige Einschlüsse waren bei der Sedimentation möglicherweise noch nicht verfestigt und wurden so zu Linsen zusammengepresst. Auch eine grüne glasige Masse mit einsprenglingsartigen Tuffeinschlüssen kommt vor. Zwischen allen diesen Komponenten finden wir aber die gewöhnlichen Grundgebirgsgerölle.

U. d. M. sehen wir dasselbe: Eine Grundmasse, die hauptsächlich aus feinem Quarz und Serizit besteht; Einschlüsse von Grundgebirgsquarz, einige schlierige Einschlüsse eines Plagioklaskristalltuffoids, der bei seiner Einlagerung vermutlich noch nicht verfestigt war. Er besteht aus einer serizitisch entglasten Substanz mit vielen Erzpartikeln und stark serizitisierten, gebrochenen, mitunter undulös auslöschenden Plagioklaseinsprenglingen. Ein kleiner Einschluss zeigt deutliche vitroklastische Struktur. Das Gestein als ganzes ist mechanisch beansprucht.

3. *Typus.* — Die obenerwähnte tuffige Fazies kann stark in den Vordergrund treten, sodass das Gestein den Uebergang zu den konglomeratischen Tuffen der Collioserie bildet. Diesen Typus können wir als Basalkonglomerate auffassen, bei denen neben Grundgebirgskomponenten stets auch Porphyry- und Tuffgerölle sedimentiert werden, mitunter in solchen Mengen, dass lokal die Grundgebirgsgerölle in den Hintergrund treten. Besonders durch ihre hellen grünen und violetten Farben fallen die Porphyrygerölle eher auf als die Grundgebirgskomponenten. Man könnte diese Gesteine „*Basaltuffite*“ nennen.

Dieser dritte Typus kommt häufig vor. So besonders am Pizzo Cerie und östlich in der ganzen Valle Caronno (siehe: Erläuterungen zur Geol. Karte der Zentralen Bergamasker Alpen).

Im Kar des Lago del Zocco, N. Pizzo Cerie ist die normale Untergrenze aufgeschlossen. Auf dem Kristallin liegt eine 10—15 m mächtige Schicht eines dunklen grüngrauen bis grünbraunen mergeligen Tones mit ziemlich wenig kleinen gerundeten Quarzgeröllen (einige mm gross) einigen winzigen Grundgebirgsgeröllehen und einem vereinzelt 10—20 cm grossen Quarzgeröll. In dieser Schiefertonschicht finden sich Linsen eines roten Sandsteines, die oft schöne primäre Sedimentationsdiskordanzen zeigen.

Nach oben folgen Basalkonglomerate, in denen die Porphyrygerölle lokal stark angereichert sind; viele Lagen zeigen ein tuffiges Aussehen. Im Grat Pso di Forcellino—Pzo Cerie fand ich sogar Porphyryblöcke mit einem Durchmesser von 0.5 m.

Die oben beschriebenen drei Konglomerattypen können in einander übergehen. Am besten ist der erste Typus charakterisiert durch die rote Farbe und den eigentümlichen Sandstein. Aber auch unter den anderen Typen kann roter Sandstein vorkommen, wie wir ja am Lago del Zocco beim dritten Typus sahen. Als Beispiel für den Uebergang zwischen dem ersten und zweiten Typus kann das Basalkonglomerat des Kammes SE Valle del Mte Sasso dienen. Zwischen Konglomeraten kommen roter Sandstein wie auch Linsen des grüngrauen phyllitischen Schiefertons vor.

Porphyrgerölle im Basalkonglomerat.

Einige Gerölle, die von blossen Auge für Porphyre gehalten wurden, sollen näher besprochen werden.

Wir beschreiben zuerst zwei Gerölle aus der Basis der aus Basalkonglomerat bestehenden steilen Wand nördlich des Passo di Cigola und des Mte Aga.

Ein dichtes helles braun-graues Gestein mit einem quarzporphyrischen Aussehen zeigte eine weisse Verwitterungskruste. U. d. M. erblickt man zahllose korrodierte Quarzeinsprenglinge, viel idiomorphen Plagioklas, etwas Orthoklas, Mikroperthit, gebleichten Biotit, akzessorisch Zirkon. Muskovit und poikilitisch von Quarz durchwachsener Orthoklas stammen aus dem Grundgebirge. Die Grundmasse ist im allgemeinen mikrofelsitisch, zeigt aber oft eine schöne vitroklastische Struktur. Einige Schlieren lassen sphärolitische Entglasung erkennen. Sekundär ist viel Hämatit, Kalzit und Serizit vorhanden.

Die Bestimmung der Plagioklase geschah mit der Fedorow-Methode, und zwar erfolgte die Interpretation nach M. REINHARD, Universal-drehtischmethoden, 1931, Tafeln 2 und 5. Sie ergab folgendes Resultat:

Nummer	Kristall	Zwillingsgesetz	% An
116	A	Albit	0—5
	B	Albit	0—2
	C	Albit-Karlsbad	0—5

Das zweite Geröll von dem selben Fundort zeigt einen hellgrauen frischen Kern mit einer dicken schokoladenbraunen Verwitterungskruste. U. d. M. fallen die korrodierten Quarz- und Plagioklaseinsprenglinge auf. Auch gebleichter Biotit ist anwesend. Nester von Kalzit mit Quarz lassen vermuten, dass Amphibol oder Pyroxen vorhanden war. Die Grundmasse ist mikrofelsitisch entglast und enthält viel sekundären Quarz, Serizit und Hämatit. Ein paar kleine Einschlüsse von Quarzit mit Serizit rühren aus dem Grundgebirge her.

Die Bestimmung des Anorthitgehalts der Plagioklase ergab:

Nummer	Kristall	Zwillingsgesetz	% An
117 A	A 1	Albit-Ala	0
	2	—	0—3
	B	Albit	3
	C	Albit, oder: Karlsbad	5 0

Aus dem dritten Basalkonglomerattypus stammen folgende zwei Beispiele.

Ein weiss-violett verwitterndes porphyrisches Gestein lässt auf seiner Oberfläche mit einiger Mühe primäre eckige Einschlüsse von derselben Zusammensetzung erkennen. Auf frischem Bruch ist das Gestein homogen dunkel grau-violett. U. d. M. finden wir lokal eine vitroklastische Struktur, die auf Sedimentation deutet, während eine fluidale Struktur für eine effusive Herkunft spricht. Uebrigens ist die Grundmasse mikrofelsitisch entglast, mitunter ein wenig sphärolitisch ausgebildet. Wir finden Einsprenglinge von korrodiertem, undulösem Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Mikroperthit, Biotit. Nester, bestehend aus Serizit, Quarz, Erz und Epidot, lassen vermuten, dass andere dunkle Gemengteile anwesend gewesen sind. Akzessorisch kommt Magnetit und Zirkon, sekundär Chlorit und Hämatit vor.

Die Bestimmung des Anorthitgehalts der Plagioklase ergab:

Nummer	Kristall	Zwillingsgesetz	% An
237	A	Albit	6
	B	Aklin	25—30
	C	Albit	2

Ein letzter Dünnschliff stammt von einem eingeschlossenen Porphyrblock (mit 1 m Durchmesser) aus der Valle du Videt, dem Tal E vom Pizzo Ceric, ausserhalb des Kartierungsgebietes. Obgleich äusserlich dieses Gestein wie ein schöner Quarzporphyr aussah, ergab sich auch hier wieder, dass die Grundmasse eine vitroklastische Struktur besass, die hie und da fluidale Anordnung zeigte. Als Einsprenglinge kommen vor: Quarz, Plagioklas, sehr schöner Mikroperthit, gebleichter Biotit. Andere dunkle Gemengteile wandelten sich um in Quarz, Chlorit, Epidot, Hämatit, Magnetit. Die Grundmasse ist mikrofelsitisch, bisweilen sphärolitisch entglast.

Wir haben es also mit einem massigen Quarzporphyrtuff zu tun, während das vorige Beispiel vielleicht ein Porphyr war, der Tuffmaterial aufgenommen hat.

2. *Collioserie.*

Einleitung. — Die „Porphyrserie“.

Die Geologen aus Leiden, die im Perm der Bergamasker Alpen arbeiteten (COSIJN, JONG, KLOMPÉ, WENNEKERS, CROMMELIN), haben angenommen, dass das Liegende der Collioserie durch die sog. „Porphyrserie“ gebildet wurde. Sie war nicht scharf von den Collioschichten zu trennen. Konglomeratische Tuffe im Liegenden des unteren Perms wurden als „Porphyrserie“ aufgefasst, während dieselben Gesteine in einer stratigraphisch höheren Lage als Collioschichten verzeichnet wurden.

KLOMPÉ fand im oberen Val Mora zwischen Tonschiefern konglomeratische Tuffite, die durch TARAMELLI als vulkanische Gesteine gedeutet wurden. KLOMPÉ lehnt diese Erklärung ab und rechnet alle konglomeratischen Tuffe, auch wenn sie über den Porphyren liegen, als nicht vulkanisch zur Collioserie. Wie er sich aber das Entstehen dieser Gesteine, die er selbst „konglomeratische Tuffite“ nennt, vorstellt, bleibt unbekannt. Mich dünkt, dass man der Erklärung von TARAMELLI schwierig umgehen kann und ich frage mich, wo und in welcher Zeit der Vulkanismus zu finden ist, der das Material dieser Porphyrkonglomerate lieferte. Wo sind ausserdem die Vulkane die das Material für die sandigen Tuffe erzeugten? Es gibt aber mehrere Gründe anzunehmen, dass während dem ganzen untern Perm (vielleicht noch im Oberperm) eine vulkanische Tätigkeit geherrscht hat.

In der Bremboschlucht südlich Fondra sieht man ungefähr 200 m nördlich der Grenze Verrucano—Collioschichten noch Porphyr anstehen. Gerade unterhalb der Grenze liegt ein Aufschluss von grünen bis violetten Porphyriten oder Porphyrituffen, die, wie die Verrucanogrenze, 60° S fallen. Ich glaube nicht, dass diese Grenze bedeutend gestört ist, da auch N.W. von Pt. 1355 (nördlich vom Passo del Vendöl) am horizontalen Pfad, der auf etwa 1100 m beim Bau eines Stollens angelegt wurde, der Verrucano in gleicher Weise ungestört fast direkt auf Porphyr liegt.

Es scheint mir möglich, dass die konglomeratischen Tuffe, die in der Val Secca und in der oberen Val Aqualina unter dem Verrucano oder im Hangenden der Collioschichten vorkommen, mit Porphyren von einem ähnlichen Alter in Verbindung zu bringen sind.

Bis jetzt hatte noch niemand beobachtet, dass Schiefer und sandige Tuffe, die von den früheren Untersuchern immer zur Collioserie gerechnet worden sind, auch unterhalb des Porphyres vorkommen können. Dies ist z. B. in der Umgebung des Lago dei Curiosi und Lago Cabianna der Fall.

Wenn wir vom Pian' del Asino nach Lago dei Curiosi gehen, kommen wir an dem S. 158 erwähnten Profil der Basalkonglomerate vorüber. Diese gehen in tuffige Schiefer mit Zwischenlagen sandiger Kristalltuffe über. In der Richtung vom See nach Pt. 2507 (Mte Madonnina) durchqueren wir immer stratigraphisch höhere Horizonte. Zuerst passieren wir ziemlich grob geschichtete tuffige Schiefertone. Auf ± 2200 m folgt eine ± 40 m dicke porphyrtartige Tuffmasse, worüber braun-violette konglomeratische Tuffe liegen. Auf 2240 m finden wir wieder tuffige Schiefer. Hierüber sollte die Porphyrmasse des Monte Madonnina liegen, die aber

nach Westen wahrscheinlich durch konglomeratische und dichte Tuffe vertreten wird. Erst im Joch auf der Karte zwischen den 2. Majuskeln „M“ von „M. Madonnina“, fängt die grosse Porphyredecke des Mte Cabianca an.

Vom Lago dei Curiosi in westlicher Richtung passiert man ebenfalls nur Tuffe, tuffartige Schiefertone und konglomeratische Tuffe. Es ergibt sich u. d. M., dass die wenigen Gesteine, die man im Felde für Porphyre hält, dichte Tuffe sind. Lokal kommen dunkle grüngraue bis violette Porphyrite oder Porphyrituffe vor. Wir erreichen so Lago Cabianca ohne eigentlichen Porphyr gefunden zu haben. Am S.E. Ufer des Sees beobachten wir unter der Schutthalde normale Collioschiefer. In den Wänden über dem See folgt erst die Porphyredecke des Mte Cabianca, die an der Unterseite bisweilen Schichtung zeigt und dort wahrscheinlich noch tuffig ist. Es muss PORRO schon aufgefallen sein, dass das Liegende des Permes hier nicht durch Porphyr gebildet wird: er zeichnete einen Streifen Perm zwischen dem Grundgebirge und dem Porphyr.

Der Kontakt der Porphyreffusion mit den darunter liegenden pelitischen Sedimenten bildet den Beweis, dass die Porphyre nur Ergüsse während der Ablagerung der Collioschichten sind. Ein solcher Kontakt ist im Bach unterhalb Lago di Val dei Frati aufgeschlossen. Wir beobachten folgendes Profil:

1. Auf ± 1790 m finden wir abwechselnd braungraue sandige Tuffe und blaugraue Schiefertone, die u. d. M. aus einer sehr feinen pelitischen Masse bestehen. Einige Quarzfragmente und ein Paar Feldspäte deuten darauf hin, dass Aschensubstanz beigemischt ist.

2. Ein massiges hellgraues Gestein mit fast muscheligen Bruch ist zwischengeschaltet. Es enthält wahrscheinlich reichlich Glassubstanz, denn in der pelitischen Grundmasse meint man hie und da Relikte einer vitroklastischen Struktur zu erkennen. Ein Feldspat und ein Paar kleine Fragmente einer entglasten Grundmasse verraten vulkanische Beimischung.

3. Auf ± 1800 m kommen reine Tonschiefer vor.

4. 2 dm unter dem Porphyr finden wir ein blaugraues und sehr hartes Gestein, das sich als teilweise verkalkter Quarzporphyrtuff erweist. Einsprenglinge von Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Mikroperthit, Zirkon und Muskovit sind zu erkennen.

5. Mit einem sehr scharfen Kontakt (auf ± 1805 m) grenzt blauer Collioschiefer gegen hellen gelbweissen milchigen feinkörnigen Porphyr. U. d. M. sehen wir, dass das Sediment ein Pelit ohne erkennbare Tuffsubstanz ist. Der Porphyr zeigt eine mikrogranitische Grundmasse mit Einsprenglinge von bisweilen undulösem Quarz, Feldspat, Plagioklas, Mikroperthit, Zirkon; als Uebergangenteil Siderit. U. d. M. ist zu beobachten, dass an der Grenze beider Gesteine, nicht damit zusammenfallend schwache Bewegungen statt gefunden haben. Möglicherweise haben wir es mit Verschiebungen und Rutschungen verursacht durch Bewegungen in der noch nicht erstarrte Effusivmasse zu tun. Manche hydrothermale Adern durchziehen nur den Pelit, viele dagegen beide

Gesteine. Andere werden unterbrochen durch die schwarzen mikroskopischen Verschiebungslinien, wieder andere durchsetzen auch diese.

Wir kommen zur Schlussfolgerung, dass die Porphyrserie als stratigraphische Horizont aufgehoben werden muss. Es ist logischer nur wirkliche Effusiva als „Porphy“ zu kartieren und die konglomeratischen Tuffe, die sog. „Collioconglomerate“, bestehend aus Porphy- oder Tuffgerölle mit einem tuffigen Bindemittel, getrennt anzugeben. Meistens werden sie in Verbindung mit Ergüssen auftreten. So wird es möglich sein, einen deutlichen Einblick in die Form und Verbreitung des unterpermischen Vulkanismus zu bekommen, als wir ihn bis jetzt hatten.

Das gut aufgeschlossene Gebiet vom Mte Madonna—Mte Cabcianca eignet sich auf dem ersten Blick für eine Detailkartierung von Tuffen und Ergussgesteinen. Leider ist die topographische Karte unrichtig und unvollständig, das Gelände selbst so unübersichtlich, dass eine solche Kartierung nicht durchzuführen war. Ich meinte schliesslich im Felde drei Niveaux mit porphyrischen Gesteinen zu erkennen, was auch auf der Karte dargestellt worden ist. Eine zweite Enttäuschung war es, dass sich Gesteine, die von blossen Auge für Porphyren gehalten wurden, im Dunnschliff nicht immer als Ergussgesteine erwiesen. So verschwanden zwei kleinere Porphyrvorkommen, eines zwischen Lago Fregaborgia und Lago dei Curiosi, das andere E.S.E-lich Lago dei Curiosi. Ich habe diese massigen Tuffe als konglomeratische Tuffe auf der Karte angeben müssen.

Obleich mehrere meiner Vorgänger petrographische Beschreibungen ähnlicher Gesteine gegeben haben, glaube ich, dass es nach dieser Umgliederung angebracht ist aufs neue eine Beschreibung zu geben. Wir werden die Collioserie in 5 petrographische Gruppen einteilen:

- a. Ergussgesteine.
- b. Tuffe.
- c. Pelitische Gesteine.
- d. Psammitische Gesteine.
- e. Karbonatgesteine.

a. *Ergussgesteine.*

Q u a r z p o r p h y r.

Im Kartierungsgebiete sind es hauptsächlich grauweisse, oft hellgelbe oder hellgrüngraue Quarzporphyre, die mitunter einen milchigen Habitus zeigen. Fluidale Texturen sind manchmal schon mit dem unbewaffneten Auge zu sehen, sowie als Einsprenglinge Quarz, ockergelber bis hellgrüner Feldspat, und dunkle undeutliche Flecken, vielleicht Reste dunkler Gemengteile.

U. d. M. ist der Quarz stark korrodiert. Neben Plagioklas findet man Orthoklas und Mikropertit. Dunkle Gemengteile, vielleicht Amphibol oder Pyroxen, sind zu Erz, Quarz und Epidot umgewandelt. Akzessorisch kommt Pyrit, Ilmenit, Leukoxen und Zirkon vor. Sekundär: Serizit, Chlorit, Kalzit und Limonit, möglicherweise durch Verwitterung aus Siderit entstanden.

Die Grundmasse ist immer stark entglast. Häufig kommt eine granophyrische Struktur vor, die in eine mikrogranitische übergehen kann. Häufig ist auch eine sphärolitische Entglasung, die mit mikrofelsitischen Strukturen in Verbindung steht. Spuren einer mechanischen Beanspruchung sind öfters vorhanden: Quarz und Feldspat können undulös auslöschen, wobei letzterer oft eine verbogene Zwillingslamellierung zeigt. Die Grundmasse wird stärker serizitisiert, meistens in ungefähr parallelen Schlieren, die um die Einsprenglinge abbiegen.

Zusammenfassend können wir sagen, dass wir es mit Quarzgranophyren und Quarzfelsophyren zu tun haben.

Pyromeride.

Porphyre mit einem konglomeratähnlichen Aussehen verdienen besondere Erwähnung. In einer hellgrünen Zwischenmasse, die lokal eine fluidale Textur erkennen lässt, kommen weisse bis hell-violettgraue Kugeln mit einem Durchmesser von einigen mm bis einigen cm vor. Sie bestehen aus einer milchfarbigen quarzartigen Substanz. Mehr oder weniger schlierige wenig scharf begrenzte Bänder desselben Materials können vorkommen. Manche dieser Kugeln sind hohl und teilweise mit Quarz erfüllt.

U. d. M. ergibt sich, dass die Zwischenmasse fast ganz aus Serizit besteht mit Einsprenglingen von korrodiertem Quarz, manchmal serizitisiertem Plagioklas, und Ueberresten eines gebleichten und zersetzten Biotites; akzessorisch Leukoxen und Zirkon. In dieser Grundmasse sehen wir kleine runde Flecken mit einem niedrigeren Relief als ihre Umgebung und einem Durchmesser von $\pm 50 \mu$. Sie bestehen aus faserigem Chalcedon, wahrscheinlich als spätere Ausfüllung von Gasbläschen. Eine zweite Merkwürdigkeit bilden die Kugeln. Es sind sphärolitisch entglaste Massen, deren Radialstruktur unterbrochen wird durch bisweilen konzentrisch oder halbmondförmig vorkommenden allotriomorphen Quarz. Der Kern dieser sphärolitischen Masse wird wieder aus serizitischer Substanz gebildet, manchmal mit Einsprenglingen. Die 50μ grossen Bläschen kommen auch innerhalb der Sphärolite vor. Man bekommt den Eindruck, dass der allotriomorphe Quarz ohne Radialstruktur jünger ist und Hohlräume ausfüllt, die möglicherweise durch Schrumpfung entstanden sind. Wenn kein sphärolitischer Kern zu sehen ist, scheint fast der ganze Hohlraum mit Quarz ausgefüllt zu sein. In der Mitte zeigt dieser allotriomorphe Quarz mehr idiomorphe Begrenzungen. Der letzte Raum wird von Erz eingenommen.

Aehnliche Erscheinungen haben PARKINSON (1898) von Jersey und BONNEY (1882) aus Wales unter dem Namen „Pyromeride“ beschrieben. Sie haben sie durch ungleichmässige Abkühlung und durch Wiederaufnahme von stärker gekühlter Lava in mehr flüssige gasreiche Schmelze erklärt.

Die Bestimmung des Anorthitgehalts der Feldspäte mit der Methode von Fedorow ergab Folgendes:

Nummer und Fundort	Kristall	Zwillings- gesetz	% An
29 Sperre Lago di Val dei Frati	A	Albit	5
	B	Albit	8
	C	Albit	0
	D	Albit	0
30 Idem	A	Manebach	15
	B	Albit	0
	C	Albit	5
175 Pyromeride unter- halb Mte Cabianca	A	Albit	5
		Karlsbad	5
	B	Karlsbad	3—4
		Albit Karlsbad	5
	C	Karlsbad	3
	E 1	Albit	3—5
		Karlsbad	5
	E 2	Albit	3—5

Chemische Zusammensetzung.

Quarzporphyr von der Sperre des Lago di Val dei Frati (N^o. 29).
Analytiker Fräulein C. M. KOOMANS:

SiO ₂	77.70	al	= 40
TiO ₂	—	fm	= 18
P ₂ O ₅	0.10	c	= 6
Al ₂ O ₃	10.09	alk	= 36
Fe ₂ O ₃	1.00		
FeO	0.59	si	= 520
MnO	0.05	p	= 0.40
MgO	0.96	h	= 35.5
CaO	0.86	CO ₂	= 5.2
Na ₂ O	3.20	k	= 0.42
K ₂ O	3.45	mg	= 0.53
+ H ₂ O	1.40	c/fm	= 0.33
— H ₂ O	0.18		
CO ₂	0.57		

100.15

Es handelt sich somit um ein engadinitisches oder engadinitgranit-
sches Magma (NIGGL, 1923).

Porphyrit.

An einer Stelle halbwegs Lago Cbianca und Lago dei Curiosi fand ich massige dunkle grüngraue bis violette Gesteine zwischen Tuffen eingeschaltet. U. d. M. ergab sich, dass wir es mit einem stark chloritisierten und serizitisierten Porphyrit zu tun haben. Als Einsprengling fällt fast immer serizitisierter Plagioklas auf. Quarz fehlt. Dunkle Gemengteile sind reichlich vorhanden gewesen: ihre Formen sind noch in Nestern, die aus Chlorit, Kalzit, Erz und mitunter ein wenig Quarz bestehen, zu erkennen. Wahrscheinlich hat es sich um Pyroxene, Amphibole, vielleicht auch Biotite gehandelt. Akzessorisch findet sich viel Erz, Apatit, Turmalin und sekundär ausser den schon erwähnten Mineralien Limonit. Die Grundmasse ist nicht mehr aufzulösen und besteht u. a. aus Serizit, eine Quarz oder Feldspatsubstanz, Erzpartikelchen usw.

Wir müssen ein grüngraues, grobes, und doch ziemlich feinkörniges Gestein besonders erwähnen. Makroskopisch wurde es für einen sandigen Porphyrituff gehalten. U. d. M. ist zu sehen, dass wir es möglicherweise mit einem Ergussgestein zu tun haben und zwar mit einem stark chloritisierten und serizitisierten Porphyrit. Der Feldspat ist ganz serizitisiert, lässt aber noch einen zonaren Bau und eine Zwillingslamellierung erkennen. Dunkle Gemengteile (? Hornblende) sind umgewandelt in eine chloritische Masse, die unter gekreuzten Nicols nur schwach aufleuchtet und dann dunkle braungraue Farben zeigt. Auch die Grundmasse ist grossenteils in diese chloritische Masse umgewandelt, wobei viel Serizit und Quarz (?) vorkommt. In der chloritischen Substanz der Grundmasse fallen runde Sphäroiden eines Chalcedon-ähnlichen Minerals auf, die kein negatives, sondern ein positives Kreuz zeigen. Es muss sich also um Quarzin handeln. Akzessorisch kommt Turmalin, Erz, Titanit, und sekundär Kalzit, Siderit und Limonit vor.

Ein ähnliches Gestein stammt von oberhalb der konglomeratischen Tuffe, die im Bach unter Lago Colombo aufgeschlossen sind. Ich zögere mehr als beim vorigen Typus dies zu den Ergussgesteinen zu stellen. Es ist ein stark beanspruchtes hell violettes tuffiges Gestein mit zahllosen seidenglänzenden Serizitnestern. Plagioklas und Orthoklas bilden Einsprenglinge. Dunkle Gemengteile sind in eine Serizit, Erz und feldspatähnliche Masse mit Keliphitrand umgewandelt. Die Grundmasse enthält viel Serizit und Erz, und besteht aus einer feldspatähnlichen Substanz mit einer Art mikrogranophyrischer Struktur. Stellenweise sind Plagioklasleisten zu erkennen, die fluidal angeordnet sind, sodass eine trachytische Struktur entstehen kann.

Die Vermessung der Feldspäte ergab:

Nummer und Fundort	Kristall	Zwillingsgesetz	% An	
65 Zwischen L. d. Curiosi und L. Cbianca	A	Ala	48	
		Albit-Ala	42	
		Albit	55	
	B	Albit-Ala	30	
		C	Albit	28

b. Tuffe.

Konglomeratische Tuffe, Agglomerati porfirici (PORRO, 1933), Collio-konglomerate.

Unter dem Namen konglomeratischer Tuff möchte ich ein Gestein verstehen, das hauptsächlich aus Geröllen eines Porphyres oder eines Tuffmaterials gebildet ist, mit einem im idealen Fall tuffogenen Bindemittel.

Diese Konglomerate können in Verbindung stehen mit einer Serie Ergussgesteine oder einem Porphyrvulkan in der Nähe. Sie enthalten Porphyngerölle, die dieselben Farben zeigen wie die permischen Porphyren: hell Gelbgrau, Grüngrau bis Violett. Das Gestein hat somit ein blasses und gleichzeitig buntes Aussehen. Niemals findet man stark tiefrot verwitterte Porphyngerölle unter den Einschlüssen, was nur im Verrucano-konglomerat der Fall ist.

Unter diesem Namen fassen wir also grobe konglomeratische Gesteinstuffe, agglomeratische Tuffe, Konglomeraten mit Porphyngeröllen, alle von einem unterpermischen Alter, zusammen. Sie zeigen Uebergänge nach den Basalkonglomeraten (3. Typus) und nach den gewöhnlichen Gesteinstuffen, wie z.B. am Fahrweg von Branzi nach Carona zwischen der Weggabelung und dem Tunnel bei der Cava d'Ardesia. Solche Tuffschichten mit eingeschwemmten Lapilli und kleinen Geröllen würde ich noch als gewöhnliche Collioschichten kartieren.

