BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER BERGAMASKER ALPEN No. 12.

# ERLÄUTERUNGEN ZUR GEOLOGISCHEN KARTE DER ZENTRALEN BERGAMASKER ALPEN

VON

J. J. DOZY und P. D. TIMMERMANS.

Mit Tafel 1.

## INHALTSVERZEICHNIS.

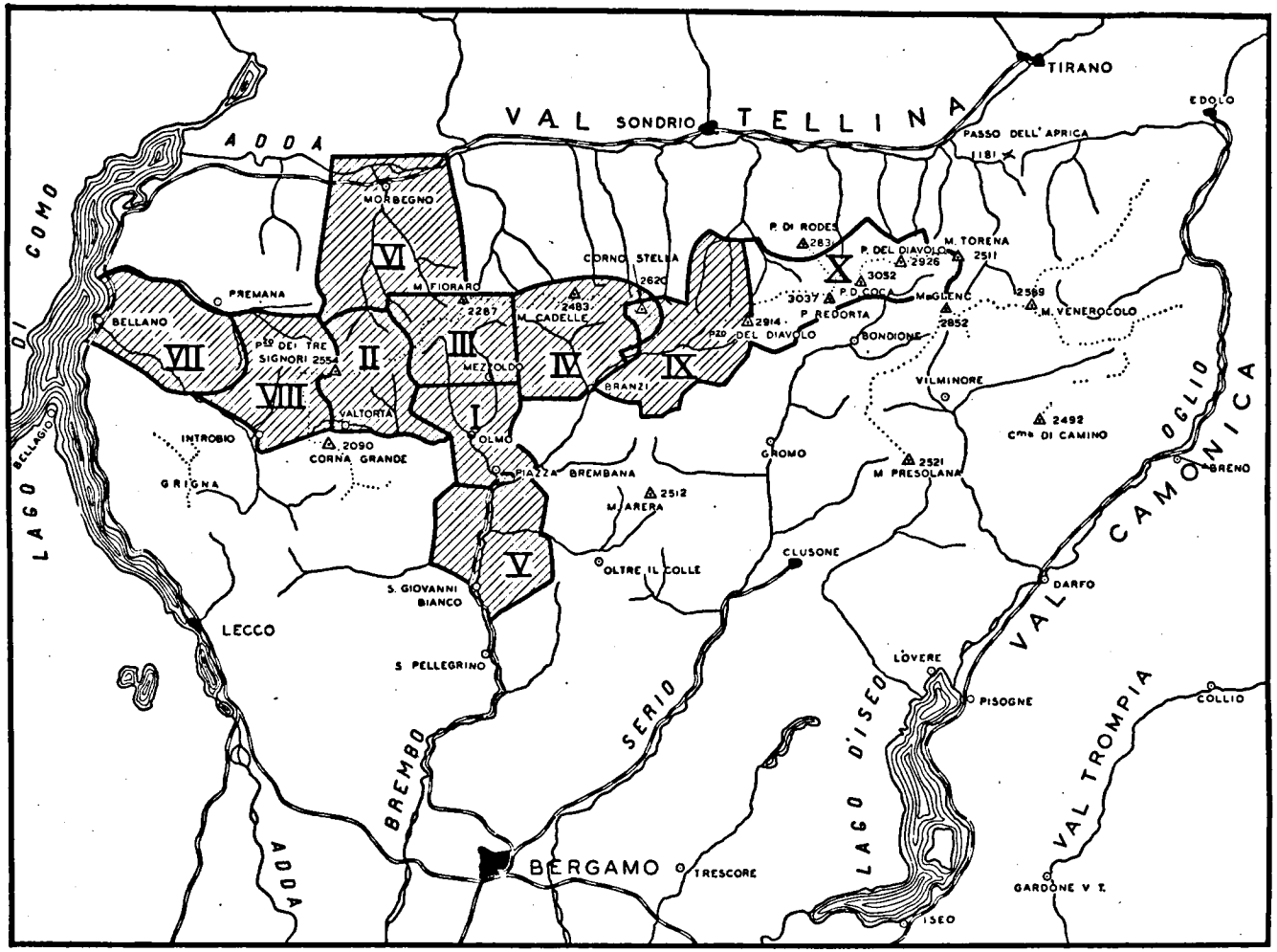

| | Pag. |
|---|---|
| I. Einleitung | 88 |
| II. Das Grundgebirge | 89 |
| A. Paragesteine | 89 |
| 1. Glimmerschiefer und Schiefergneise | 89 |
| 2. Feldspatknotengneise | 90 |
| 3. Phylliten | 90 |
| B. Orthogesteine | 90 |
| 1. Amphibolite | 90 |
| α. Biotitamphibolite | 91 |
| β. Plagioklasamphibolite | 92 |
| γ. Epidotamphibolite | 92 |
| 2. Orthogneise | 93 |
| III. Sedimente und Ergussgesteine | 95 |
| A. Unteres Perm | 95 |
| 1. Basalkonglomerate | 95 |
| 2. Collioserie | 95 |
| a. Gemischte Konglomerate | 95 |
| b. Ergussgesteine und zugehörige Tuffe | 96 |
| Quarzporphyre | 96 |
| Quarzporphyrtuffe | 96 |
| c. Pelitische- und Psammitische Gesteine, Collioschiefer | 97 |
| d. Mächtigkeit und Sedimentationsraum | 97 |
| B. Oberes Perm | 97 |
| Verrucano | 97 |
| C. Quartär | 97 |
| IV. Ganggesteine | 98 |
| 1. Hornblendedioritporphyrit | 98 |
| 2. Spessartit | 98 |

Pag.

V. Mylonitische Gesteine . . . . . 98
A. Paragesteinsmylonite . . . . . 99
B. Chloritisierte Amphibolite und chloritreiche Mylonite . . 100
C. Mylonite in den permischen Sedimenten . . . . . 100

VI. Tektonik . . . . . 101
A. Der Gebirgsabschnitt zwischen Pzo del Diavolo di Tenda und Passo della Brunone . . . . . 101
B. Der Gebirgsabschnitt zwischen dem Brunone und Val Morta . . . . . 103
C. Die Val Morta und die beiden Valle Malgina . . . . 105
D. Das Gebiet zwischen Valle Malgina und dem Kamm M. Torena—M. Gleno . . . . . 108
E. Zusammenfassung . . . . . 108

VII. Literatur . . . . . 109




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

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| I. | Aufnahme | J. Cosijn, 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. | „ | R. D. Crommelin, 1929—1931. |
| IV. | „ | J. H. L. Wennekers, 1928—1929. | IX. | „ | J. J. Dozy, 1931—1932. |
| V. | „ | G. L. Hofsteenge, 1929—1930. | X. | „ | J. J. Dozy und P. D. Timmermans, 1933. |

# I. EINLEITUNG.

Im Winter 1932—33 reifte in uns der Gedanke, den wenig zugänglichen zentralen Teil der Bergamasker Alpen, wie es auf Figur 1 angegeben ist, geologisch aufzunehmen. Das Gelände stellte immerhin dem Alleingänger derartige Schwierigkeiten, dass eine Aufnahme in gleicher Weise wie sie in den übrigen Teilen der Bergamasker Alpen durch die Leidener Geologen unternommen wurde, unmöglich gewesen wäre. Wir hatten darum die Absicht die Aufnahme zu zweien auszuführen. Weil sie innerhalb eines Sommers abgeschlossen werden sollte, waren wir gezwungen sie als eine Art Uebersichskartierung aufzufassen. Der rechtzeitige Abschluss wäre ohne die Assistenz von P. L. Damsté und W. A. Visser, für die wir an dieser Stelle unseren besten Dank aussprechen, unmöglich gewesen.

Am 10. Juli 1933 fing die Arbeit in der Valle Caronno und in der Valle du Videl an. Sie schliesst also im W. an dem von Dozy 1931 und 1932 aufgenommenen Gebiet an. Stetig wurde nach E. hin gearbeitet. In der W-Hälfte dienten die folgenden, meist unbewirtschafteten Hütten des C. A. I. als Unterkunft:

Rifugio Mambretti, 2010 m, (Sezione di Sondrio) in der Valle Caronno.

Case di Scais, 1462 m, in der Valle di Agneda.

Rifugio Brunone, 2300 m, (Sezione di Bergamo) in der Val Nero.

Rifugio Coca, 1800 m, (Sezione di Bergamo).

In der E-Hälfte wurde die Aufnahme mittels Zeltlager fortgesetzt, wobei Rifugio Curo als Stützpunkt diente. Diese befanden sich in der Val Morta auf 2190 m, in der Valle di Arigna, SW Pèsciola, in 1930 m Höhe, am Lago della Malgina auf 2380 m und oberhalb Lago Alto di Barbellino (2200 m). Standort war Bondione in der Valle Seriana, wo die Ruhetage zugebracht wurden.

Als topographische Unterlage für die geologische Karte wurde die Carta d'Italia 1:25.000 benutzt und zwar:

| | | |
|---|---|---|
| Fo. 18. | Corno Stella, Tavolette | nordest |
| | | sudest |
| Fo. 19. | Schilpario, Tavolette | nordest |
| | | sudest |
| | | nordovest |
| | | sudovest |

Sie sind die Vergrösserung einer Karte 1:50.000 und hie und da recht ungenau. Besondere Schwierigkeiten veranlasste die „regione Pioda" am oberen westlichen Talhang der Valle di Arigna unterhalb des Pzo Biolco.

Ausserordentlich schönes Wetter förderte die Aufnahme, so dass sie

am 26. August 1933 abgeschlossen werden konnte. Die Ausarbeitung fand Anfang 1935 im geologischen Institut der Universität Leiden statt.

Recht herzlichen Dank sind wir der Stiftung *„Molengraaff-fonds"* verpflichtet, die es uns durch finanzielle Unterstützung ermöglichte unsere Pläne auszuführen. Gerne gedenken wir dem Beistand und der Hilfe, die wir seitens der Ingenieure der *Società Idroelettrica Barbellino* empfangen haben. Auch die gastlichen Hütten des *Club Alpino Italiano, Sezione di Bergamo* und *Sezione di Sondrio,* haben uns die Arbeit erleichtert. Für seine Ratschläge und die Veröffentlichung sind wir Herrn Prof. Dr. B. G. ESCHER zu herzlichem Dank verpflichtet.

## II. DAS GRUNDGEBIRGE.

### A. Paragesteine.

#### 1. Glimmerschiefer und Schiefergneise.

Diese Gruppe stellt sich aus einer grossen Anzahl Abarten zusammen die lagenweise wechseln und durch Uebergänge miteinander verbunden sind. Im Felde sind sie durch die Namen Glimmerschiefer und Schiefergneise völlig charakterisiert, besonders wenn man bedenkt, dass Biotit durch Chlorit zersetzt sein kann und dass so Uebergänge zu chloritischen Schiefern und Gneisen entstehen können.

