Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 22 (1942)

Heft: 1

Artikel: Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (nordwestliches Tessin)

Autor: Burckhardt, Carl Eduard

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-19517

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 22.07.2025

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

Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes

(nordwestliches Tessin)

Mit 16 Tafeln und 10 Figuren im Text.

Von *Carl Eduard Burckhardt*

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	101
Einleitung	101
Morphologie und Quartärbildungen	
Morphologische Übersicht	104
Seen	106
Unterirdische Bachläufe und Höhlen	107
Gletscher und Moränen	108
Die heutigen Gletscher	108
Schneegrenzen	109
Moränen	109
Gletscherschliffe	111
Terrassen	112
Petrographischer Teil	
Einleitung	113
Die mesozoischen Gesteine der Mulden	
Gotthardmassivische Bündnerschiefer	113
1. Quartenschiefer	114
2. Rauhwacke	114
Die Entstehung der Rauhwacke	116
Die Bedretto-Mulde	117
Trias	
1. Gelbliche bis weisse, massige Marmore	119
2. Gelbliche, meist dünnplattige, quarzreiche Marmore	119
3. Weisse, schiefrige, meist kalkhaltige Glimmerquarzite	119
4. Rauhwacke	120
5. Zuckerkörniger Dolomit	120
Die eigentlichen Bündnerschiefer (Jura)	
1. Helle, massige Marmore	121
2. Feinkörniger, dunkelblaugrauer Marmor	121
3. Quarzreiche Glimmermarmore, z. T. mit Geröllagen	122
4. Kalkreiche Bündnerschiefer mit blaugrauen Marmorlagen	122
5. Schiefrige Glimmerquarzite	123
6. Kalkfreie Glimmerschiefer bis Phyllite, häufig mit Granat-Porphyroblasten	124
7. Staurolith- und disthenführende Glimmerschiefer	126
8. Epidot-Glimmerschiefer mit Plagioklasknoten	126

Seite

9. Chänopodit führende Glimmerschiefer und Phyllite . . 127
10. Konglomeratlagen im Bündnerschiefer 127
Die Teggiolo-Mulde 129
Trias
1. Gelbliche bis weisse, massige Marmore 129
2. Zuckerkörniger Dolomit 130
Die eigentlichen Bündnerschiefer (Jura)
1. Bläuliche, massige Marmore 131
2. Kalkreiche Bündnerschiefer 132
3. Stark gefältelte, oft granatführende Bündnerschiefer mit Knauern und Adern von Quarz und Calcit . . . 132
4. Glimmerquarzite 133
5. Epidot-Glimmerschiefer mit Plagioklasknoten . . . 134
Alter, Facies und Metamorphose der Bündnerschiefer (s. l.) . . 135
1. Das Alter der Bündnerschiefer 135
2. Die Facies der Bündnerschiefer der Bedretto- und der Teggiolo-Mulde 137
3. Die Metamorphose der Bündnerschiefer 139
Die praetriadischen, polymetamorphen Gneise der Decken
Die Lebendun-Decke 141
1. Quarzreiche Psammitgneise 143
2. Plattige Glimmerquarzite 146
3. Konglomeratgneise 147
Der Zement der Konglomeratgneise 147
Die Gerölle der Konglomeratgneise 149
1. Feinkörnige, schlecht geschichtete, glimmerarme Gneise 150
2. Graue, feinkörnige, glimmerarme Gneise . . . 151
3. Helle, mittelkörnige, biotitarme, gut geschichtete Gneise 152
4. Helle, flasrige Gneise 153
5. Flasrige Augengneise 153
6. Dunkle, biotitreiche Gneise 154
7. Amphibolite 154
8. Quarzite 155
Die Deformation der Gerölle 155
Entstehung und Herkunft der Gerölle 156
4. Praetriadische Marmore 159
Alter und Metamorphose der Gneise der Lebendun-Decke . . 161
Die Antigorio-Decke 163
1. Helle bis graue, mittelkörnige, oft flasrige Biotit-Alkalifeldspatgneise 164
2. Graue, schiefrige Muskovitgneise mit Biotitblättchen . . 166
3. Der Kontakt Antigorio-Gneis-Triasmarmor bei Campo (Val Bavona) 166
Kluftmineralien 169
Tektonik 169
Junge, postorogene Brüche 175
Zusammenfassung 175
Exkursionen im Basodino-Gebiet 178
Literaturverzeichnis 182

Verzeichnis der Tafeln

I. Geologische Karte des oberen Val Bavona und des oberen Val Peccia. 1 : 25000
II. Profile zur geologischen Karte des oberen Val Bavona und des oberen Val Peccia. 1 : 25000
III. Geologische Profile durch das Basodino-Gebiet. 1 : 25000
IV. Detailprofile durch die „Trias"-Zone Forcla di Cristallina-Cima delle Donne. 1 : 5000
V. Geologische Karte und Profile des Val Antabbia. 1 : 25000
VI. Stratigraphische Profile durch die Teggiolo-Mulde im Val Antabbia
VII. Morphologische Karte des Val Bedretto, des oberen Val Bavona und des oberen Val Peccia. 1 : 50000
VIII. Abb. 1—2. Konglomeratschichten in den Bündnerschiefern der Bedretto-Mulde
VIII. Abb. 3—XVI. Abb. 36. Konglomeratgneise der Lebendun-Decke