Konglomeratische Tuffe sind gut aufgeschlossen unter Baita del Menatore am Pfad Dosso dei Signori—Lago di Sardignana, im Porphyrgbiet des Monte Cbianca und in Blöcken im Bach der Valle Borleggia.

Quarzporphyrtuffe.

Es ist eine vielfarbige Gesteinsserie mit sehr verschiedenen Texturen und Strukturen. Alle Uebergänge sind möglich: zu Glastuffen, Kristalltuffen und Gesteinstuffen.

Die meistens hellgrauen oder sehr hellen grünen dichten Gesteine zeigen oft eine hellere Verwitterungskruste und einen porphyrischen Habitus. Quarz- und Feldspatkristalle und zahlreiche braune Flecken Limonit fallen makroskopisch auf¹⁾.

U. d. M. finden wir korrodierten undulös auslöschenden Quarz, Plagioklas, Orthoklas, schönen Mikroperthit und gebleichten Biotit. Ein Biotit, teilweise in einem Feldspat eingeschlossen, war grossenteils durch optisch gleichorientierten, daneben auch durch allotriomorphen Feldspat ersetzt. Akzessorisch kommen Erz, Zirkon, Apatit, Titanit, und Ilmenit vor. Muskovit und Gneisquarzit mit Muskovit stammen wahrscheinlich aus dem Grundgebirge. Einschlüsse mit sphärolitischer Entglasung, ausserdem Grundmassen-Einschlüsse mit fast trachytischer Struktur und Fragmente mit feiner mikrogranophrischer Struktur wurden beobachtet.

¹⁾ Zwei Aufschlüsse die fälschlich im Felde für Porphyr gehalten wurden, N.W. und S.E. Lago dei Curiosi, sind zusammen mit konglomeratischen Tuffen auf der Karte angegeben worden.

Jüngerer Siderit, an den rautenförmigen Durchschnitten zu erkennen, ist durch Limonit ersetzt.

Eines dieser Gesteine zeigt im Handstück dunkelbraune Flecken. U. d. M. ergab sich, dass es grosse Hämatitkristalle mit manchmal zonarem Bau und deutlichem Pleochroismus waren. Hauptsächlich kommen sie in den Feldspatkrystallen vor, die nur noch einen Rand um den Hämatit bilden. Auch finden wir ihn in Nestern mit einem unregelmässigen, mitunter poikilitisch verwachsenen oder perthitischen Feldspataggregat, ein wenig Quarz und sekundär Serizit und Kalzit. Auch in der Grundmasse kann er in unregelmässigen grossen Kristallen vorkommen. Eine pneumatolitische oder hydrothermale Herkunft ist anzunehmen.

Die Grundmasse besitzt immer eine schöne vitroklastische Struktur, ist mikrofelsitisch entglast und enthält Schlieren von Serizit besonders um Einsprenglinge. Solche Gesteine führen über zu den Tuffoiden.

Quarzporphyrtuffoide.

Diese Gesteine sind fast identisch mit den obenerwähnten. Nur ist die Druckwirkung so stark, dass das Gestein anfängt schiefzig zu werden. Das Mikroskop zeigt, dass der Serizitgehalt der Grundmasse sehr stark in Flasern und Lagen zugenommen hat. Einige dieser Gesteine sind stark beanspruchten Porphyren sehr ähnlich. Eingeschlossene Grundgebirgsfragmente oder Spuren einer vitroklastischen Struktur lassen jedoch die Tuffnatur erkennen.

Sandige Tuffe, Kristalltuffe.

Der Namen sandiger Tuff ist eine Feldbezeichnung. Es sind helle violettgraue oder helle gelbgraue körnige Gesteine, worin oft Feldspatkrystalle oder helle Serizitnester von blossem Auge oder mit der Lupe noch zu erkennen sind. Sie haben ein mehr oder wenig sandiges Aussehen, sind gut geschichtet und wechseln mit pelitischen Sedimenten, gröbereren Tuffschichten oder Porphyren ab.

U. d. M. zeigt es sich, dass unter diesem Feldnamen verschiedene Gesteine zusammengefasst sind: Plagioklaskristalltuffe, Porphyrittuffe, Gesteinstuffe und die durch mechanische Beanspruchung daraus entstandenen Gesteine.

α. Plagioklaskristalltuffe, Plagioklaskristalltuffoide.

Es ist auffallend, dass fast ausschliesslich Plagioklaskristalle, neben etwas Orthoklas und sporadischem Quarz, vorkommen. Ein einziger gebleichter Biotit wurde gefunden. Eingeschlossen treten auch Stücke einer Porphyrgrundmasse mit hyalopilitischer Struktur, Feldspat und auch Quarzeinsprenglingen auf. Die tuffige Grundmasse ist mikrofelsitisch entglast und immer mehr oder weniger serizitisiert besonders wenn das Gestein beansprucht ist, also in den Tuffoiden.

Akzessorisch finden wir Magnetit, Leukoxen, Zirkon, Turmalin; Uebergangsteil ist Siderit; sekundär: Limonit, Serizit.

Es scheint, dass diese Tuffe in der Umrahmung des Fensters Lago

Rotondo—Pian' del Asino den Uebergang von den Basalkonglomeraten zu den Collioschichten bilden. Sie sind gut zu studieren am Passo di Portula und beim Lago dei Curiosi.

Sie können abwechselnd mit gewöhnlichen Schieferlagen vorkommen.

β. Gesteinstuffe.

Fragmente von porphyrischen Gesteinen treten neben Quarz und Feldspat als Einschlüsse in den Vordergrund. U. d. M. fand ich Stücke mit sphärolitischer, mikrogranophyrischer, mikrofelsitische und hyalopilitische Grundmasse mit Einsprenglingen von Quarz und Feldspat und umgewandeltem Biotit; akzessorisch Zirkon, Erz, Pyrit; sekundär Kalzit und als Uebergangsteil Siderit.

γ. Tuffite.

Statt Einschlüsse von porphyrischen Gesteinen können Grundgebirgsfragmente in der Tuffmasse vorkommen. Verschiedene Tuffe zeigen Uebergänge zu solchen Gesteinen.

δ. Glastuffe.

Glastuffe sind makroskopisch nicht von dichten tuffigen schieferigen Gesteinen zu unterscheiden und gehören somit nicht zu den eigentlichen sandigen Tuffen. Viele von den unter den pelitischen Sedimenten zusammengefassten Gesteinen könnten sehr gut Glas als wichtigen Gemengteil enthalten haben. Durch Entglasung und mechanischer Beanspruchung ist die vitroklastische Struktur gewöhnlich verschwunden. In einigen Schlifften ist diese Struktur noch erhalten, und fehlen Einsprenglinge. Wir haben es somit mit echten Glastuffen zu tun.

ε. Porphyrittuffe, Porphyrittuffoide.

Einige Gesteine, die im Felde für beanspruchte Porphyrittuffe angesehen wurden, erwiesen sich bei näherer Untersuchung jedoch als zweifelhafte Gesteine, die möglicherweise als Ergussgesteine anzusehen sind. Diese violettgrauen „sandigen Tuffe“, die unterhalb Lago Colombo, und die grünen tuffähnlichen Gesteine, die in der Umgebung vom Lago dei Curiosi vorkommen, sind somit bei den Ergussgesteinen beschrieben worden.

Auch die in den Tuffen anwesenden Plagioklase wurden mittels der Universaldrehtischmethode bestimmt.

Nummer und Fundort	Kristall	Zwillingsgesetz	% An
<i>Quarzporphyrtuffe</i>			
182 Dosso dei Signori	A	Albit	5
		Aklin	5
		Karlsbad	5
	B	Albit	0—5
		Aklin	0—5

Nummer und Fundort	Kristall	Zwillings- gesetz	% An	
265 Lago dei Curiosi	A	Albit	0	
		Albit	5	
	B	Karlsbad	2—4	
		C	Albit	0
		Aklin	0	
271 Zwischen L. Fregabolia und L. dei Curiosi	A	Albit	0	
	B	Karlsbad	0—4	
	C	Albit	0—3	
<i>Kristalltuffe</i>				
34 Passo di Portula	A	Albit	2	
		Aklin	5	
		Albit-Ala	5	
		Ala	5	
	B	Karlsbad	3	
	C	Albit	28—30	
	D	Karlsbad	3	
71 Zwischen Passo di Portula und L. dei Curiosi	A	Albit	5	
	B	Albit	8	
	C	Karlsbad	5	
		Aklin	5	
181 Dosso dei Signori	A	Albit	5	
		Aklin	5	
	B	Albit	5—10	
	D	—	8	
		—	5—8	
<i>Gesteinstuffe</i>				
179 Bta del Menatore	A	Aklin	0	
		Albit	5	
	B	Karlsbad	3	
		Aklin	5	

c. Tongesteine.

Caronaschiefer.

Die meist verbreiteten Gesteine der Collioserie sind gute, mitunter dünn geschichtete Tonschiefer und Schiefertone. Diese Caronaschiefer, auch Collioschiefer genannt, sind meistens dunkle schwarzgraue, oft glänzende massige bis feingeschichtete Gesteine, die zuweilen einen phyllitischen Habitus zeigen. Auch helle grüngraue, violettgraue und braun-

graue Farben kommen vor. Sie werden durch Beimischung fremder Gemengteile meistens vulkanischer Herkunft verursacht. Umgewandelte und beanspruchte Glastuffe sind von diesen Schiefnern nicht zu unterscheiden.

Im Schriff zeigen die Caronaschiefer hauptsächlich eine Grundmasse von Serizit und feinem Quarz. Akzessorisch kommen Turmalin, Zirkon, Rutil, Epidot, Ottrelit (Chloritoid), kohlige Substanz, Hämatit, Erz und Pyrit vor. Korrodierter Quarz, Plagioklas, Orthoklas, gebleichter Biotit und idiomorpher Zirkon verraten ihre vulkanische Herkunft. Undulöse Quarze und Muskovit stammen aus dem Grundgebirge. Quarzadern und möglicherweise auch Kalzit sind jüngerer Natur. Pyrit und Siderit sind oft zu Limonit umgewandelt.

In den Caronaschiefern können primäre Transgressionskonglomerate als diskordante Konglomeratbänkehen (z. B. 10 cm dick) desselben Materials vorkommen. Nach oben gehen sie allmählich in die normalen geschichteten Schiefer über. Besonders auf verwitterte Querbrüche sind solche Erscheinungen gut zu beobachten. Kreuzschichtung kommt nur ausnahmsweise vor und dann lokal auf eine einzige Schicht beschränkt. Auch im Schriff wurde eine feine Schichtung mit einer diskordanten Paralleltexur beobachtet. Am charakteristischsten sind die Pelite in der Umgebung von Carona entwickelt, wo sie zwischen Branzi und Carona stark verschiefert sind und als Dachschiefer abgebaut werden. Es gibt aber Gebiete, in denen die Schieferung in den Hintergrund tritt oder abwesend ist. Diese dichte Schiefertone können schöne Schichtflächen zeigen.

Im Kartierungsgebiet wurden schöne Schichtoberflächen beobachtet und einige gute Beispiele für das geologische Reichsmuseum zu Leiden gesammelt. Trockenrisse sind ziemlich verbreitet. Man kann sie schon in den Schieferblöcken des Saumpfades nach Lago del Diavolo beobachten. Auffallend sind die sog. „fossilen Regentropfen“. Es sind runde oder ovale Erhöhungen (negativ) oder Vertiefungen (positiv) mit einem Durchmesser von etwa 0.7 bis 1 cm. Mitunter liegen sie teilweise über einander oder sind die Vertiefungen durch einen kleinen Wall umgeben. An den bisweilen gleichzeitig vorkommenden Trockenrissen lässt sich leicht feststellen, dass die Vertiefung die positive Spur darstellt. Auch merkwürdige gerade, fast parallele Wellenfurche mit einer Wellenlänge von 0.5—0.8 cm wurden gefunden. Die Kämme zeigen einen scharfen, die Wellentäler einen hohlen runden Querschnitt. Die Wellenhöhe beträgt ± 0.8 mm. Ein anderes Stück besass eine sehr unregelmässige Runzelung, wie sie beim Eintrocknen von Kolloiden oder einer dicken Schicht Oelfarbe entstehen kann. Was das letzte Stück viel interessanter macht, sind einige Reptilienfährten von *Anhomöichnium orbicum* Dozy und *Onychichnium escheri* Dozy, die anderswo beschrieben werden ¹⁾.

Alle diese Stücke wurden im Kar unterhalb des Pizzo del Diavolo, südlich von der Bocchetta di Poddavista, oder in den Schutthalde westlich Pizzo Poris gefunden.

¹⁾ Palaeontologische Zeitschrift 1935.

Wir müssen noch ein Gestein beschreiben, das ich auf dem Dosso dei Signori fand und das besser unterhalb des Hauptgipfels vom Monte Masoni (2675 m) aufgeschlossen ist. S. des Gipfels entspringt ein Bächlein. Steigt man ab 2200 m in dieser Wasserrinne empor, so begegnet man zuerst konglomeratischen Tuffen mit noch einigen Quarzgeröllen. 50 m höher geht das Gestein in dunkle schwarzbraune Schiefer über. Noch etwas höher entspringt der Bach unter einer Wand von dunklen dünngeschichteten Schiefen mit zahllosen weissen scheinbaren Einschlüssen.

Äusserlich zeigen diese „Einschlüsse“ sehr unregelmässige Formen und Dimensionen. Sie sind niemals grösser als 1 cm. Manchmal sind sie teilweise hohl oder es kommen im zentralen Teil Pyritkristalle vor. Man würde daher geneigt sein anzunehmen, dass man es mit ausgefüllten Hohlräumen zu tun hat, wenn nicht ihre äusserst unregelmässige Form und das ursprünglich weiche pelitische Sediment dagegen spräche.

U. d. M. bestehen diese Nester aus Quarz, ein wenig Feldspat, einem farblosen Glimmer in kleinen Schüppchen und Kalzit in kleinen, wie runde Tröpfchen aussehenden Körnern. Im Kern findet man Pyrit oder Limonit, pseudomorph nach Pyrit oder Siderit. Im Gestein kommen Aederchen mit denselben Mineralien wie die Hohlräumeausfüllung vor. Diese Adern gehen in die Hohlräumeausfüllung über. Dass es aber kein gewöhnlicher Hohlraum gewesen ist, wird durch einen eingeschlossenen Quarzeinsprengling bewiesen.

Diese einander widersprechenden Tatsachen sind schwer mit einander in Einklang zu bringen. Vorläufig möchte ich vorschlagen sie als eingeschwemmte sehr poröse Bimssteinfragmente aufzufassen. Dies erklärt die unregelmässige Form, die Anwesenheit des Quarzeinsprenglings und die Tatsache, dass pneumatolitische oder hydrothermale Mineralien sich in den Hohlräumen der Gasporen und zwischen den Glasfäden leicht ansiedelten. Man muss dann dazu noch annehmen, dass die Glassubstanz sich auflöste oder metasomatisch durch die hydrothermalen Mineralien ersetzt wurde. Es ist auch nicht undenkbar, dass die Entglasung durch die hydrothermalen Lösungen beeinflusst wurde.

Auch in einem beanspruchten Gestein, das beim Pfahl der Drahtseilbahn auf der Costa della Mezza gefunden wurde, kommen solche Nester vor. Hauptsächlich sind sie mit einem sauren Plagioklas, Orthoklas, teilweise verzwilligten Orthoklas und Quarz erfüllt.

d. Psammitische Gesteine.

Neben pelitischen Gesteinen besteht die Collioserie aus Sandsteinen, Arkosesandsteinen, tonigen Sandsteinen und sandigen Tonschiefern. Es hat den Anschein, dass diese Typen besonders in den tieferen Teilen der Collioschichten vorkommen. Sie sind aber auch in höheren Niveaux zu finden.

Es handelt sich um dunkle graue, manchmal grüngraue harte Gesteine, die bisweilen ein wenig braungrau anwittern. Die Schichtoberflächen glänzen manchmal durch Muskovitschüppchen, so dass das Gestein ein phyllitisches Aussehen bekommen kann. Durch die Einlagerung von dünnen Tonschichten ist die Schichtung ausgeprägt. In diesen Ton-

schichten findet man bisweilen kleine ovale Tonlinsen von ein paar mm Dicke und ein paar cm Durchmesser.

Der Sandstein ist zusammengesetzt aus eckigen oder abgerundeten Quarzkörnern, Feldspat, Plagioklas, Orthoklas, viel Muskovit, Biotit, gebleichtem Biotit, Chlorit, Turmalin, Zirkon, Erz, Kalzit und Siderit.

Ein schöner Block mit Wellenfurchen wurde nach Leiden überbracht. Sie sind wahrscheinlich durch strömendes Wasser an einer untiefen Wattenküste erzeugt. Die Wellenlänge beträgt 4—4.5 cm, die Wellenhöhe 0.4—0.8 cm.

e. Karbonatgesteine.

Eigentliche Kalksteine kommen nur selten vor. Wenn man von Branzi nach den Laghi Gemelli geht kommt man einige Meter vor einer kleinen Talsperre, auf 1790 m Höhe, an einem Stollen nördlich des Baches vorbei. In diesem Stollen steht ein hell graues Gestein mit vielen dunklen Flecken an. Es verwittert braun und braust mit verdünnter HCl schwach auf. Das Mikroskop zeigt, dass es hauptsächlich aus Kalzit und Serizit besteht mit lokal etwas feinem Quarz. In dieser Grundmasse kommen Serizitnester vor, die die Umrisse von Feldspatkristallen zeigen und die manchmal noch Feldspatreste führen. Leukoxen ist in grosser Menge im ganzen Schliff regelmässig verteilt. Turmalin kommt besonders in Anhäufungen vor, die in der Mitte aus einer allotriomorphen Masse von kleinen Kristallen bestehen, die ringsum grössere mehr idiomorph begrenzte Individuen zeigen. Ich nehme an, dass wir es mit einem Mergel zu tun haben worin Aschensubstanz, besonders Kristallasche, fiel. Aus der Tatsache, dass der Turmalin auch in den Ueberresten der Feldspäte vorkommt, würde man schliessen, dass er jüngerer Entstehung ist.

Ein zweites Gestein zeigt eine Grundmasse, die aus sehr feinem panallotriomorphem Quarz besteht. Fragmente von fraglichen Quarzeinsprenglingen und von teilweise verkalkten Orthoklasen kommen vor; daneben auch häufig Turmalin, der ausserdem in zahllosen Nadelchen in der Grundmasse zu finden ist. Kalzit, wahrscheinlich auch Siderit, tritt in ziemlich idiomorph begrenzten Kristallen in der Quarzmasse auf. Akzessorisch sind Erz, Leukoxen und Pyrit zu erwähnen; Serizit fehlt. Man bekommt also den Eindruck, dass im zuletzt genannten Gestein die Karbonate ebenso wie der Turmalin jüngere Bildungen sind, und dass wir es mit einem teilweise verkalkten Gestein zu tun haben.

Jedenfalls meine ich, dass das erstgenannte Gestein ein Sediment ist und eine Mergellinse zwischen den Tonen und Tuffen darstellt. Im Pfad, der von Monaci immer nördlich des Borleggiabaches nach Lago Marcio führt, findet man in einer Höhe von etwa 1760 m eine ähnliche kleine Kalklinse. Das kavernös verwitterte Gestein besteht aus mittelmässig- bis grobkristallinem Kalkspat und feinem panallotriomorphem Quarz, der besonders in unregelmässigen Nestern vorkommt und Implicationsgefüge zeigt.

Obgleich damit die eigentlichen Karbonatgesteine besprochen sind, gibt es noch einige synchrone Kalzitablagerungen, die wir erwähnen wollen. In den Tonschiefern der E. Talwand der Val dei Frati findet man Einschaltungen, die reich sind an unregelmässigen Kalkkörnern von

2 bis 5 mm Durchmesser. Auf der Verwitterungsfläche fallen sie als Vertiefungen auf. Das Bindemittel verwittert ockergelb bis hellbraun. Eigentümlich sind die radialstrahligen polygonalen Strukturen, die in den sehr dünn geschichteten Schiefern E. vom Pizzo del Diavolo, ausserhalb des Kartierungsgebietes auf etwa 2100 m Höhe, gefunden wurden. Auf dem ersten Blick erinnern sie an die Oberfläche von Korallen. Es ergibt sich bei näherer Betrachtung, dass es sich um flache radiale Kalzitkonkretionen handelt, die der Verwitterung anheimgefallen sind. Solche flachen Kalzitrosetten wurden noch im frischen Gestein angetroffen.

An einigen Stellen fand ich runde Konkretionen in den Collioschiefern. Nur mit warmer verdünnter HCl brausten sie auf, sodass sie Dolomit enthalten. Es ergab sich u. d. M., dass sie aus einer Anhäufung von kleinen tonigen Fragmenten bestehen, die durch eine gröbere kristalline Dolomitmasse mit beigemischter feiner Quarzsubstanz, etwas Feldspat und Muskovit gekittet sind. Möglicherweise kommen darin organische Reste vor.

B. Oberes Perm.

Verrucano.

Dort wo die stratigraphische Aufeinanderfolge ungestört ist, liegt über der Collioserie eine Gesteinsgruppe, die unter den Namen Verrucano zusammengefasst wird. Es sind bunte, rote, violettrote, grüne oder weisse Konglomerate wechsellagernd mit roten, violettroten, grün-grauen bis hellgrauen Sandsteinen oder glimmerreichen Arkosesandsteinen („*Sernifite*“). Nach einiger Uebung ist der Verrucano von den andern permischen Konglomeraten den Basalkonglomeraten und den Colliokonglomeraten, unschwierig zu unterscheiden. Das Vorkommen von dunkelroten Verwitterungsfarben, besonders von dunkelroten Porphyrgeröllen, bildet den einzigen positiven Unterschied von den anderen Psephiten. Zwar kommen in den konglomeratischen Tuffen mitunter helle rote oder violette Porphyrgerölle vor, besonders in den Gegenden, wo der Porphyr selbst diese Farben zeigt, aber niemals die typische dunkelrote bis violettrote Verrucanofarbe. Sie ist eine Verwitterungsfarbe und keine eigene Farbe: es gibt Gerölle die im Innern noch eine helle grüne Farbe zeigen und eine dicke dunkelrote Kruste besitzen. Die rötlichen Farben der Basalkonglomerate (1. Typus) sind meistens mehr violett. Die runzelige wulstige Oberfläche der eingelagerten Sandsteine habe ich niemals bei den Verrucanosernifiten gefunden.

Die Gerölle bestehen aus Quarz, Quarzit oder Porphyr.

Wir werden nicht aufs neue eine petrographische Beschreibung dieser Gesteine geben und nach früheren Untersuchungen verweisen. Auf den Sedimentationsraum, die Sedimentationsbedingungen und das Verhältnis zu den Collioschichten kommen wir später zurück. (Siehe: „Ueber das Perm der Südalpen“ in Leidsche Geologische Mededeelingen.)

C. Trias.

Werfenien, Servino.

Servino kommt im Kartierungsgebiet nur an einer Stelle vor. Es handelt sich um den letzten Rest Servino, der im Gebiet von WENNEKERS an der orobischen Aufschiebung vorkommt. Es genügt also auf seine Publikation zu verweisen (1930) und zu erwähnen, dass ausser den Sandsteinen und hellgelbgrauen Kalksteinen des Unterservino, die kavernösen Kalksteinen aus den ockergelben Mergeln des Oberservino zu erkennen sind. Oestlich von der Val Sambuzzo wurde kein Servino mehr beobachtet.

D. Quartär.

Vergletscherung; Moränen.

Im Untersuchungsgebiet finden sich deutliche Spuren älterer und jüngerer Vergletscherung. Die grossen Becken S. der Wasserscheide zeigen oft mehr oder wenig ausgesprochene Rundhöckerlandschaften (Laghi Gemelli, Lago Marcio, Lago Gornino, weite Umgebung vom Lago Rotondo u.s.w.). Sie sind also gewiss als grössere Firnbecken aufzufassen. Als solches ist noch leicht das Doppelbecken der Laghi Gemelli—Lago Colombo zu erkennen, das seine vielen Seen der glazialen Erosion verdankt. Dieses grosse Firngebiet hat zwei Abflüsse gehabt; einen in N.W. Richtung über Lago Marcio nach Carona, wo er sich mit dem Brembo-gletscher vereinigte, und einen zweiten nach Westen zwischen Pizzo Vacca und Pizzo dell'Orto nach Branzi hinunter. Ich vermute, dass die ersterwähnte Zunge die wichtigste gewesen ist; jedenfalls ist der glazial-erodierte Abfluss viel schöner ausgeprägt. Auch das Brembotal muss von einem Gletscher durchströmt gewesen sein. In der Bremboschlucht zwischen Branzi und Carona findet man überall deutliche Gletscherschliffe. Auffallend sind die hängende Nebentäler des Brembo's, die Valle di Carisole, Valle Sambuzza, und viele andere weniger wichtige Täler.

Die glazialen Ablagerungen sind auf Lokalmoränen jüngerer Vergletscherungen beschränkt, die oft hübsche Wälle bilden. Besonders zu erwähnen sind die glazialen Ablagerungen im Hintergrunde der Valle di Venina bei der „Vena del Ferro“. In der Talachse verläuft ein Moränenwall, den ich als Ueberrest einer Mittelmoräne deuten möchte. Jedenfalls erkennen wir sowohl im Kar N.W. Pzo di Cigola als im Kar N.E. vom Ostgipfel des Mte Masoni jüngere kleinere Moränen, die darauf hinweisen, dass wir es mit zwei Vergletscherungszentren zu tun haben.

Nicht nur in der Valle di Venina, sondern auch in der Valle d'Ambria sind diese zwei jüngsten Glazialablagerungen vorhanden.

Auf dem Boden des Lago del Diavolo soll bei der Anlage des Abfluss-Stollens ein glazialer Lehm gefunden worden sein.

Gletscher gibt es im Kartierungsgebiet kaum. mehr. NANGERONI (1932—1933) nennt zwar Folgende:

11. Ghiacciaio di Aga.
12. Ghiacciaio di Poddavista.
13. Ghiacciaio ovest del Pizzo Omo (2778 m).
14. Ghiacciaio nordovest del Pizzo Omo.

Ich bezweifle, ob sie noch eine eigene Bewegung zeigen und möchte sie eher als Ueberreste früherer Gletscher ansehen. Höchstens sind der ghiacciaio di Aga und der ghiacciaio di Poddavista noch als Gletscher zu betrachten. Ersterer findet sich am Nordhang des Grates Mte Aga—Bocchetta di Poddavista östlich des Agagipfels und zwar nach NANGERONI zwischen 2500 und 2300 m Höhe. Die grösste Ausdehnung besitzt der Poddavistagletscher, der von 2500 m Höhe unterhalb der Bocchetta di Poddavista bis etwa 2100 m in die Valle d'Ambria hinunterfließt. Ich habe ihn aber niemals gesehen, da seine obere Hälfte immer vom Schnee, der untere Teil von Schutt verdeckt ist.