Als Hauptgemengteil treten Quarz, Feldspat, Muskovit, Biotit oder Chlorit auf. Nach den Mengenverhältnissen unterscheidet man Quarzite, Gneisquarzite, Biotitmuskovitschiefer und -gneise, e.v. Muskovitchloritschiefer oder -gneise.

Der *Quarz* is fast immer undulös. Der *Feldspat* ist vorwiegend Orthoklas und saurer Plagioklas. In einigen Schliffen wurde Mikroperthit, in einem Grundgebirgseinschluss in den gemischten Konglomeraten vom Pzo Gro Mikroklin beobachtet. Wir fragen uns, in wie ferne hier Material von Orthoherkunft beigemischt ist. Der Feldspat zeigt meistens die normale Korngrösse des Gesteins; zwar kommen dann und wann grössere Individuen vor, die aber dem Gestein niemals ein gesprenkeltes Aussehen geben, wie wir es in der Glimmerschiefergruppe westlich des Pzo del Diavolo di Tenda beschrieben haben. *Biotit* ist sehr oft in Chlorit und Erz umgewandelt.

Es scheint, dass E Valle di Arigna Tonerdemineralien mehr in den Hintergrund treten: in den wenigen Schliffen, die wir besitzen fehlt Staurolith ganz und kommt Granat nur äusserst spärlich vor.

Akzessorisch finden wir Calcit, Epidot, Apatit, Rutil, Sagenit, Zirkon, Magnetit, Ilmenit und Leukoxen; sekundär: Chlorit, Serizit und Limonit.

Die Struktur wechselt von einer granoblastischen mit Kristallisationsschieferung zu einer lepidoblastischen. Die Gesteine sind schiefrig oder zeigen Lagentextur. Zermalmung und Kataklase ist in Verbindung mit Myloniten häufig.

2. Feldspatknotengneise.

Die schiefrigen und gneisigen Gesteine der Val du Videl und Valle Caronno bilden die direkte Fortsetzung nach E der Gesteine der Knotengneisgruppe in der Valle di Venina und Valle d'Ambria. Es handelt sich also um eine ziemlich bunte und häufige Abwechslung von Schiefergneisen, Feldspatknotenschiefern, Feldspatknotengneisen und wahrscheinlich auch von Tonerdesilikatgneisen. Am auffallendsten ist die Feldspatknotenbildung, die aber lokal untergeordnet vorkommt, oder fehlen kann, wie z.B. im Kamm NW Pzo Biolco und Pt. 2644. Bei einer genaueren Aufnahme wird sich wahrscheinlich ergeben, dass es im Grundgebirge mehrere Lücken gibt, die nicht von der Knotenbildung betroffen worden sind.

3. Phylliten.

Es sind grösstenteils Serizit- und Chloritphyllite. Ebenso wie in den Phylliten von Ambria treten auch hier Uebergänge zu den Glimmerschiefern auf, so dass wir vielleicht fein texturierte Glimmerschiefer zwischen diesen Gesteinen erwarten dürfen. In einer früheren Arbeit ist Dozy zum Schluss gekommen, dass diese Gesteine keine richtige Epinatur zeigen und dass sie sich auch in der Zusammensetzung der primären Sedimente von den Glimmerschiefern unterscheiden. Der häufige Wechsel der Phyllite und Glimmerschiefer etwa östlich Val Morta scheint ebenfalls darauf zu deuten. Die Trennung dieser zwei Gesteinsgruppen wurde im Felde durch den Unterschied in Habitus durchgeführt.

Ein Gestein, das im Grat Pzo del Diavolo—Pzo di Cavrel neben dem Porphyr ansteht, muss einzeln erwähnt werden. Es zeigt ein phyllitisches Aussehen, besteht in erster Linie aus Serizit, Muskovit, Chlorit und Quarz. Viel gerundete Leukoxenkörner sind im Schliff verbreitet. Einige kleine runde Chloritnister sind wahrscheinlich aus Granat entstanden. Am auffallendsten ist aber das Vorkommen zahlreicher Augen von Orthoklas oder saurem Plagioklas, die als klare Einsprenglinge bisweilen verzwillingt im Gestein regelmässig zerstreut sind. Sie lassen die Parallelstruktur abbiegen. Es liegt nahe, anzunehmen, dass wir es mit einem Gestein zu tun haben, das mit den Ortho-Alkalifeldspat-Augengneisen und den Gneisphylliten zu vergleichen ist, die Dozy (1935) im Kamm Pzo Meriggio—Pzo Campaggio als Uebergang der Phyllitgruppe zur Gneisgruppe gefunden hat. Wir haben es auf der Karte als Phyllit bezeichnet.

**B. Orthogesteine.**

1. Amphibolite.

Einige Gesteine, die wir unter dem Namen Amphibolit zusammengefasst haben, wurden schon von Porro (1903) erwähnt, aber nicht eingehend beschrieben. Sie wurden besonders im Hauptkamm zwischen Pso del Bondone und Pso della Malgina gefunden, sonst auch noch in einigen anderen weniger wichtigen Vorkommen. Es sind vorwiegend Orthogesteine, was sich schon aus ihrer groben Textur ergibt: sie sehen

uralisierten Gabbrogesteinen ähnlich und kommen wahrscheinlich in Verbindung mit saureren Intrusionen vor. Zwischen den Orthogneisen des ersten Cagameigletschers wurde ein Plagioklasamphibolit, im Orthogneis des Lago di Barbellino ein Gang oder eine Einschaltung eines Chloritamphibolites und eines Epidotfelses gefunden. Die Amphibolitmasse oberhalb Lago della Malgina enthält dagegen Einschaltungen von Plagioklasaugengneisen.

Auffallend ist das häufige Auftreten von Epidot in Gesteinen, die zu dieser Gruppe gehören. Es ist möglich, dass er grossenteils durch Umkristallisation von Plagioklas und Hornblende entstanden ist, ebenso wie STRECKEISEN (1928, S. 152) es bei den Epidotamphiboliten der Flüelagruppe beobachtet hat. Es lässt uns mitunter vermuten, dass epidot- und chloritreiche mylonitische Gesteine mit den Amphiboliten in Verbindung zu bringen sind.

Folgende Gesteine fassen wir zur Amphibolitgruppe zusammen.

*α. Biotitamphibolite.*

In der Rinne N Lago della Malgina wurde ein frisches, dunkelgrünes Gestein mit dichtem feinkörnigem Habitus gefunden. Auffallend sind bis 1 cm lange Hornblendenadeln.

Hauptgemengteile: Hornblende, Plagioklas, Biotit.

Nebengemengteile: Quarz, Magnetit, Chlorit, Zoisit-Epidot, Apatit, Granat.

Die *Hornblende* ist blaugrün bis gelbgrün pleochroitisch, was auf Alkaligehalt deutet, und zeigt stengelige, gut prismatische Kristalle mit fehlender Endbegrenzung. Der *Plagioklas* bildet kleine Körner. Der stark pleochroitische, dunkelgrüne bis hellgelbgrüne *Biotit* findet sich fast stets in Zusammenhang mit der Hornblende.

Das Gestein zeigt eine schwache Kristallisationstextur, indem die Hornblendenadeln sich meistens mit ihren C-Axen in eine Richtung eingestellt haben. Die Struktur ist feinkörnig granoblastisch.

Fräulein C. M. KOOMANS war so freundlich dieses Gestein (106) für uns analysieren zu wollen:

| | | | |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 54,26 | si | = 159 |
| $TiO_2$ | 1,90 | al | = 27,5 |
| $P_2O_5$ | 0,34 | fm | = 42,5 |
| $Al_2O_3$ | 15,87 | c | = 15 |
| $Fe_2O_3$ | 3,40 | alk | = 15 |
| FeO | 7,83 | ti | = 4,22 |
| MnO | 0,22 | p | = 0,35 |
| MgO | 3,59 | h | = 20,6 |
| CaO | 4,75 | k | = 0,24 |
| $Na_2O$ | 3,96 | mg | = 0,37 |
| $K_2O$ | 1,93 | c/fm | = 0,35 |
| $+ H_2O$ | 2,07 | | |
| $- H_2O$ | 0,04 | | |
| | 100,16 | | |

Spez. Gewicht: 2.93.

Der Chemismus ist also normaldioritisch und ähnelt dem des Dioritporphyrit von Platzers, Bernina (NIGGLI, Gesteins- und Mineralprovinzen I, p. 125, no. 6). Der fm unseres Gesteins ist aber etwas höher und der c etwas niedriger, so dass die Zusammensetzung zu der eines natronlamprosyenitisches Magmas neigt.

In einem 2½ m breiten schlier- oder gangartigen Aufschluss etwa östlich des Baches von der Valle della Cima, wo er den Pfad Rif. Curo—Pso di Caronella quert, fanden wir einen schiefrigen fettglänzenden dichten Chloritamphibolit. U. d. M. zeigt sich eine ein wenig gebleichte, dennoch stark blau, grün bis fast farblose Hornblende. Die Farbe deutet auch hier auf Alkaligehalt. Randlich kann sie in Chlorit übergehen. Weiter ist Chlorit wahrscheinlich grösstenteils aus Biotit hervorgegangen. Wichtige Gemengteile sind graubrauner Titanit und Magnetit-Ilmenit in ziemlich grossen Kristallen. Weitere Nebengemengteile: Epidot, Quarz, Feldspat, Granat (in Chlorit umgewandelt).

Das häufige Vorkommen von epizonalem Chlorit deutet auf Anklänge an eine Grünschieferfazies.

*β. Plagioklasamphibolite.*

In einem Kamin, der vom Becken oberhalb Foppa di Sopra zur NW-Zunge des ersten Cagameigletschers hinaufführt, wurde ein Plagioklasamphibolit mit Hornblendeporphyroblasten gefunden. Das flaserige, ziemlich grobkörnige Gestein besitzt eine deutliche Paralleltextur.

U. d. M. sieht man, dass die blassgrünen uralitischen Hornblendeporphyroblasten fast ohne kristallographische Begrenzung sind, besonders an ihrem Ende schilfig ausgefranst sind und häufig in Chlorit ausfasern. Sie markieren durch ihre annähernd parallele Anordnung die Schieferung. In den Zwischenräumen der Hornblendekristalle und mit ihnen verwachsen, kommen xenomorphe Plagioklasleisten vor, die oft noch von kleinen Amphibolnadeln durchsetzt sind. Die Grundmasse wird aber zum grössten Teil durch ein feinkörniges granoblastisches Plagioklasgewebe mit Klinozoisit, Epidot, Chlorit und ein wenig Quarz gebildet. Als Nebengemengteil tritt weiter Titanit auf.

Die Verwachsungsart der grossen Plagioklas- und Hornblendekristalle ist einem reliktischen Implikationsgefüge, also einer primär gabbroiden Struktur ähnlich.