Vorwort

Die vorliegende Untersuchung ist auf Anregung von Herrn Prof. M. REINHARD entstanden. Ich möchte ihm an dieser Stelle für das Interesse, das er meiner Arbeit stets entgegenbrachte, und für die gründliche Einführung in die Arbeitsmethoden meinen herzlichsten Dank aussprechen. Ebenso danke ich Herrn Dr. A. RITTMANN für die Einführung in die Petrochemie und die optischen, chalkographischen, pyrognostischen und mikrochemischen Bestimmungsmethoden. Manche Anregung in Vorlesungen und auf Exkursionen, sowie Anleitung zum Kartieren und Zeichnen verdanke ich den Herren Prof. A. BUXTORF, Prof. J. CADISCH, Dr. O. GRÜTTER und Dr. P. CHRIST. Besonders danke ich meinen Kameraden A. GÜNTHERT, H. GYSIN, E. SOCIN, A. SPICHER, sowie Herrn H. RITTER, Hüttenwart der Basodino-Hütte des S. A. C., für ihre Begleitung bei schwierigen Begehungen, Herrn C. TADDEI für gemeinsamen Besuch der von ihm entdeckten Mineralklüfte, sowie der Bevölkerung des oberen Val Bavona für Unterkunft und Bewirtung.

Einleitung

Das untersuchte Gebiet liegt im NW des Sopraceneri. So nennt man den N des Lago Maggiore und der Ebene von Magadino gelegenen Teil des Kantons Tessin, im Gegensatz zum Sottoceneri S der Linie Lago Maggiore-Bellinzona. Im N wird das Untersuchungsgebiet durch den Lauf des Ticino, im W durch die schweizerisch-italienische Landesgrenze, im S durch den Kamm zwischen Val Antabbia und Val Calneggia und im E durch den Lauf der Bavona und

des Riale di Cristallina begrenzt; Fig. 1 zeigt seine Lage und Begrenzung.

Nach dem höchsten Berg des untersuchten Gebietes, des Pizzo Basodino (3277 m), der auch die höchste Erhebung der Lepontini-

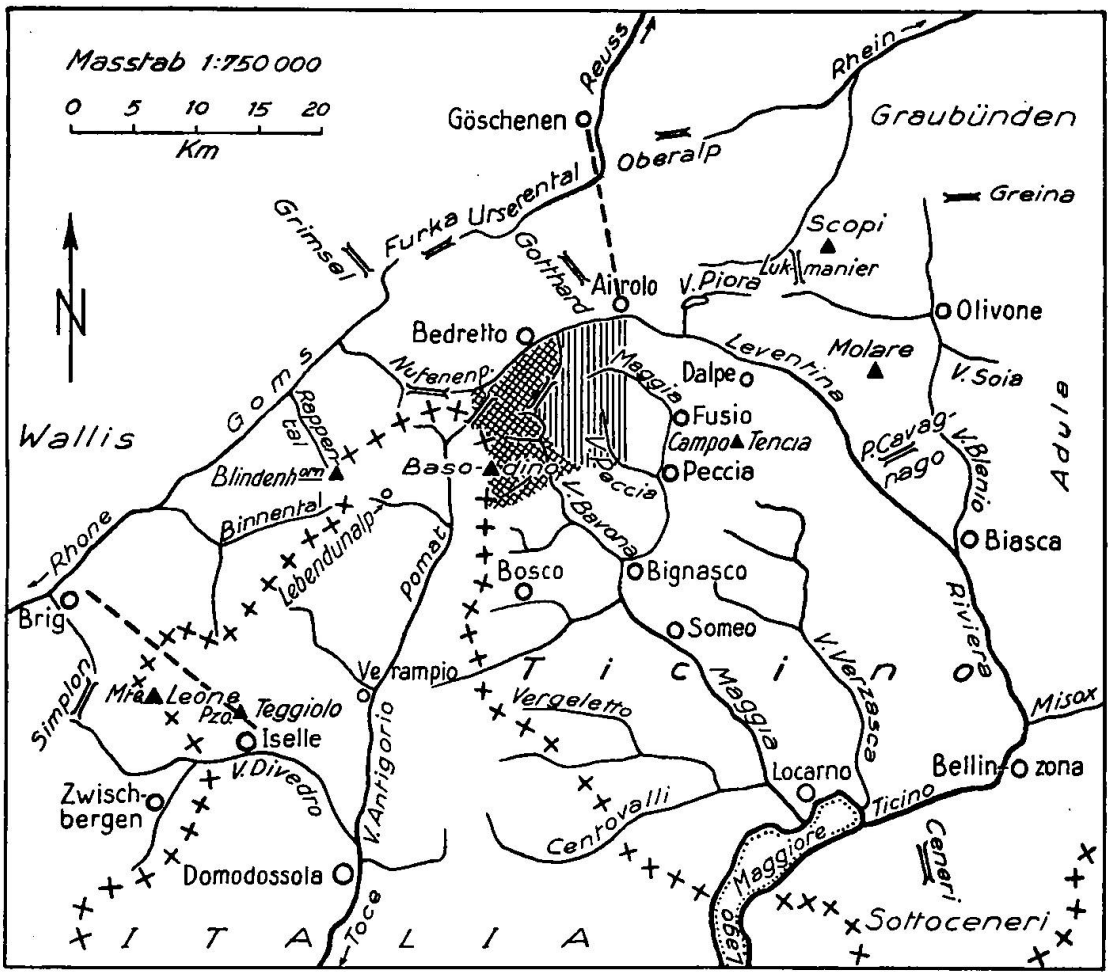


Fig. 1: Topographische Übersichtsskizze des Gebietes zwischen Simplon und Adula. 1: 750 000
Kreuzschraffiert: von C. E. Burckhardt kartiertes Gebiet
Senkrecht schraffiert: von A. Günthert kartiertes Gebiet
(auf Tafel I und V dargestellt)

schen Alpen, der Alpen zwischen Toce und Ticino, bildet, habe ich es Basodino-Gebiet genannt. Es verteilt sich auf Blatt 491 (St. Gotthard) und 495 (Basodino) des Topographischen Atlasses der Schweiz (Siegfried-Atlas).