Es ist klar, dass die höheren Talstufen und die grösseren Kare Ueberreste einer älteren Erosionsoberfläche sind. Sie liegen fast alle zwischen 1900 und 2100 m, und es wäre interessant nachzugehen, inwiefern der tiefere Einschnitt des Brembotales durch eine jüngere Erosion, durch Hebung des Gebirges verursacht, oder durch die Glazialerosion bedingt ist. Auch auf der Nordseite des Hauptkammes sind die Ueberreste der älteren Erosionsoberfläche zurückzufinden, obgleich im allgemeinen die jüngsten tiefen Einschnitte, die durch die Nähe des Veltlins bedingt sind, die Landschaft stark beeinflusst haben. Die höhere Stufe N. des Passo di Publino, die der Laghi di Publino, sowie die Reste eines höheren Talniveaus in etwa 2000 m Höhe auf den Talseiten der Valle del Livrio und der anderen Täler sind als Ueberreste der älteren Erosionsoberfläche zu deuten.

Ich möchte noch auf eine besondere Bodenform hinweisen, die ich in meinem Gebiet beobachtete. Am Abfluss des Lago dei Curiosi findet sich ein ebener pflasterartig von Steinen bedeckter Boden, der keine Vegetation trägt und teilweise überschwemmt ist. Diese Geländeform ist als *Pflasterboden* in der Literatur bekannt (SALOMON 1929, KINZL 1928, „*Steinplattenboden*“ STINY 1926). Auch in teilweise ausgetrockneten Wassertümpeln und Seen, z. B. S.W. oberhalb Bta di Cigola ist sie zu finden. Die Steine und Blöcke dieser Bodenstruktur zeigen sehr verschiedene Dimensionen und unregelmässige Formen. Sie liegen immer mit einer flachen Oberfläche in demselben Niveau. Eine Erklärung für diesen Strukturboden ist meines Wissens noch nicht gegeben worden.

IV. GANGGESTEINE.

E i n f ü h r u n g.

Beim Betrachten der geologischen Karte fallen einem auf den ersten Blick ausgedehnte Gänge auf, die sich kilometerweit verfolgen lassen und die, wenn die Aufschlüsse besser wären, ein geschlossenes Netzwerk bilden dürften.

Die Gänge sind jünger als die Gesteine, die sie durchschneiden, und als die tektonischen Linien, die sie ungestört passieren. So liegt es auf der Hand, dass Gänge, die alpine Störungsflächen durchschneiden, wie z. B. der Gang des Mte Masoni und der Doppelgang des Pzo di Cigola, jedenfalls jünger sind als der letzte Paroxysmus, der diese Gegend betroffen hat, also tertiäres oder quartäres Alter besitzen müssen. Sie zeigen keine Schieferung und stehen in keinem Zusammenhang mit dem tektonischen Bau. Alle ähnlichen Gänge fasse ich mit diesen in eine Gruppe der *postalpinen Gänge* zusammen. Es liegt auf der Hand, diese Gänge mit den Tonaliten des Adamello, dem Tonalit von Sondrio oder dem Bergellertonalit in Zusammenhang zu bringen.

Die wenigen *praealpinen Gänge* sind stark verschiefert, stark zersetzt und treten in der Regel als echte Gänge, seltener als Lagergänge auf. Ein bestimmtes Alter können wir diesen Gängen nicht zuweisen. Es ist anzunehmen, dass sie verschiedenes Alter besitzen, obgleich es immer möglich bleibt, dass sie nur wenig älter sind als die postalpinen Gänge und kurz vor dem letzten Paroxysmus eingedrungen sind. Ein höheres Alter erscheint mir aber wahrscheinlich. Für einen einzelnen Gang ist ein permisches Alter anzunehmen (N. Passo di Cigola), während die Lagergänge des Fensters Lago Rotondo—Pian' del Asino noch älter sein dürften. Wenn wir alle Möglichkeiten zusammenfassen, so gelangen wir zu folgender Tabelle:

<i>Alter:</i>	<i>Möglicher Ursprung der Gänge:</i>
<i>Postalpin:</i>	Intrusionen im Adamello und in den Bergeller Alpen, Tonalit von Sondrio.
<i>Praealpin:</i>	
Ladinien:	Quarzglimmerporphyrit in der Val Dezzo (? äquivalent der Wengenerschichten).
Unterperm:	Quarzporphyre und Porphyrite der Bergamasker Alpen und des Luganeser Gebietes.
? Praeperm:	Granodiorit in der Val Sassina.

A. Praealpine Gänge.

Die Rohrleitung, die das Wasser des Brembo in der Valle del Monte Sasso auffängt und der linken Talseite entlang zum Stollen durch die Costa della Mezza führt, durchbohrt dann und wann in kleinen kurzen Stollen den Fels. Sowohl am Anfang der Rohrleitung bei der kleinen Sperre im Brembobach wie weiterhin am Pfad beim ersten Stollen findet man ein rostbraun verwittertes Gestein, das ziemlich stark geschiefert ist. Die Grenze zwischen diesem Gang und dem Nebengestein ist stark verzahnt, weil sowohl Glimmerschiefer als Ganggestein durch Druck gelitten haben. Auf dem ziemlich frischen Bruch zeigt das Ganggestein helle graugrüne Farbe und leichtfleckiges Aussehen, und ist von dunklen Adern durchzogen.

U. d. M. ergibt es sich, dass das Gestein vollständig in eine hauptsächlich aus Serizit, Kalzit, Quarz und Chlorit bestehende Masse umgewandelt ist. Mit ein wenig gutem Willen sind Einsprenglinge zu erkennen und der Form nach als Plagioklas und Hornblende oder Pyroxen zu deuten.

Einen solchen stark umgewandelten porphyritischen Gang findet man auch in den Glimmerschiefern an der Stelle, wo der Bach, der vom Hauptgipfel des Mte Masoni (2675 m) herunter kommt, den Pfad Carona—Lago del Diavolo kreuzt. Die helle gelbe Farbe des Ganges fällt besonders dann auf, wenn das Gestein nass ist.

Andere Ganggesteine sind nicht verschiefert, unterscheiden sich aber von den jüngeren Gängen durch ihre rostbraune Verwitterungsfarbe und die helle gelbe oder gelbgrüne Farbe auf dem frischen Bruch. Einen solchen zersetzten Gang fand ich nördlich des Pizzo di Cigola im Basalkonglomerat. Zu erwähnen ist dabei, dass die Hornblende oder der Pyroxen zonar umgewandelt ist; der Aussenrand besteht aus Serizit, dann folgt eine Zone Chlorit, und der Kern wird in der Regel von Kalzit, seltener auch von Chlorit gebildet. Chlorit und Kalzit kommen ausserdem in Adern vor.

Ein Gang N. Passo di Cigola ist wichtig, weil er zusammen mit Gangmyloniten vorkommt, und weil wir sein Alter vermuten können. Die grosse Geröllhalde an der N. Seite des Passo di Cigola wird östlich von einer Wand begrenzt, die im oberen Teil aus Gneis chiari, weiter nach unten aus Basalkonglomerat besteht. Auf etwa 2070 m, wo nur Basalkonglomerat vorkommt, findet sich ein Gang, der wieder eine braune Verwitterungskruste besitzt und im Innern eine helle gelblich-graue Farbe zeigt. An einem kleinen transversalen Bruch klingt der Gang aus. U. d. M. fällt der Reichtum an Kalzit auf. Grössere Kalzitnester, mitunter von Seriziträndern begleitet, lassen Einsprenglinge erkennen, die aber weder nach Form noch nach Natur der sekundären Mineralien die ursprüngliche Zusammensetzung verraten. Die Grundmasse ist besser erhalten als in den vorigen Fällen. Teilweise lässt sie eine mikrofelsitische Struktur erkennen, die lokal zu einer trachytischen neigt. Viele Feldspatleistchen sind erhalten. Erz und Leukoxen ist reichlich vorhanden, mitunter in Schnüren und Schlieren angeordnet.

Die Bestimmung des Anorthitgehalts der Feldspäte ergab folgendes:

Nummer	Kristall	Zwillingsgesetz	% An
114 A	A	Karlsbad	2—5
	B	Karlsbad	0—5
	C	Aklin	3

Die Uebereinstimmung mit dem Anorthitgehalt der unterpermischen Porphyre ist sehr auffällig, obgleich die starke Kalzitführung des Gesteins merkwürdig ist. Es ist m. E. nicht ausgeschlossen, dass dieser Gang unterpermisches Alter besitzt und mit den Porphyren zusammenhängt.

Eine zweite Art von Gängen ist auf den ersten Anblick nicht als solche zu erkennen. Im Fenster von Lago Rotondo—Pian' del Asino findet man mitunter grüne Zwischenschaltungen in den Glimmerschiefern. Diese sind nicht scharf von den Schiefern abgegrenzt, sondern gehen mehr oder weniger in sie über. In den Rundhöckern gleich N.W. Baita della Piana kann man einen Gang finden, der aus einem massigen grünlichgrauen Gestein besteht. An der Flanke zeigt er eine etwa 20 cm mächtige Lage mit deutlicher Paralleltexur, die aus einem sehr verwitterten Granatgneis besteht. Die folgende, 20 cm dicke Bank ist wiederum massiger, besitzt eine weniger deutliche Paralleltexur und bildet den Uebergang zu den Glimmerschiefern.

U. d. M. ergibt sich, dass Einsprenglinge kaum zu erkennen sind. Vielleicht war Feldspat anwesend (Plagioklas und Orthoklas). Die Grundmasse ist eine mit Serizit durchspickte, fast granophyrische Feldspatmasse. Auch fast farbloser Chlorit kommt vor. Sehr auffallend ist wieder der Reichtum an Kalzit. In der dunkelgrünen Flanke tritt ausserdem reichlich Chlorit von niedriger Doppelbrechung auf, wie wir ihn auch primär und hydrothermal im Kristallin beobachteten. Hydrothermale Aederchen aus Orthoklas und Plagioklas durchziehen das Gestein.

Nicht ohne Bedenken rechne ich eine grüne Zwischenschaltung im Kristallin in der Nähe vom Passo di Portula zu den Ganggesteinen. Sowohl am Pfad an der E-seite des Passes wie auch im Tälchen westlich vom Pass 100 m unter der Passhöhe finden wir ein grüngraues massiges Gestein, das grünlich weiss anwittert und auf seiner Verwitterungsoberfläche eine Paralleltexur zeigt.

Die Grundmasse ist u. d. M. sehr Serizitreich und enthält gerundete feine Quarzkörnchen. Einsprenglinge sind an der Form zu erkennen. Es sind Plagioklasleisten und Biotittafeln, die in eine klare, undulöse, unregelmässige und feinkörnige Masse umgewandelt sind, die vermutlich aus Quarz und Feldspat besteht. Akzessorisch kommt idiomorpher Zirkon vor. Es lässt sich eine reliktsche fluidale Struktur erkennen, die bogenförmig die Einsprenglinge umfließt. Dieser Gang muss als eine Art

Lagergang zwischen die Schieferungsflächen des Grundgebirges eingedrungen sein.

B. Postalpine Gänge.

Im Gegensatz zu den obenerwähnten Gesteinen machen sie einen viel frischeren Eindruck. Im Schriff zeigt sich, dass auch sie stark umgewandelt sein können. In diesem Fall sind es hauptsächlich die mehr basischen Feldspateinsprenglinge, die der Umwandlung anheimgefallen sind, während die dunklen Gemengteile, immer Hornblende, verschont bleiben.

Alle diese Gänge gehören zur Gefolgschaft eines dioritischen Magmas. Wir können eine mehr oder weniger kontinuierliche Gesteinsfolge erkennen, die von einem aschisten Typus bis zu einem Lamprophyr verläuft. Unter den folgenden drei Namen werden wir sie besprechen: *Hornblendedioritporphyrit*, *Vintlit* und *Spessartit*.

In der Richtung von Porphyrit nach Lamprophyr geht die Abnahme der Feldspateinsprenglinge zusammen mit einem Anwachsen des Hornblendegehalts, besonders in der Grundmasse.

Hornblendedioritporphyrit.

Makroskopisch macht das Gestein einen einigermaßen bunten Eindruck durch die grosse Zahl durchschnittlich 3 mm grosser Feldspateinsprenglinge, wovon ungefähr 4 auf einem cm² vorkommen. Daneben sind Hornblende-Einsprenglinge zu erkennen. Die Grundmasse ist hell grüngrau. Als Beispiel erwähnen wir den Gang in der rechten Talseite zwischen Zappello und Ambria. Beim Bau der Zentrale Zappello waren schöne Stücke im Schutt zu finden.

Im Dünnschliff beobachten wir, dass die Feldspateinsprenglinge aus ziemlich basischem *Plagioklas* bestanden haben müssen: sie sind grossenteils zu einem Gemenge von Epidot und Serizit umgewandelt. Daneben finden wir reichlich Einsprenglinge von *Hornblende* und vereinzelt solche von *Quarz*. Letztere sind von einer mikrogranophyrischen Verwachsung von Quarz und Feldspat umgeben. Die *Grundmasse* selbst besteht aus saurem Plagioklas, Orthoklas, Quarz und Hornblende. *Epidot* ist auch in grösseren Körnern ziemlich verbreitet und kommt dann bisweilen in Verbindung mit der Hornblende vor. Sekundär tritt neben Serizit und Epidot auch Chlorit auf. Leukoxen und Pyrit sind Nebengemengteile.

Vintlit.

Unter diesem Namen, zum ersten Male durch PICHLER im Jahre 1875 verwendet, fasst ROSENBUSCH (Physiographie II, S. 561) Gesteine zusammen die den Uebergang zwischen Hornblendedioritporphyriten und Lamprophyren bilden. Da solche Gesteine im Kartierungsgebiet eine ähnliche Verbreitung haben wie die Lamprophyre, glaube ich diesen Namen aufs neue verwenden zu dürfen.

Die Feldspateinsprenglinge werden spärlicher und grösser. Auf

25 cm² zählen wir nur 8 oder 9, die etwa 3 bis 5 mm gross sind. Die Grundmasse ist meistens dunkler gefärbt: dunkel blaugrün bis hell graugrün. Manchmal sind die Hornblendenadeln von blosserem Auge in grosser Anzahl zu sehen. Als Vintlit betrachte ich z.B. den Gang in der Mte Masoni Südwand und die Gänge am Pfad Lago Marcio—Lago di Sardignana.

Im Schriff beobachten wir, dass die Einsprenglinge des *Feldspates*, der Form nach *Plagioklas*, immer zu einem Serizit- (möglicherweise auch Kaolin-) artigen Aggregat, oft mit Epidot aber auch mit Chlorit und Kalzit, zersetzt sind. In einem einzigen Fall war die Zwillingslamellierung noch zu beobachten. Die *Hornblende*, die reichlich in gut idiomorphen Individuen anwesend ist, zeigt schmutziggrünbraunen bis hellgelben, oder braungrünen bis hellgelbgrünen Pleochroismus. Zwillingsbildung und -lamellierung ist verbreitet, ebenso wie zonarer Bau, wobei der Kern immer eine dunklere grünbraune Farbe besitzt. Die Hornblende ist oft teilweise ersetzt durch *Epidot*, der sogar pseudomorph nach Hornblende vorkommen kann, oder in ein Gemenge von Epidot und Chlorit umgewandelt. In einem Handstück wurde Granat gefunden. In der *Grundmasse* sind meistens Feldspatleistchen mit Zwillingslamellierung und Hornblendenädelchen zu beobachten, ausserdem Epidotkörner, Chlorit, Serizitschuppen und sekundärer Kalzit. Oft bleibt eine unregelmässige fleckig auslöschende feldspatähnliche Masse übrig.

Die *Struktur* ist porphyrisch mit mikrogranitischer bis pilotaxitischer Grundmasse; die Textur richtungslos bis schwach fluidal.

An einem Kontakt mit Collioschiefer war des Nebengestein sehr reich an feinen Epidotkörnern; der Epidot kam sogar in feinen Adern vor.

Spessartit.

Diesem Gestein fehlen die grossen auffallenden Feldspateinsprenglinge. Es ist oft etwas dunkler gefärbt als die obenerwähnten Gesteine. Hornblendenadeln sind meistens mit dem unbewaffneten Auge schon deutlich zu erkennen.

Im Schriff tritt die grosse Menge der schon bei dem Vintlit beschriebenen *Hornblende* in Erscheinung. Sie kommt in Nestern vor und ist oft zu Epidot und Chlorit umgewandelt. Der basische *Plagioklas* kann ganz in Serizit, Kalzit, Chlorit und Epidot zersetzt sein. Grosse unregelmässige radialfaserige Nester von schönem hellgelben pleochroitischen *Epidot* können vorkommen. Akzessorisch tritt *Granat* auf. Das Gestein ist holokristallin oder hemikristallin porphyrisch. Im ersten Fall ist die *Grundmasse* pilotaxitisch. Hornblende, Plagioklasleistchen und Epidot, daneben sekundärer Chlorit, Kalzit und Serizit sind zu erkennen. Die Plagioklasleisten können sosehr in den Vordergrund treten, dass die Grundmasse zu einer trachytischen Struktur neigt. Zwischen den Plagioklasleisten kommt dann Orthoklas und möglicherweise etwas Quarz vor. Das Gestein beginnt damit Uebergänge zu den *Vogesiten* zu bilden.

Wenn der Spessartit hemikristallin und die Grundmasse pilotaxitisch ist, so fallen besonders die Hornblendenadeln auf. Die kleinen Nädelchen schwimmen in einer nicht oder kaum aufleuchtenden Glasmasse, die

wahrscheinlich schwach entglast ist, da sie bei der Verwendung eines Gipsblättchens unter X-Nicols in unscharf begrenzte Felder mit geringer Doppelbrechung zerfällt. Feldspat fehlt wahrscheinlich in der Grundmasse. Fluidale Texturen kommen vor.

Bei einem Spessartitgang beobachten wir den Kontakt mit Gneis chiari. Im Schliff sehen wir, dass er zermalnte Zonen im Gneis quer abschneidet und so den Beweis liefert, dass er jünger als diese mechanische Beanspruchung ist. Als Kontaktwirkung findet man besonders in den zermalnten Teilen Epidot.

V. MYLONITE, ULTRAMYLONITE UND GANGMYLONITE.

Allgemeines.

In diesem Abschnitt soll einiges über Vorkommen und Entstehung der Gangmylonite oder Pseudotachylite, sowie der sog. „Felsophyre“ (TROMP) mitgeteilt werden. Die Tatsache, dass die genannten Gesteine zusammen mit den durch intensive mechanische Beanspruchung entstandenen Gesteinsarten besprochen werden, lässt bereits unsere Ansicht über die Entstehung der Gangmylonite zum Ausdruck kommen, die wir später begründen wollen.

Absichtlich habe ich den Namen „Gangmylonit“ wieder gebraucht. Er wurde von HAMMER schon 1914 eingeführt für schwarze felsophyrartige Gesteine aus der Umrahmung des unterengadiner Fensters, die unsern Gesteinen aus den Bergamasker Alpen ähnlich sind.

SHAND gebrauchte den Namen „Pseudotachylit“ erst 1916. Er zieht für das Vredfortgebiet die Entstehung durch Reibungswärme in Zweifel. Vor kurzem verwandte auch BEARTH (1933) den Namen Gangmylonit für ähnliche Gesteine aus dem Silvrettagebiet. Auch ich werde den Namen Gangmylonit gebrauchen, da er älter ist und zudem das Wesen der Gesteine besser kennzeichnet.

Wir werden zuerst einige dieser Gesteine beschreiben und dann auf deren Genese eingehen.

A. Mylonite (cf. auch TROMP, 1932, S. 183).

Die zahllosen Mylonitzonen, die im kristallinen Grundgebirge auftreten, brauchen kaum eine nähere Besprechung. Wie zu erwarten ist, ist besonders der Quarz stark zermalmt und undulös geworden. Der Feldspat ist meist widerstandsfähiger und bildet gerne Porphyroklasten. Die Gesteine sind meistens dunkler gefärbt durch grösseres Erzreichtum, der teilweise hydrothermal, teilweise sekundär aus Biotit entstanden ist. Serizit und Chlorit sind häufig anwesend. Oft entstehen linsenförmige Massen von Quarzmörtel, die mit schlierig entwickelten serizitreichen Partien und mit Porphyroklasten abwechseln. In Quarziten ist das Gestein meist ziemlich gleichmässig zermalmt und durchzogen von Schlieren und Sprüngen, auf denen die Gesteinsmasse noch stärker zerrieben ist. Oft haben diese mylonitisierten Gesteine ein massigeres Aussehen bekommen.

Mylonitisierte Colliogesteine zeigen oft einen grossen Serizitreichtum. Das Gestein ist gleichsam faserig geworden und löscht oft einheitlich aus.

B. Ultramylonite (cf. REINHARD und PEISWERK 1927).

Die Zerreibung des Gesteins kann so weit gehen, dass u. d. M. scheinbar nur schwach oder gar nicht mehr aufleuchtet. Diese feine Ultramylonitmasse besitzt höchstens eine schwache Eigenfarbe. Ihr fehlt jedenfalls die braune Farbe der Gangmylonite, ausgenommen dort wo Biotit anwesend gewesen ist. Bei sehr starker Vergrößerung sieht man mitunter noch, dass das Gestein aus Körnern mit wenig Zwischenklemmmasse besteht. Erz ist meist reichlich vorhanden. Chlorit findet sich in Schlierchen, die mit den ultramylonitischen Partien parallel verlaufen. Die Ultramylonitmasse leuchtet mitunter faserig auf, oder es ergibt sich, dass bei stärkerer Vergrößerung die Masse in schlecht begrenzte Felder zerfällt, die jedes für sich aufleuchten.

Im ersten Fall scheint die Gesteinsmasse viel parallel angeordneten Serizit zu führen. Diese Erscheinungen deuten auf eine Art Rekristallisation. Es ist aber die Frage, inwieweit ein flüssiger Zustand geherrscht hat und ob jetzt noch eine Glasbasis anwesend ist.

Der Uebergang zur folgenden Gruppe ist ein sehr allmählicher.

C. Gangmylonite (Pseudotachylite).

Gangmylonite in steilen Aufschiebungsflächen.

Die Mylonitzonen des Grundgebirges können oft ein schlieriges oder fluidalähnliches Aussehen bekommen, das durch eine schwarze Masse, die mit hellgrauen und braunen Schlieren und Linsen abwechselt, verursacht wird. Die schwarze Masse kann in zahllosen feinen Adern vorkommen, die den Ultramylonit durchziehen. Das Gestein kann ziemlich massig geworden sein oder eine sehr unregelmässige schieferige Textur bekommen haben. Schon mit dem unbewaffneten Auge sind manchmal kleine weisse Flecken und Einschlüsse in der schwarzen Gangmylonitmasse zu sehen.

U. d. M. geht der Ultramylonit über in Gangmylonit. In feinen unregelmässigen dunklen Aederehen durchzieht die isotrope Glasmasse das zermalnte Gestein. Diese Aederehen gehen über in Zonen, die sehr reich an Glassubstanz sind und in denen Schlieren von Ultramylonit oder Linsen von stark undulösem, grossenteils zerriebenem Quarz schwimmen. Schliesslich kann die dunkle Masse sich zu Adern vereinigen, in denen nur feines Quarzpulver schwimmt.

Diese Masse muss in flüssigem Zustand gewesen sein. Sie dringt in Buchten und Sprünge der Einschlüsse ein. Das dunkle graubraune Glas zeigt mitunter schwachen Pleochroismus. In einem einzigen Fall konnte eine schwache Doppelbrechung beobachtet werden. Die Ader löscht unter einem einheitlichen Winkel von $\pm 25^\circ$ gegenüber ihrer Begrenzung aus. Die Lichtbrechung ist höher als die von Canadabalsam.

Der dicke quarzachte Mylonit, der am Lago del Diavolo in der Diavolo-Aufschiebung vorkommt, zeigt im Schlift groben kataklastischen Quarz mit Mörtelkränzen, sowie fein zermalnten Quarzmörtel. Dazwischen kommen unregelmässige Fetzen und Schlieren einer braunen Masse vor, worin u. a. feiner Turmalin, Kalzit und Erz zu erkennen sind. Dieses Gestein, und zwar sowohl der braune Gangmylonit als der Ultramylonit,

ist nachträglich nochmals mechanisch beansprucht worden und ist von zahllosen Adern von hydrothermalem Quarz und Kalzit durchzogen. In der braunen Masse, die unter X-Nicols faserig bis fleckig aufleuchtet, finden sich in erster Linie braungrüne Fasern, die gerade oder fast gerade auslöschen (? Hornblende). Die Turmalinkörner sind möglicherweise Porphyroklasten. Als Erz kommt ein leukoxenartiges Mineral in unregelmässigen Flecken vor. In den jüngeren Quarz der Adern stechen viel feine apatitähnliche hellblaue Nadelchen von der braunen Gangmylonitmasse aus.

Sehr wichtig, besonders für die Altersbestimmung, ist das Auftreten von Gangmylonit innerhalb der Sedimente. In der Casera-Aufschiebung, wo diese die Verrucanomauer N.W. des Pfades Carona—Lago del Diavolo durchschneidet, fand ich verquarzte Harnische mit feinen schwarzen Schichtchen, und nach einigem Suchen auch ein Stück Mylonit mit schwarzen Gangmylonit-Aederchen.

Am Grat Pizzo del Diavolo—Pizzo del Salto fand ich am Pizzo del Omo (2778 m) etwa am Ende des dortigen Verrucano-Vorkommens eine Mylonitzone mit typischen schwarzen Gangmylonitadern und -schlieren. (Inwiefern diese Störung bis ins Grundgebirge durchgeht, ist mir nicht bekannt, da ich sie nicht in Verbindung mit bekannten Störungen bringen konnte).

Jedenfalls beweisen diese Funde, dass das Alter der Gangmylonite ein postpermisches ist und zwar ein alpines, obgleich auch nach ihrem Entstehen noch Bewegungen stattgefunden haben (Diavolo-Aufschiebung).

Gangmylonite in mehr oder wenig flach liegenden Schubflächen und Verschiebungsflächen.

Obgleich wir es hier mit ähnlichen Gesteinen zu tun haben, habe ich aus Erwägungen, die später deutlich gemacht werden, diese Gesteine getrennt beschrieben.

Im allgemeinen sind die zu dieser Gruppe zu rechnenden Gangmylonite schöner und besser erhalten, kommen in grösseren homogenen Mengen vor. Sie bestehen aus einem pechschwarzen Material mit muscheligen Bruch; bisweilen spaltet es zu groben Parallelepipeden. Mit dem unbewaffnetem Auge sind entweder keine Einschlüsse zu sehen, oder es fallen zahlreiche weisse Flecken und Quarzeinschlüsse und sogar Stücke des Grundgebirges auf.

U. d. M. sind besonders zahllose mehr oder weniger abgerundete Grundgebirgsquarkörner, gerundeter Plagioklas, poikilitisch mit Quarz durchwachsener Orthoklas und Fragmente von Ultramyloniten und Myloniten vorhanden. Letztere sind, besonders wenn wir es mit Gangmyloniten an der Basis der Collioserie zu tun haben, von einer entglasten mechanisch beanspruchten Porphyrgrundmasse nicht zu unterscheiden. Fluidale Strukturen und Salbänder treten manchmal auf der Verwitterungsoberfläche schön hervor. U. d. M. fallen sie auf durch Farbunterschiede, durch Unterschiede im Gehalt an fein verteiltem Quarzpulver, sowie durch die Tatsache, dass einzelne Zonen unter X-Nicols

aufleuchten, während dies bei andern nicht der Fall ist. Diese Umstände deuten schon darauf hin, dass der Gangmylonit injektiv im Nebengestein auftritt, was auch durch seine scharfe Begrenzung gegen das Nebengestein und durch sein Eindringen in Adern und Sprünge des Nebengesteins bewiesen wird.