*γ. Epidotamphibolite.*

Es handelt sich um einige schiefrige grüne Gesteine, die nördlich des Lago della Malgina auftreten und um ein gangartiges Vorkommen eines Epidotgesteins am Pfad Rif. Curo—Pso di Caronella, etwa wenige Meter östlich des Valle della Cima-Baches. Die erst erwähnten Gesteine sind grobtexturiert, enthalten mitunter porphyroblastische Hornblendekristalle (1—2 mm gross), sind mehr oder weniger massig oder schwach schiefrig. In einem Fall treten besonders die bis 1 cm grossen Hornblendeporphyroblasten deutlich hervor und das Gestein zeigt eine starke Schieferung mit einer intensiven Fältelung.

Hauptgemengteile dieses letzten Gesteins: Hornblende, Zoisit-Epidot, Orthoklas, Plagioklas, Chlorit.

Nebengemengteile: Quarz, Muskovit, Titanit, Apatit.

Die grossen *Hornblende*porphyroblasten sind blassgrün, schwach pleochroitisch und zeigen eine geringe Doppelbrechung. Vielleicht handelt es sich um eine uralitische Hornblende von arfvedsonitischer Zusammensetzung. Die Porphyroblasten sind mechanisch beeinflusst worden, zeigen zahlreiche Risse und undulöse Auslöschung. Ein feinkörniges Gewebe von Feldspat, Epidot-Zoisit, Titanit, Chlorit und Muskovit bildet die Zwischenmasse. Der *Epidot* ist bräunlichgelb, bildet Körner und kurzprismatische Säulchen und zeigt teils die charakteristischen lebhaften teils bläuliche Polarisationsfarben. Die Hornblende ist oft von *Chlorit* umgeben.

Die Grundmasse zeigt eine granoblastische feinkörnige Struktur, während das Auftreten der Hornblendeporphyroblasten auf eine blastoporphyrische Struktur deutet. Die Textur ist schiefrig, die Gesteine sind beanspurcht.

Eine Gesteinsart mit kleinen Hornblendeporphyroblasten ist das Resultat einer fortgeschrittenen Epidotisierung. Die schwach blassgrün bis gelblich pleochroitische Hornblende der Porphyroblasten zeigt kaum kristallographische Begrenzung, ist am Rande öfters ausgefranst, und wahrscheinlich ein Uralit mit arfvedsonitischer Zusammensetzung. Die Zwischenmasse besteht fast ganz aus Zoisit-Epidot, während Feldspat und Quarz stark in den Hintergrund treten. Die Hornblende geht auch hier randlich in Chlorit über. Von den Nebengemengteilen ist Muskovit etwas häufiger. Das Gestein zeigt eine wenig ausgeprägte Kristallisationsschieferung, eine porphyroblastische Struktur und eine wenig intensive Fältelung.

Das *Epidotgestein*, das am Lago di Barbellino alto gleich östlich der Stelle, wo der Pfad Rif. Curo—Pso di Caronella den Valle della Cima-Bach quert, ansteht, ist volkommen dicht und Gelbgrün.

U. d. M. besteht es fast vollständig aus einem feinkörnigen Gewebe von Zoisit-Epidot. Als Nebengemengteile kommen Leukoxen, Chlorit (in kleinen Aederchen) und Granat vor.

Dieser Epidotfels tritt in einem etwa 1.5 m mächtigen Schlier oder Gang neben 2.5 m Chloritamphibolit in den Orthogneisen vom Lago di Barbellino alto auf.

2. Orthogneise.

An zwei Stellen wurden Gesteine gefunden, die sich durch ihr massiges Aussehen und das Fehlen einer ausgesprochenen schiefrigen Textur von den Paragneisen und Glimmerschiefern unterscheiden. Am ersten Fundort, im Kamin der von Kar von Foppa di Sopra bis zum ersten Cagameigletscher führt, handelt es sich um ein ziemlich feinkörniges unregelmässig zerbrechendes feingranitisches Gestein. Auf frischem Bruch sind bis etwa 1 mm grosse Feldspäte und Chlorite leicht zu erkennen. Die Farbe ist grünlich grau.

Hauptgemengteile: Alkalifeldspat, Chlorit.

Nebengemengteile: Muskovit, Granat, Titanit, Quarz, Rutil, Apatit, Leukoxen.

Der *Feldspat* ist grösstenteils hypidiomorpher Albit. Mit der

Universaldrehtischmethode (REINHARD) wurde der Anorthitgehalt von drei Individuen bestimmt. Es ergaben sich 8 %, 10 % und 32 % An. und die Zwillungsgesetze Albit und Albit-Ala. Sie zeigen öfters einen leicht zonaren Bau, der durch eine Bestäubung und durch Serizitschuppen verursacht wird. Auch Orthoklas ist anwesend. Wenige unregelmässige tropfenförmige *Quarze* kommen nur poikilitisch im Feldspat vor. *Chlorit* macht oft den Eindruck als Zwischenklemmasse zwischen den Feldspäten vorzukommen; letztere zeigen im Vergleich zum Clorit mehr oder weniger idiomorphe Begrenzung. Er zeigt entweder anomal blaue Interferenzfarben, oder besitzt eine sehr geringe Doppelbrechung. Neben dem Chlorit findet sich häufig Muskovit, Titanit, gerne auch Orthoklas in der Zwischenmasse.

Die Struktur des Gesteins ist hypidiomorph blastogranitisch mit Anklängen an eine ophitische Struktur.

Der zweite Orthogneis stammt vom oberen Barbellino-See. Er ist massig, zeigt aber bisweilen eine schwache Paralleltextur. Mit dem blossen Auge sind hie und da noch grössere Feldspäte zu entdecken, obgleich dieser Gneis viel feinkörniger als der des Cagameigletschers ist.

Hauptgemengteile: Alkalifeldspat, Chlorit, Muskovit, Quarz.

Nebengemengteile: Zoisit-Epidot, Granat, Apatit, Zirkon, Ilmenit, Leukoxen.

Der *Feldspat* ist saurer Plagioklas und Orthoklas. Es kommen Anhäufungen von bisweilen leistenförmigen hypidiomorphen Plagioklaszwillingen vor. Diese porphyroblasten gehen allmählich in eine feintexturierte Grundmasse über, worin wieder Alkalifeldspäte, aber auch Quarz, Muskovit, u.s.w. auftreten. Von den Feldspäten wurden einige mit der Universaldrehtisch von FEDOROW bestimmt. Es ergab sich einen Anorthitgehalt von 0—5 % und 5 %. Weiter ist besonders Mikroperthit häufig. *Epidot* ist ziemlich reichlich anwesend. Vielleicht hängt es mit einem ursprünglichen Hornblendegehalt zusammen. Der *Chlorit* zeigt eine geringe Doppelbrechung und sehr dunkle braungraue Polarisationsfarben. *Granat* ist fast immer in Serizit und Chlorit umgewandelt und nur am Umriss erkenntlich. Es kommen einige kleine, und ein etwas grösseres idiomorph begrenztes Individuum im Schliff vor.

Die Struktur ist porphyroblastisch bis granoblastisch mit Kristallisationsschieferung.

Zwischengeschaltet in den Amphiboliten des Lago della Malgina findet sich ein Plagioklasaugengneis. Er ist ein grüngraues Gestein, das durch die bis zu einigen mm grossen Feldspäte weissgesprenkelt ist, und neben dieser Augentextur eine schwache Paralleltextur zeigt.

Hauptgemengteile: Alkalifeldspat, Chlorit, Zoisit-Epidot.

Nebengemengteile: Calcit, Titanit, Quarz, Ilmenit, Leukoxen.

Der *Plagioklas* der Augen ist vorwiegend Albit. Mit der Methode von FEDOROW wurde an zwei Individuen 0—10 % und 5 % An. gemessen. Die Zwillingsgesetze Manebach, Karlsbad, und Ala wurden beobachtet. Die Porphyroblasten sind meist von Chlorit umgeben. *Chlorit* zeigt bisweilen dunkelrote anomale Polarisationsfarben. Die *Grundmasse* ist ziemlich feinkörnig, besteht aus chlorit- und feldspatreichen Lagen. In den chloritreichen Lagen tritt *Epidot* besonders hervor, entweder als

länglichen Prismen, oder als feinkörniges Aggregat. In diesen Zonen kommen Titanit, Ilmenit und Leukoxen besonders vor, während Feldspat fehlt. Die feldspatreichen Lagen bestehen aus länglichen Feldspatkörnern, viel lagenweise angeordnetem Chlorit und unregelmässig zerstreuten kleinen Epidotkörnern.

Die Struktur der Grundmasse ist fein lepidoblastisch. Sie umschliesst die Einsprenglinge fluidalähnlich.

## III. SEDIMENTE UND ERGUSSGESTEINE.

### A. Unteres Perm.

#### 1. Basalkonglomerate.

Von den drei Typen, die im W anschliessenden Kartierungsgebiet erkannt wurden, ist besonders der 1. und 3. Typus häufig. Die roten Konglomerate und Sandsteine des 1. Typus sind besonders in der E-Hälfte des Aufnahmegebietes aufgeschlossen und sehr schön im obersten Seriotale oberhalb des Barbellino-Stausees zu studieren. Diejenigen des dritten Typus, die sog. „basalen Tuffite" sind besonders in der Valle du Videl verbreitet. Porphyrgerölle aus diesen Konglomeraten wurden schon von Dozy (1935, S. 162) beschrieben. Letztere gehen in die gemischten Konglomerate über, die wir bei der Collioserie besprechen werden.

Im Kamm Pzo di Rodes—Pzo Biolco ist im Pt. 2644 die Unterseite des Basalkonglomerates gut aufgeschlossen. Ueber grüngrauen Schiefertonen mit viel feinen und wenig grösseren Quarzgeröllen liegen blauschwarze Schiefer, und bald darauf, im Gipfel, wieder Basalkonglomerate. Es ist also ein ähnliches Profil wie es oberhalb Lago del Zocco an der W-Grenze des Gebietes beobachtet wurde (Dozy, 1935, S. 160).

#### 2. Collioserie.

##### *a. Gemischte Konglomerate.*

Zur Collioserie müssen wir eine Gesteinsfolge rechnen, die sich aus dem 3. Typus der Basalkonglomerate entwickelt. Sie zeigt dieselben Gesteinskomponente, nur tritt die psammitische oder tuffige Zwischenmasse mehr in den Vordergrund, so dass wir ein Gestein bekommen mit hie und da Einschaltungen von Grundgebirgs-, Porphyr- oder Tuffgeröllen. Weil es sich nicht um deutliche Basalbildungen handelt haben wir sie von den Basalkonglomeraten getrennt.

Das Vorkommen dieser Gesteine ist auf die W-Hälfte des Gebietes beschränkt, und zwar finden wir sie in der Val du Videl, im Hauptkamm zwischen Pzo Gro und Cima Soliva, in der Valle Caronno und in der Valle di Arigna. Vielleicht ist ihr auftreten mit der grossen Mächtigkeit der Collioserie in dieser Gegend in Verbindung zu bringen. In der W-Flanke der Valle di Arigna etwa ENE des Pzo Biolco wurden

Porphyrblöcke von 50 cm Durchmesser in Gesteinen beobachtet. die wahrscheinlich zu den gemischten Konglomeraten zu rechnen sind.