Das Arbeitsgebiet wurde schon wiederholt der geologischen Kartierung unterworfen; das W des Meridians von S. Carlo-Pizzo Galarescio gelegene Teilgebiet wurde bereits 1907 auf der geologi-

schen Karte der Simplongruppe 1 : 50 000 von C. SCHMIDT, H. PREISWERK und A. STELLA (Geologische Spezialkarte Nr. 48, Lit. 76) dargestellt. H. PREISWERK hat dann in den Jahren 1908—1917 diese Aufnahmen einer Revision unterzogen und gleichzeitig die Kartierung nach E und N zu erweitert. Aus diesen neuen Untersuchungen resultierte 1918 die vorzügliche geologische Karte des oberen Tessin und Maggiagebietes 1 : 50 000 von H. PREISWERK (Geologische Spezialkarte Nr. 81, Lit. 77), welche mein Untersuchungsgebiet vollständig enthält.

Die vorliegende Detailkartierung erfolgte im Masstab 1 : 10 000 (Val Bedretto) und 1 : 25 000 (Val Bavona) auf der photogrammetrisch aufgenommenen Unterlage zur neuen Landeskarte der Schweiz. Die Kartierung wurde in den Sommermonaten 1937—1940 durchgeführt; Sommer und Herbst 1940 wurden zu vergleichenden Exkursionen in der Gegend des Simplonpasses, sowie im Gebiet zwischen Leventina und Val Blenio und E Olivone benützt. Wegen des Krieges war es mir leider nicht möglich, meine Untersuchungen nach W zu ins Val Formazza auszudehnen.

Im Verlauf der Kartierung wurden über 500 Handstücke gesammelt und davon ungefähr 350 Dünnschliffe hergestellt. Daneben stand mir — als grosse Hilfe — das reichhaltige, von Herrn Prof. PREISWERK † gesammelte Material zu den geologischen Spezialkarten Nr. 48 und 81, nebst seinen Feldbuchnotizen und Kartenskizzen zur Verfügung.

Das Basodinogebiet liegt im Bereich der penninischen Decken. Es wird hauptsächlich aus mesozoischen, durch die alpine Metamorphose umgewandelten Sedimenten, den sogenannten Bündnerschiefern und aus älteren, polymetamorphen Paragneisen aufgebaut, deren Stellung im penninischen Deckengebäude noch umstritten ist (Lebendun-Decke). Im N grenzt es an das Gotthard-Massiv, im S an die tiefste penninische Decke, die Antigoriodecke.

Die vorliegende Arbeit bildet ein Glied der Untersuchungen, die seit 1937 vom Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel aus im NW-Tessin durchgeführt werden. Ihr Ziel war neben der genauen Kartierung auf der neu aufgenommenen Topographie die petrographische Untersuchung der Gesteine der Lebendun-Decke, besonders auch, ob die in diesen Gneisen eingelagerten konglomeratartigen Gebilde echte Gerölle oder aplitische Injektionen seien. Daneben sollte, soweit es im Rahmen dieses kleinen Gebietes möglich war, die Frage geklärt werden, ob die Lebendun-Decke ein

von den tieferen penninischen Decken eingewickeltes Stück der Monte Rosa-Bernhard-Decke sei oder ob sie als selbständige Decke zwischen Antigorio- und Monte Leone-Decke im S wurzle.

Die Geschichte der Erforschung und der wechselnden tektonischen Deutungen des Gebietes zwischen Simplon und Adula ist vor kurzem von E. KÜNDIG (Lit. 42) zusammengestellt worden; ich gehe deshalb in meiner Arbeit nur soweit auf die neueren Arbeiten ein, als sie das von mir bearbeitete Gebiet betreffen.

Methodisches: Die optischen Daten der Feldspäte (Achsenwinkel, An-Gehalt) wurden auf dem Universaldrehtisch (U-Tisch) ermittelt (Lit. 53). Die übrigen Gemengteile wurden nach den von A. RITTMANN und O. GRÜTTER zusammengestellten Bestimmungstabellen (Lit. 56), im Körnerpräparat oder mikrochemisch bestimmt. Calcit und Dolomit wurden nach der von A. HOLMES (Lit. 31) angegebenen Silberchromatmethode im Anschliff unterschieden. Zur Bestimmung der Doppelbrechung wurde die Schliffdicke mit der Mikrometerschraube und der Gangunterschied mit dem Berek-Kompensator gemessen. Mit diesem wurden auch Dispersion der Doppelbrechung ($\mathfrak{D}_{\Delta}$) und Dispersion des Achsenwinkels ($\mathfrak{D}_{2V}$) bestimmt. Die Achsenwinkel wurden, soweit sie nicht mit dem U-Tisch gemessen werden konnten, aus der Zentraldistanz der Isogyren im Konoskop-Bild in Schnitten senkrecht zur spitzen Mittellinie bestimmt (Lit. 56), die Brechungsindices wurden an Spaltblättchen nach der Immersionsmethode ermittelt.