In den Collioschichten finden wir gangmylonitisches Material oft in feinen Adern im Nebengestein in der Nähe von Verschiebungs- und Schubflächen, z.B. am Mte Masoni. So fand ich solches Material in einer Bewegungsfläche zwischen Colliokristalltuff und Porphyry am Pfad der dem Dosso dei Signori entlang führt; es handelt sich um eine kleine Störung, die zum Lago Rotondo-Bruch parallel verläuft. Am Pfad Carona—Lago del Diavolo ist Gangmylonit auf der Grenze von Collioschichten und Kristallin öfters zu finden. Kurz vor Rifugio Calvi ist in dem Bach, der auf den Bach mit dem Verrucano-aufschluss nordöstlich folgt, gut zu sehen wie der schwarze Gangmylonit injiziert worden ist.

Vorkommen und Alter der Gangmylonite.

Wenn wir in Gedanken die vielen Fundorte von Gangmyloniten übersehen, so fällt uns auf, dass sie in zwei grundsätzlich verschiedenen Arten vorkommen, wie sie auch oben schon eingeteilt wurden: 1. Zusammen mit und übergehend in Ultramylonite und Mylonite auf Bruch- und Aufschiebungsflächen im Grundgebirge, also in ziemlich steilstehenden Bewegungsflächen; 2. Injektiv in die mehr oder weniger horizontalen Verschiebungsflächen, z.B. an der Grenze Perm—Grundgebirge, oder in Gängen, die ungefähr dieselbe Lage zeigen. Die Gesteine dieser Gruppe sind die schönsten, zeigen den dichten glasigen Habitus und das frische Aussehen. Dieser Gruppe werden wir zuerst einige Worte widmen.

TROMP berichtete ausführlich über „Pseudotachylite“ in den Bergamasker Alpen. Er unterschied Pseudotachylite, Felsophyre und basale Tuffoide. Die ersten zwei sind nach ihm nur dadurch zu unterscheiden, dass das durch Ultramylonitisation entstandene Gestein weisse Fleckchen auf der Verwitterungsoberfläche zeigt (S. 174). Leider erwähnt er kein einziges Beispiel eines solchen Gesteines, so dass wir nicht wissen, ob er annimmt, dass solche Gesteine von alpinem Alter überhaupt vorkommen. Zwar bespricht er eingehend die basalen Tuffoide. Es sollen porphyrische Intrusionen teilweise in herzynische Bewegungsflächen, teilweise sogar in die schon abgelagerten unterpermischen Sedimente sein. Wenn sie als deutliche Intrusionen vorkommen, spricht er von Felsophyrgängen. Wenn diese Intrusionen oder Effusionen später wieder mylonitisiert wurden und an der Basis der permischen Porphyre vorkommen, nennt er sie „basale Tuffoide“ oder sogar „basale Porphyre“. Ihr Alter bestimmt er als permisch (S. 199 und 184).

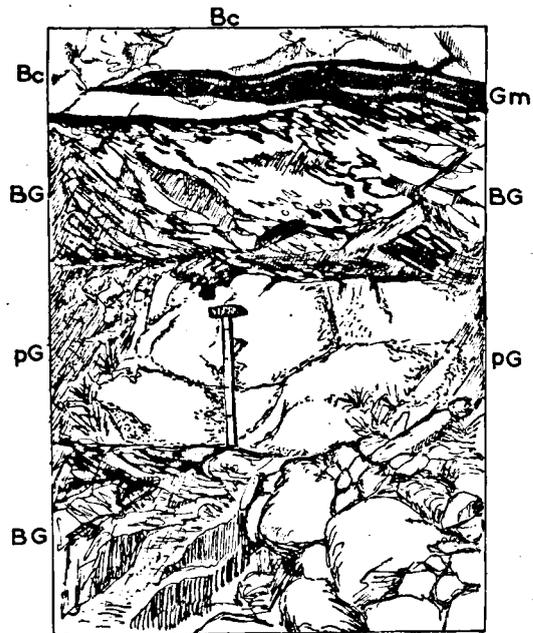
Ich möchte feststellen, dass in meinem Kartierungsgebiet nur Gesteine auftreten, die mit den „Felsophyren“ und „Pseudotachyliten“ TROMPS übereinstimmen. Auf die „basalen Tuffoide“ (JONG) kommen wir später zurück.

Es ist sehr auffallend, dass in diesen Felsophyren, falls es sich wirklich um Injektionen eines Porphyry-Magmas handelt, noch nie eine

einzigste Spur eines Einsprenglings und kaum je Grundmasskristalle beobachtet wurden. Es ist ebenso merkwürdig, dass diese Injektionen *immer* einen sehr hohen Gehalt an feinem Grundgebirgsstaub, besonders an feinem Quarz, enthalten. Das Alter sollte permisch sein; es gibt doch sicher zu denken, dass diese Felsophyre sehr frisch aussehen und wenig oder nicht entglast sind, während die permischen Porphyre, die doch dasselbe mitgemacht haben und ähnliche Zusammensetzung besitzen sollten, sehr stark der Umwandlung und Zersetzung anheimgefallen sind.

Dies lässt uns schon vermuten, dass wir es nicht mit gewöhnlichen intrusiven Ganggesteinen zu tun haben, und dass das Alter dieser Gesteine viel jünger ist als Perm.

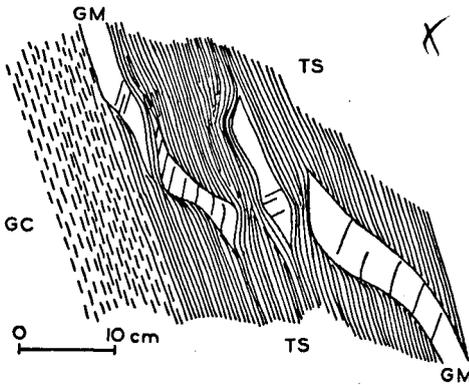
N. des Passo di Cigola befindet sich eine grosse Schutthalde, die an ihrer S.E.-Seite von einer schroffen Felsmauer begrenzt wird. Dieser Wand entlang hinuntergehend, finden wir zuerst Gneis chiari, dann Basalkonglomerat. Am unteren Ende des Schuttkegels auf etwa 2070 m treffen wir, unter der Wand nach E. gehend, den schon früher (S. 180) erwähnten praealpiner Gang. (Siehe Fig. 2). Unterhalb und oberhalb dieses Ganges ist das Basalkonglomerat stark von „Felsophyr“ durchzogen. Besonders an der Oberseite sind hübsche Injektionen des schwarzen glasigen Gangmylonites mit Salbändern zu beobachten. Nicht nur der Kontakt mit den Basalkonglomeraten, sondern auch der Kontakt mit dem praealpiner Gang ist vollkommen scharf. Das braune isotrope Glas dringt sogar mit feinen schlängelnden Aederchen tief in den stark zersetzten Gang ein. Im vorigen Kapitel haben wir gesehen, dass dieser Gang wahrscheinlich mit den Porphyren verwandt ist und permisches Alter besitzt. Nach TROMP sollte jetzt der Gang und die Glasinjektion ungefähr dasselbe Alter besitzen. Es ist deutlich, dass dies wenig wahrscheinlich ist und dass der frische Glashabitus gegenüber der starken Zersetzung des permischen Ganges auf einen beträchtlichen Altersunterschied hindeutet.



Figur 2.

Injektion von Gangmylonit nördlich Passo di Cigola und unterhalb der Aga-Nordwand.
 Bc = Basalkonglomerat.
 Gm = Gangmylonit.
 pG = Praealpiner Gang.
 BG = Beanspruchter Basalkonglomerat von Gangmylonit durchsetzt.

Besprechen wir noch einen zweiten Aufschluss. Wenn man vom Rifugio Calvi den Pfad nach dem Pizzo del Diavolo nimmt (siehe Fig. 14), geht man dort, wo der Pfad die erste Umbiegung nach links macht, geradeaus und erreicht, etwa in gleicher Höhe bleibend, den Gneis chiaro. Die Grenze zwischen Gneis chiaro und Sedimenten wird durch eine dunkle sehr dünnchiefrige Zone gebildet, die teilweise aus mylonitisierendem Gneis, teilweise aus zerriebenen Tonschiefern besteht. In dieser Verschiebungsebene beobachtet man eine Injektion eines schwarzen, hier etwas matten Gangmylonits (Fig. 3). Es fällt auf, dass diese Ader schief zur Schieferung steht. Die Injektion erfolgte also, nachdem die Bewegung längs dieser Fläche fast ganz aufgehört hatte. Nach der Injektion haben nochmals schwache Bewegungen stattgefunden, wie sich aus der Figur ergibt.



Figur 3.

Injektion von Gangmylonit auf der Verschiebungsfläche der Schuppen der Armentarga (K 4, K 5) in der Valle del Mte Sasso.

GM = Gangmylonit;
GC = Mylonitisierte Gneis chiari;
TS = Zerriebene Tonschiefer.

Die Injektion hat also gegen das Ende oder am Ende der alpinen Faltung statt gefunden.

Die schönsten Gangmylonite finden wir fast immer an der Basis der Sedimente. Dies hat keine stratigraphische Bedeutung, sondern ist darauf zurückzuführen, dass auf der Grenze zwischen Sedimenten und

Grundgebirge oft kleine Verschiebungen stattfanden; diese Verschiebungsflächen wurden von den eindringenden Gangmyloniten bevorzugt. An der Westseite des Monte Masoni¹⁾, wie an soviel anderen Stellen, finden wir schöne Beispiele. Auch hier dürfte die Injektion während der letzten Bewegungen stattgefunden haben, da sie selbst keine mechanische Beanspruchung mehr zeigt und das pelitische Colliogestein kreuz und quer von der schwarzen Glasmasse durchzogen wird, so dass ein scheinbar brecciöses Gestein entsteht. Die Schichten haben die Schmelze fast wie ein Schwamm aufgesaugt. U. d. M. sehen wir bei // Nicols braune Aederchen, die sich wie ein Gewebe im Gestein verzweigen. Diese Adern sind nicht immer scharf begrenzt. Bei X-Nicols sind sie nur mit Mühe zu erkennen. Die pelitische Struktur geht auch durch die Injektion hindurch. Man bekommt so den Eindruck, dass das flüssige Glas von einem in der Nähe einer Bewegungsfläche gekneteten und zerriebenen Gestein aufgesaugt wurde.

¹⁾ Schöne Stücke dieser Verschiebungsfläche mit Gangmylonit wurden in der Moräne am Lago di Val Sambuzzo gefunden.

Wenn wir nach einer Erklärung für diese injektiven Gesteine suchen, liegt es nahe sie in Verbindung zu bringen mit den aus den Aufschiebungen des Grundgebirges bekannten „Pseudotachyliten“. Wie wir gesehen haben, wurden durch mechanische Wärme Mylonite und Ultramylonite geschmolzen. Sobald sich in einer Aufschiebungsfläche Schmelze bildet, wird sie nach Möglichkeit in Spalten und Sprünge, die einem geringeren Druck ausgesetzt sind, weggepresst.

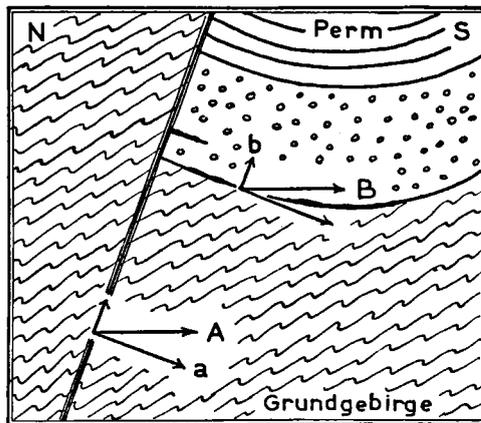
Im kartierten Gebiet finden wir zwei Arten von Dislokationsflächen, die einem horizontal nach S. gerichteten Druck ausgesetzt waren. (Siehe Fig. 4). Eine Gruppe wird von den ziemlich steilen Aufschiebungen im kristallinen Grundgebirge

gebildet. Diese Flächen, die mehr oder weniger senkrecht auf die Druckrichtung stehen oder jedenfalls einen grossen Winkel mit ihr bilden, werden zusammengepresst (Fig. 4, A). Die Tatsache, dass die senkrecht zur Dislokationsebene stehende Komponente des Druckes (a) so gross ist, bildet ja die Ursache für das Entstehen ausserordentlich hoher Reibungstemperaturen und führt so zur Bildung von Gangmyloniten.

Die zweite Gruppe von Bewegungsflächen wird durch die Verschiebungen zwischen Sedimenten und Grundgebirge gebildet. Diese Flächen sind in der Regel mehr oder weniger horizontal, bilden wenigstens einen viel kleineren Winkel mit der Richtung der Kraft (Fig. 4, B). Die Komponente (b) senkrecht zur Verschiebungsfläche ist jedenfalls kleiner als diejenige auf die Aufschiebungsfläche (a). Die einmal entstandene Schmelze wird also vorzugsweise in eine zu einer Aufschiebungsfläche senkrecht stehende Verschiebungsfläche eingepresst werden.

Einen der zwei wichtigen Einwände von TROMP gegen die Erklärung seiner Felsophyre als „Pseudotachylite“, nämlich ihr injektives Vorkommen, glaube ich hiermit widerlegt zu haben.

In den wichtigsten Publikationen über Pseudotachylite wird immer wieder von verschiedenen Autoren unabhängig von einander auf ihren doppelten, einerseits mylonitischen, andererseits intrusiven Charakter hingewiesen. Für Schottland beschreiben PEACH, HORNE u.s.w. (1907) schwarze Adern, die von den Flinty-crushrocks aus ins Nebengestein injiziert worden sind, ohne dass Dislokationen entlang diesen Adern stattgefunden hatten. Auch HAMMER (1914) bringt das intrusive Vorkommen der Pseudotachylite im Silvrettakristallin ausserhalb von Ueber-



Figur 4.

schiebungsflächen in Verbindung mit geschmolzenen Ultramyloniten und drückt dies im Namen „Gangmylonit“ aus. Schliesslich weisen HALL und MOLENGRAAFF (1925) für S. Afrika nachdrücklich darauf hin, dass Pseudotachylit, nachdem er auf Reibungsflächen entstanden ist, in Klüfte und Gänge, wo keine Reibung stattfand, injiziert werden kann. Beschreibung und Abbildungen von SHAND (1916) bilden den sprechenden Beweis dazu.

Diese Beispiele aus der Literatur zeigen gleichfalls, dass das injektive Vorkommen dieser Gesteine nur schwer als Argument gegen eine pseudotachylitische Entstehungsweise verwendet werden kann.

„Basale Tuffoide“.

Die sogenannten „basalen Tuffoide“ finden wir in den mehr W. gelegenen Kartierungsgebieten. COSIJN (1928) beschreibt sie zum ersten Mal als „lave avec inclusions de tuf“. JONG (1928) führt den Namen „basaler Tuffoid“ ein. Er versteht darunter eine Serie dunkler Gesteine, die u. d. M. teilweise aus Glas bestehen, in welchem viele eckige Körner von Grundgebirgsquarz eingeschlossen sind. Die dunkle Glasmasse kann fast ganz verschwinden oder nur in Fetzen zwischen grossen eckigen Einschlüssen von hellerer, makroskopisch immerhin noch dunkelgrauer Farbe vorkommen. Manche dieser Gesteine sind leicht mit mechanisch beanspruchten kristallinen Schiefen zu verwechseln. Die ganze Zone wurde als ein stratigraphischer Horizont aufgefasst, der den Kontakt Grundgebirge—Porphyre begleiten sollte. Auf diesem Gedanken arbeiten KLOMPÉ, CROMMELIN, PORRO (1933) und auch TROMP, wenn auch in abgeändeter Weise, weiter.

Wenn wir aber Dünnschliffe und Gesteine näher betrachten, so ergibt sich, dass sie teilweise mit den Gangmyloniten identisch sind (z. B. JONG 1. Typus). Der 2. Typus, den JONG beschreibt, besteht fast ganz aus Myloniten und Breccien von porphyrischen Gesteinen, die durch hydrothermale Lösungen stark beeinflusst worden sind und die makroskopisch oft ein massiges und brecciöses Aussehen zeigen, so dass man schon im Felde den Eindruck gewinnt, dass es sich hier um mächtige Reibungsbreccien handelt (Prati Vergadella). Die Tatsache, dass auch diese dunkle Reibungsbreccie als Tuffoid aufgefasst wurde, erklärt die grosse (10—25 m) Mächtigkeit, die JONG für diesen Horizont angibt. Eine wirkliche tuffogene Natur konnte ich in dieser Gesteinsserie nicht erkennen.

Auch die anderen Autoren fassen stark mylonitisirtes oder ultramylonitisirtes Grundgebirge, das neben oder zusammen mit schwarzer Glassubstanz vorkommt, mit den basalen Tuffoiden zusammen¹⁾.

Ich möchte die basalen Tuffoide als eine Verschiebungszone zwischen Grundgebirge und permischen Sedimenten betrachten, die mit einer Gangmylonitschmelze durchtränkt wurde, welche aus den Aufschiebungsflächen des Grundgebirges stammt. Daneben ist es nicht ausgeschlossen,

¹⁾ Für eine gute Uebersicht über die bestehenden Ansichten verweise ich auf Porro (1933).

dass auch an der Verschiebungsstelle selbst genügend Wärme zur Schmelzung der Mylonite entwickelt wurde.

Aus verschiedenen Dünnschliffen erkennt man, dass wiederholt Bewegungen stattgefunden haben müssen. Mylonite sind zerbrochen und werden von neuen zermalzten Zonen durchquert. Quarz- und feldspat-haltige Lösungen hydrothermaler Natur durchziehen aderartig das Gestein und verkitten die brecciöse Masse. Auch der Gangmylonit wird davon betroffen. An der Südseite des kristallinen Fensters im Brembo di Mezzoldo wird der Gangmylonit sogar von einem Bruch durchzogen, in dem sich eine schwarzblaue lehmige Gesteinsmasse befindet. Es haben hier also nach der Intrusion der Gangmylonite noch Bewegungen stattgefunden. Es wird jetzt verständlich, dass wir hier ein wirres Durcheinander von intrusiven Gangmyloniten mit Uebergängen zu Myloniten und Ultramyloniten finden werden (vgl. auch Tavoletta II, Fig. 2, PORRO 1933).

Unter dem Namen „basaler Tuffoid“ haben wir also eine Zone von Reibungsbreccien, Myloniten und Gangmyloniten zu verstehen, die an der Basis der permischen Porphyre und Sedimente gelegen ist und die also gänzlich tektonischer Entstehung ist.

Chemische Zusammensetzung.

Das zweite wichtige Argument, das TROMP für die eruptive Natur des Felsophyres anführt, ist der Chemismus. Er gibt eine Reihe Regeln für den Zusammenhang, der zwischen der Zusammensetzung eines Gangmylonites und derjenigen seines Nebengesteines bestehen muss, wenn man annimmt, dass derselbe durch Ultramylonitisation des Nebengesteines entstanden ist. Die Analysen, die TROMP von einem „Felsophyr“ und einem Nebengestein mitteilt, entsprechen diesen Bedingungen nicht. Er fasst dies als einen Grund gegen eine mylonitische Herkunft auf. Wenn wir aber seine Regeln auf Pseudotachylite anwenden, die in ihrer Zusammensetzung mit dem Nebengestein gut übereinstimmen und daher nur aus diesem herzuleiten sind, wie z. B. die Analysen 2a und 2b von SHAND (1916)¹⁾ zeigen, so ergibt sich, dass sie ebensowenig den von TROMP erforderten Bedingungen entsprechen. Diese Regeln können also nicht als Argument gegen eine pseudotachylitische Entstehungsweise verwandt werden.

Im Konzentrationstetraeder von NIGGLI fällt die Projektion des Felsophyres innerhalb des Eruptivfeldes, was nach TROMP stark dafür spricht, dass wir es mit einem Eruptivgestein zu tun haben (S. 197 unten). Da in einem Gestein das eine Mineral leichter zermalmt wird als das andere, ausserdem die Schmelzpunkte der einzelnen Mineralien beträchtlich voneinander abweichen, ist es durchaus möglich, dass die

¹⁾ (2a) SHAND = Pseudotachylit (= V HALL and MOLENGRAAFF 1925, S. 108).
(2b) SHAND = Granit (= VI HALL and MOLENGRAAFF).

	si	al	fm	c	alk	k	mg
(2a)	279	37.1	23.3	14.5	25.1	0.30	0.37
(2b)	296	40.4	21.0	13.7	24.9	0.24	0.31

Schmelze eine ganz andere Zusammensetzung besitzt, als das ursprüngliche Gestein. Es findet eine Art fraktionnierte Schmelzung statt, deren Produkt nicht nur von den anwesenden Mineralien, sondern auch von der erreichten Temperatur abhängt.

So wäre es denkbar, dass aus einem Gestein mit sedimentärem Chemismus ein Gangmylonit entsteht, dessen Projektion ins Eruptivfeld fällt. Wird dagegen in kurzer Zeit eine genügend hohe Temperatur erreicht, so dass alle Gesteinskomponenten zum Schmelzen kommen, so erhalten wir Uebereinstimmung zwischen der Zusammensetzung des Gangmylonites und derjenigen des Nebengesteins, wie dies in dem von SHAND beschriebenen Beispiel der Fall ist.

Ausserdem sind natürlich immer Sedimente (z. B. Arkosen) denkbar, deren Projektionswerte ins Eruptivfeld fallen.

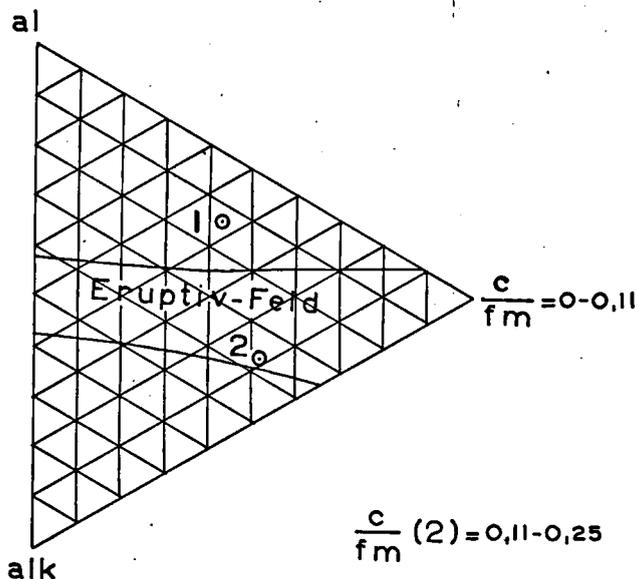
Die Tatsache, dass die Projektionswerte eines Gesteins ins Eruptivfeld fallen, kann niemals als Argument für sichere eruptive Herkunft verwandt werden.

In den Bergamasker Alpen wird es schwierig sein, den chemischen Zusammenhang zwischen Gangmylonit und Nebengestein aus je einer Analyse herzuleiten. Dazu wechselt der Chemismus des Kristallins viel zu stark, und man müsste mit Mittelwerten aus Analysenreihen arbeiten. Daher habe ich davon abgesehen, ein Nebengestein analysieren zu lassen. Fräulein C. M. KOOMANS war aber so freundlich, einen sehr reinen schwarzen Gangmylonit mit muscheligen Bruch, der nur ein wenig feinen Quarzstaub enthält, für mich bestimmen zu wollen. Das Resultat war folgendes (1):

(1) Monte Masoni				(2) Prati della Brussada (TROMP, S. 195)			
SiO ₂	57.48	si	= 196	SiO ₂	75.30	si	= 397
TiO ₂	0.37	al	= 44.2	TiO ₂	0.05	al	= 10.13
P ₂ O ₅	0.10	fm	= 39.5	P ₂ O ₅	—	fm	= 42.72
Al ₂ O ₃	22.04	c	= 2.6	Al ₂ O ₃	3.27	c	= 10.13
Fe ₂ O ₃	5.02	alk	= 13.7	Fe ₂ O ₃	8.30	alk	= 37.0
FeO	3.54			FeO	—		
MnO	0.02	k	= 0.36	MnO	0.04	k	= 0.30
MgO	3.30	mg	= 0.42	MgO	1.21	mg	= 0.22
CaO	0.74	c/fm	= 0.07	CaO	1.79	c/fm	= 0.24
Na ₂ O	2.64			Na ₂ O	5.09		
K ₂ O	2.28			K ₂ O	3.33		
H ₂ O +	2.19			H ₂ O +	1.32		
H ₂ O —	0.06			H ₂ O —	0.21		
	<hr/>				<hr/>		
	99.78				99.91		

Zum Vergleich habe ich die Analyse von TROMPS „Felsophyr“ beigefügt. Der viel höhere si-Zahl von (2) wird dadurch erklärt, dass das analysierte Gestein sehr reich an Quarzeinschlüssen ist. Wenn wir an-

nehmen, dass wir diese Gesteine vergleichen dürfen, so bilden diese zwei sehr abweichenden Analysen einen Grund für eine mylonitische Entstehungsweise. Hätten wir es mit Injektionen zu tun, so dürften wir wohl einige Uebereinstimmung erwarten. Gehen wir ausserdem der Lage der Projektionswerte im Konzentrations-tetraeder nach, so fällt (1) ausserhalb des Eruptivfeldes. (Siehe Fig. 5). Wir haben es also bestimmt



Figur 5.

Projektion des Chemismus zweier Gangmylonite.

1. vom Monte Masoni und
2. von den Prati della Brussada (TROMP).

nicht mit einem normalen Eruptivgestein zu tun. Die Zusammensetzung stimmt mit keinem bekannten Magmatypus überein.

Schliesslich möchte ich noch auf die Aehnlichkeit dieser Analyse (1) mit Analyse I eines von HAMMER beschriebenen (1914, S. 559) Gangmylonites aus dem Paragneis der Fliesserscharte (Silvrettadecke, Oberinntal) aufmerksam machen.

VI. ERZE, HYDROTHERMALE MINERALIEN.

Das einzige Erz, das im Kartierungsgebiet auftritt, ist Siderit. Er ist ziemlich verbreitet und kommt besonders auf tektonischen Störungsflächen vor. Von alters her ist er bekannt. CURIONI (1877, II, S. 104 f.) erwähnt verschiedene Fundstätten:

- 419 Portula (sopra Carona).
- 422 Pagliari
- 423 Sasso
- 436 Valle Venina
- 437 Passo di Cigola.

Welches Vorkommen mit „Portula“ gemeint ist, ist unsicher. Vielleicht handelt es sich um die Erze, die in der Störung von Porta abgelagert sind. Verschiedene verlassene Stollen deuten darauf hin, dass man sie früher näher untersucht hat. Auch S. von Porta, im Mte Sardiniana, soll es Eisenerz gegeben haben. Oestlich von Pagliari fand ich oberhalb il Dosso die Spuren einer alten Grube, gleich in der Nähe von Forcella. Die Valle del Monte Sasso ist reich an Sideritvorkommen. Kleine verlassene Versuchsstollen und Graben findet man öfters auf den Störungsflächen zwischen Perm und Grundgebirge. Grössere Mengen trifft man aber erst am Pfade nach dem Passo di Cigola auf der Passo di Cigola-Störung. Man beobachtet dort schöne tektonische Colliobrecien, die mit Siderit verkittet sind, wodurch das geringe Alter dieser Erze bewiesen wird. Der Fundort „437. Passo di Cigola (Valle d'Ambria)“ ist mir nicht bekannt. Vermutlich handelt es sich um die Erze oberhalb Lago del Diavolo.