*b. Ergussgesteine und zugehörige Tuffe.*

Wie schon von Dozy (1935) nachgewiesen wurde, bilden diese Gesteine keinen stratigraphischen Horizont und kommen nicht nur an der Basis, sondern auch in höheren Stufen der Collioserie vor. Im Felde sind die bisweilen beanspruchten Porphyre schwierig von den dichten Tuffen zu trennen, so dass wir gezwungen sind Porphyre und zwischengelagerte verwandte Tuffe mit einer Farbe auf der Karte anzugeben, obgleich tuffige Ablagerungen im allgemeinen als Collioschichten angedeutet worden sind.

Quarzporphyre.

Es handelt sich um grauweisse bis dunkelgraue mitunter hellgelbe oder grauviolette dichte Gesteine. Quarz- und Feldspateinsprenglinge sind mit dem unbewaffneten Auge schon zu sehen. U. d. M. zeigt sich oft korrodierter Quarz, Plagioklas, Orthoklas, besonders Mikroperthit. Die Feldspäte sind häufig mehr oder weniger serizitisiert. Spärliche Nester von Erz, Serizit, Epidot und Quarz sind vielleicht sekundär aus dunklen Gemengteilen entstanden. Akzessorisch sind Pyrit, Ilmenit, Limonit, Muskovit und Chlorit. Die Grundmasse ist vollständig mikrofelsitisch entglast.

Beanspruchte Porphyre zeigen bisweilen eine schieferige Textur, weil Serizit sich in paralellen Schlieren in der Grundmasse angeordnet hat. Sie führen zu Porphyroiden über.

Quarzporphyrtuffe.

Diese meist hellgrauen oder sehr hellgrünen Gesteine, die oft eine sehr helle Verwitterungsfarbe besitzen, zeigen eine dichte oder schiefrige Textur, mitunter sogar einen porphyrischen Habitus.

U. d. M. beobachtet man bisweilen undulös auslöschende Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas, Orthoklas und Mikroperthit. Dunkle Gemengteile konnten nicht nachgewiesen werden. Akzessorisch kommen Magnetit, Zirkon, Apatit, Titanit und Ilmenit vor, sekundär Serizit, Calcit, Chlorit und Limonit.

Muskovitschuppen und Quarzitkörner mit Muskovit stammen wahrscheinlich aus dem Grundgebirge. Grundmassefragmente mit fast trachytischer Struktur, sphärolitischer Entglasung oder mikrogranophyrischer Struktur sind eingeschlossen. Die Grundmasse des Gesteins selbst ist immer mikrofelsitisch und enthält feine Serizitschlieren.

Bei starker Beanspruchung entwickeln sich Tuffoide aus diesen Gesteinen. Sie sind identisch mit den obenerwähnten Tuffen; nur hat der Serizitgehalt stark zugenommen in Flasern und Lagen, so dass eine ausgesprochene schiefrige Textur auftritt. Sie sind u. d. M. kaum von stark beanspruchten Porphyren zu unterscheiden.

Zwischen den Porphyren und Tuffen kommen geschichtete Gesteine mit sandigem Habitus vor, die im Felde als *„sandiger Tuff"* bezeichnet wurden. Unter diesem Namen fassen wir Plagioklaskristaltuffe,

Porphyrittuffe, Gesteinstuffe und die durch mechanische Beanspruchung daraus enstandenen Gesteine zusammen.

*c. Pelitische- und psammitische Gesteine, Collioschiefer.*

Der grösste Teil des Gebirges wird von den schon oft beschriebenen Tonschiefern, Schiefertonen, sandigen Tonschiefern und Sandsteinen, manchmal mit tuffigen Einschaltungen gebildet. Wir haben keine stratigraphische Aufeinanderfolge dieser verschiedenen Elemente entdecken können, und es scheint, dass die Sandsteine im Gegensatz zum W anschliessenden Gebiet auch in höheren Horizonten vorkommen. Schöne Beispiele dieser grüngrauen bis violetten Sandsteine haben wir im Grat des Pzo del Drùet angetroffen.

*d. Mächtigkeit und Sedimentationsraum.*

Die Mächtigkeit des unteren Perms dürfen wir auf etwa 2000 m schätzen. Wie es sich aus den Profilen ergibt, standen uns nirgends Beobachtungen zur Verfügung, welche eine genauere Schätzung ermöglichten. Jedenfalls dürfen wir uns vorstellen, dass wir es mit einer tiefen Senke zu tun haben in deren Nähe noch lange Festland von Grundgebirge, vielleicht mit Vulkanen, existiert hat. Das Vorkommen der gemischten Konglomerate, also von Einschwemmungen von Grundgebirgs- und Porphyrkomponenten noch ziemlich hoch über der Basis des Permes, macht dies annehmlich. Diese permische Grundgebirgskulmination war wahrscheinlich NW des Gebietes gelegen, da in der Valle Nero ähnliche Gesteine an der Basis des Permes nicht gefunden worden sind. Diese Darstellung schliesst sich gut an die Vorstellung an, die man sich im W anschliessenden Gebiet von der Grundgebirgsoberfläche gemacht hat (Dozy, 1935, S. 198).

**B. Oberes Perm.**

Verrucano.

Nur in einigen kleinen Aufschlüssen ist Verrucano angetroffen worden. In der Valle Lazzaro fanden wir vereinzelte Fetzen eines ein wenig entfärbten Verrucanokonglomerates, während südlich und östlich des Pzo di Coca etwas grössere Aufschlüsse des normalen Gesteins auftreten. Es handelt sich um bunte, rote bis grünliche Konglomerate mit Quarz- und Porphyrgeröllen, deren rote, permische Verwitterungsfarbe charakteristisch ist. Sie wechsellagern mit roten, grüngrauen bis hellgrauen Sandsteinen oder mit glimmerreichen Arkosesandsteinen.

**C. Quartär.**

Die Moränen sind keineswegs vollständig in der Karte eingetragen. Nur deutlich ausgeprägte Formen sind aufgenommen worden. Moränen verschiedenes Alters fallen besonders in der Valle Caronno und Val du Videl auf (Daun?). Form und Verbreitung der Gletscher sind ebenfalls im Felde einskizziert worden. Ausführliche Angaben über den Glazialismus der Bergamasker Alpen findet man bei Nangeroni (1932—33).

## IV. GANGGESTEINE.

Die basischen Gänge, die auch dieses Gebiet wie viele andere Teile der Bergamasker Alpen durchsetzen, lassen sich oft auf mehrere Kilometer verfolgen. Die ungefähr parallele Anordnung in einer ESE—WNW Richtung, ihre Unabhängigkeit in Bezug auf die alpinen Strukturen, und die Tatsache, dass sie tektonische Linien ungestört queren, beweist ihr postalpines Alter. Nur im kleinen sind sie dann und wann gestört, z.B. N des Val Morta-Gletschers und am Passo del Bondone. Die Gesteine gehören zur Gefolgschaft eines dioritischen Magmas und zeigen in ihrer Zusammensetzung Uebergänge zwischen Hornblendedioritporphyrit, Vintlit und Spessartit. Im Felde machen sie einen recht frischen Eindruck, während es sich u. d. M. ergibt, dass sie fast immer stark umgewandelt sind. Besonders die Plagioklaseinsprenglinge sind zersetzt.

### 1. Hornblendedioritporphyrit.

Im massigen graugrünen Gestein fallen die bis 5 mm grossen Feldspateinsprenglinge besonders auf. Ein Dünnschliff des etwa 2 km langen Ganges östlich Pzo di Coca zeigt, dass die Plagioklaseinsprenglinge fast völlig zu Epidot und Serizit umgewandelt sind, während die vielen schmutziggrünen bis gelbgrünen Hornblendephenokriste frisch sind. Die Grundmasse besteht aus Feldspat, Quarz und Hornblende. Nebengemengteile sind Pyrit, Apatit und Epidot, während Serizit, Calcit und etwas Chlorit sekundärer Entstehung sind.

Diese Gesteine führen über Vintlit zu einem lamprophyrischen Typus: Spessartit.

### 2. Spessartit.

Charakteristisch ist das Vorwiegen von olivgrünen bis gelbgrünen leistenförmigen Hornblendeeinsprenglingen. Einige Nester von Chlorit und Quarz erinnern u. d. M. ihrer rhombischen Form wegen an umgewandelte Olivineinsprenglinge, andere, die aus Chlorit, Quarz oder saurem Plagioklas und Epidot bestehen, an Plagioklaseinsprenglinge. Die holokristalline, schwach pilotaxitische Grundmasse zeigt kleine Hornblendenadeln, Plagioklas und Quarz. Pyrit und Limonit sind Nebengemengteile. Durch das Auftreten von Biotit kommen Uebergänge zu kersantitischen Gesteinstypen vor.

## V. MYLONITISCHE GESTEINE.

Mylonite und Ultramylonite sind im Kartierungsgebiet weit verbreitet. Es war uns leider unmöglich sie eingehend zu studieren, so dass wir nur nach dem Resultat der Untersuchungen im W anschliessenden Gebiet (Dozy) verweisen, und die neuen Arbeiten von Bearth (1933) und besonders von Wenk (1934) im Silvrettakristallin als Beispiel erwähnen wollen. Unsere Erfahrungen in diesem Gebiet teilen wir im folgenden kurz mit.

### A. Paragesteinsmylonite.

Die Mylonite und Ultramylonite der Glimmerschiefer-, Gneis- und Phyllitgesteine zeigen eine steigende Zertrümmerung der Gesteinsgemengteile, besonders des Quarzes, weniger der Feldspäte. Die Farben sind meistens dunkler als die der ursprünglichen Gesteine, bis schwarz; die Textur schliesslich dicht und fast richtungslos. Eigentliche Gangmylonite wurden nicht beobachtet. Auch wenn sie injektiv vorkommen fehlt es unseren Ultramyloniten am Glasglanz: sie sehen matt aus.

Ein gutes Beispiel eines solchen injektiven Ultramylonits fanden wir am Lago del Zocco an der Westgrenze des Aufnahmegebietes. Im Kristallin, parallel zur Basis der Sedimentbedeckung, fand sich ein mattes, dunkelgrauschwarzes bis schwarzes, dichtes Gestein in Adern mit ziemlich eckigen unbeanspruchten Einschlüssen eines Knotengneises.

U. d. M. besteht dieses Gestein zum grössten Teil aus feinen eckigen oder gerundeten Gesteins- und Mineralfragmenten. Vereinzelte Einschlüsse sind 1 mm gross, die Mehrzahl aber von 0.03—0.3 mm. Sie bestehen aus Gesteinsfragmenten, die nicht kataklastisch sind und wobei kaum-undulöser Quarz, Feldspat und Muskovit vertreten sind. Einige Körner bestehen aus Quarz, oft wenig undulös, Muskovit, ziemlich serizitisiertem Orthoklas (?) und Plagioklas mit Zwillingslamellierung. Auch Fragmente mit Mörtelstrukturen kommen vor. Die Grundmasse ist dunkel gefärbt durch ein feines Pigment, leuchtet aber bei starker Vergrösserung in zahllosen Körnern und Feldern auf. Ziemlich viele serizitische Aggregate dürften dabei anwesend sein. Eine Glasmasse konnte nicht beobachtet werden. Es handelt sich hier somit um einen injektiven Ultramylonit, die den Gangmyloniten aus braunem Glas des anschliessenden Gebietes (Dozy) nicht ähnlich sind.