Morphologie und Quartärbildungen

MORPHOLOGISCHE ÜBERSICHT (Vergl. Tafel VII)

H. LAUTENSACH (Lit. 38 und 39) hat die Morphologie des Sopraceneri eingehend untersucht und beschrieben. Ich beschränke mich deshalb im folgenden auf einige ergänzende Bemerkungen, wobei ich auch die mir von A. GÜNTHERT aus dem obern Val Peccia mitgeteilten Beobachtungen verwerte.

Morphologisch lassen sich die untersuchten Gebiete in zwei Teile gliedern, die ungefähr mit den Einzugsgebieten des Ticino und der Maggia zusammenfallen.

Der N-Teil liegt im Gebiet der meist steilstehenden Bündnerschiefer der Bedretto-Mulde und der eingefalteten Gneisschuppen der Lebendun-Decke und des Maggia-Lappens. In diesem Teil zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen Talbildung und Tektonik. Das Val Bedretto folgt der SW—NE verlaufenden Grenze zwischen

Gotthard-Massiv und Bedretto-Mulde. Die Nebentäler, Val Dolgia, Val Cavagnolo usw., verlaufen in ihren unteren Teilen mehr oder weniger senkrecht zum allgemeinen Streichen, biegen jedoch in ihren obersten Teilen nach Durchschneiden der aus quarzreichen Bündnerschiefern (z. B. Pizzo di Val Piana, Assassina Vacche, Pizzo Grandinagia) oder aus Paragneis (z. B. Pizzo Folcra - Pizzo Galarescio-Cima di Lago - Poncione di Valleggia) bestehenden Ketten wieder in die Richtung des allgemeinen Streichens.

Talverlauf: SW — NE	SE — NW	SW — NE
	Riale di S. Giacomo	Passo S. Giacomo
	Val Dolgia	Passo Grandinagia
	Val Cavagnolo	—
Val Bedretto	Val Piana	—
	Val Valleggia	Gho. di Valleggia
	Val Casinello	—
	Val Cristallina	Val Torta

In der Fortsetzung des Val Torta liegt am N-Rand des Maggia-Lappens das oberste Val Sambucco, die Alp Campo la Torba. Auch hier folgen die Abflüsse der zahlreichen Seelein dem Streichen oder laufen senkrecht dazu.

Der S - T e i l, das Einzugsgebiet der Bavona, unterscheidet sich deutlich vom nördlichen. Zwischen Pizzo dei Pulpito, Poncione di Braga, Pt. 2854, Cristallina im E, Cima di Lago, Poncione di Valleggia, Pizzo dei Cavagnoli, Pizzo di San Giacomo im N und Fiorina, Kastelhorn, Basodino im W findet man ausgedehnte Reste einer alten Hochfläche, die sich gegen die Alpe Robiei allmählich senkt. Nach LAUTENSACH sind dies die Reste des Bedretto-Talbodens (siehe weiter unten). In diese Hochfläche haben Gletscher und Bäche den Trog des Lago Sfundau, das halbkreisförmige Tal Cavagnoligletscher-Lago Bianco - Basodinohütte S. A. C., die Kessel von Robiei und von Zotto und das weite Val Fiorina eingegraben. Diese Täler vereinigen sich unterhalb der Alpe Robiei; von dort führt ein enges, steiles Hochtal nach Campo hinunter. Die zähen, von Quarzadern durchzogenen Bündnerschiefer der Teggiolo-Mulde bilden hier fast senkrechte, bis 400 m hohe Wände. Bei Campo öffnet sich das Tal und führt nach einer 300 m hohen Steilstufe an der Grenze von Bündnerschiefer und Antigoriogneis zwischen steilen, of senkrechten Wänden nach Bignasco.

In diesem südlichen Teil des Gebietes folgt einzig der Tallauf Lago Sfundau - Lago Bianco - Basodinohütte S. A. C. - Campo einer

tektonischen Linie, der Grenze zwischen Lebendun-Decke und Maggia-Lappen.

Ähnlich dem Val Bavona liegt auch das Val Peccia eingetieft in eine alte Hochfläche, deren Reste man noch bei den Alpen Sovenedo, Croso, Serodano, Masnaro, Froda und Bolla, sowie S La Corona und W des Fornà di Matorello und des Pzo. del Piatto di Rodi findet. Abhängigkeit der Topographie von der Tektonik ist hier keine zu erkennen.

SEEN

In den untersuchten Gebieten liegen mehrere grössere Seen und viele kleinere Seelein und Tümpel.

Die kleineren Seelein sind entweder durch Moränen und Gehängeschutt gestaut (z. B. Seelein im Val Torta, auf dem Passo di San Giacomo, Lago Piccolo im Val Antabbia, See NE Passo di Sasso negro, Lago 2403 u. a.) oder sie erfüllen die Vertiefungen in der Rundhöckerlandschaft des Lebendungneises (zwischen Cavagnoligletscher und Caralina, Saslini) und der Gneise des Maggia-Lappens (bei Campo la Torba und Alpe della Bolla). Die Entstehung der grösseren Seen erklärt LAUTENSACH folgendermassen (Lit. 39):

Lago Sfundau: Starke lokale Erosion des bei Cima delle Donne vom Cavagnoligletscher gestauten Cristallinagletschers in den weichen Bündnerschiefern und Dolomiten der Teggiolo-Mulde; später Vertiefung des Sees durch weitere Auflösung der weichen Gesteine.

Lago Bianco: Selektive Erosion des Cavagnoligletschers am Übergang Bündnerschiefer der Teggiolo-Mulde-Gneis des Maggia-Lappens.