Der wichtigste Fundort ist die „Vena del Ferro“ in der Valle di Venina. CURIONI erwähnt Folgendes:

„436 Valle Venina (Valtellina). Siderosio di un giacimento a sud „del lago di detto nome, nel sito detto La Colera; il banco di siderosio „verso sud contiene molta pirite con tracce di rame, mentre dalla parte „nord è molto puro.

„Il giacimento, che ha l'apparenza di costituire un banco molto „potente si dilata nella profondità sinora raggiunta sino ad otto metri, „mentre nelle parti superiori non eccedeva i quattro metri. Escavato „anticamente, ne furono ripresi i lavori nel 1866; ma la difficoltà dei „trasporti impedì sino ad ora di dare grande sviluppo alle escavationi.“

Es handelt sich um verschiedene N—S gerichtete Gänge, die mitunter ein steiles Westfallen zeigen. Sie sind ein bis mehrere Meter mächtig und führen bisweilen auch viel Quarz. Die Gänge kommen nur in der südlichen Gneis chiari-Einheit vor und es würde naheliegen, diese Erzadern als Dehnungsklüfte mit der Umbiegung des Gneis chiari-

Massives in Verbindung zu bringen. Sie liegen indessen nicht an der Umbiegungsstelle selbst, sondern daneben. Es ist daher nicht ausgeschlossen, dass diese Klüfte eine mehr regionale Ursache haben und genetisch mit dem klaffenden transversalen Bruch am Kanal Mte Masoni—Lago del Diavolo in Verbindung zu bringen sind. Auch dort ist das Gestein stark von Sideritadern durchzogen. Ob in der Wirklichkeit die Ansicht von CURIONI, dass die Gänge sich in die Tiefe verbreiten und sich vielleicht vereinigen, zutrifft, konnte ich nicht nachgehen. Einige Pyrit- und Chalcopyritadern wurden in der Tat im Erz gefunden.

Herr Dr. G. L. HOFSTEEGE war so freundlich einige Stücke mineralographisch zu untersuchen. Es ergab sich, dass im Siderit folgende jüngere Mineralien vorkommen: Pyrit, Chalcopyrit, Arsenopyrit, Pyrrhotin, Kalzit und vielleicht Markasit.

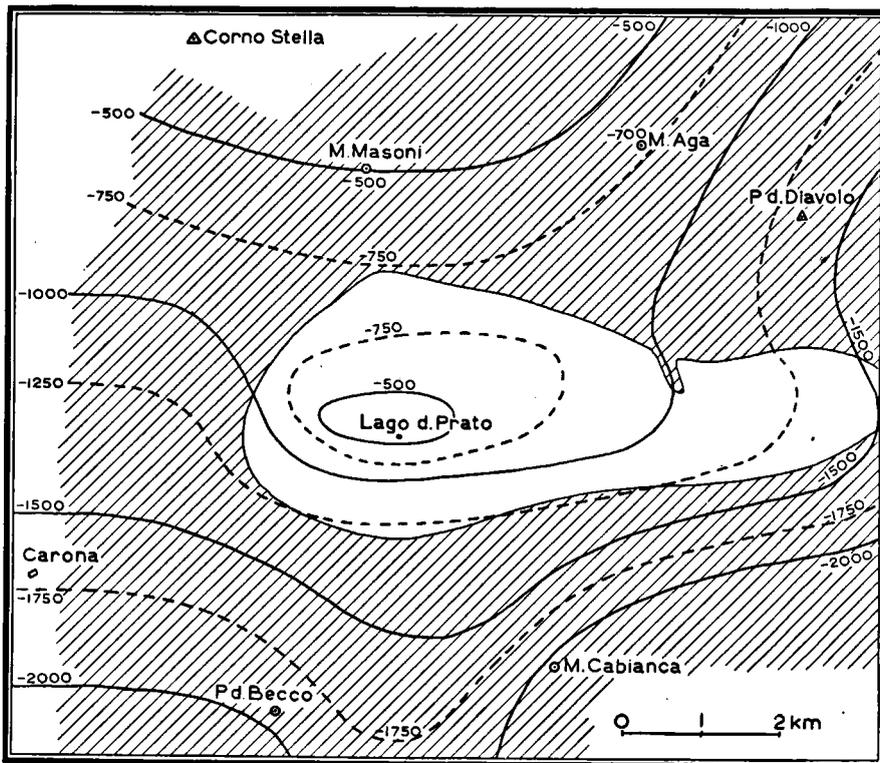
Neben Siderit kommt auch Quarz in mächtigen Gängen vor. Wir beobachteten z. B. in der Valle Sambuzza zwischen Bta Cna Vecchia und Bta Arale und im Grat N. Pzo di Cigola hübsche meterdicke Gänge. Die Quarzbank in der Pizzo Zerna-Aufschiebung im Grat Pizzo Zerna—Mte Masoni wurde schon erwähnt.

Die Porphyre des Mte Cabianca-Massives zeigen bisweilen Klüfte, die nur teilweise von Mineralien aufgefüllt worden sind. So findet man in den Schuttmassen Blöcke, die ganz mit Quarzkristallen, schwarzen Sideritrhombocedern und verzwilligten Feldspäten dicht besetzt sind. Auch an die Adern und merkwürdigen Hohlraumausfüllungen mit Quarz, Feldspat, Muskovit und Kalzit in den Collioschiefern vom Mte Masoni, Costa della Mezza und Dosso dei Signori, soll an dieser Stelle erinnert werden.

Es ist deutlich, dass die Mineralien, die auf alpinen Dislokationsflächen und in den Klüften der Porphyre vorkommen, sehr jung sind. Man würde dazu neigen, sie in Verbindung zu bringen mit den postalpinen Gängen und somit mit der Intrusion der Adamellotonalite. SALOMON beobachtete (1928) im Baitonegebiet in kontaktmetamorphem Servino kleine Linsen von Magneteisen, die er als ein Umwandlungsprodukt von Sideritlagen oder -linsen, wie sie oft im Servino vorkommen, auffasst. Wenn es sich also bestätigt, dass die obenerwähnten Eisen-spatvorkommen identisch sind mit denjenigen aus dem Servino, so würden sie im Zeitraum zwischen den letzten tektonischen Bewegungen und dem Empordringen der Tonalite abgelagert sein, in welchem Falle sie keine postplutonische Ablagerungen der Adamellointrusion sein würden.

VII. DIE PERMISCHE OBERFLÄCHE DES GRUNDGEBIRGES.

Der Versuch, ein Normaprofil der Collioschichten zu zeichnen, scheitert infolge des schnellen Fazieswechsels in horizontaler Richtung. Wenn wir dabei die Profile betrachten, kann es uns nicht entgehen, dass das Unterperm über kurze Distanz stark an Mächtigkeit wechselt



Figur 6.

Karte mit Linien gleicher Mächtigkeit der unterpermischen Ablagerungen. Die Zahlen deuten die Mächtigkeit oder die Tiefe unter der Grenze Collioserie—Verrucano (= Nullebene) an. Schraffiert wurde das von Basalkonglomeraten bedeckte oder mutmasslich bedeckte Gebiet.

und dass die Ergussgesteine hauptsächlich auf das Gebiet S des Lago Rotondobruches beschränkt sind. Die Frage nach der permischen Oberfläche des Grundgebirges drängt sich auf. Dazu müssen wir ein konstantes Vergleichsniveau annehmen. Es liegt nahe, die Grenze Collio—

Verrucano dafür zu gebrauchen. Diese wird durch eine Transgression von terrestrischen Sedimenten über ein Wattengebiet bestimmt und wird also eine ziemlich ebene Fläche gewesen sein.

Aus den Profilen können wir folgende Daten über der Mächtigkeit der Collioserie ableiten:

- | | | |
|-----|--|----------|
| 1°. | Unter dem Mte Masoni | 500 m |
| 2°. | Unter dem Mte Aga | 700 m |
| 3°. | Im Kamme Pizzo del Salto—Pizzo del Diavolo..... | ± 1000 m |
| 4°. | Unter dem Pizzo Torretta (Ostwand) | ± 1700 m |
| 5°. | Unter dem Pizzo del Becco | ± 1900 m |
| 6°. | Südlich vom Fenster Lago Rotondo—Pian' del Asino liegen Collioschichten diskordant auf Grundgebirge. Daraus folgt eine Mächtigkeitsdifferenz zwischen der Val dei Frati und dem Ostende des Cabianca-Porphyr von etwa | 700 m |
| 7°. | S. vom Lago Rotondo-Bruch finden wir eine mächtige Porphyredecke; N. des Bruches, in der Umrahmung des Fensters von Lago del Prato, fehlen Ergussgesteine oder äquivalente Tuffablagerungen in bedeutenden Quantitäten. Daraus kann man schliessen, dass zur Zeit der Eruption das Gebiet vom Lago del Prato so hoch gelegen war, dass es durch den Porphyr oder den groben Schutt des Vulkans nicht bedeckt werden konnte. Die Mächtigkeitsdifferenz südlich des kristallinen Fensters vom Lago del Prato ist so auf 700 m zu schätzen. | |

Wenn wir diese Angaben auf eine Karte eintragen wollen, so müssen wir noch beachten, dass durch den horizontalen Zusammenschub die N—S Distanzen stark reduziert worden sind und dass wir sie wenigstens verdoppeln dürfen um die damalige Lage annähernd zu bestimmen. Die Distanzen S. des Lago Rotondo-Bruches wurden ungeändert gelassen.

Wenn wir die Mächtigkeit des unteren Permes unter seiner Obengrenze auf die obenkonstruierte Karte eintragen und dabei Linien gleicher Mächtigkeit ziehen, so bekommen wir ein ziemlich starkes Relief des Grundgebirges. (Siehe Fig. 6). Dabei müssen wir bedenken, dass viele Faktoren das Relief herabmindern können. Der N—S Zusammenschub wird wahrscheinlich mehr als $2 \times$ betragen haben, und die Porphyre und Tuffe des Mte Cabianca haben vermutlich ein primäres Fallen gezeigt. Den Zahlen dürfen wir also nicht allzuviel Wert beilegen.

Das Relief würde die Oberfläche des Grundgebirges zur Zeit der ersten Verrucanoablagerungen darstellen. Wahrscheinlich ist es ganz nicht identisch mit der präpermischen Landoberfläche. Ein N—S Profil liefert ein sehr starkes, fast ein Hochgebirgsrelief. Wenn die Transgression über ein Gebirge mit solchen schroffen Abhängen statt gefunden hätte, so dürften wir dicke Ablagerungen von Grundgebirgskonglomeraten und Brandungsbreccien erwarten, was nicht der Fall ist. Das präpermische Relief dürfte also viel flacher gewesen sein, und die starken Höhenunterschiede müssen während dem Unterperm entstanden sein. Betrachten wir nochmals die Reliefkarte, so sehen wir, dass wahrscheinlich im S. eine allmähliche Senkung statt gefunden hat. Dadurch können wir die 2000 m

dicke Schichtserie von etwa derselben Fazies erklären. N. vom Lago Rotondo-Bruch beträgt die Mächtigkeit der Collioschichten ungefähr 500 m. Es liegt also nahe anzunehmen, dass dieser Bruch schon in permischer Zeit bestanden hat, und dass S. von ihm eine Senke existierte.

Es ist auffallend, dass in der Umrahmung des Fensters von Lago del Prato und in der unteren Val Mte Sasso keine Basalkonglomerate vorkommen, und dass sie aber wohl in den höheren oder N. liegenden Schuppen auftreten. Die Umgebung des Lago del Prato stellt somit eine Kulmination des Grundgebirges dar, auf der keine Konglomerate abgelagert wurden. Dass die Collioschichten nach Osten in Mächtigkeit zunehmen, wurde bei der Aufnahme des östlich anschliessenden Gebietes bestätigt.

Diese Reliefkarte gibt also keineswegs die präpermische Landoberfläche wieder, obgleich wir ihre wichtigsten Formen daraus kennen können.

VIII. TEKTONISCHE BESCHREIBUNG DES GEBIETES.

1. Die Schieferung des kristallinen Grundgebirges. (Fig. 7.)

Die Schieferung im Grundgebirge ist oft eine sehr unregelmässige. Das einzige grössere Gebiet, wo die Schieferung eine gleiche Richtung hat, ist das Ambria-tal und der Kamm der Cima Brandà bis in die Valle di Venina. Hier wechselt die Schieferung von N. 100° E. bis N. 120° E. mit einem mittelmässigen bis steilen N.-Fallen. In der Nähe der Lago di Venina-Störung biegt das Streichen mehr gegen N. um.

Eine Zone häufiger Abweichungen und Umbiegungen fällt mit der Valle di Venina zusammen. Wir sehen deutlich das scharfe Umbiegen der beiden Gneis chiari Massive. Eine gleiche Umbiegung lässt sich weiter nach N. im ganzen Tal beobachten.

Was den Kamm Monte Masoni (E.-Gipfel)—Mte Biurchè—Pizzo Meriggio anbelangt, so scheint es, dass in seinem steileren mittelmässigen N.-Fallen und seinem N. 100° — 120° E. Streichen zwischen den ersten 2 Gipfeln dieselbe Regelmässigkeit von der Valle d'Ambria wieder zurückkehrt. In der Nähe des Mte Biurchè dagegen zeigt die Schieferung ein sehr geringes Fallen. Das Streichen wechselt stark und geht nach dem Pizzo Campaggio zu in eine konstantere S.W.—N.E. Richtung (Pzo Meriggio) über.

Die Schieferung der Paragneise und die Form der Gneis chiari Intrusionen stehen miteinander in engem Zusammenhang. Jede Unregelmässigkeit der Gneismassive ist in der Schieferung des Parakristallins zurückzufinden. Das Umbiegen in der Valle di Venina wurde schon erwähnt. Weiter westlich stülpt sich das Kristallin nach S. vor. Merkwürdig ist auch die trogförmige längliche Einsenkung, welche in der Gneis chiari Masse des Corno Stella—Lago di Publino, N.W. vom Pizzo Zerna existiert und die synklinal mit Glimmerschiefer gefüllt ist.

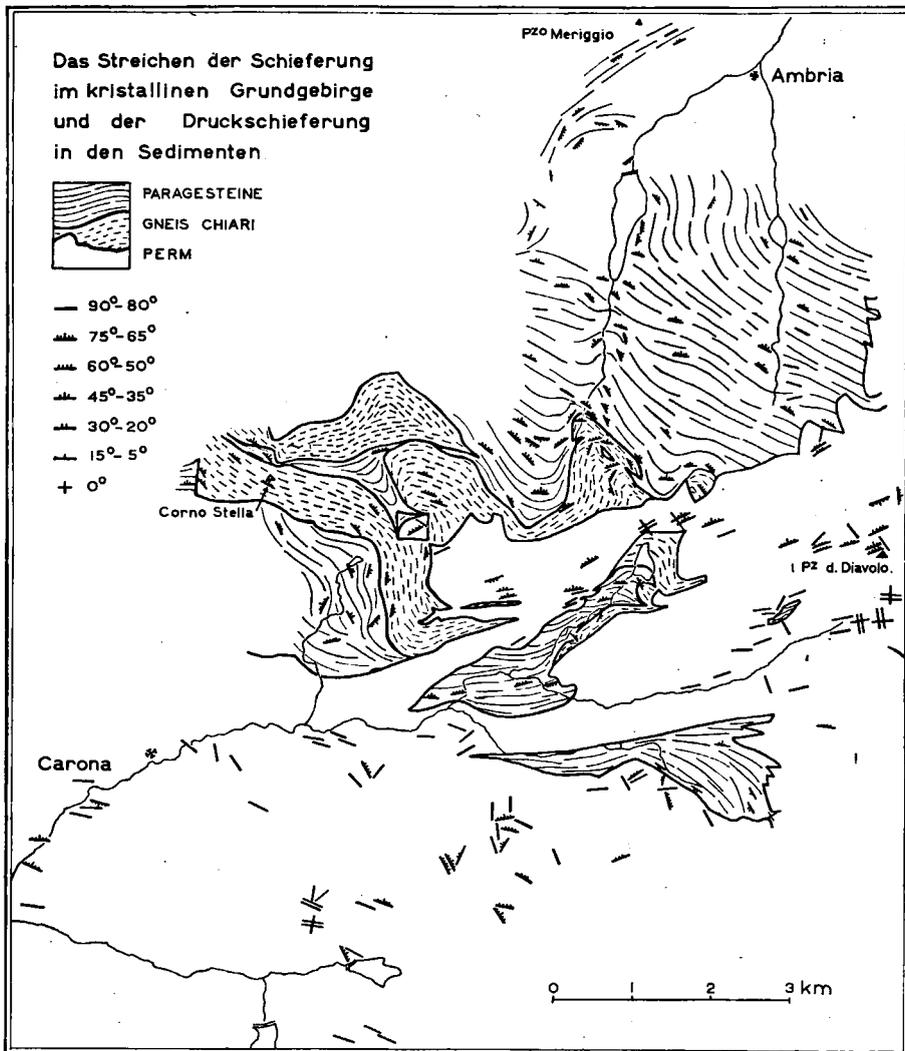
In der Valle Sambuzza biegt die Schieferung allmählich mit dem Gneis chiari um. Im Mittelpunkt dieser Umbiegung scheint die Schieferung stark zu wechseln.

Im Fenster der Valle del Mte Sasso ist die Schieferung meist S.S.W.—N.N.E. mit einer Neigung lokal in eine E.W. Richtung umzubiegen. In der Nähe vom Gneis chiari Massiv regelt sie sich wieder ganz nach der Begrenzung der Intrusion und läuft damit parallel. Für die jüngeren tektonischen Kontakte, wie für den Bruch entlang des Gneis chiaro in der Bremboschlucht bei Rifugio Calvi, gilt diese Bemerkung natürlich nicht.

Im Fenster Lago Rotondo—Pian' del Asino ist das Kristallin stark gestört. An der S. Seite taucht es mit einem mittelmässigen bis schwachen S.W. Fallen. Unter dem Passo di Portula liegt die Schieferung horizontal.

2. Druckschieferung der Sedimente.

Die Druckschieferung wurde nur gelegentlich gemessen, z.B. dort wo auch die Schichtung bestimmt wurde. Die so erhaltenen Druckschieferungsrichtungen wurden auf eine Karte eingetragen (siehe Fig. 7).



Figur 7.

Ueber die Häufigkeit einer Schieferung gibt sie uns keine Auskunft: das Gebiet N. des Lago Rotondo-Bruches, das eine starke Schieferung besitzt, fällt gar nicht auf gegenüber dem Gebiet S. davon, das nur eine grobe Schieferung zeigt.

Diese nicht gerade systematischen Beobachtungen lieferten immerhin

einige Resultate. Das Gebiet N.E. der Linie Pizzo Zerna—Valle Sambuzza—Lago del Prato—Mte Grabiasca zeigt eine W.S.W.—E.N.E. Clivage (N. 60°—80° E.). Die Messungen mit N. 80° E. treten S. Pizzo del Diavolo etwas mehr in den Vordergrund. Scharf gegen dieses Gebiet hebt sich die Umgebung von Branzi, Carona, Laghi Gemelli und Dosso dei Signori ab, wo eine W.N.W.—E.S.E. Richtung (N. 100°—110° E.) die Hauptrolle spielt. Beide Richtungen scheinen in der Valle Sambuzza zusammenzutreffen. Wir dürfen also erwarten, dass dort auch eine Aenderung der tektonischen Richtungen auftritt, was sich auch ergibt, wenn wir die Karte von WENNEKERS mit in Betracht ziehen.

Eine dritte Schieferung, die uns besonders im N.E. Teil des Gebietes auffällt, ist eine wenig in den Vordergrund tretende grobe Querschieferung, die besonders im Pizzo Poris und im Mte Grabiasca auffällt, wo die N. 60°—80° E. Schieferung stark zurücktritt.

Lokal sehen wir in der Val dei Frati und W. des Becco noch eine N. 350°—0°—10° E. Richtung. Möglicherweise ist diese mit der hypothetischen Störung durch die Val dei Frati und mit der Zone, die **M 1** und **M 2** trennt, in Verbindung zu bringen.

3. Tektonik des Grundgebirges.

Auf der Tektonische Karte (Fig. 8) wurden alle bedeutenden Störungen eingetragen, die im Grundgebirge vorkommen oder wovon man annehmen darf, dass sie sich bis in das kristalline Grundgebirge fortsetzen. Von N. nach S. werden wir die tektonische Einheiten mit **A** bis **N** bezeichnen und sie hintereinander mit der Aufschiebungsfläche, die die Einheit an der Südseite begrenzt, näher betrachten.

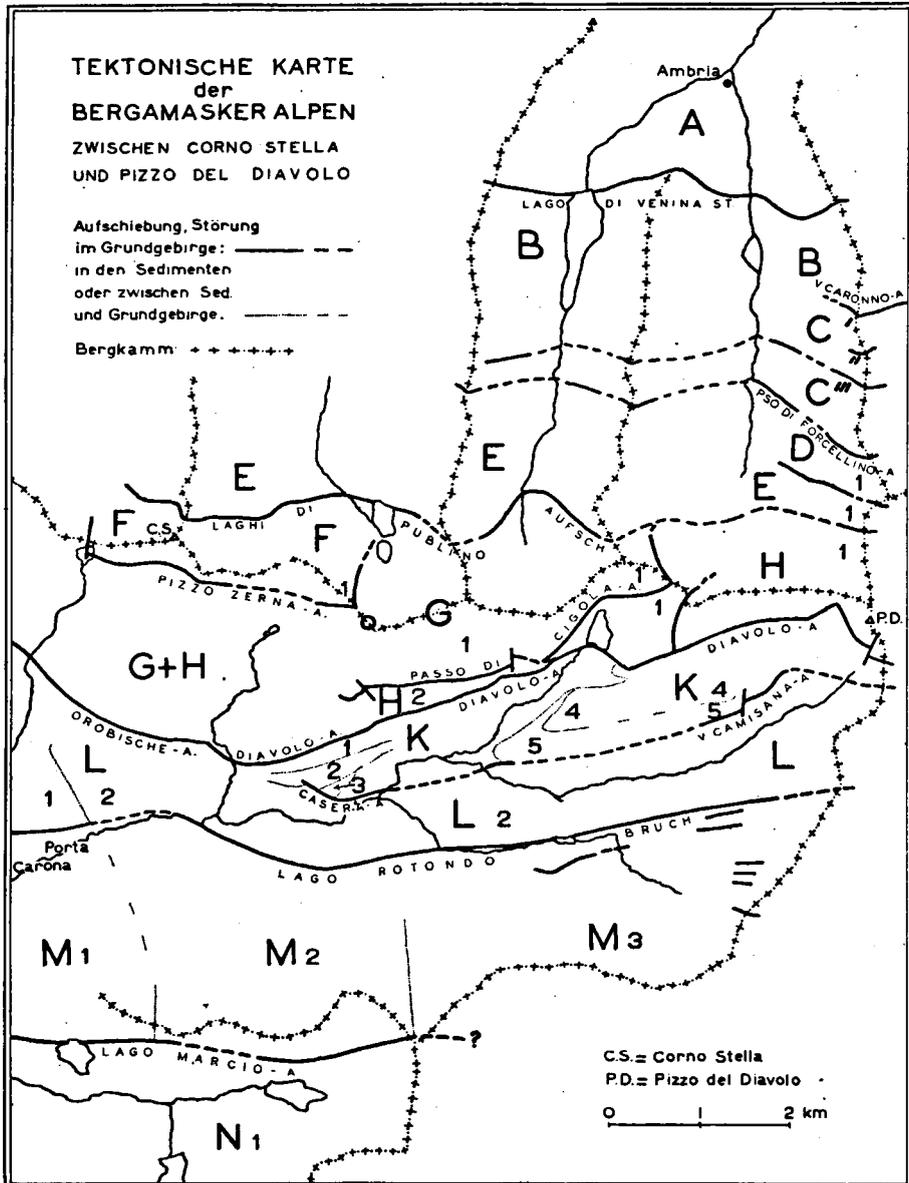
A. *Phyllitmassiv von Ambria. — Lago di Venina-Störung.*

Wie wir schon auf S. 150 erwähnten, bildet die Umgebung von Ambria eine Depression. An der Südseite wird sie durch eine Störung begrenzt, die beiderseits der Lago di Venina-Sperre aufgeschlossen ist. Man findet sowohl am W.-Ende wie unter dem Haus des Wächters stark beanspruchte Phyllite mit Harnischen (N. 70° E.—75° S.). Der Bruch lässt sich in E. Richtung durch die Einsenkung bei Pt. 2036 um den Montirolo (2121 m) herum verfolgen. Dieser Felskopf selbst besteht noch aus Glimmerschiefern. Im Pfad Bta Montirolo—Lago di Venina ist die Störung aufgeschlossen (N. 60° E.—70° S.).

In Uebereinstimmung mit ihrem Südfallen finden wir die Störung im Ambriatal mehr nach S. und zwar etwas oberhalb Bta Zappello. Das Fallen ist hier aber N. und das Streichen ein mehr E.W.-liches geworden. Ueber dem Verlauf im Osthang der Valle d'Ambria bin ich nicht im klaren. Ich glaubte die Grenze Glimmerschiefer—Phyllit in dem Bach gefunden zu haben, der auf der Karte vom ersten M. von „M. Motta“ gegen Bta Zappello läuft. Als ich aber in 1933 bei der Kartierung des östlich anschliessenden Gebietes zur Kontrolle den Kamm beging, fand ich die Grenze erst weiter nördlich in etwa 2200 m Höhe. Die Störung selbst war dort nicht zu beobachten.

Aus dem Verlauf zwischen Valle di Venina und Valle d'Ambria ergibt sich also, dass die Störungsfläche in der Tiefe nach N. fällt und

in der Höhe nach S. zurückgebogen ist. Es ist möglich, dass diese Zurückbiegung sich in der Ostwand der Valle d'Ambria noch bemerkbar macht. Im W., im Kamme etwa 400 m vor Pzo Campaggio, begegnet



Figur 8.

man der Störung als einer sehr breiten steilstehenden Ultramylonitzone, die auch in den Wasserrinnen des Hanges aufgeschlossen ist.

B, C und D bestehen ganz aus Glimmerschiefern und Knotengneisen. Zahllose N. fallende Störungen kommen in diesen Einheiten vor. Diese sind nie durch scharfe Bruchflächen charakterisiert, sondern bilden mächtige dunkle, ganz schwarze Mylonitzonen. Im Gelände werden diese Zonen gerne von Bächen und Wasserrinnen benützt, so dass sie im Terrain mit einiger Übung leicht erkennbar sind. Auch in den Kämmen und Gräten bilden sie Stellen, die leicht der Verwitterung anheimfallen. So kommen Mylonitzonen oft in Verbindung mit Scharten und Pässen vor, und zwar durch das N. Fallen der Schieferung und der Störungen bedingt immer südlich vom tiefsten Punkt, wo der Kamm also wieder zum S. folgenden Gipfel ansteigt. Das ganze Gebirge ist durch zahlreiche Mylonitzonen durchzogen; nur die wichtigsten wurden auf der Karte eingezeichnet.