Eine sehr stark ultramylonitisierte Zone zwischen dem 1., 2. und 3. Cagameigletscher muss erwähnt werden. Es ist nicht ausgeschlossen, dass in dieser Störung Reste von den Schiefertonen mit kleinen Geröllen, wie wir sie von der Basis der Basalkonglomerate z.B. N Pzo Biolco oder am Lago del Zocco kennen, eingeklemmt und mylonitisiert worden sind. Weiter zeigen die schwarzen schiefrigen Ultramylonite, dass wiederholte Durchbewegungen und auch Rekristallisation stattgefunden haben. Dabei sammelt sich Serizit wahrscheinlich in Fasern an. Porphyroklasten von verschiedenem Alter, also auch von früheren Mylonitphasen sind anwesend. Pigment hat sich in feinen Schlieren im Gestein angereichert.

In den Ultramyloniten der Passo di Bondone-Störung kommen SE Passo di Caronella im Kamm von Pt 2792 nach E merkwürdige Einschlüsse vor. Bisweilen sind sie hell grüngrau und erinnern an die praealpinen Gänge aus dem Gebiet zwischen Corno Stella und Pzo del Diavolo di Tenda, oder sie sind sehr dicht, hell grauweiss mit etwas dunkleren grauen Flecken, und besitzen eine dicke rostbraune Verwitterungskruste. U. d. M. beobachtet man bei starker Vergrösserung eine äusserst feinkörnige Quarzmasse mit zahllosen Körnern und rautenförmigen Schnitten eines Karbonates und zwar Dolomit. Aederchen bestehen aus Calcit und Quarz.

### B. Chloritisierte Amphibolite und chloritreiche Mylonite.

Es lässt sich eine Gruppe von dunkelgrün-grauen Gesteinen unterscheiden, die mit dem blossen Auge ein ziemlich dichtes Gefüge aufweisen und in Verbindung mit mylonitisierten Zonen vorkommen. Diese Gesteine zeigen u. d. M. immer eine starke mechanische Beanspruchung: zermalmter und zerstückelter Feldspat schwimmt meistens in einer Grundmasse aus Chlorit oder aus Chlorit und Calcit. Diese Feldspatporphyroklasten kommen mitunter in schlierigen Anhäufungen vor, die auch reich an feinem Calcit sein können. Quarz fehlt oder tritt ganz in den Hintergrund. Verschiedene Tatsachen deuten darauf hin, dass wir diese Gesteine mit den Amphiboliten in Verbindung bringen dürfen. Von einem Schliff eines beanspruchten Chloritamphibolites vom 1. Cagameigletscher ist dies klar, da sich im Chlorit noch Ueberreste einer blau-grün pleochroitischen Hornblende befinden. Auch der reichliche Epidotgehalt ist auffallend. Das Gestein stellt sich somit gleich zu den Amphiboliten.

Die Linse grüner Gesteine oberhalb des Unterstandes am Pfad nach Passo di Caronella an der Pso di Bondone Störung führt als Hauptgemengteile nur Feldspat und Chlorit. Die Nebengemengteile Epidot, und besonders ziemlich reichlicher Titanit haben sie aber mit vielen Amphiboliten gemeinsam. Neben den Magnetitadern kann Epidot ausserordentlich angereichert sein. Calcit kommt vor. Denselben charakteristischen Mineralbestand zeigt das grüne Gestein an der Passo di Bondone-Aufschiebung südwestlich Mte. Torena.

Wir dürfen also annehmen, dass alle diese Gesteine retromorph aus amphibolreichen oder amphibolitähnlichen Gesteinen entstanden sind. Die mylonitischen oder kataklastischen Strukturen und das Vorkommen in der Nähe von wichtigen Störungen deuten darauf, dass mechanische und tektonische Vorgänge die Chloritisierung dieser Gesteine gefördert hat. Wir haben sie als chloritisierte Amphibolite auf der Karte eingetragen.

### C. Mylonite in den permischen Sedimenten.

Die Gesteine der Collioserie zeigen der mechanischen Beanspruchung zufolge oft eine einheitliche Auslöschung durch parallel angeordnete Serizitschuppen. Besonders wenn es sich um Tuffoide und Porphyroide handelt, ist der Dünnschliff durch parallele serizitreiche Schlieren durchzogen. Führt die Beanspruchung zur Mylonitisierung so entsteht bisweilen ein dichtes quarzitisches Aussehen.

Ein Beispiel eines solchen Gesteins, das von dicht unter der Nordseite des Kammes Pzo Campaggio—Pzo di Cavrel stammt, möchte ich erwähnen. Es zerfällt beim zerschlagen bisweilen zu groben Parallelipeden, besitzt eine graue Farbe mit dunkelgrauen Schlieren. U. d. M. ist die Masse sehr regelmässig und feinkörnig: die Struktur ist fast felsophyrisch. Nur beim Ausschalten des Analysators sieht man an den dunkleren Zonen mit höherem Relief, dass eine starke Durchbewegung stattgefunden hat. Es ist m. E. nicht ausgeschlossen, dass die felsophyrische Masse an sich schon einen rekristallisierten Mylonit darstellt,

die von einer jüngeren Beanspruchung erfasst wurde. Die dunklen Schlieren können sich zu braunen Zonen mit hoher Lichtbrechung vereinigen. Sie besitzen eine gelbe Polarisationsfarbe und löschen gerade oder fast gerade nach der Faserung aus. Bei starker Vergrösserung ist keine Glasmasse zu beobachten und die braune Substanz besteht aus nicht scharf begrenzten, vielleicht schuppigen Mineralkörnern. Diese möglich injektive Masse erinnert an einen Gangmylonit.

## VI. TEKTONIK.

Es ist unmöglich eine detaillierte tektonische Beschreibung dieses Gebietes zu geben: einerseits war die Aufnahme zu flüchtig, anderseits sind die mächtigen Ablagerungen der Collioserie so oft im Kleinen gestört und gefaltet, dass es nur hie und da gelingt eine grössere Struktur zu entziffern.

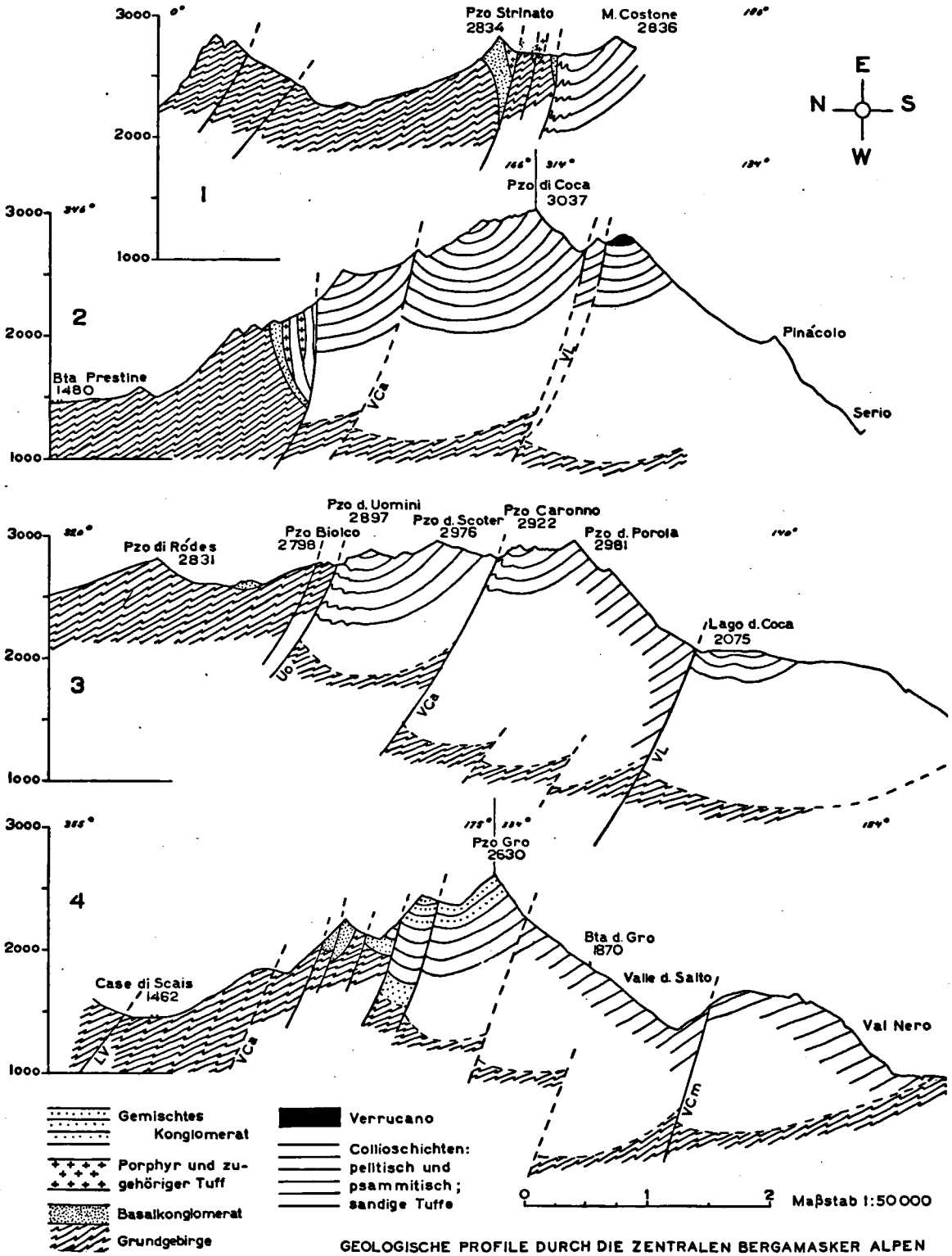
NANGERONI hat 1931 darauf hingewiesen, dass die Verhältnisse in der Umgebung des Pizzo del Diavolo della Malgina und im Kamm Pzo Strinato—Mte Costone wesentlich verwickelter sind, als die Karte von PORRO (1903) uns vermuten lässt. Die Parallelisation seiner Synklinalen, die er nicht scharf begrenzt, können wir nicht folgen. Wir haben es gewagt einen der von ihm benützten Namen aufs neue zu verwenden („Diavolosynklinale").

### A. Der Gebirgsabschnitt zwischen Pizzo del Diavolo di Tenda und Passo della Brunone.

Die tektonischen Einheiten und Aufschiebungen, die im W anschliessenden Gebiet erkannt wurden, sind fast nicht in diesem Gebiet zu verfolgen.