Lago Nero, Lago Grande (Val Antabbia), Lago Naret, Lago della Froda: Karseen.

Lago dei Matorgni: Liegt in einer dem Hang parallel laufenden, im östlichen Teil mit Schutt aufgefüllten Rinne; verstärkte Erosion des von La Fiorina-Pizzo dei Matorgni herabfliessenden Gletschers und seiner Schmelzwässer an der Stelle, wo er mit dem Hauptgletscher zusammentraf.

Östlich des Cavagnoli- und des Cavergnogletschers trifft man auf weite, heute mit Schutt aufgefüllte Becken, die ich für ehemalige Zungenbecken halte. Auch von den zum Teil sumpfigen Böden im Kessel von Robiei glaube ich, dass sie teilweise durch Gletschererosion geschaffen wurden. Erklärung dieser Vertiefungen durch

reine fluviatile Erosion scheint mir nicht möglich, da in allen drei Fällen die Bäche, nachdem sie auf dem schutterfüllten Boden hin- und hergependelt sind, im anstehenden Fels, zum Teil in enger Schlucht weiterfließen, wobei jede Spur eines alten, tiefergelegenen, heute zugeschütteten Ablaufs fehlt. Auch bei den Alpen Bolla und Froda, bei Forné und bei Grasso di Dentro findet man ähnliche aufgefüllte Becken.

UNTERIRDISCHE BACHLÄUFE UND HÖHLEN

Im Basodinogebiet fand ich vier unterirdische Abläufe von „Bassins fermées" (Lit. 40 und 41); zwei liegen in den Bündnerschiefern der Bedretto-Mulde, die beiden andern in praetriadischen Marmorzügen der Lebendun-Decke. Auf Tafel VII sind sie mit --- bezeichnet.

1. 1 km W des Pizzo Galarescio (148,020/682,650) [1]) entspringt im kalkreichen Bündnerschiefer an steiler Wand eine mächtige Quelle, der Abfluss der Schmelzwässer des firnerfüllten Kessels zwischen Pizzo Galarescio und Pt. 2616,9.

2. Ebenfalls unterirdisch entwässert wird auch der Lago Sfundau. Der Ausfluss liegt in einer Runse N des Lago Bianco auf ca. 2290 m Höhe in granatführenden Bündnerschiefern der Bedretto-Mulde. Die wahrscheinliche Länge des unterirdischen Ablaufes beträgt 500 m.

3. Der von der Bocchetta di Val Maggia herunterfliessende Bach, der noch einen Teil der Schmelzwässer des Cavergnogletschers aufnimmt, verschwindet am Südwesthang der Caralina (143,100/680,550) und stürzt nach 850 m am Hang westlich der Alphütten von Zotto als kräftiger Wasserfall herab (von den Einheimischen „acqua del pavone" genannt). Die Höhle verläuft auf der ganzen Strecke in einem mehrere m mächtigen Marmorband, das zwischen den Paragneisen der Lebendun-Decke liegt.

4. 120 m E des Lago dei Matorgni liegt auf ca. 2450 m Höhe die „el böcc at Pilat" genannte Höhle (Lit. 71). Eine genauere Untersuchung mit Hilfe zweier Kameraden ergab folgende Resultate: Die Höhle verläuft vom Lago dei Matorgni ständig in E- bis ESE-Richtung, fällt dabei durchschnittlich 25—30°, ist 2,5—1 m breit und 2—1,5 m hoch. Sie liegt in einem Marmorband, welches N 28° E streicht und mit 25° gegen WSW fällt. Boden und Dach werden durch Paragneis gebildet. An einigen Stellen fanden wir Bachgerölle und angeschwemmten Sand, weshalb ich die Höhle als alten Abfluss des Lago dei Matorgni resp. des ehemals von La Fiorina - Pzo. dei

[1]) Koordinaten des Topographischen Atlasses.

Matorgni herabfliessenden Gletschers betrachte. Stellenweise versperren grosse Gneisblöcke, die vom Dach der Höhle heruntergebrochen sind, den Weg. Tropfsteinbildungen fanden wir keine. Es war uns möglich, 700—800 m weit in die Höhle hinunter vorzudringen; das Aneroidbarometer zeigte am tiefsten Punkt 2150 m. Diese Höhe entspricht derjenigen der Alpe Randinascia, wo der Abfluss wahrscheinlich vor Zeiten mündete.

GLETSCHER UND MORÄNEN

Ein bedeutender Teil des Gebietes ist von Gletschern und Moränen bedeckt. Während sich die Moränen der Hauptgletscher nicht weiter gliedern lassen, findet man in den Nebentälern meist mehrere hintereinanderliegende Wälle, Rückzugsstadien der betreffenden Gletscher. Um diese Moränenwälle bestimmten Stadien zuweisen zu können, berechnete ich nach der von P. Beck (Lit. 4) angegebenen Methode die zugehörige mittlere Schneegrenze und verglich dies mit der heutigen Schneegrenze. Die auf diese Weise datierten Moränenwälle sind auf Tafel VII folgendermassen bezeichnet:

Rezente Wälle	ε
Wälle des Vorstosses von 1850	ε_2
Wälle des Vorstosses von 1720	ε_1
Wälle des Daunstadiums	δ
Wälle des Geschnitzstadiums	γ_2 und γ_1
Ältere Wälle	β

Die heutigen Gletscher

Drei grössere Gletscher finden sich heute noch im Gebiet:

Der Basodino-Cavergnogletscher	Oberfläche:	4,6 km²
Der Cavagnoligletscher	„	2,5 „
Der Valleggiagletscher	„	0,9 „

Die Gletscher des Basodinogebietes sind in den letzten 100 Jahren bedeutend zurückgegangen. Auf Tafel VII ist neben der Ausdehnung der Gletscher in den Jahren 1939/40 diejenige angegeben, die die Gletscher nach der ersten Ausgabe der Dufourkarte um 1850 besassen. Seit 1893 steht der Basodinogletscher unter Beobachtung; seine Schwankungen werden in den „Variations périodiques des glaciers des Alpes suisses" (Lit. 20) publiziert. Der Cavagnoligletscher wurde in den Jahren 1893 bis 1909 genau beobachtet.