Die Brüche im Kristallin N. des Hauptkammes streichen N. 80°—115° E., meistens N. 100°—110° E. und fallen 60°—75° N. Dem Anschein nach ist also jedes N. Paket auf ein S. folgendes geschoben, so dass eine Art Schuppenbau entsteht. Es ist sehr verlockend verschiedene dieser Störungen, die an einigen Stellen im Kamm und im Tal beobachtet wurden, miteinander zu verbinden. Dies ist nur dann geschehen, wenn die Morphologie damit im Einklang war. Auch einige abweichende Mylonitzonen mit N.E.—S.W. und N.W.—S.E. Richtung wurden beobachtet.

B. Kristallin vom Lago di Venina—Mte Motta, Valle Caronno-Aufschiebung.

Diese Einheit trägt kein Sediment und ist nur im Kamm Mte Motta—Pzo Cerie deutlich von der folgenden Einheit zu unterscheiden. Die Störungsfläche zwischen beiden ist die W. Fortsetzung der Valle Caronno-Aufschiebung, worüber wir später berichten werden (siehe: Erläuterungen zur geol. Karte der Zentr. Berg. Alpen).

C. Kristallin vom Pizzo Cerie, Aufschiebung vom Passo di Forcellino.

In Gegensatz zu **B** besitzt diese Einheit im Pizzo Cerie einen Basalkonglomeratrest. Durch einige weniger bedeutende Störungsflächen wird sie unterverteilt. Ihre S. Begrenzung wird von einer Störung gebildet, die durch den Pso di Forcellino geht und die nach W. mit anderen Mylonitzonen in Verbindung zu bringen ist.

D. Kristallin vom Pizzo del Salto.

Diese Einheit ist nur im östlichen Kamm zu unterscheiden. Ihre Sedimentbedeckung bildet den Pizzo del Salto. Die S. Begrenzung fällt auf durch das Verspringen der Grenze Basalkonglomerat—Grundgebirge im Kar W.S.W. vom Pizzo del Salto.

E. Erste Gneis chiari Einheit, Laghi di Publino-Aufschiebung.

Der Name dieser Einheit ist vom Gneis chiari Massiv in der Valle del Livrio und in der Valle di Venina hergeleitet. Im Grat Pizzo del

Salto —Pizzo del Diavolo wird sie von Sediment bedeckt und durch einen eingeklemmten Verrucanorest von der folgenden Einheit getrennt. Das Gneis chiari Massiv im W. bildet an seiner Nordgrenze immer einen normalen und ungestörten Kontakt mit den Paragneisen. An seiner Südseite ist es dagegen durch einen Bruch von der folgenden Einheit getrennt.

Diese Laghi di Publino-Störung verläuft viel weniger regelmässig als die Störungen des nördlich anschliessenden Gebietes. Der Gneis chiari hat sich tektonisch als eine starre einheitliche Masse verhalten, so dass die Aufschiebung an ihrer Südseite sich eng an die Form des Massives anschmiegt und alle Unregelmässigkeiten auf der Grenze mit der eingeklemmten Paragesteinszone mitmacht. Dasselbe werden wir in den folgenden Einheiten beobachten.

F. Massiv des Corno Stella—Pizzo Zerna, Pizzo Zerna-Aufschiebung.

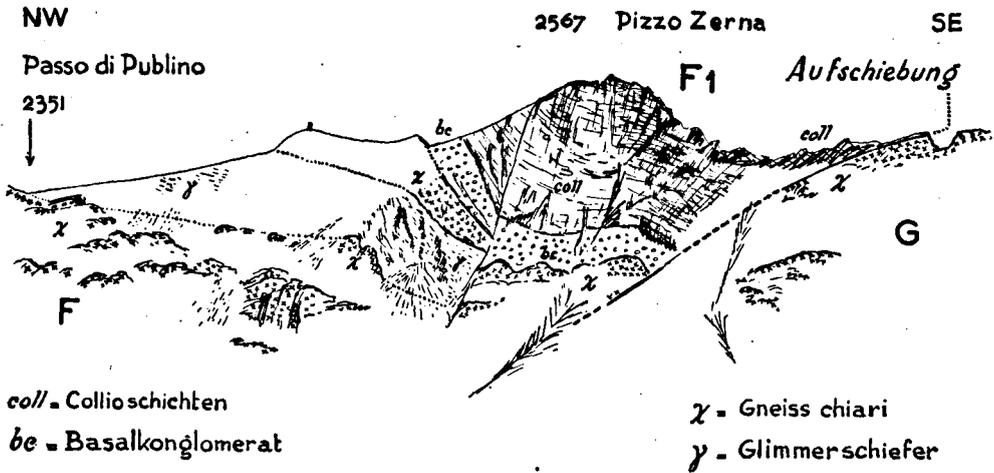
Auch diese Einheit besteht aus Glimmerschiefern und Gneis chiari und trägt im Pizzo Zerna eine kleine Sedimentbedeckung. Die merkwürdige N.W.—S.E. gerichtete syklinale Einsenkung im zweiten Gneis chiari Massiv wurde schon S. 201 erwähnt. Anlass zu Schwierigkeiten bildete der Gneis chiaro-Keil, der unter den Sedimenten des Pizzo Zerna liegt. Dieser Gneis steht nicht in direkter Verbindung mit dem darunter vorkommenden Gneis chiaro vom Corno Stella—Laghi di Publino, von dem er durch Glimmerschiefer getrennt ist. (Siehe Fig. 9 und 10). Es liegt nahe, den oberen Gneiskeil mit dem ersten (N.) Gneis chiari Massiv in Verbindung zu bringen. Man könnte dann die Laghi di Publino-Störung unter dem Pizzo Zerna durchziehen und sie so gewölbeartig nach S. tauchen lassen, bis sie durch die Pizzo Zerna-Störung abgeschnitten wird. Eine solche fast deckenartige Ueberschiebung, die ich sonst nirgends beobachtet habe, müsste viel älter sein als die Pizzo Zerna-Störung, von welcher sie senkrecht abgeschnitten wird. Für diese komplizierte Auffassung lässt sich sonst keine Begründung finden.

Viel einfacher ist es anzunehmen, dass die Laghi di Publino-Aufschiebung die frühere Verbindung zwischen dem Gneiskeil und dem ersten Gneis chiaro-Massiv durchschnitten hat, und dass wir es also mit einem Gneisrest zu tun haben der zur Intrusion von Einheit **E** gehört, tektonisch aber zu **F** zu rechnen ist. Dass bei der Aufschiebung Bewegungen an den Diskontinuitätsflächen stattgefunden haben, befremdet uns natürlich nicht.

Einheit **F** ist bis zum Passo di Valcervia zu verfolgen, wo sie an einer transversalen Störung endet. Diese ist im Pass und N. davon bis zur Moräne aufgeschlossen und lässt Gneis und Glimmerschiefer mit abweichendem Streichen und Fallen nebeneinander vorkommen.

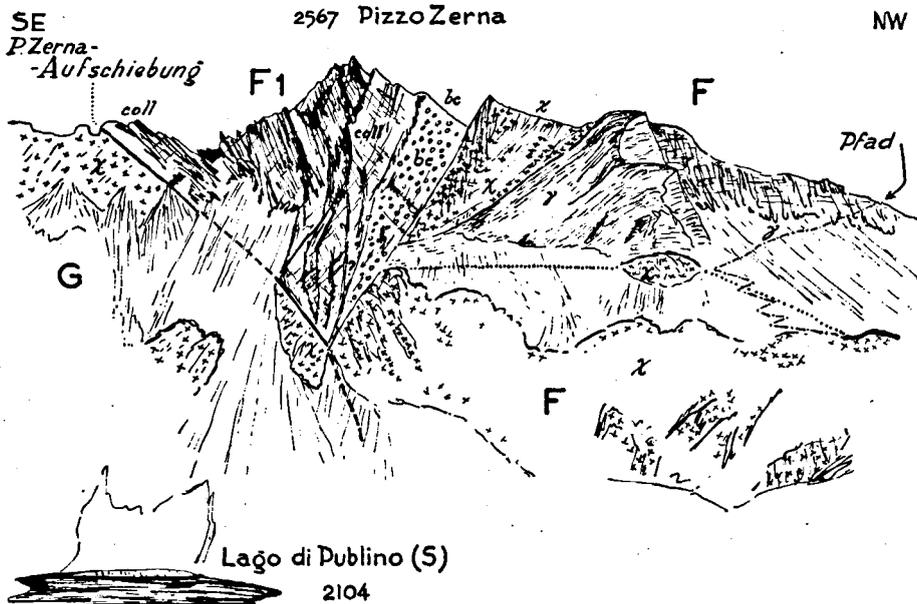
Die Pizzo Zerna-Aufschiebung ist im gleichnamigen Gipfel schön zu beobachten (siehe Fig. 9 und 10). Unterhalb der Südwand ist das Fallen nur 30° N., das Streichen N. 100° E. Die Aufschiebungsfläche durchschneidet als dicke verquarzte Bank den Kamm zwischen Pizzo Zerna und Mte Masoni und quert die ganze N.E. Wand, wozu das Streichen ein noch mehr nordöstliches werden muss. Im Gneis chiaro verliert sie

sich und wir müssen annehmen, dass sie in N.E. Richtung endet. Auch unterhalb der Südwand verliert man die Störung aus dem Auge. Man



Figur 9.

Pizzo Zerna Südwand, gesehen von der Moräne südlich Lago di Val Sambuzza.



Figur 10.

Pizzo Zerna Nordwand von den Laghi di Publino aus gesehen.
(Erklärung der Zeichen auf Fig. 9).

wäre dazu geneigt, sie an der Grenze Gneis—Glimmerschiefer bei den Laghi di Caldirolo zu suchen. Diese Grenze ist indessen hier ungestört.

Erst im Kamm Mte Chiérico—Corno Stella passiert man, kurz vor der Stelle wo er sich mit dem Hauptkamm vereinigt, die Grenze zwischen Glimmerschiefer und Gneis, die hier durch eine steile mylonitische Zone gebildet wird. Es liegt nahe anzunehmen, dass diese Störung nach E. bald ganz im Gneis chiaro verläuft und sich mit der Pizzo Zerna-Störung vereinigt. Nach W. ist diese Aufschiebung identisch mit einem Teil der „Gneis chiari Ueberschiebung“ von WENNEKERS.

Zusammenfassend möchte ich darauf hinweisen, dass wir es mit einer normalen steil N. fallenden Aufschiebungsfläche zu tun haben, die im E., während sie nach N.E. umbiegt, ein flacheres Fallen bekommt. Diesen Strukturtypus werden wir öfters beobachten.

G. Massiv Monte Masoni—Pizzo di Cigola, Passo di Cigola-Aufschiebung.

Dieses Massiv besteht wieder hauptsächlich aus Gneis chiari und Glimmerschiefer, und trägt eine bedeutende Sedimentbedeckung. Ihre S. Begrenzung bildet die Passo di Cigola-Aufschiebung, die sich im W. mit einem kleinen spornartigen Sedimentvorkommen zwischen Gneis chiari bemerkbar macht. Im Südhang des Mte Masoni ist die Störung in einem schmalen Streifen von Gneis chiari oder Basalkonglomeraten leicht zu verfolgen. Zwei unbedeutende transversale Störungen verstellen die Aufschiebungsfläche; die östliche in der schmalen Kluft am Kanal Mte Masoni—Lago del Diavolo. An der vorspringenden Ecke oberhalb Rifugio Calvi teilt sie sich, (worüber später) und biegt, wie die Pizzo Zerna-Aufschiebung, nach N.E. um, wobei sie ein geringeres Fallen (40° — 35°) bekommt. Nördlich vom Passo di Cigola verlieren wir sie aus dem Auge.

H. Massiv vom Monte Aga—Pizzo del Omo (2778 m), Orobische Aufschiebung—Diavolo Aufschiebung.

In der S. Flanke des Monte Masoni besteht diese Einheit fast ganz aus Gneis chiari. Vermutlich gehört zu ihr aber S. Passo di Venina ein schmaler Glimmerschiefer-Streifen als Fortsetzung des Glimmerschiefers an der vorspringenden Ecke oberhalb Rifugio Calvi (siehe Fig. 11) und am Lago del Diavolo. Das Gneis chiari Massiv, das man am Lago del Diavolo beobachtet, kommt unter der Nordwand des Cigolapasses wieder zum Vorschein, um nach Osten für immer zu verschwinden. Die starke tektonische Beanspruchung der Glimmerschiefer unter der Aga-Nordwand ist wahrscheinlich durch die Nähe der Laghi di Publino-Aufschiebung bedingt. Eine transversale Störung durch den Gipfel des Mte Aga schneidet den Gneis chiari-Sporn an der Südseite ab und bringt den östlichen Teil von H in eine tiefere Lage.

Im Westen gehen H und G ineinander über und bestehen sie fast ganz aus Glimmerschiefer. Im E. beginnt das grosse Gneismassiv, das sich in die einzelnen Teile fortsetzt.

Die S. Begrenzung wird im W. durch die *Orobische Aufschiebung* gebildet, deren Verlauf wir durch WENNEKERS kennen. Die Fortsetzung dieser Störung lässt sich durch das ganze Gebiet nach E. verfolgen. Ich habe es aber vorgezogen den Namen Orobische Aufschiebung östlich von

der Valle Sambuzza durch *Diavolo-Aufschiebung* zu ersetzen. Der Name wurde von der Tatsache hergeleitet, dass die Störung durch die Schwelle vom Lago del Diavolo und unter dem Pizzo del Diavolo durchstreicht.

Die Orobische Aufschiebung genießt eine bevorzugte Position. Sie ist im W. der Bergamasker Alpen die einzige sichtbare Ueberschiebung von Kristallin über Sediment und sie besitzt dabei eine sehr grosse Sprunghöhe: meistens sind Servino oder Verrucano, selten Collioschichten von Kristallin überschoben worden. Im Gegensatz dazu ist die Diavolo-Aufschiebung lange nicht mehr die einzige Ueberschiebung von Kristallin über Sediment und verläuft grossenteils sogar zwischen den Sedimenten. Die Sprunghöhe ist nicht grösser als die der anderen Aufschiebungen.

N. von Pagliari kommt noch bis in den Sattel gegenüber Bta Cna Vecchia in der Valle Sambuzza Servino vor. Dann biegt die Aufschiebungsfläche stärker nach S. um und schneidet den Verrucano, der noch in der W. Talwand vorkommt, ab. Damit fängt die Diavolo-Aufschiebung an. Wir befinden uns gerade an der Stelle, wo die Druckschieferungsrichtung N. 100°—110° E. durch die N. 60°—80° E. Richtung abgelöst wird. Ohne viel Mühe können wir die Diavolo-Aufschiebung bis Baita Masoni verfolgen. Dann verläuft sie im Perm. Im Bach vom Passo di Venina verrät sie sich in etwa 2020 m Höhe durch 2 m beanspruchten Gneis chiaro zwischen Collioschichten. Oestlich dieses Baches verschwindet die S. Sedimentbedeckung, so dass die Störung der Grenze Perm—Kristallin entlang läuft nach der schon öfters erwähnten vorspringenden Ecke oberhalb des Kanals Monte Masoni—Lago del Diavolo und Rifugio Calvi, wo sich die Passo di Cigola-Aufschiebung vermutlich teilt.

Diese Ecke werden wir näher betrachten. Sie lieferte den Schlüssel im Zusammenhang des Baues der rechten und linken Talseite der Valle del Monte Sasso. Mit Kompass und Höhenmesser wurde sie im Maszstab 1:250 kartiert (siehe Fig. 11). Der Fusspfad auf 2160 m Höhe wurde beim Bau des Wasserkanals, der vom Mte Masoni nach Lago del Diavolo führt, angelegt. Das Wasser wird hier etwa 5 m höher in einer Rohrleitung durch das Geröll geführt und verschwindet im letzten Stollen vor dem Lago del Diavolo. An der Ecke, die durch eine kleine Gneis chiari Wand S.E. vom Stolleneingang gebildet wird, stand im Jahre 1932 die Station einer Materialiendrahseilbahn.

Der ganz vergessene Pfad, der von dort unterhalb der kleinen Gneis chiari Mauer hinaufführt, vereinigt sich mit der ersten nach S.W. gerichteten Kehre des Pfades Lago del Diavolo—Passo di Cigola. Ungefähr in gleicher Höhe mit dieser Umbiegung finden wir ein kleines bronzenes Kreuz (\pm 2185 m), das auf einem Gelände-Buckel steht. Wenn wir diesen und den etwa 15 m höheren Buckel betrachten, so finden wir von oben nach unten:

8. in den Wänden und Schutthalden: *Collioschiefer*;
7. gleich oberhalb 6 eine *Ueberschiebung* von etwas Basalkonglomerat auf Gneis chiari; Streichen N. 40° E.;
6. eine kleine Steilwand aus *Gneis chiari*;
5. unterhalb der Wand: *Glimmerschiefer*;
4. gerade oberhalb des Kreuzes: *Collioschiefer*;

Störung und nach E. mit der Diavolo-Störung vereinigt (siehe S. 208). Sie teilt die hier sehr schmale Einheit **H** in zwei Stücke.

Oben haben wir gesehen, dass die Diavolo-Aufschiebung S.W. des Kärtchens entlang der Grenze Sediment—Kristallin verläuft. Auch hier finden wir sie bei der unteren Gneis chiari-Schicht zurück. Im Stollen war der Kontakt Collio—Gneis chiari sehr stark mylonitisiert und führte er schwarze Gangmylonite (Streichen der Störung N. 40° E.—70° N.W.). Auch die Gneis-Glimmerschiefer Grenze war stark beansprucht. Obgleich man beim ersten Anblick die Störung vielleicht an der ebenfalls stark beanspruchte Gneis-Glimmerschiefer Grenze ziehen würde, muss man sie doch zwischen Collioschichten und Gneis chiari suchen, nicht nur weil die letzte Grenze stärker gestört ist, aber auch weil auf der anderen Seite des Tales Glimmerschiefer auf Gneis + Glimmerschiefer überschoben ist.

Beim Verfolgen der Diavolo-Störung weist uns das spornartige Vorkommen der Collioschichten beim Kreuz die Richtung. Wir brauchen die Störungsfläche nur ein wenig nach E. zu biegen, um das S. Ufer des Sees zu erreichen, wo wir in den Rundhöckern östlich der Sperre, an der Stelle wo sie aus dem Wasser auftauchen, eine stark gestörte und von Gangmyloniten durchzogene Zone finden. Ausnahmsweise ist hier Glimmerschiefer auf Gneis chiari überschoben. Auch bei der Anlage des Abfluss-Stollens wurde gerade unter dem S.W. Ufer des Sees eine ½ m mächtige Zone passiert, die mit Zement injiziert werden musste.

Im Joeh N. Pt. 2420 ist die Störung leicht zu finden. Nach E. läuft sie bald ganz durch Collioschiefer und verrät sich nur durch eine stark verschieferte Zone. Unter der Bocchetta di Poddavista wird sie schief von einer ähnlichen nach S.W. vorspringenden Zone plötzlich abgelöst, die um den Diavolo herumläuft.

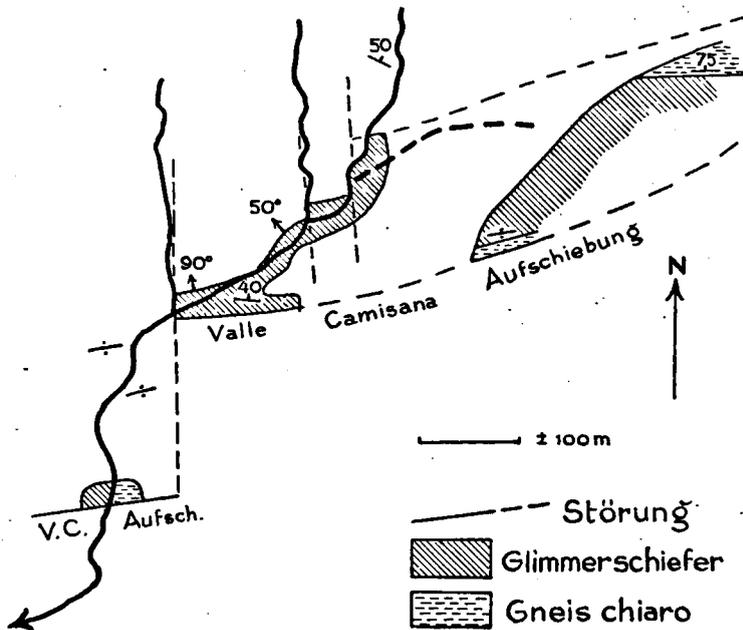
K. *Kristallin von der Valle del Monte Sasso—Valle Camisana, Casera-Aufschiebung—Valle Camisana-Aufschiebung.*

Das Kristallin dieser Einheit ist in zwei Gebieten aufgeschlossen: In der Valle del Mte Sasso finden wir Glimmerschiefer mit aus S.E. Richtung auftauchendem Orthogneis. Das Auftreten des Kristallins fällt mit einer tektonische Kulmination des Grundgebirges in der Form einer Antiklinale zusammen, deren Flanken im rechten Talhang nach N.N.W., im linken nach S.S.E. abtauchen. In der Nähe vom Rifugio Calvi biegt die Antiklinalachse ein wenig nach E., weshalb sie unterhalb Pt. 2420, gerade E. von der Hütte in der linken Talwand verschwindet. Diese Faltung hat nicht ganz ohne Bruchbildungen stattgefunden. Eine gestörte Zone läuft an der Grenze Glimmerschiefer—Gneis chiari durch die Schlucht bei der Hütte und folgt dieser Grenze nach E.

In der Valle Camisana, im Bach gleich E. La Corna und in der linken Talseite wurde ein kleines kristallines Fenster gefunden. In der linken Talseite, S. der Einsenkung, die nördlich von Pt. 2355 in der Richtung vom Passo di Valsecca läuft, ist z. B. Gneis chiaro zu finden. Auf der beigegefügt Skizze (Fig. 12) ist die Lage der kleinen Kristallin-

aufschlüsse und der kleinen transversalen Störungen verzeichnet; Schutt und Perm sind weggelassen.

Die W. Hälfte von **K** wird durch die Casera-Aufschiebung begrenzt. Diese verläuft im Tälchen, das den Pfad Carona—Lago del Diavolo noch keine 50 m vor der Casera quert. Die Verrucanomauer oberhalb der Casera wird schief von der Störung abgeschnitten. Nach E. bildet sie zuerst die S. Grenze des Kristallins bis Lago del Prato. Wo diese Grenze aufs neue den Brembo quert, besonders in der emporstehenden Kulmination am Pfad längs der Rohrleitung Valle Mte Sasso—Costa della Mezza, ist hingegen so wenig gestört, dass ich eine normale Auflagerung annehmen muss. Wenig E. von der Umbiegung der Rohrleitung



Figur 12.

Schematische Karte des Grundgebirgsfensters
in der Valle Camisana.

zwischen dem Mte Sasso- und dem Brembotal, ist zwischen zwei kleinen Stollen einen Bruch aufgeschlossen mit einer lehmigen Substanz und mit Harnischen (N. 75° E.— 75° S.W.). Zufolge des schwierigen Geländes habe ich die Sprunghöhe, die nicht sehr beträchtlich sein wird, nicht feststellen können. Ich möchte annehmen, dass diese Störung mit der Casera Aufschiebung in Verbindung zu bringen ist. Das Kristallin vom Fenster vom Lago del Prato bildet an sich schon eine Kulmination, die durch tektonische Ursachen höchstens noch akzentuiert wurde. Ziehen wir den erwähnten Bruch nach E. durch, so kommen wir gerade unterhalb La Corna heraus, wo eine bedeutende Basalkonglomeratmasse zwischen Collioschichten vorkommt. Das Kristallin östlich davon ist an

Collioschichten aufgeschoben und von einigen Transversalbrüchen durchsetzt. Wahrscheinlich setzt diese Valle Camisana-Aufschiebung sich in der Richtung nach dem Passo di Valsecca fort.

L. Kristallin der Costa della Mezza, Lago Rotondo-Bruch.

Ueber das Kristallin dieser Einheit wissen wir wenig. Wahrscheinlich gehört ein Teil der Glimmerschiefer vom Fenster vom Lago del Prato, wie wir oben erwähnten, zu ihr. Uebrigens dürfen wir erwarten, dass es sehr tief liegt.

Von grossem Interesse ist der Bruch der im S. diese Einheit begrenzt. Er steht steiler als die anderen Aufschiebungsflächen, verläuft im Gelände schnurgerade, biegt bei Baita del Menatore ein wenig ab, ist dann in einem Graben durch Collioschichten zu verfolgen und ist ein wenig oberhalb Pagliari auf dem linken Bremboufer aufgeschlossen. Es liegt nahe anzunehmen, dass sie weiter im Brembotal und zwar im rechten Talhang verläuft, um mit der sog. „horizontalen transversalen Verschiebung“ α III von WENNEKERS (1930) zusammenzufallen. (Siehe Fig. 15 und S. 221).

M. Becco—Cabianca-Massiv, Kristallin vom Fenster Lago Rotondo—Pian' del Asino, Lago Marcio-Aufschiebung.

Das Grundgebirge ist nur im Fenster vom Lago Rotondo—Pian' del Asino aufgeschlossen. Es wird von einigen unwichtigen Störungen durchsetzt. Sie laufen alle dem Lago Rotondo-Bruch parallel und entsprechen N.—S. Aufschiebungen. Die bedeutendste ist die 70° — 80° N. fallende Aufschiebung S. Lago Fregaborgia. Durch einen sehr schmalen Streifen Kristallin steht das Grundgebirgs-Fenster am Passo di Portula in Verbindung mit dem Fenster der Valle Seriana. Durch den Passo di Portula verläuft ein Bruch mit abgesunkener Nordscholle.

Von der Lago Marcio-Aufschiebung nehme ich an, dass sie bis ins Grundgebirge durchsetzt. Im folgenden Kapitel werden wir sie besprechen. (S. 223).

N. Massiv der Laghi Gemelli.

4. Tektonik der permischen Sedimente.

Bei der Besprechung der Tektonik des Permes werden wir immer wieder nach dem Bau des Grundgebirges verweisen müssen. Die Störungen des Grundgebirges setzen sich bis ins Perm fort. Zwischen zwei solchen Aufschiebungsflächen kann das Perm von einem einzigen Grundgebirgsblock zu Schuppen zusammengeschoben sein in der Art, wie WENNEKERS es sich vorstellte. Viele Grundgebirgseinheiten tragen nur eines, andere mehrere tektonische Elementen ihrer Sediment-Decke. Wir werden diese mit dem Buchstab ihrer Grundgebirgseinheit verzeichnen und dabei die Sedimenteinheiten von N. nach S. und von W. nach E. mit einer Nummer unterscheiden, z. B. **G 1**, **L 1**, **L 2** u.s.w.

A und **B** besitzen keine Sedimentdecke.

C', **C''**, **C'''**, *Basalkonglomerate des Pizzo Ceric.*

Diese bedecken normal das Grundgebirge und werden durch zwei Brüche in drei Teile geteilt. Da diese unbedeutenden Störungen bis ins Grundgebirge durchgehen, dürfen wir die einzelnen Teile nicht **C 1**, **C 2**, **C 3**, sondern müssen sie **C'**, **C''** und **C'''** bezeichnen. Diese Sedimente haben ein östliches Axialgefälle.

D 1, **E 1**. Die Collioschichten und die Basalkonglomerate des *Pizzo del Salto* und der **E**. Fortsetzung der ersten Gneis chiari Einheit zeigen im Verlauf ihrer Grundflächen die Form einer nach Süden offenen Hohlkehle. Harnische und Gangmylonitinjektionen an der Basis der Sedimente beweisen, dass Verschiebungen von geringer Bedeutung stattgefunden haben.