Die Störung zwischen den Phylliten und den Knotengneisen ist wahrscheinlich die Fortsetzung der *Lago di Venina-Störung*. Die *Valle Caronno-Aufschiebung* ist oberhalb des Wasserfalls ESE und in gleicher Höhe mit Rifugio Mambretti (etwa 2000 m) im Bach aufgeschlossen. Man sieht Kristallin gegen permische Tuffite aufgeschoben. Nach Westen bleibt dieses Verhältnis, denn in der obersten Val Caronno besteht die rechte Seite der Schlucht aus Kristallin, die linke aus Basalkonglomerat. Wo der Bach aber südlich des grossen Moränenwalles in etwa NW-Richtung abbiegt, findet man auch am linken Ufer Kristallin. Im Rücken (1998) zwischen Val du Videl und Valle Caronno beobachtet man die normale Untergrenze des Basalkonglomerates, so dass man gezwungen wird anzunehmen, dass die Störung inzwischen ganz im Grundgebirge verläuft, und den erwähnten Rücken vielleicht südlich Pt. 1998 quert. Jedenfalls ist im Bach von Lago del Zocco nach Bta del Zocco eine Ultramylonitzone aufgeschlossen, die wieder eine Aufschiebung von Kristallin gegen Perm darstellt. Die Fortsetzung dieser Störung wurde bereits von DOZY (1935, C. Stella—P. Diavolo, S. 205) Valle Caronno-Aufschiebung genannt.

Das Gebiet S der obenerwähnten Linie besteht ausser dem Talboden




GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DIE ZENTRALEN BERGAMASKER ALPEN

Figur 2.

der Val du Videl ganz aus Perm. Viele Störungen müssen sich hier bis ins Grundgebirge fortsetzen. Dies lässt sich nicht nur daraus schliessen, dass die Aufschiebungen im W anschliessenden Gebiet ihre östliche Fortsetzung in der Valle del Salto haben müssen, sondern wird in der Valle du Videl bewiesen. An der südöstlichen Talseite beobachtet man, dass die Unterlage des Permes von vielen Störungen durchschnitten wird, wo jedesmal Grundgebirge im N gegen Sediment aufgeschoben ist.

Da sowohl N als S des Hauptkammes das Fallen im allgemeinen 30° bis 40° nach NNW ist, und da sogar im tiefen Einschnitt der Val Nero kein Kristallin oder Basalkonglomerat aufgeschlossen ist (erst in der Nähe von Pt. 985 ausserhalb des Aufnahmegebietes ist dies der Fall), müssen wir annehmen, dass noch einige ansehnliche Aufschiebungen anwesend sind. Nur eine möchten wir in Verbindung mit den Sideritadern bei dem Brunonepass als die etwaige Fortsetzung der Laghi di Publino-Aufschiebung auf der Karte verzeichnen. Eine synklinale Struktur, wie die des Mte Aga—Pizzo Omo im angrenzenden Gebiet, wurde im diesem Gebirgsabschnitt nicht erkannt.

Eine bedeutende Störungszone beobachtet man im Joch W Pzo Tendina (2253) und von da in ENE-Richtung nach „Sorg$^{te}$" in der Val Nero. Es handelt sich um die Fortsetzung der *Valle Camisana-Aufschiebung*, möglicherweise vereinigt mit der Diavolo-Aufschiebung, denn sie bildet die N-Begrenzung der wenig verschieferten und so ziemlich widerstandsfähigen Masse der Filii del Sep und des Pzo Tendina, dieselbe, als die des Pzo Poris—Mte. Grabiasca (Einheit **L**, Dozy).

**B. Der Gebirgsabschnitt zwischen dem Brunone und Val Morta.**

Im Kamm Pizzo di Ródes—Pzo Biolco—Pzo di Scoter findet man im Pt. 2644 das meist nördliche Sedimentvorkommen dieses Aufnahmegebietes. Es ruht normal auf Grundgebirge und ist nur im SE durch eine Störung begrenzt. Dieser Basalkonglomeratrest zeigt uns deutlich, dass auch hier kein prinzipieller Unterschied zwischen dem kristallinen Gebirge im N und im S besteht.

Die Verhältnisse im westlichen Talhang der Valle di Arigna sind uns leider nicht klar. Teilweise ist die topographische Karte Schuld, denn nachträglich ergab es sich, dass der Gletscherbach des Piodagletschers nicht angegeben war. Jedenfalls wissen wir, dass die gemischten permischen Konglomerate welche wir im Talbecken finden weiter nördlich im Talhang vorkommen. Da uns hier keine richtigen Basalkonglomerate aufgefallen sind, dürfen wir transversale Störungen erwarten.

Die W-Seite des moränengefüllten oberen Talbeckens der Valle di Arigna ist total verschieden von der E-Talwand. Im W beobachten wir Grundgebirge längs einer W—E gerichteten und 75° N fallenden Störung gegen Porphyr aufgeschoben; aber auch unter dem Porphyr kommt Kristallin zu Tage. Letzterer Kontakt ist ebenfalls gestört. Im E finden wir dagegen eine normale Schichtenfolge: die Untergrenze der Basalkonglomerate (Streichen: N 105° E) zeigt 65° S-Fallen. Darüber liegen Sandsteine, Porphyre und Tuffe, die vertikal stehen. Erst nach etwa 40 m Tonschiefern (N 90° E—90°) mit senkrechten Faltenachsen kommt eine ebenfalls vertikale Störungsfläche (N 90° E), neben der

grüngraue, bisweilen auch violette Sandsteine, mit wenigen Lagen von Porphyr- und Grundgebirgsgeröllen anstehen. Diese Ablagerungen zeigen bald, wie im ganzen Talkessel, N-Fallen (35° bis 50°). Es liegt nahe, die Basalkonglomerate und Porphyre als N-Flügel einer Synklinale aufzufassen. Nur ist sie gegenüber dem S-Flügel zu schmal, und es fehlen ihr die sandigen Ablagerungen. Wir müssen also annehmen, dass wir es mit einem schmalen Streifen des N-Flügels zu tun haben, der gegen den S-Flügel aufgeschoben wurde.

Die Grenze der Basalkonglomerate gegen das Grundgebirge verläuft etwa E—W und zeigt auch zwischen Drúet- und Fascereglетscher[1]) noch 70° S-Fallen.

Im Becken des ersten Cagameigletschers ist die Lage aber verschieden. An einer 70° E streichenden und 70° N fallenden Fläche ist Kristallin gegen Collioschiefer aufgeschoben. Nur Spuren von Basalkonglomerat sind zu finden. Vielleicht handelt es sich um die Aufschiebungsfläche des N-Flügels, der hier nicht mehr erhalten ist infolge eines axialen Ansteigens nach E. Ohne eine Querstörung anzunehmen ist aber letztere Störung nicht mit der ersterwähnten Grenze von Basalkonglomerat und Grundgebirge in Verbindung zu bringen. Diese Verwerfung muss, wenn sie existiert, an der Westseite des Kammes Pzo di Faíla—Pzo del Drúet (2901 m) liegen.

Die *Valle Caronno-Aufschiebung* haben wir bis ESE Rifugio Mambretti verfolgt. Von da nach E gehend teilt sie sich. Wenn man die Grenze Grundgebirge—Perm verfolgt, so sieht man, dass diese plötzlich nach NE abbiegt (N 30° E—76° NW). Im Kamm des Pzo degli Uomini (2897 m) schätze ich das Streichen auf N 65° E. Wir möchten diese Störung die *Uomini-Aufschiebung* nennen, denn in der Verlängerung der *Valle Caronno-Aufschiebung* beobachtet man in der Scharte gleich N Pzo Caronno eine stark gestörte Zone. Vielleicht ist diese nach E zu verlängern, und man kann die Störungen, die wir zwischen Vedretta del Lupo und Vedretta dei Marovin beobachtet haben, und die stark beanspruchte Zone im Hauptkamm unweit Pt. 2640 nördlich Pzo di Coca, mit ihr in Verbindung bringen.

Die Sedimente des Pzo Scoter und des Pzo degli Uomini, die im Kleinen oft gefältelt sind, zeigen im Grossen eine schwach synklinale Lage. In der Nähe der Pizzo degli Uomini-Aufschiebung ist ein schwaches SSE-Fallen, im Pzo di Scoter ein NNE-Fallen von 30° bis 55° zu sehen. Auch S der Valle Caronno-Aufschiebung glauben wir eine synklinale Lage zu erkennen, nämlich zwischen Pzo Caronno (2922 m) und Pzo di Porola (2981 m), im Grat von Pzo di Scais nach NE, und zwischen Pt. 2723 und Pzo della Brunone.

Die nächst südliche, deutlich zu erkennende tektonische Linie wird durch Verrucanoreste in der Val Lazzaro verraten. Auch der Kamm

[1]) Wir gebrauchen die Namen, die NANGERONI und die Einheimischen verwenden. So heisst die „Vedretta delle Fascere" der Karte 1: 25000 NW Pzo di Coca: Ghiacciaio dei Marovìn. Die Gletscher nördlich Pzo del Drúet und Pzo del Diavolo sind von W nach E: G. delle Fascére, G. del Druet, G. 1°, 2°, 3° und 4° dei Cagamei.

NW Valle Secrete trägt einen Verrucanorest. Im Grat von der Redorta nach S ist aber kein Oberperm bewahrt worden. Eine Scharte mit stark beanspruchten Collioschiefern zeigt die Stelle wo diese *Val Lazzaro-Aufschiebung* hindurchgeht. Eine sehr breite gestörte Zone, die kaum als eine Linie auf der Karte anzugeben ist, können wir um Lago di Coca herum nach der sog. Bocchetta dei Camosci verfolgen. Südlich dieser Stelle ist im Kamm wieder Verrucano erhalten. Wir müssen annehmen, dass die Störung von hier an in nördliche Richtung umbiegt, denn der Grat gleich N des Val Mortagletschers führt ebenfalls Oberperm. Die vertikale Störungsfläche streicht dort N 10° E. Vielleicht ist sie in der Richtung des kleinen Sees 2415 und des Passo del Diavolo zu verlängern, wo überall eine starke Beanspruchung zu beobachten ist.