Aus diesen Beobachtungen und älteren Angaben (Lit. 10, 28, 30 und 52) ergeben sich folgende Schwankungen in neuerer Zeit:

um 1600	starker Vorstoss		
1600—1630	Rückzug		
1630—1640	fraglicher Vorstoss		
1640—1660	Rückzug		
1660—1720	starker Vorstoss		
1720—1740	starker Rückzug		
um 1740	schwacher Vorstoss		
1740—1760	Rückzug		
1760—1780	Vorstoss		
1780—1814	Rückzug		
1814—1830	starker Vorstoss		
1830—1840	Rückzug		
1840—1855	starker Vorstoss	Basodinogletscher	Cavagnoligletscher
1855—1913	starker Rückzug	— 600 m	— 800 m
1913—1926	schwacher Vorstoss	+ 70 m	
1926—1935	schwacher Rückzug	— 80 m	
seit 1935	Vorstoss		

Schneegrenzen

Nach J. JEGERLEHNER (Lit. 33) liegt die mittlere Schneegrenze im Basodinogebiet heute bei 2775 m, nach P. BECK (Lit. 4) bei 2800 m. Ich gebe hier eine Gegenüberstellung der Angaben J. JEGERLEHNERS mit den von mir auf Grund der heutigen Ausdehnung und derjenigen um 1850 errechneten Werte:

	Basodino-gletscher	Cavergno-gletscher	Cavagnoli-gletscher	Valleggia-gletscher
Gletscherstand 1850 (nach Dufourkarte)	2750	2650	2675	2600
Gletscherstand 1900 (nach JEGERLEHNER)	2760		2715	2650
Gletscherstand 1940	2800	2700	2725	2650

Daraus ergibt sich für das Basodinogebiet für das Jahr 1940 eine mittlere Schneegrenze von 2740—2750 m.

Moränen

Die Ausdehnung der Moränen finden sich auf Tafel I, V und VII eingetragen. In der folgenden Tabelle sind die zu der jeweiligen Schneegrenze errechneten Depressionen [2]) zusammengestellt. Dabei wurden die Depressionen bei den rezenten Moränen (ε) auf die heutige Schneegrenze des betreffenden Gletschers bezogen, die der älteren Moränen jedoch auf eine mittlere Schneegrenze von 2775 m.

[2]) Depression = Höhendifferenz zwischen der heutigen und der ehemaligen, errechneten Schneegrenze.

Gletscher	Rezente Moränen ε 1850 ε_2	1720 ε_1	Moränen d. Daunstadiums δ	Jüngere Moränen γ_2	Ältere d. Gschnitzst. γ_1
Basodino	50 m	100	225—275	—	—
Cavergno	50	—	—	—	—
Cavagnoli	50	75	—	—	—
Nördl. Passo di Sasso Negro	—		(450)°	—	—
Nordöstlich Pt. 2854	—		300	—	—
Val Dolgia	(+)		300	450	475
Cavagnolo	(+)		225	475	550
Val Piana	—		—	450	525
Valleggia	—		375	>450	(+)
Casinello	—		—	525	(+)
Val Torta-V. Cristallina	(+)	50	300	450	(+)
V. d. Ruvino	—		—	(+)	(+)
Val Pozzolo	—		—	(700)°	(775)°
Piscium-Comascnè	—		—	(650)°	(800)°
Schwankungen der Depressionen im Basodinogebiet	±50	50—100	225—375	450—550	
Mittlere Depressionen nach P. Beck (Lit. 5)	0—200		200—450	450—750	

— nicht ausgebildet.
(+) nur Reste von Seitenmoränen erhalten, Berechnung der Depression deshalb nicht möglich.
( )° Depression zu gross wegen starker Nordexposition.

Rezente Moränen ε

Moränen des Vorstosses um 1850 = ε_2: Hierher gehören die reich gegliederten Moränenwälle am Ende des Cavergnogletschers, sowie die Moräne des Val Torta-Gletschers nordwestlich Pt. 2550.

Moränen des Vorstosses um 1720 = ε_1: Dazu gehören die beinahe ganz im Schutt ertrunkenen Stirnmoränen des Basodinogletschers bei Zotto und des Cavagnoligletschers, ausserdem die prachtvoll erhaltene Stirnmoräne des Val Torta-Gletschers bei der neuen Cristallinahütte des S. A. C.

Moränen des Daunstadiums δ

Im Val Dolgia und im Val Cavagnola gut entwickelte Stirnmoränen, im Val Cristallina und Valleggia Reste von Stirnmoränen. Als ältester Moränenwall im Val Bavona findet sich N Pizzo Peccora-Pt. 2130 eine in ihrem untersten Teil gegliederte Randmoräne des Basodinogletschers. Weitere Moränenreste des Daunstadiums finden sich N des Passo di Sasso Negro und NE vom Pt. 2854.