F 1. *Synklinale des Pizzo Zerna.*

Der Pizzo Zerna trägt ein nach S.E. fallendes Sedimentpaket (siehe Fig. 9 und 10), das durch eine N.W. fallende Ueberschiebung quer abgeschnitten wird. Diese Störungsfläche besteht aus einer dicken Quarzitbank, die im Kamm Pzo Zerna—Mte Masoni infolge Erosion unterbrochen wird. Im Mte Masoni setzt sie sich aber fort und ist bald nicht mehr in den stark gestörten, hydrothermal beeinflussten und mit viel Schutt bedeckten Colliomasse des Hauptgipfels des Mte Masoni (2675 m) zu verfolgen. Ich nehme an, dass die Störung vor dem Gipfel wieder ansteigt oder von transversalen Brüchen unterbrochen wird. Der kleine Erosionsrest, der N.W. des Hauptgipfels liegt, besteht aus Verrucano. Es wird nach der Besprechung von **G 1** verständlich, dass dieses Sedimentvorkommen als Synklinale bezeichnet wurde.

G 1. *Mte Masoni-Synklinale.*

Die Sedimente des Mte Masoni—Pizzo di Cigola-Massives zeigen eine deutliche synklinale Lagerung. In einem Querprofil sehen wir, dass das Fallen der Collioschichten von S. nach N. von 70° bis 30° N. abnimmt, um plötzlich viel steiler zu werden (55°—60° N.). Im Gegensatz zu dem S. Flügel, wo Basalkonglomerate in geringer Ausdehnung vorkommen, beobachten wir im N. Flügel eine mächtige Konglomeratmasse. Wir haben es also mit einer Synklinale mit überkipptem N. Flügel zu tun. Es fällt uns nicht sosehr die regelmässige Faltung auf als die Tatsache, dass der N. Flügel über den S. Flügel geklappt ist. Die Synkinalachse bildete also das Scharnier der Drehbewegung der Nordflanke. Dabei wurden die Schichten im Inneren stärker fortgepresst als diejenigen an der Basis, was zu Bewegungen auf den Schichtflächen führte. In der Tat beobachtet man z. B. am oberen Teil des strategischen Pfades, der dem Baita Masoni entlang zum Passo di Venina führt, auf den Schichtoberflächen zahllose N.—S. gerichtete Harnische. Wir sehen, dass das Kristallin jetzt mehr oder weniger auf den N. Flügel überschoben

ist (Mte Masoni, Pzo di Cigola), aber die vollständige Basis des Permes zeigt, dass wir es mit einer verschobenen normalen Auflagerung zu tun haben. Ausserdem setzt sich diese Ueberschiebung nicht in das Grundgebirge fort, wie nördlich Mte Masoni zu beobachten ist.

An der Westseite endet die Monte Masoni-Synklinale beckenförmig. Von E. nach W. steigt die Achse plötzlich empor. Das Aufbiegen der Schichten können wir schon von weitem in der Südwand des Mte Masoni feststellen. Auf der Grenze Grundgebirge—Perm haben Verschiebungen stattgefunden; es finden sich dort viele Gangmylonit-Injektionen. Die Passo di Cigola-Aufschiebung durchschneidet schief das Ostende der Synklinale und zwar sowohl S.- als N.-Flügel. Dies ergibt sich aus der Tatsache, dass sie einen Winkel macht mit der Schichtung der Collioschiefer, und dass Basalkonglomerate bis auf einige stark beanspruchte Fetzen fehlen. Auf der N. Seite des Cigolapasses ist der S.-Flügel schon ganz durchschnitten; nur die stark beanspruchten Collioschiefer östlich des Verrucano Reliktes könnte man vielleicht zu diesem Flügel rechnen. Betrachten wir den Passo di Cigola von weitem (z. B. vom Passo di Forcellino, siehe Fig. 13), so sieht sich nur noch der überkippte N. Flügel. Die Analogie mit dem Profil der Pizzo Zerna N.-Wand ist jetzt auffallend. Letztere Synklinale wurde nur nicht so stark zusammengepresst und überkippte im Gegensatz zur Mte Masoni-Synklinale noch nicht. Vielleicht hängt damit zusammen, dass die Aufschiebung unterhalb Pizzo Zerna weniger steil steht als diejenige unterhalb Passo di Cigola.

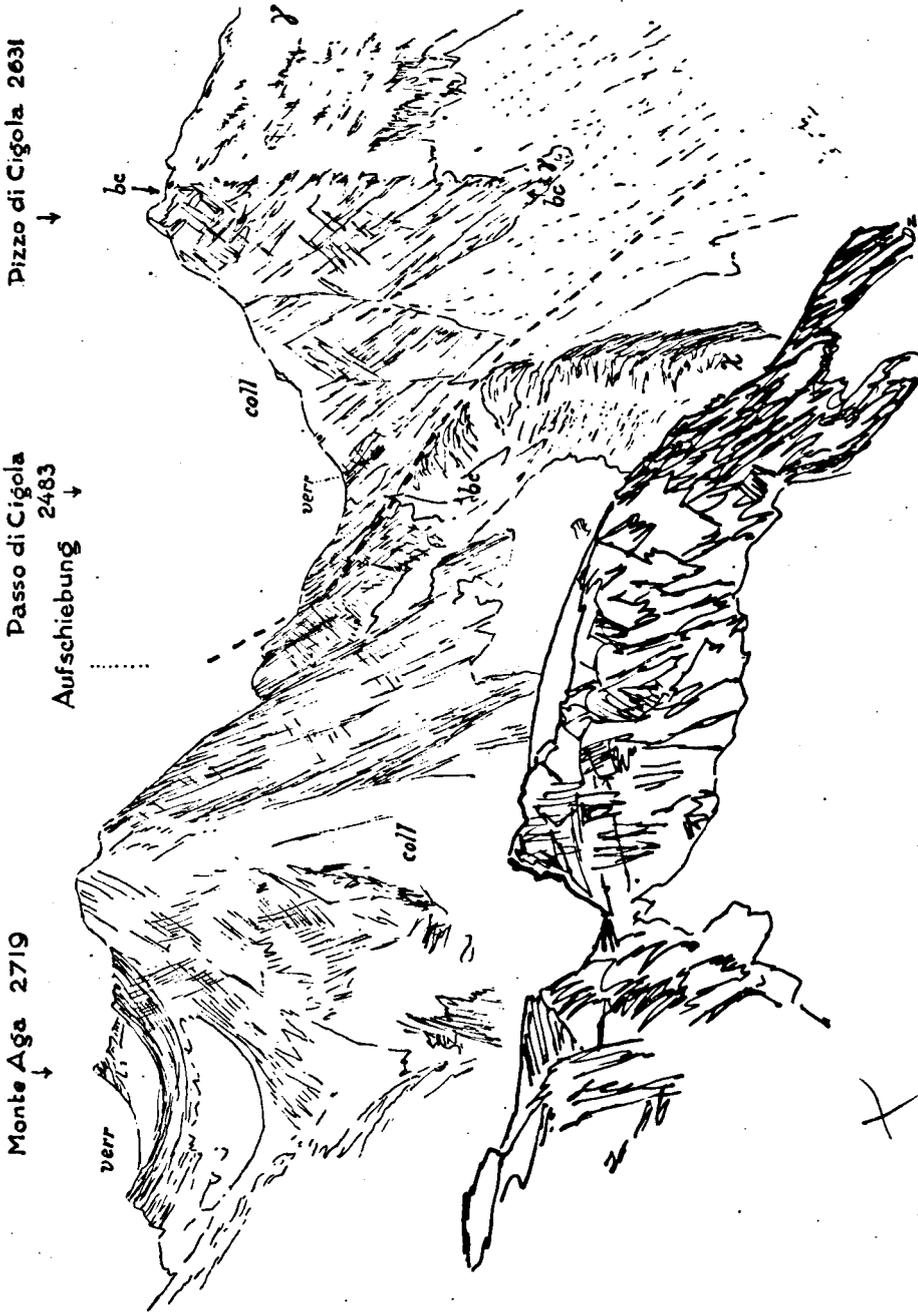
Es ist also einleuchtend, dass der Pizzo Zerna das Ostende einer schief abgeschnittene Synklinale darstellt, die S. vom Corno Stella auf der Einheit **F** gelegen haben muss.

H 1, H 2. *Synklinale des Monte Aga.*

Wie wir schon gesehen haben, besteht die Einheit **H** auf der Südseite des Monte Masoni aus einem länglichen Teil **H 2**, der durch eine schmale gestörte Zone mit dem Hauptteil **H 1** des Mte Aga—Pizzo del Omo zusammenhängt. **H 2** ist nur ein überschobener Teil des Südflügels der Mte Masoni-Synklinale.

Ganz analog mit **G 1** im Mte Masoni fängt auch diese Synklinale (**H 1**) unter dem Mte Aga beckenförmig an. Zufälligerweise findet sich auch hier im Kern ein Erosionsrest von Verrucano, der durch eine transversale Störung erhalten blieb. Ebenso wie die Mte Masoni-Synklinale durch das Ostende der Pizzo Zerna-Synklinale überschoben wird, so wird die Mte Aga-Synklinale durch das Ostende der Mte Masoni-Synklinale überschoben. Der N.-Flügel ist indessen nicht überkippt.

Der synklinale Bau setzt sich nach E. fort. Bei der Durchkletterung des Grates Pizzo del Diavolo—Pizzo del Salto zeigte sich, dass der Gipfel N. vom Pzo del Diavolo, Pt. 2778 der Karte (durch NANGERONI 1932—1933 Pizzo del Omo genannt), aus Verrucano bestand, was man schon infolge der roten Farbe des Gipfels N. von der Scharte 2683 vermutet. Ein zweiter schmaler Verrucanorest fanden wir im Grat eingeklemmt, an der Stelle, wo wir vermuteten die Laghi di Publino-Aufschiebung zu passieren. (Durch Nebel und die fehlerhafte Karte war eine genaue Orientierung unmöglich). Dieser Verrucano muss also zu **E 1** gehören.



-- -- Passo di Cigola Störung; verr = Verrucano; coll = Collischnichten; bc = Basal conglomerat;
 X = Gneis-chiari; γ = Glimmerschiefer.

Figur 13.

Blick auf Mte Aga und Pizzo di Cigola vom Passo di Forecellino aus.

An der Südseite des Hauptkammes kommen einige Unregelmäßigkeiten vor. Die stark verschiefterte Zone der Diavolo-Aufschubung am Fuss des Kammes Mte Aga—Pizzo del Diavolo wird im Kar unterhalb Bocchetta di Poddavista plötzlich schief durch eine mehr N.E. fallende Zone abgelöst, die um den Diavolo herumläuft. Auch diese wird unterbrochen und zwar durch eine transversale Störung, die schon von weitem zwischen Diavolo und Diavolino, dem S.E. Vorgipfel, auffällt. So verschwindet die Diavolo-Störung durch den Passo di Valsecca.

Es ist nicht anzunehmen, dass die Diavolo-Aufschubung im Grundgebirge alle diese Abweichungen mitmacht. Wahrscheinlich sind nur die Sedimenten des Pizzo del Diavolo weiter nach S. vorgeschoben worden.

K 1, K 2, K 3. *Schuppen der Casera dei Dossi.*

Die Sedimentbedeckung der Einheit **K** wird durch das Kristallin der Valle del Mte Sasso in zwei Teile getrennt, die einen unabhängigen Bau zeigen. Zuerst besprechen wir die W.-Hälfte, die Schuppen der Casera dei Dossi, um später die Schuppen der Armentarga zu studieren.

Die Sedimente S. der Diavolo-Aufschubung sind in drei Schuppen über ihrer kristallinen Unterlage zusammengeschoben worden. Die Verrucanomauer mit den Collioschichten der „Casera“ am Pfad Carona—Lago del Diavolo bildet die untere Schuppe **K 3**. Der Verrucanorücken wird an der N.-Seite durch eine scharfe Fläche abgeschnitten. Die darüber liegenden Collioschichten gehören also zu **K 2**. Höher im Hang trifft man wieder eine Zone Basalkonglomerate, die also die Basis der obersten Schuppe **K 1** darstellt. Einige transversale Brüche verstellen die Schubflächen. Einzelne Teile sind also stärker emporgepresst worden. Diese Störungen treten gerade unterhalb der Stelle auf, wo in der Einheit **G + H** die Grenze Glimmerschiefer—Gneis chiari die Diavolo-Aufschubung erreicht. Es liegt nahe, sie damit in Verbindung zu bringen.

Es sei darauf hingewiesen, dass die Schuppen im Detail nicht den regelmässigen Bau zeigen, den WENNEKERS, BUNING u. a. zeichnen. Der zweitletzte Bach, der den Pfad Carona—Lago del Diavolo kreuzt vor der Abzweigung des strategischen Pfades nach Bta Masoni und Passo di Venina, zeigt beim Hinaufklettern Folgendes. In den unteren 150 Metern ist die Schichtung sehr steil, oft 90°. Mehrere scharfe Synklinalen und Antiklinalen treten auf, deren Achsen oft eine Richtung N. 80° E. zeigen. In einer Höhe von 1950 m finden wir eine kleine Ueberschiebung von sandigem Material über stark verschiefterten schwarzen Schiefer. Nach oben gehen die sandigen Schiefer in steilstehende schwarze Schiefer (N. 60° E.) über. Auf etwa 2020 m kommen tuffartige Zwischenschaltungen vor, und auf 2050 m eine ± 5 m mächtige Schicht Basalkonglomerat mit rotem Sandstein. Eine schwarze Mylonitzone trennt die Konglomerate von Gneis chiari. Es ist die Diavolo-Aufschubung, die hier sehr steil steht und sogar 80° S. fällt.

Die Schiefer sind also stark gefaltet worden. Gleitbretter-Bewegungen in den stark geschieferten Tonschiefern haben eine scheinbare Faltung vielleicht gefördert. Weiter beweisen die Basalkonglomeratreste im N. Flügel, dass die Schuppe eine mehr oder weniger synklinale Struktur

besitzt, was nicht verwunderlich ist, da die überschiebende nördliche Masse leicht tiefere Schichten der überschobene Schuppe mit emporschleppt.

K 4, K 5. *Schuppen der Armentarga.*

Wir haben (S. 211) gesehen, dass wir gezwungen sind an der Stelle der Valle del Mte Sasso eine Antiklinale im Grundgebirge anzunehmen. Sie muss älter sein als die Schuppenbildung, denn **K 1, K 2, K 3** einerseits und **K 4, K 5** andererseits zeigen keinen Zusammenhang.

Diese Antiklinale, die in der Ostwand des Tales verschwindet, ist die Veranlassung gewesen zur Bildung von **K 4** und **K 5**. Beim ersten Zusammenschub werden die Sedimente, die auf dem N.-Flügel der E.—W. Aufwölbung liegen über den S.-Flügel geschoben, und zwar längs der Fortsetzung der Grenzfläche Grundgebirge-Sediment des Nordflügels. So schieben die Gesteine von **K 4** über den Teil der S.-Flügel, der „im Schatten“ der antiklinalen Aufwölbung liegt (**K 5**). Mit dem Erstarren der Schuppung wird auch **K 5** durch die überschobene Masse von **K 4** weggepresst. Durch den starken horizontalen Zusammenschub wird schliesslich die Antiklinale stärker aufgepresst und werden die Schuppen, die sich jetzt ganz festgelaufen haben, zusammen in eine mehr synklinale Lage gepresst, wobei zahlreiche kleine E.—W. Brüche auftreten, die die Schubfläche durchsetzen. Diese Tatsachen werden uns deutlich, wenn wir die Aufschlüsse der linken Talseite der Valle del Monte Sasso betrachten. (Siehe Fig. 14 unten. Man beachte, dass dieses Profil einen kleinen Winkel mit dem Streichen der Schubflächen bildet.)

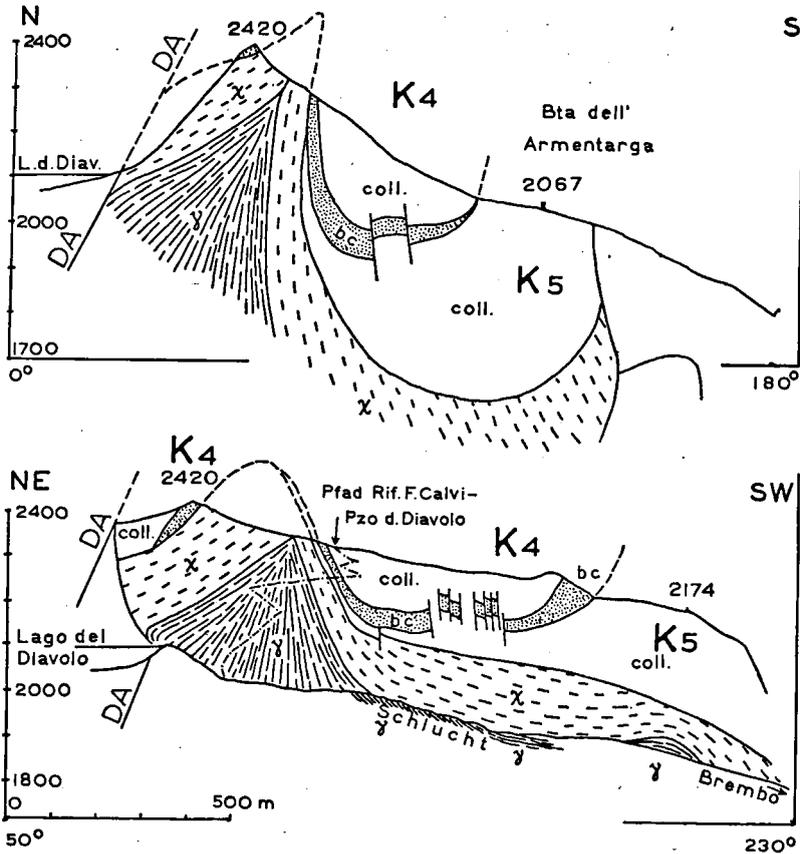
Bei La Corna an der rechten Talseite der Valle Camisana finden wir ein doppeltes Vorkommen von Basalkonglomerat getrennt durch einen schmalen Streifen stark beanspruchter Collioschiefer. Ich meine hier **K 4** und **K 5** wiedergefunden zu haben. **K 5** hat viel an Bedeutung eingebüsst, woraus folgen würde, dass auch die ursprüngliche Aufwölbung in E. Richtung an Höhe abnimmt und verschwindet.

L 1. *Schuppe und Störung von Porta.*

Die Skizze die WENNEKERS, 1930, S. 308, von der „*Porphyrkulmination von Porta*“ gibt spricht sehr dafür, dass der Porphyr Kulminationen oder widerstandsfähige Massen bildet, die mehr oder weniger mit dem Grundgebirge in Verbindung sind, und um welche herum sich die jüngeren Sedimenten und Schuppen gruppieren müssen. Da ich nicht dieser Ansicht war, lag es nahe die Porphyrkulmination von Porta nochmals genauer zu untersuchen.

Zuerst ergab sich, dass der Porphyr an seiner E. Seite begrenzt wurde durch einen Bruch, die Störung von Porta, die den ganzen N. Talhang durchschneidet und die Grenze Collioschichten—Verrucano um 100 m in die Höhe verschiebt. Von der Ueberseite des Tales aus, vom Pfad nach Lago di Sardignana, ist sie sehr schön im Gelände zu verfolgen. In diesem Bruch ist in drei Stollen übereinander Siderit abgebaut worden.

Einen Teil dieser Störung hat WENNEKERS beobachtet. Er lässt sie aber unter den Porphyr umbiegen. Dazu habe ich keinen Anlass gefun-



Figur 14.

Unten: Schematische Ansicht der linken Talseite der Valle del Mte Sasso.

Oben: Querprofil durch Pt. 2420 (vgl. Profil 5), teilweise aus dem unteren Profil herzuleiten.

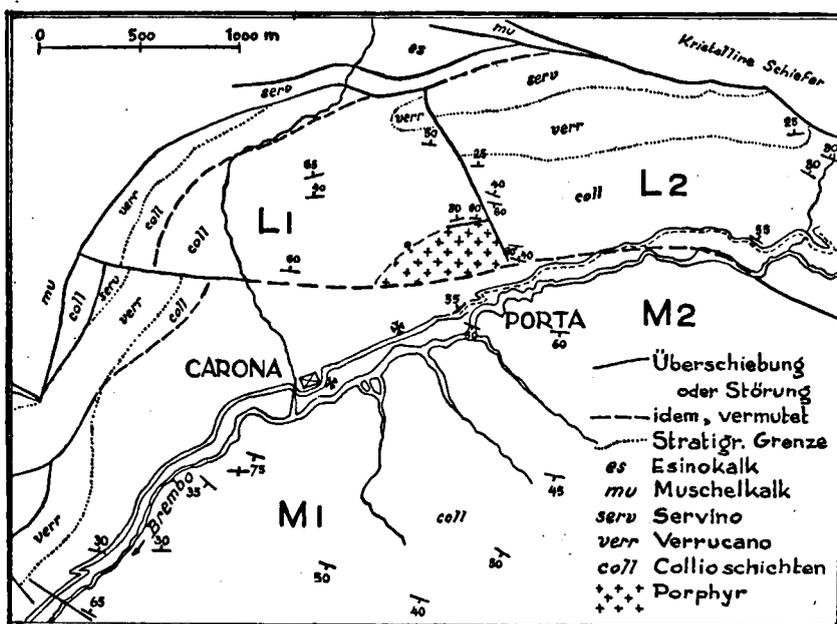
Erklärung: coll. = Collisochichten.
 bc = Basalkonglomerat.
 χ = Gneis chiari.
 ? = Glimmerschiefer u. s. w.
 DA = Diavolo-Aufschiebung.

den. Der Porphyry wird gerade durch den Bruch abgeschnitten, während weiter unterhalb alles von Schutt verdeckt ist.

Meine Messungen sind auf Fig. 15 eingezeichnet. Dazu muss Folgendes bemerkt werden: der grösste Teil des Gebietes nördlich Carona und Porta wird von Schutt verdeckt. Nur die obere Hälfte des Talhanges ist aufgeschlossen. Darunter kommt nur die Porphyrylinse aus

dem Schutt zum Vorschein. Am Fahrweg Carona—Porta finden sich einige fragliche Aufschlüsse, die sehr gut von grossen Bergsturzböcken herrühren können. Für den Teil, der ausserhalb des von mir kartierten Gebietes fiel, benützte ich die Karte von WENNEKERS (1930). Ich änderte sie nur an einer Stelle, durch Einzeichnen der Ueberschiebung der „Muschelkalk-Esino Scholle“ in der Valle di Carisole, N. des kleinen Collio-Fensters. Das Gelände S. dieses Fensters fällt nämlich mit der stratigraphischen Grenze Verrucano—Collioschichten zusammen.

WENNEKERS zeichnet den Verrucano (1930, Profil IX) in der Tiefe zurückgeblieben und durch den Servino der nächsthöheren Einheit über-



Figur 15.

Tektonische Karte der Umgebung von Carona und Porta mit der Lage der Collioschichten. (Vgl. Wennekens 1930).

holt, der so mit den Collioschichten der unteren Einheit in Berührung kommt. Ich glaube eher, dass der Verrucano mit dem Collio nach S. verschoben wurde und vielleicht teilweise von den Collioschichten abgeschoben wurde. Der Rest dieses Verrucano ist der Erosion anheim gefallen. Das Erosionsrelikt aus Verrucano W. der Störung von Porta macht diese Auffassung wahrscheinlich.

Betrachten wir jetzt das Ergebnis der Messungen und denken wir uns die Messungen von WENNEKERS dazu, so sehen wir, dass von einem Herumstreichen der Schichtung um den Porphyry keine Rede sein kann, und dass wir uns ebensogut anstatt des Porphyres eine Masse Collioschichten denken könnten. E. der Störung von Porta ist dieselbe Kleinfaltung zu sehen, wie wir sie bei der Beschreibung von K 1 erwähnten. Hauptsächlich herrscht aber ein N. Fallen.

Wir beobachteten die Lago Rotondo-Störung E. von Pagliari auf dem linken Bremboufer. Sie wird sich von da nach W. durch Schutt verdeckt im N. Talhang fortsetzen, während der Brembo gezwungen wird sich eine Schlucht südlich dieser Störung zu bilden. Bei der Zentrale von Porta fand ich wenigstens keinen Grund eine Störung anzunehmen. Es kommt mir dagegen wahrscheinlich vor, dass sie am Hang unterhalb des Porphyres verläuft.

Nehmen wir an, dass **L 1**, **L 2** und die nördlich und westlich von **L 1** liegenden Schuppen auf einer Grundgebirgsmasse **L** liegen, beachten wir dann, dass N. und W. von **L 1** Kalke, sogar Esinokalk bewahrt blieben, während nach E. über **L 2** der Servino bald verschwindet, so folgt, dass das Grundgebirge im W. tiefer liegen muss als im E. In Widerspruch damit scheint die Tatsache zu sein, dass **L 1** anstatt tiefer als **L 2** höher liegt (Verspringen der Verrucanogrenze!). Es scheint also, dass **L 1** stärker nach S. emporgepresst wurde als **L 2**. Möglicherweise haben die tiefliegenden Kalke nördlich **L 1** dabei eine Rolle gespielt.

Eine zweite Möglichkeit bestände darin, die Störung von Porta für die Fortsetzung des Lago Rotondo-Bruches zu halten. Das Grundgebirge unter **L 1** würde dann zu **M** gehören. Beide sollten höher liegen als das Kristallin unter **L 2**, was aber im Widerspruch ist mit der Tatsache, dass über **L 1** tektonische Elemente mit Mesozoikum vorkommen, woraus folgt, dass wir es nicht mit einer Kulmination sondern mit einer Depression zu tun haben.

Ich nehme also an, dass der Lago Rotondo-Bruch sich in E.—W. Richtung weiter fortsetzt und mit der Störung $\alpha 3$ von WENNEKERS (1930) zusammenfällt. **L 1** ist eine Permschuppe, die stärker emporgepresst wurde als **L 2**, wobei eine Porphyrlinse möglicherweise aus den unteren Collioschichten, vergleichbar mit dem Porphyr des Mte Cabianna, an den Tag kam. Durch das Aufpressen mussten an der oberen Grenze zwischen Porphyr und Schiefer differentielle Bewegungen stattfinden, was auch beobachtet wurde. Unregelmässigkeiten in der Schichtung von **M 1**, dort wo die widerstandsfähige Porphyrmasse dagegen gepresst wurde, sind zu erwarten.

L 2. „Graben“ der Costa della Mezza.

Mit dem Namen „Graben“ möchte ich angeben, dass, obgleich die Begrenzungsflächen eine verschiedene Bedeutung haben, diese Einheit sowohl tiefer als **K** als auch tiefer als **M** liegt.

Wo die Diavolo-Aufschiebung in der Valle Sambuzza stark nach S. biegt, sind die Collioschichten von **L 2** eingeklemmt und teilweise zusammengeschuppt worden.

Die Sedimente dieser Einheit zeigen verschiedene longitudinale und transversale Kulminationen. Eine transversale ist z. B. N. Dosso dei Signori zu beobachten. Eine longitudinale ist bis zum Grundgebirge im Brembotal östlich Lago del Prato (vergl. S. 212) aufgeschlossen. Ich möchte annehmen, dass diese Kulmination sich in E. Richtung fortsetzt und die Faltungen im Pizzo Poris und Mte Grabiasca veranlasst. Am Fuss des Kares zwischen beiden Bergen finden wir antiklinal sehr schön

umgebogene Collioschichten. Durch den Gipfel des Pizzo Poris geht eine kleine Synklinale. Die nach S. folgende Antiklinale fällt mit der Mulde zwischen beiden Gipfeln zusammen. Eine zweite Synklinale findet sich im Südhang des Mte Grabiasca.