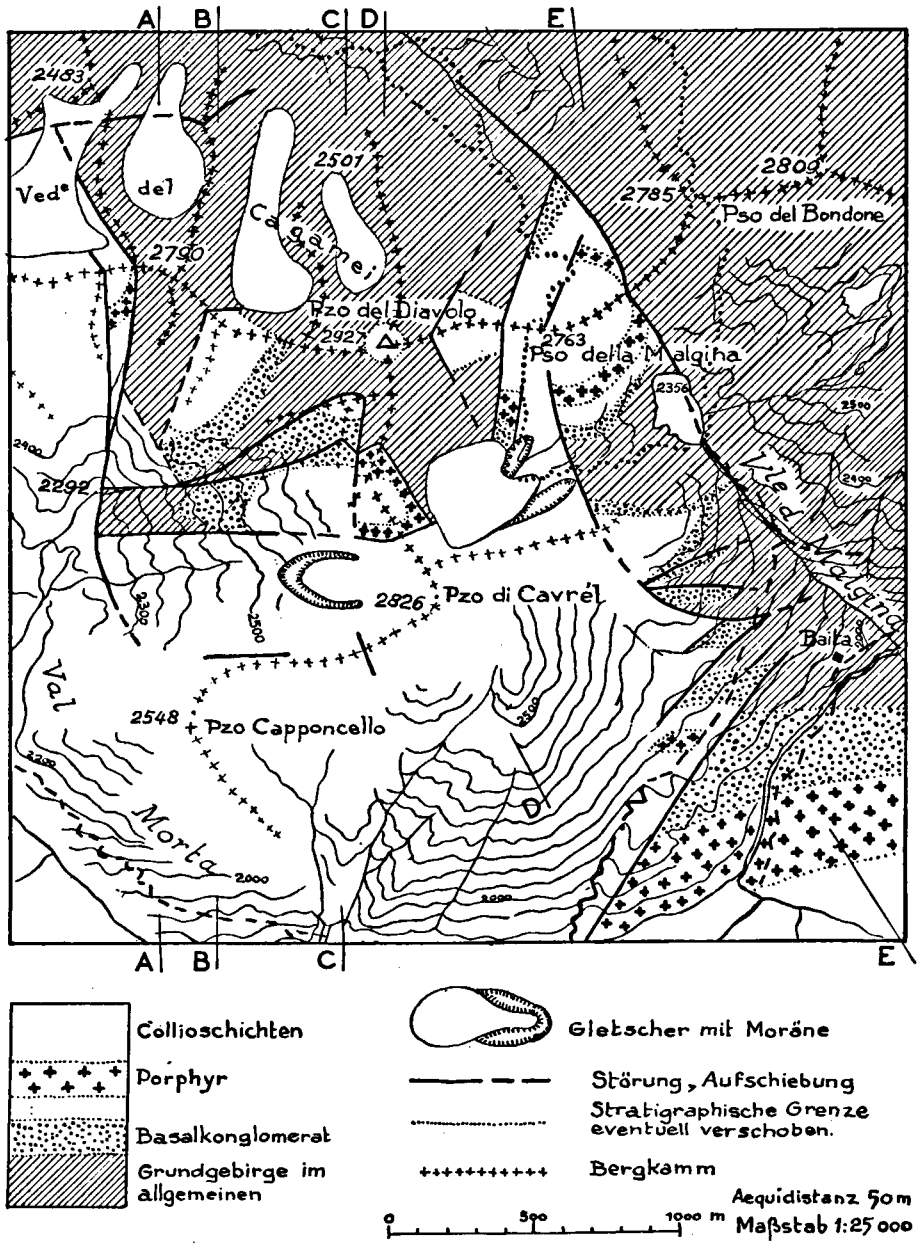
Ueber die nächste nach S folgende tektonische Einheit wird J. Weeda bald berichten. Sie zeigt anfänglich ein mittelmässiges bis schwaches N-Fallen durch Verbiegungen und Faltungen unterbrochen, wie sie besonders zwischen Lago di Coca und Baita di Coca zu sehen sind.

### C. Die Val Morta und die beiden Valle Malgina.

Diese Gegend zeigt einen komplizierten tektonischen Bau, den wir auf einer speziellen Karte (Fig. 3) nochmals darstellen. Wir wollen versuchen diese Karte und die zugehörigen Profile (Fig. 4) zu erläutern.

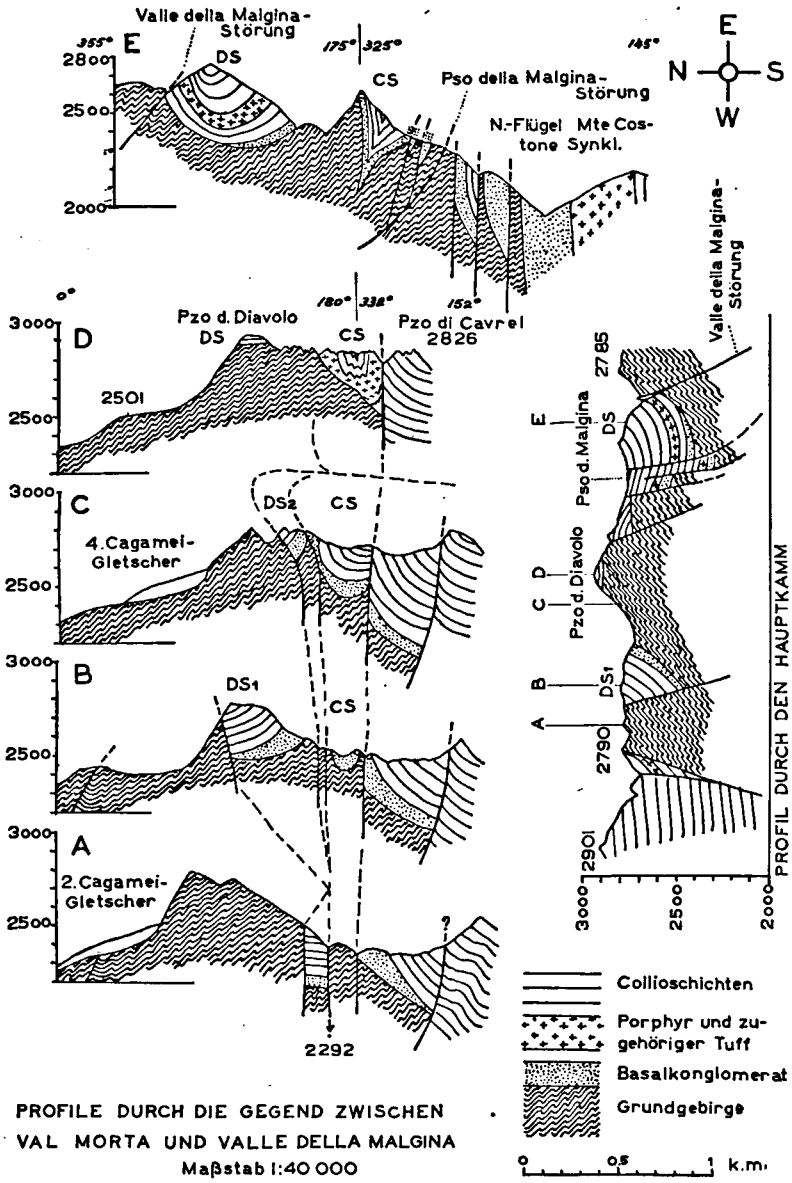
Das meist zerstörte, und daher das älteste Bauelement ist auch hier wieder die Synklinale. Wir können drei solche erkennen. Die *Diavolo-Synklinale* (D.S.) fällt am Passo della Malgina am besten auf. Es mag sein, dass auch die Grundgebirgssplitter, die sich SW (DS. 2) und W (DS. 1) des Pzo del Diavolo befinden und N oder NW fallendes Perm führen, Fragmente dieser Synklinale darstellen. Eine zweite beobachten wir S und SW Lago della Malgina. Sie ist vielleicht im Grat Pzo di Cavrel—Pzo del Diavolo, wo muldenartiger Tuff und Porphyr vorkommt, und von da aus nach Pt. 2292 in der Val Morta zu verfolgen. Wir wollen diese Synklinale nach dem zunächst liegenden Gipfel die *Cavrel-Synklinale* nennen. Schliesslich erkennen wir im Seriotal zwischen Baita Alta di Barbellino und der Mündung der Val Trobi den mächtigen steilstehenden N-Flügel der *Mt. Costone-Synklinale,* die wir unten besprechen werden.

Diese schon existierende synklinale Struktur wird durch mindestens zwei Gruppen von Bewegungsflächen beeinflusst. Zuerst von ebenfalls etwa E—W gerichteten Brüchen und Aufschiebungsflächen: z.B. östlich Pt. 2292 in der Val Morta, und die zwei obersten Aufschiebungen im S-Flügel der Cavrel-Synklinale oberhalb „Pzo della Malgina-Störung" auf Profil E, Fig. 4. Die zweite Gruppe von Störungen, die die beiden vorigen Elemente durchsetzen, sind NE—SW oder N—S gerichtet. Es fällt zuerst die Valle Malgina-Störung auf. Das NW-liche Grundgebirge der Umgebung des Passo del Bondone ist an dieser Fläche auf das SW-liche bereits gefaltete und von Störungen durchzogene Gebirge aufgeschoben. Es scheint, dass die SW-liche Gebirgsmasse teilweise staffelbruchartig hinunter gepresst wurde. So wäre die Struktur vom Pzo del Diavolo bis Passo della Malgina mit ihren Verwerfungen zu erklären.




Figur 3.

Geologische Karte der Gegend zwischen Val Morta und Valle della Malgina.




PROFILE DURCH DIE GEGEND ZWISCHEN VAL MORTA UND VALLE DELLA MALGINA
Maßstab 1:40 000

Figur 4.

Bei der *Passo della Malgina-Störung* ist aber wieder Aufschiebung anzunehmen. Sie ist weiter nach S zu verfolgen, biegt gegen SE und E um und durchschneidet so die Aufschiebungen im S-Flügel der Cavrel-Synklinale. Man verliert sie zusammen mit den staffelartigen NE—SW-Verschiebungen der Mte Costone-Synklinale aus dem Auge. Vielleicht gehören diese zu einer vorigen Phase und es wird J. WEEDA gelingen ihre Fortsetzung zu finden.

Es ist auffallend, dass in diesem kleinen Gebiet die Basalkonglomerate eine sehr wechselnde Mächtigkeit besitzen und sogar völlig auskeilen können (Lago della Malgina). Im Pzo del Diavolo und im Ostgrat liegen die Collioschichten aber diskordant auf dem Grundgebirge. Da hie und da noch Basalkonglomeratfetzen anwesend sind, glauben wir diese Lage grösstenteils durch Verschiebung erklären zu dürfen.

### D. Das Gebiet zwischen Valle Malgina und dem Kamm M. Torena - M. Gleno.

In diesem Gebiet ist der Bau wieder ein regelmässiger. Im N Kristallin treten viele Aufschiebungen und Störungen auf. Einige wurden auf der Karte verzeichnet. Die wichtigste ist eine mächtige beanspruchte Zone, die durch Pso del Bondone und den Kamm S. Pso di Caronella geht und weiter noch im Nordhang des obersten Talbeckens von Lago Barbellino zu verfolgen ist. Nach S fällt der mächtige N-Flügel der Mte Costone-Synklinale auf. Seine Achse steigt nach E stark empor, denn im Kar zwischen Pzo Strinato und M. Costone ist sein Untergrund aufgeschlossen. Es zeigt sich hier wieder, wie die im Grossen synklinale Struktur im Kleinen mit dem Grundgebirge zusammen stark gestört ist. In den Collioschichten E und SE des Barbellino-Stausees beobachtet man im allgemeinen ein etwa NNW-Fallen durch Fältelung und Verbiegung hie und da beeinflusst. Ueber die Verhältnisse im S-Teil dieser Mulde wird J. WEEDA bald berichten.