Moränen des Gschnitzstadiums γ_2 und γ_1

Die Anordnung dieser Moränen zeigt deutlich, dass während des Gschnitzstadiums die Gletscher des Val Bedretto mindestens zweimal vorgestossen sind. Stirnmoränen des jüngeren Vorstosses finden sich in sämtlichen Seitentälern des Val Bedretto, solche des älteren Vorstosses nur im Val Dolgia, Val Cavagnolo und Val Piana. PREISWERK (Lit. 45) nahm für diese drei Bühlalter an, doch zeigen sie an Stelle der zu fordernden Depression von 750—1050 m nur eine solche von 475—525 m. Die Moränen im Valle di Ruvino, im Val Pozzolo und bei Comascnè zeigen zwar Depressionen von 650—800 m, doch hängt dies mit der Morphologie dieser Täler zusammen (Nordexposition, starkes Gefälle).

Ältere Moränen β

Im ganzen Gebiet fand ich nur einen Moränenwall, der älter als γ_1 zu sein scheint; es ist dies ein Stück der rechten Seitenmoräne des Tessingletschers zwischen Folcra di Mezzo und Stabiello grande auf 1850 m Höhe.

Moränen der Hauptgletscher

Ebenfalls sicher älter als γ_1 sind die Ablagerungen des Tessingletschers, die den Talboden und die Hänge des Val Bedretto bis zu einer Höhe von 2100 m (beim Val Dolgia) bis 1800 m (beim Val Cristallina) bedecken, da sich die oben beschriebenen Moränenwälle der Gletscher der Nebentäler senkrecht zum Lauf des Hauptgletschers darüber abgelagert haben.

Absolut undatierbar sind die mit Bachschutt und Bergsturzmaterial vermischten Moränenablagerungen, die zwischen Campo und San Carlo das Val Bavona erfüllen.

Gletscherschliffe

In den Nebentälern des Val Bedretto sind gut erhaltene Gletscherschliffe und Rundhöcker relativ selten. Nur wo besonders harte Bündnerschiefer (z. B. Alpe Cristallina) oder Gneislamellen die Täler queren, haben sich Anzeichen ehemaliger Gletscherbearbeitung erhalten. Im Gegensatz dazu sind im Val Bavona Spuren ehemaliger Gletscherbedeckung weit verbreitet. Besonders in den Paragneisen der Lebendun-Decke haben sich diese Formen gut erhalten. Doch zeigen auch die steilen Wände des Val Bavona unterhalb Robiei, die aus den zähen Bündnerschiefern der Teggiolo-Mulde bestehen, typische Schlifformen. Auch in den Gneisen des Maggia-Lappens

sind bei Campo la Torba, am Passo di Sasso Negro, bei Corte al Metto und am Lago della Froda die alten Rundhöcker noch gut sichtbar.

TERRASSEN

Terrassen, die nicht vom Anstehenden gebildet werden

Zwischen Ronco - Bedretto - Villa - Ossasco und weiter gegen Fontana-Airolo müssen die Bäche der Nebentäler das Tessintal einst beträchtlich über das heutige Niveau des Ticino aufgeschüttet haben; später unterschnitt der sich tiefer einschneidende Ticino die entstandenen Schuttkegel und gab ihnen teilweise Terrassenform.

Alte Talböden

Typisch für das Tessin sind die weitverbreiteten Reste alter Talböden; H. LAUTENSACH (Lit. 38) hat sie eingehend untersucht. Er unterschied Pettanetto-, Bedretto- und Sobrioterrasse und gab in Lit. 38 ihre Verbreitung an. Auf Tafel VII ist die Ausdehnung dieser Terrassen im Basodinogebiet dargestellt. Im Val Bedretto kann man deutlich Pettanetto- und Bedrettoterrasse auseinanderhalten; im Val Bavona und Val Peccia jedoch scheinen diese beiden zu einer vereinigt. Steigt man über die Forcla di Cristallina oder über einen der kleinen Pässe zwischen Pizzo Galarescio und Pizzo Grandinagia vom Val Bedretto ins Val Bavona, so setzen sich die Terrassenreste des Pettanetto-Talbodens im Val Torta und im Val Piana jenseits der Wasserscheide in die Terrassenreste nordwestlich des Lago Sfundau, südlich der Poncione di Valleggia und des Pizzo dei Cavagnoli fort. H. LAUTENSACH, der die Terrassen das Tessintal hinab und die Maggiatäler wieder herauf verfolgt hat, bezeichnet jedoch die oben aufgezählten Terrassenreste im Val Bavona als Bedrettoterrasse. Die gleiche Erscheinung konstatiert man auch beim Übergang vom Val Torta über den Passo Naret nach Campo la Torba. Die Tatsache, dass man die zwei Terrassensysteme nur im Val Bedretto auseinanderhalten kann, erklärt sich meiner Meinung nach folgendermassen: im Val Bedretto, das zu jener Zeit noch über Nufenenpass und Cornopass bis zum Brodelhorn, zu den Ritzenhörnern und zum Blindenhorn reichte, konnte der Ticino den Bedretto-Talboden 300 m tief in den alten Pettanetto-Talboden eingraben. Im Val Bavona und im Val Peccia reichte die erodierende Kraft der verschiedenen Bäche dazu nicht aus; sie konnten wohl an gewissen Stellen ihr Bett tiefer legen, einen einheitlichen Bedrettotrog in der alten, nach P. BECK

(Lit. 5) jungtertiären Pettanetto-Hochfläche brachten sie aber nicht zustande.