M 1, M 2, M 3. *Massiv des Pizzo Vacca — Pizzo del Becco — Mte Cabianca.*

Die Sedimente an der Ostseite des Fensters von Lago Rotondo—Pian' del Asino sind mit dem Grundgebirge verschuppt. Auf diesem Kristallin ruht eine mächtige Porphyrmasse, kulminierend im Mte Cabianca (**M 3**). Es ist zu begreifen, dass Verschiebungen der auf dem Porphyr liegenden Schiefer stattfanden, wie sie z. B. oberhalb Lago Zetto gefunden wurden.

Merkwürdig ist die Verschiebung in den Collioschiefern im Kamm zwischen Mte Cabianca und Mte Valrossa. Das Streichen der Ueberschiebungsfäche ist N. 70° E., das Fallen 20° N. Auffallend ist, dass die Schleppung nicht auf eine Ueberschiebung der oberen Masse von N. nach S. hindeutet, sondern die Folge sein muss eines Absinkens nach N. Sollte es sich um eine Reaktion der hypothetischen Servino-Ueberschiebung auf den darunter liegenden Schiefern handeln?

Durch die Val dei Frati muss eine Transversalstörung laufen, die vielleicht nur die Schiefer und nicht den Porphyr durchsetzt. Die linke Talseite ist sehr regelmässig gebaut, die rechte zeigt durch Kulminationen im Porphyr Unregelmässigkeiten. Die Verrucano des Pizzo Torretta wird durch sie abgeschnitten.

Die Masse **M 2** des Pizzo del Becco liegt tiefer als **M 3**. Sie trägt Verrucano und ist sehr regelmässig gebaut. Der ganze Schieferkomplex bildet ein ungestörtes Paket. Nur einige unbedeutende Kulminationen wurden beobachtet: am Ostende der Sperre von Lago di Sardignana und im Kamm W. des Pizzo del Becco.

Wieder tiefer als **M 2** liegt **M 3**, das Massiv des Pzo Vacca. Dieses fängt mit einigen Staffelbrüchen an, die mit einer sehr groben Klüftungszone zusammenhängen. Diese geht über Pt. 2051, Lago di Sardignana und durch die Schlucht am Pfade Lago di Sardignana—Porta zur Querstörung von Porta.

Nicht nur aus dem in W. Richtung Verschwinden des Kristallins vom Fenster Lago Rotondo—Pian' del Asino, sondern auch aus der Sedimentbedeckung geht hervor, dass **M** nach W. taucht. Dasselbe Ergebnis lieferte die Einheit **L** (siehe oben S. 221). N.W. von Carona sehen wir aber den Lago Rotondo-Bruch unter der Servino-Ueberschiebungsfäche verschwinden. **L 1** liegt sogar dort etwas höher als **M 1**. Die Ursache ist darin zu suchen: 1°. **M** taucht stärker als **L**, so dass die Sprunghöhe des Bruches abnimmt, der weiter nach W. nicht mehr zu verfolgen ist. 2°. Der Höhenunterschied wird lokal aufgehoben da **L 1** stärker emporgepresst ist. Der Betrag der Aufschiebung übertrifft sogar den der Sprunghöhe: die obere Grenze von **L 1** liegt an der Westseite höher als **M 1** und zudem treten in **L 1** Porphyre an den Tag, die in **M 1** nicht aufgeschlossen sind.

An der Lago Marcio-Aufschiebung ist der jüngere Verrucano gegen die älteren Collioschichten aufgeschoben. Sehr schön ist bei der N. Sperre vom Lago Marcio die Ueberschiebungsfläche selbst aufgeschlossen. Wir haben es also nicht mit einer gewöhnlichen Schubfläche zu tun, wobei immer ältere Schichten über jüngere geschoben sind. Ebensowenig kann es sich um eine einfache Verwerfung handeln. Oestlich des Verrucano von **M 1** finden wir auf der Lago Marcio-Störung einen Verrucanorest der zwischen Collioschichten eingeklemmt ist. Dieser ist nur durch die Annahme zu erklären, dass der Verrucano von **M 1** ursprünglich tiefer gelegen hat, und dass später **M 1** zu seiner gegenwärtigen Lage aufgeschoben wurde, wobei der Verrucanorest auf der Aufschiebungsfläche zurückblieb.

Analog zum Lago Rotondo-Bruch möchte ich annehmen, dass sie bis in das Grundgebirge durchsetzt. Nach W. endet sie in der stark verschieferten Zone der Cava d'Ardesia oberhalb Branzi. Nach E. verlieren wir sie am Passo d'Aviasco aus dem Auge. Möglicherweise ist die Fortsetzung in der Nähe von Lago Nero zu suchen.

N 1. Massiv der Laghi Gemelli.

Die Sedimente von diesem Massiv zeigen eine wellige Lage. Nur in der Nähe von der Lago Marcio-Störung kommt eine Kleinfaltung vor (z. B. N. Lago Colombo), die durch das Aufpressen von **L 1 + 2 + 3** verursacht wird. Nach W. muss auch **N** tauchen. Die Lago Marcio-Aufschiebung klingt in der Cava d'Ardesia aus und die Grenze Verrucano—Collio liegt W. des Brembotales tiefer als im Pizzo Vacca und im Pizzo del Orto.

5. Tektonische Synthese des Gebietes.

Mit verschiedenen tektonischen Elementen machten wir bis jetzt Bekanntschaft: Brüchen, Falten, Schuppen, Aufschiebungen u.s.w. Wir werden versuchen sie in Raum und Zeit zu ordnen. Folgende zeitliche Gliederung lässt sich aufstellen:

Präpermisch (? Herzynisch):

1. Bildung von Brüchen im Grundgebirge.

Alpin:

2. Bildung von Antiklinalen und Synklinalen.
- 3a. Bildung von Brüchen. Vertikale Bewegungen der zwischen den Brüchen liegenden Blöcke. Die Bruchflächen werden schief gestellt.
- 3b. Oberflächlicher Zusammenschub. Schuppenbildung.
- 3c. Stärkere Zusammenpressung und Steilstellung der Aufschiebungsflächen.

Wir werden versuchen mit Hilfe einiger Beispiele dieses Schema zu erläutern.

Unter der Westwand des Pizzo Cerie kommen mächtige Ultramylonitonen vor, die die Grenze der Basalkonglomerate nur wenig verstellen. Die Zone, die etwa durch den Gipfel geht, wurde bei der Durchkletterung des Grates in den Basalkonglomeraten nicht beobachtet. In der Ostwand stellte TIMMERMANS aber in 1933 fest, dass die Grenze um etwa 10 bis 15 m verschoben wird. Dass solche unbedeutenden Brüche nicht genügen, um eine stark mylonitisierte Zone im Grundgebirge zu erklären, ist einleuchtend. Wir müssen also annehmen, dass vor der Ablagerung des Permes das Grundgebirge schon von Brüchen und Mylonitonen durchzogen war (*1. Phase*), und dass die Alpine Tektogenese wahrscheinlich mehrere von diesen vermutlich herzynischen Störungen wieder aufleben liess. Diese herzynische Phase ergibt sich auch schon daraus, dass wir in den Basalkonglomeraten Gerölle von stark beanspruchten Quarziten oder Einschlüsse mit verbogener Zwillingslamellierung der Feldspäte finden. TROMP (S. 214) meinte aus anderen Gründen schon ein herzynisches Alter der Brüche im Grundgebirge annehmen zu dürfen.

Es ist nicht ausgeschlossen, dass der Lago Rotondo-Bruch schon in permischer Zeit existierte. Der Mächtigkeitsunterschied der Collioschichten beiderseits dieser Linie ist auffallend ebenso wie das Vorkommen von Porphyren und Tuffen S. davon (vgl. Kap. VII).

Die folgenden tektonischen Elemente umfassen immer sowohl Grundgebirge als auch die permischen Sedimente, oder nur die letzteren. Ihr Alter ist also jedenfalls postpermisch, und wir dürfen wohl annehmen, dass sie durch die alpine Tektogenese erzeugt worden sind.

Zuerst hat eine schwache Faltung das Gebiet ergriffen (*2. Phase*). Sie muss schon alt sein. Brüche und Aufschiebungen schneiden die Synklinale ab, wie z. B. die Monte Masoni-Synklinale von der Passo di Cigola-Aufschiebung abgeschnitten wird und Schubflächen ihren S. Flügel (H 2) durchschneiden. Die praexistierenden Antiklinale sind die Ursache, dass Sedimentpakete übereinander geschoben sind (K 4 über K 5); sie trennen Gebiete mit verschiedenen Schuppenbau (K 1 + K 2 + K 3 und K 4 + K 5). Die Faltung muss also älter sein als die Bruch- und Schuppenbildung. Es ist nicht ausgeschlossen, dass die drei jetzt teilweise übereinander geschobenen Synklinale, Pzo Zerna—Mte Masoni—Mte Aga, früher eine einzige grosse Synklinale gebildet haben.

Es muss eine Periode gegeben haben, wo verschiedene Massive an Verwerfungen abgesunken sind (*Phase 3a*). Das Ostende der Monte Masoni-Synklinale liegt tiefer als das Westende der Mte Aga-Synklinale, ebenso wie das Perm der Pizzo Zerna tiefer gelegen haben muss als das des Mte Masoni, u.s.w. Viele dieser Lagerungsverhältnisse sind durch die späteren Aufschiebungen und Einklemmungen nicht oder nur teilweise verwischt worden. Dass wirklich Absinken stattgefunden haben muss vor den Aufschiebungen, wird durch das Vorkommen einiger Linsen von stark beanspruchtem Verrucano zwischen den verschieferten Collioschiefern des Passo di Cigola bewiesen. Anfänglich muss der Verrucano also wenigstens so tief wie dieser Punkt gelegen haben, um jetzt zwischen Collioschichten eingeklemmt und zurückgeblieben zu sein.

Auch der Bruch vom Lago Rotondo muss eine ansehnliche Sprung-

höhe besessen haben. Wie würde sonst das nördliche Gebiet so stark zusammengeschuppt sein, während auf **M** das ganze Perm ruhig und ungestört liegen geblieben ist. Die starke Druckschieferung der Sedimente N. des L. Rotondo-Bruches und das Vorkommen von nur grober Klüftung südlich davon deutet auf dieselbe Tatsache hin.

Für die Lago Marcio-Aufschiebung verweise ich nach S. 223. Das Massiv des Pizzo Vacca und des Pzo del Becco liegt noch deutlich niedriger als das Massiv der Laghi Gemelli.

Nach dieser Phase sehen wir das Gebiet durchzogen von zahllosen E.—W. oder S.W.—N.E. streichenden Verwerfungen, an denen ein Absinken der N. Blöcke stattgefunden hat. Wollen wir uns die Wirkung vorstellen, die der folgende Paroxysmus gehabt hat, so müssen wir von diesem deutlich gestuften Gebiet ausgehen.

Während der *Phase 3b* unterscheiden wir zwei durch den Lago Rotondo-Bruch getrennte Gebiete. Das nördliche ist stark zusammengeschuppt, während das südliche augenscheinlich viel weniger tektonisch beansprucht ist. Man entkommt so nicht dem Gedanken, dass der hohe Block **M** einen Widerstand bildete, an dem die nördlich liegenden Schichten aufschuppen mussten, wodurch neue Brüche entstanden oder alte neu geöffnet wurden. Die Sedimente gleich N. von **M** wurden eingeklemmt. Besonders die tiefen Teile von **L** sind stark geschiefert. Die höheren Schichten, wie die Collioschichten der Pizzo Poris—Mte Grabiasca, wurden weniger geschiefert, da sie anstatt gegen Grundgebirge gegen Collioschichten angestaut wurden.

Die Aufschiebung fand an Brüchen statt, die schon existierten (Pzo Zerna-Bruch, Passo di Cigola-Bruch, Lago Marcio-Bruch u.s.w.). Dabei sind die Bruchflächen zuerst schief gestellt worden und haben ein N. Fallen bekommen. Die Kraft, die Auf- und Ueberschiebungen, sowie Schuppen erzeugt hat, muss eine ziemlich oberflächliche gewesen sein, die in diesem Fall von N. nach S. gerichtet war. Es ist einleuchtend, dass eine ursprünglich vertikale Fläche dadurch ein N. Fallen bekommen muss. Dies zeigt Fig. 10: im Pzo Zerna steht die Schichtung senkrecht zum ursprünglich vertikalen, jetzt schiefgestellten Bruch.

Auch andere Brüche, wie die Diavolo-Aufschiebung und die Laghi di Publino-Aufschiebung, müssen jetzt die Gelegenheit zum Auf- und Ueberschieben geboten haben. Diese Bewegung ist so stark, dass die Sedimente, die überschoben werden, sich dann und wann von ihrer Grundlage lösen und über andere Sedimentpakete schieben (*Schuppenbildung*). So schiebt **K 4** über **K 5**, und schieben **K 1**, **K 2** und **K 3** übereinander.

Es muss aber der Augenblick eintreten, in dem die schuppene Masse sich N. des Lago Rotondo-Bruches festläuft (*Phase 3c*). Dann wird das Gebiet nur noch stark zusammengepresst. Der nach N. gerichtete Gegendruck der sich aufschichtenden Sedimente, teilweise auch des Torretta—Cabianca-Massives und des weiter südlich liegenden Grundgebirges überhaupt, wird grösser, während der Druck nach S. noch immer wirkt. Die Folge muss jetzt sein, dass die nach N. fallenden Aufschiebungsfelder steiler gestellt und Antiklinalen und Synklinalen akzentuiert werden. Vielleicht überkippte während dieser Phase der N. Flügel der Mte Masoni-Synklinale. Die schmale Verbindung zwischen der West- und

Osthälfte von **H** muss jetzt zerstört sein. Die Schuppen **K 4** und **K 5** haben keine Gelegenheit mehr weiter vorzudringen. Nur durch Biegen und Falten kann der Block **K** noch verkleinert werden. Die Valle del Mte Sasso-Antiklinale wird stärker emporgepresst, was teilweise längs neuen Brüchen auf der Grenze Glimmerschiefer—Gneis chiari geschieht. Die S. davon liegenden Sedimenten (**K 4** und **K 5**) werden so in eine Art Mulde zusammengepresst, wobei kleine Brüche entstehen und vertikale Bewegungen stattfinden (Fig. 14). Da auch die Schubfläche zwischen **K 4** und **K 5** gefaltet und gebrochen wurde, muss dieses Einfalten jünger sein als die Schuppenbildung von Phase 3b.

K und **L** bildeten, was den Teil W. der Armentarga anbetrifft, bis jetzt ein Ganzes. Wir sehen ja wie die Schubfläche **K 2—K 3** mit dem Verrucano von **K 3** sich S.W. der Casera-Aufschiebung auf **L** fortsetzt. Somit ist auch die Casera-Aufschiebung jünger als die Schuppenbildung.

Durch das Zusammenpressen werden kleine transversale Brüche gebildet, die die älteren Bewegungsflächen durchsetzen und verspringen lassen. Als Beispiele erwähne ich die kleinen Brüche auf Fig. 11, die die Passo di Cigola-Aufschiebung verstellen, und die kleinen Querstörungen in der Valle Camisana. (Siehe Fig. 12).

Alle Brüche, die während der Phase 3c entstanden sind, zeigen zwei Eigentümlichkeiten: 1. Der Betrag der Aufschiebung ist gering; die vertikale Komponente ist also klein gewesen (Casera-Aufschiebung, Querbruch zwischen **H 1** und **H 2**). 2. Sie passen sich an den Widerstand, i.e. den Lago Rotondo-Bruch an und laufen mehr oder weniger parallel mit ihm. Auch die beanspruchte Zone, der Bruch in der Mte Sasso-Antiklinale schmiegt sich dem Widerstand des Gneis chiari-Massives an.

Die Wirkung des Druckes ist auch am Massiv **M** zu spüren (Aufbiegung und Verschuppung am N. Rand). Die Widerstandsfähigkeit der Masse **M** muss sich stark vergrößert haben durch die gewaltige Porphyredecke des Mte Cabianna; seine wichtige Rolle in der Tektonik verdankt es aber vor allem seiner höheren Lage. Sehr wichtig ist auch die Tatsache, dass der Lago Rotondo-Bruch wahrscheinlich viel steiler gestanden ist (vielleicht ursprünglich S. Fallen?) als die anderen Aufschiebungsflächen, und zwar so steil, dass Ueberschiebungen und Aufschiebungen an diesem Bruch nicht stattgefunden haben.

Schliesslich gibt es noch zwei Punkte, die nicht unerwähnt bleiben dürfen, nämlich die Richtung der tektonischen Kräfte und der Zusammenhang, der möglicherweise zwischen den einzelnen Phasen besteht.

Was dem 1. Punkt anbetrifft, scheint es als ob die Brüche und Schuppen (Phase 3a und 3b) durch eine N.N.W.—S.S.E. gerichtete Kraft erzeugt worden sind. Alle bedeutenden Schubflächen und Aufschiebungen streichen W.S.W.—E.N.E. und zeigen an verschiedenen Stellen die Neigung nach N.E. abzubiegen. Die wichtigste Druckschieferungsrichtung (N. 60°—80° E.) könnte man damit in Verbindung bringen.

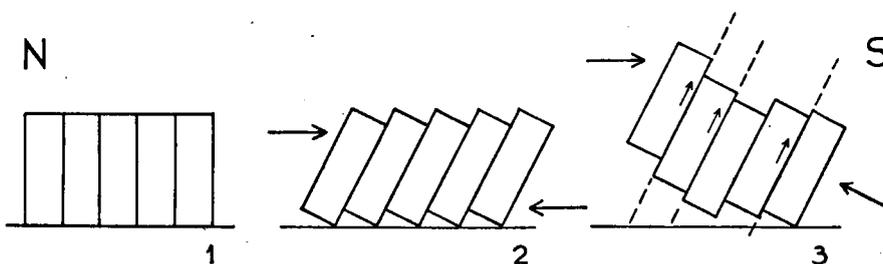
Die Kraft der letzten Phase 3c muss mehr N.—S. oder N.N.E.—S.S.W. Richtung gehabt haben. Die Flächen, die den kleinsten Winkel mit dieser Richtung machen, wurden am wenigsten steilgestellt (Ostende

der Pizzo Zerna- und Passo di Cigola-Aufschiebung mit N.E.-Streichen). Auch das Zusammenwirken des W.-Teiles der Passo di Cigola-Störung mit dem E.-Teil der Diavolo-Störung deutet darauf hin, dass die Richtung der wirkenden Kraft sich in östlichem oder nordöstlichem Sinn geändert hat. Es bleibt die Frage, ob wir hier einen Zusammenhang annehmen dürfen mit der Druckschieferung N. 100° — 110° E.

Zum Schluss wollen wir nachgehen, ob die verschiedenen Phasen miteinander in Zusammenhang zu bringen sind. Es ist immerhin möglich, dass sie alle einzelnen Perioden entsprechen oder dass sogar mehrere Perioden gemeinsam eine und dieselbe Struktur erzeugt haben.

Wollen wir aber versuchen, verschiedene Phasen zu vereinigen, so fällt die herzynische erste Phase sofort weg. Es bleiben dann eine Faltung (2) und zwei zusammenschuppene Phasen (3b und 3c) übrig, die nur graduell und wahrscheinlich auch in ihrer Richtung verschieden sind. Immerhin können sie sehr gut ineinander übergehen. Grundsätzlich fremd scheint die Phase 3a mit ihren Absenkungserscheinungen längs Brüchen dazwischen zu stehen. Aber auch diese kann durch dieselbe oberflächliche Kraft verursacht sein, die sich in 3b und 3c in eine Verschuppung äussert. Dazu möchte ich auf folgendes Beispiel hinweisen.

Wenn man eine Anzahl Blöcke z. B. Backsteine aufrecht nebeneinander stellt (Fig. 16—1), so sind zwischen den Blöcken schon Flächen



Figur 16.

anwesend, wo Bewegungen leicht stattfinden können. Das Grundgebirge war durch seine herzynischen Brüche auch in eine Reihe leicht bewegliche Blöcke zerlegt. Ueben wir auf unsere Reihe Backsteine im N. an der Oberseite oder an der Unterseite im S. eine Druckkraft aus, so werden die Blöcke zuerst umzukippen versuchen. Dabei sehen wir, dass bei jeder trennenden Fläche zwischen zwei Steinen, der nördliche in Bezug auf den nächst südlichen absinkt, und dass gleichzeitig die Brüche ein flacheres N. Fallen bekommen (Fig. 16—2). Wenn in einem bestimmten Moment die Blöcke nicht weiter umkippen können (Fig. 16—3) und wir pressen stark genug, so werden sie übereinanderschieben müssen, wie die Aufschiebungen unseres Grundgebirges.

Wir sehen also, dass das Absinken an Verwerfungen von Phase 3a gar kein fremdes Motiv ist und ein normales Vorspiel zu den Aufschiebungen und Schuppungen darstellt.

Zusammenfassend können wir also feststellen, dass die alpine Struk-

tur des Aufnahmegebietes durch eine oberflächlich von N. nach S. gerichtete Kraft zu erklären ist, was gleichbedeutend ist mit einer Unterschiebung des tieferen Grundgebirges von S. nach N.

Die Ergebnisse dieser Kartierung und weitere Beobachtungen in den Lombardischen Alpen ausserhalb des Aufnahmegebietes haben zu neuen Gedanken über den Bau dieses Gebirges geführt. In einer folgenden Arbeit hoffe ich in dieser Zeitschrift darüber zu berichten.

IX. LITERATURVERZEICHNIS.

- P. BEARTH. Ueber Gangmylonite der Silvretta. Schweiz. Min. Petr. Mitteilungen. Bd. XIII, 1933, S. 347—355.
- T. G. BONNEY. On some nodular Felsites in the Bala-group of North Wales. Quarterly Journal Geol. Soc. London, Vol. 38, 1882, p. 295.
- W. L. BUNING. De Geologie van den Cimone di Margno en den Monte di Muggio. Leidsche Geol. Med. Dl. IV, 1932, p. 321.
- G. B. CACCIAMALI. Morfogenesi delle Prealpi Lombarde ed in particolare di quelle della Provincia di Brescia. Brescia 1930.
- H. P. CORNELIUS. Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. Geologische Rundschau Bd. 16, 1925, S. 350—377 und S. 417—434.
- H. P. CORNELIUS und MARTHA FURLANI—CORNELIUS. Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschriften der Akad. d. Wiss. Wien, Math—Naturw. Klasse, Bd. 102, 1930, S. 207—301.
- J. COSIJN. De Geologie van de Valle di Olmo al Brembo. Leidsche Geol. Mededeelingen Dl. II, 1928, p. 253—322.
- R. D. CROMMELIN. La Géologie de la Valsassina et de la Région adjacente au Nord. Leidsche Geol. Meded. Dl. IV, 1932, p. 401—459.
- G. CURIONI. Geologia, con carta geologica delle Provincie Lombarde. Milano 1877.
- A. L. HALL and G. A. F. MOLENGRAAFF. The Vredefort Mountainland in the Southern Transvaal and the northern Orange Freestate. Verhandelingen der Kon. Akad. v. Wetensch. Amsterdam (Tweede Sectie), Dl. XXIV, No. 3, 1925.
- W. HAMMER. Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jahrb. K. K. geol. Reichsanstalt Wien, Bd. 64, 1914, S. 443—566.
- Die Phyllitzone von Landeck. Jahrbuch geol. Reichsanstalt Wien, Bd. 58, 1918.
- Einige Ergebnisse der Geol. Landesaufnahme in den westlichen Zentralalpen. Geol. Rundschau, Bd. XVI, 1925, S. 147—160.
- G. L. HOFSTEENGE. Mineragraphisch onderzoek der Loodzinkertsen uit de Bergamasker Alpen. Bijdrage tot de Geol. d. Berg. Alpen No. 9, Leidsche Geol. Meded. VI, 2, 1934, p. 60—78.
- W. J. JONG. Zur Geologie der Bergamasker Alpen nördlich des Val Stabina. Leidsche Geol. Meded. Dl. III, 1928, p. 49—104.
- H. KINZL. Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. Petermanns Mitteilungen, Bd. 74, 1928, S. 261—265.
- TH. H. F. KLOMPÉ. Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo. Dissertation, Leiden 1929.
- G. NANGERONI. Il Glacialismo attuale nelle Prealpi Orobiche. „Le Alpi Orobiche“, Bollettino mensile del Club Alpino Italiano, Sezione di Bergamo XIII, No. 7 sq., 1932—1933.
- P. NIGGLI. Gesteins und Mineralprovinzen. Bd. I, Berlin 1923.
- J. PARKINSON. On the Pyromerides of Boulay Bay (Jersey). Quart. Journal Geol. Soc. London. Vol. 54, 1898, p. 101.

- PEACH, HORNE u.s.w. The Geological Structure of the North-West Highlands of Scotland. Memoirs of the Geological Survey of Great-Britain. Glasgow 1907.
- C. PORRO. Alpi Bergamasche. Carta Geol. rilevata dal 1895—1901 con „Sezioni geologiche“ e „Note illustrative“. Milano 1903.
- Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica. Memorie del R. Istituto Lomb. di Scienze e Lett. — Classe di Scienze Mat. e Naturali. Vol. XXII, XIII della Serie III, Fasc. V, 1933.
- M. REINHARD. Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.
- und H. PREISWERK. Ueber Granitmylonite im Aiguilles-Rouges-Massiv. Verh. d. Naturf. Gesellsch. Basel, Bd. 38, 1927, S. 188—200.
- H. ROSENBUSCH. Mikroskopische Physiographie, Bd. II, Massige Gesteine, Stuttgart 1907—1908.
- W. SALOMON. Die Adamellogruppe. Abh. der K. K. geol. Reichsanstalt Wien, Bd. XXI, 1—2, 1908—1910.
- Neue geologische Beobachtungen im Baitonegebiet der Adamello. Sitz-berichte Heidelberger Akad. d. Wiss. Math.-Naturw. Klasse. Jahrgang 1928, Abh. 15.
- Arktische Bodenformen in den Alpen. Sitz-berichte Heidelberger Akad. d. Wiss. Math.-Naturw. Klasse. Jahrgang 1929, Abh. 5.
- B. SANDER. Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
- S. J. SHAND. The pseudotachylyte of Parijs (Orange Free State) and its relation to „Trap-Shotten Gneiss“ and „Flinty Crush Rock“. Quart. Journal. Geol. Soc. London. Vol. 72, 1916, p. 198—221.
- J. STINY. Einiges über Gesteinsklüfte und Geländerformen in der Reisseckgruppe (Kärnten). Zeitschr. f. Geomorphologie, Bd. I, 1926, S. 273.
- A. STRECKEISEN. Geologie und Mineralogie der Flüelagruppe. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. VIII, 1928, S. 87—240.
- S. W. TROMP. La Géologie du Valle del Bitto et la tectonique des Alpes Lombardes. Leidsche Geologische Mededeelingen, Dl. IV, 1932, p. 123.
- J. H. L. WENNEKERS. De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole. Leidsche Geol. Meded., Dl. III, 1930, p. 265.
- The Structure of the Bergamo Alps compared with that of the north-west Highlands of Scotland. Leidsche Geol. Meded. Dl. IV, 2 (1932), p. 83—93.