### E. Zusammenfassung.

Ueberall, wo die Unterlage der permischen Schichten zu Tage tritt, ist sie stark mit dem Grundgebirge zusammen gestört. Auch in diesem Gebiet kommen wir also, wie im Gebirge zwischen Corno Stella und Pzo del Diavolo di Tenda, zur Folgerung, dass das Perm und das Grundgebirge tektonisch als eine Einheit zu betrachten ist. Die älteste postpermische Struktur ist auch hier ein WSW—ENE bis W—E gerichteter synklinaler Bau, mit bisweilen steilgestelltem N-Flügel und flachem S-Flügel. Diese Struktur ist durch ebenfalls WSW—ENE bis W—E gerichtete Aufschiebungsflächen gestört. Einige NW—SE (Valle Malgina-Aufschiebung) oder N—S streichende Störungen, die nach SE und E umbiegen, sind die jüngsten tektonischen Linien. Wir beobachten also, dass wir auch hier (cf. DOZY, p. 226) eine Drehung der Druckrichtung im Sinn von etwa NNW nach vielleicht NNE oder NE annehmen dürfen. Wir fragen uns, ob diese Drehung der gebirgsbildenden Kraft eine regionale oder nur eine lokale Bedeutung hat.

Auffallend ist das starke Hervortreten transversaler Störungen zwischen der Val Morta und der Valle Malgina. Diese Zone trennt zwei

Gebiete, von denen das östliche weiter nach S emporgepresst wurde als das westliche. Dies ist nicht nur aus der allgemeinen Lage herzuleiten, sondern folgt auch aus den staffelförmigen Verschiebungen des N-Flügels der Mte Costone-Synklinale, und aus der Tatsache, dass die östlichen Fragmente der Diavolo- und Cavrel-Synklinalachsen gegenüber der westlichen Teile nach S verschoben und verdreht sind.

Diese Verhältnisse sind im Rahmen des tektonischen Baues der weiteren Umgebung gut verständlich. Wir wissen, dass die Val Canale Bondione-Störung an Lizzola Alta vorbeigeht und dass dort, wie Herr WEEDA bald genau berichten wird, Kristallin neben mesozoischen Kalken E der Verwerfung aufgeschlossen sind. Wir haben es also mit einem hohen westlichen Block und einem sehr tiefen östlichen zu tun. Es ist begreiflich, dass das Grundgebirge N dieses tiefen Gebirgsteiles sich leichter und weiter nach S emporschuppen konnte, als gegenüber der höheren Masse im W. Die gestörte Zone der Val Morta und Valle Malgina ist also wahrscheinlich durch die Fortsetzung der Val Canale-Bondione-Störung verursacht. Herr WEEDA wird im Stande sein diese Frage weiter zu untersuchen.

## VII. LITERATUR.


P. BEARTH, Ueber Gangmylonite der Silvretta. Schweiz. Min. Petr. Mitteilungen, Bd. XIII, 1933, S. 347—355.

J. J. DOZY, Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. Leidsche Geologische Mededeelingen, Dl. VI, Afl. 3, (1935), p. 133—230.

—— Ueber das Perm der Südalpen. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VII, Afl. 1, (1935), p. 41—62.

—— Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VII, Afl. 1 (1935), p. 63—84.

L. G. NANGERONI, Osservationi sulla Tettonica delle Alpi Orobie Orientali. Bollettino della Società Geologica Italiana Vol. 50, 1931, Fasc. 2, p. 249—253.

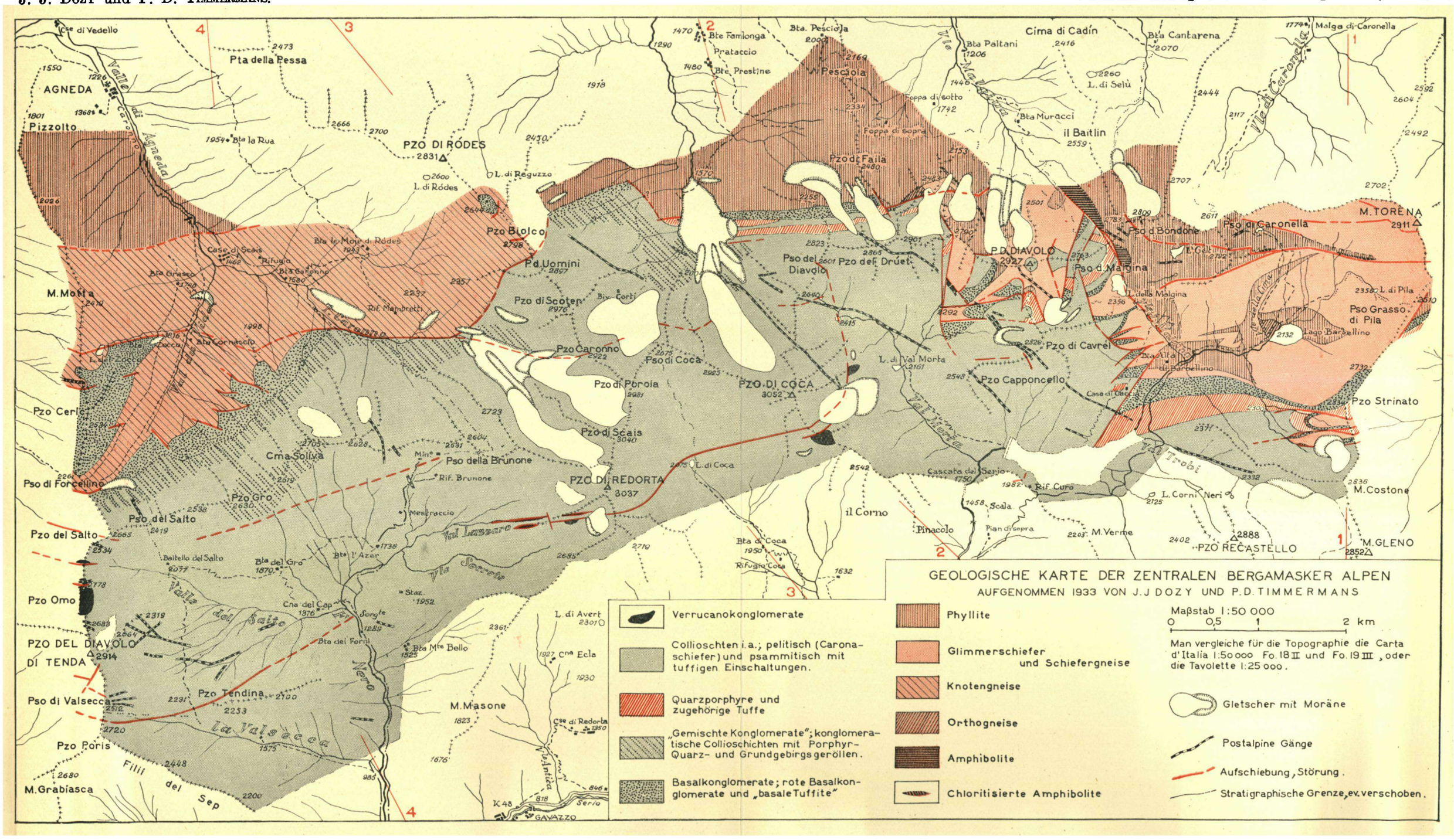
—— Il Glacialismo attuale nelle Prealpi Orobiche. „Le Alpi Orobiche", Bollettino mensile del Club Alpino Italiano, Sezione di Bergamo, XIII, No. 7 sq, 1932—1933.

C. PORRO, Alpi Bergamasche. Carta geol. relevata dal 1895—1901 con Sezioni geologiche e Note illustrative. Milano, 1903.

M. REINHARD, Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.

A. STRECKEISEN, Geologie und Mineralogie der Flüelagruppe. Schweiz. Min. Petr. Mitteilungen, Bd. VIII, 1928, S. 87—240.

ED. WENK, Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. Min. Petr. Mitteilungen, Bd. XIV, 1934, S. 196—278.


GEOLOGISCHE KARTE DER ZENTRALEN BERGAMASKER ALPEN
AUFGENOMMEN 1933 VON J. J. DOZY UND P. D. TIMMERMANS
Maßstab 1:50 000
0 0,5 1 2 km
Man vergleiche für die Topographie die Carta d'Italia 1:50 000 Fo. 18 II und Fo. 19 III, oder die Tavolette 1:25 000.
Verrucanokonglomerate
Collioschten i.a.; pelitisch (Caronaschiefer) und psammitisch mit tuffigen Einschaltungen.
Quarzporphyre und zugehörige Tuffe
„Gemischte Konglomerate"; konglomeratische Collioschichten mit Porphyr-Quarz- und Grundgebirgsgeröllen.
Basalkonglomerate; rote Basalkonglomerate und „basale Tuffite"
Phyllite
Glimmerschiefer und Schiefergneise
Knotengneise
Orthogneise
Amphibolite
Chloritisierte Amphibolite
Gletscher mit Moräne
Postalpine Gänge
Aufschiebung, Störung.
Stratigraphische Grenze, ev. verschoben.
AGNEDA
Pizzolto
Pta della Pessa
PZO DI RÓDES
2831
M. Motta
Pzo Cerlo
Cma Solíva
Pso di Forcellino
Pso del Salto
Pzo del Salto
Pzo Omo
PZO DEL DIAVOLO DI TENDA
2914
Pso di Valsecca
Pzo Poris
M. Grabiasca
Pzo Tendina
la Valsecca
Pzo Gro
Pso della Brunone
Pzo Biolco
P.d. Uomini
Pzo di Scoten
Pzo Caronno
Pso di Coca
Pzo di Poroia
PZO DI COCA
3052
Pzo di Scais
PZO DI REDORTA
3037
Pso del Diavolo
Pzo del Drúet
Pzo di Faila
Pesciola
Cima di Cadín
il Baitlin
P.D. DIAVOLO
2927
Pso d. Malgina
Pso di Bondone
Pso di Caronella
M. TORENA
2911
Pso Grasso di Pila
Pzo di Cavrel
Pzo Capponcello
Pzo Strinato
M. Costone
M. GLENO
2852
PZO RECASTELLO
2888
il Corno
Pinacolo
Scala
M. Verme
Rif. Curo
Cascata del Serio
Pian di sopra
Bta di Coca
Rifugio Coca
Vl. Lazzaro
Vl. Sorgente
Valle del Salto
Vero
M. Masone
Valtrica
Serio
GAVAZZO
Filii del Sep
Vl. Trobi
Vl. di Caronella
Vl. Malgina
Vl. Morta
Vl. Tenda
Vl. Agneda
Vl. Caronno
Vl. Valsecca
Vl. Cerlo
Vl. Scais
Vl. Drúet
Vl. Faila
Vl. Pesciola
Vl. Malgina
Vl. Trobi
Vl. Caronella
Vl. Tenda