Petrographischer Teil

EINLEITUNG

Die penninischen Decken, in denen das Basodino-Gebiet liegt, bauen sich aus den eigentlichen Decken auf, die vorwiegend aus polymetamorphen, praetriadischen Gneisen bestehen, und aus den dazwischen liegenden Synklinalzonen, den sogenannten Mulden, deren triadische und jurassische Gesteine man unter dem Namen Bündnerschiefer zusammenfasst. Wie bereits erwähnt wurde, finden sich im Basodino-Gebiet nur die unterste penninische Decke, die Antigorio-Decke und die Lebendun-Decke, deren tektonische Stellung noch umstritten ist. Diese beiden werden durch eine Zone mesozoischer Gesteine getrennt, welcher C. SCHMIDT und H. PREISWERK, die die einzelnen Mulden zwischen Simplon und Adula benannten (Lit. 63), den Namen Teggiolo-Mulde gaben. Im Norden wird die Lebendun-Decke durch die sogenannte Bedretto-Mulde vom Gotthard-Massiv getrennt. Zwischen ihren Bündnerschiefern und den Gneisen des Gotthard-Massivs liegt eine Zone von Marmoren, Rauhwacken, stark metamorphen Mergeln, Tonschiefern und Quarziten, die man gotthardmassivische Bündnerschiefer nennt. Ausdehnung und Abgrenzung der einzelnen Mulden werden bei der Beschreibung ihrer Gesteine besprochen. Diese — mehr oder weniger stark metamorphe Derivate von Peliten, Psammiten, Psephiten und Kalken — sind von L. BOSSHARD (Lit. 9), O. GRÜTTER (Lit. 26), W. VAN HOLST-PELLEKAAN (Lit. 32), L. KRIGE (Lit. 37) und H. PREISWERK (Lit. 42, 44, 45) bearbeitet worden.

DIE MESOZOISCHEN GESTEINE DER MULDEN

GOTTHARDMASSIVISCHE BÜNDNERSCHIEFER

Am S-Rand des Gotthard-Massivs liegt über den Amphiboliten und Gneisen der Tremola-Serie eine Zone von Rauhwacken, Marmoren, zuckerkörnigem Dolomit und Gips, von hochmetamorphen Quartenschiefern, von schwarzen, oft granatführenden Tonschiefern, Quarziten und Knotenschiefern. Diese Gesteine werden als Reste der ehemaligen mesozoischen Bedeckung der praetriadischen Gneise und Schiefer des S-Teils des Gotthard-Massivs angesehen; man bezeichnet sie als „gotthardmassivische Bündnerschiefer" oder als „sedimentäre Bedeckung des Gotthard-Massivs". E und W des Val Bedretto treten sie stellenweise stark verschuppt (Nufenengebiet) und in grosser

Mächtigkeit auf (Nufenengebiet: R. EICHENBERGER, Lit. 16; Airolo-Piora: L. KRIGE, Lit. 37; Scopi: W. VAN HOLST-PELLEKAAN, Lit. 32; Piora-Olivone: L. BOSSHARD, Lit. 7, 9 und 42). Im Nufenengebiet führen diese Bündnerschiefer Ammoniten, Belemniten und Bivalvenreste; R. EICHENBERGER gelang es, die verschiedenen Schiefer und Quarzite bestimmten Stufen vom Muschelkalk bis Toarcien zuzuweisen. Näheres über das Alter dieser Schichten siehe pag. 135.

Zwischen All'Acqua und Airolo findet man nur die ältesten Glieder der ganzen Serie, die Rauhwacke und den Gips. Die charakteristischen, schwarzen, liasischen „Nufenenschiefer" fehlen ganz, während im W des untersuchten Gebietes, bei Ponte di Paltano, die E Ausläufer eines vom Cornopass herkommenden Quartenschieferzuges anstehen, der die gotthardmassivischen Bündnerschiefer im N von den penninischen Bündnerschiefern der Bedretto-Mulde im S trennt.

Im Folgenden seien die beiden zwischen Ponte di Paltano und Ossasco anstehenden Gesteinsarten beschrieben.

1. Quartenschiefer

Der bei Ponte di Paltano anstehende Quartenschiefer ist ein schwarzes, rostig anwitterndes, schiefriges Gestein. In einem feinnematoblastischen Grundgewebe von Serizit, Zoisit, Plagioklas und kohliger Substanz liegen grössere, bis 1 mm lange, xenomorphe Porphyroblasten von Granat, Staurolith und Biotit, die oft quer zur Schieferung liegen. Häufig treten dünne, bis 5 mm lange Pyritlagen im Gestein auf. Da diese Gesteine nur an dieser Stelle auftreten und von R. EICHENBERGER (Lit. 16), L. KRIGE (Lit. 37) u. a. bereits ausführlich beschrieben sind, gehe ich hier nicht näher auf sie ein.

2. Rauhwacke

Rauhwacke tritt im Gebiet in zwei Zonen auf:

1. Als zusammenhängender Zug am S-Rand des Gotthard-Massivs. Gegen W setzt sich dieser Rauhwackenzug über Nufenenpass-Ritzfurgge-Kummenhorn-Ausserbinn-Mörel-Naters ins Rhonetal fort, gegen E steht er über Airolo mit den Rauhwacke- und Anhydrit-Gipsmassen des Val Canaria und Val Piora in Verbindung. Dieser Rauhwackezug bildet das normale Liegende der gotthardmassivischen Bündnerschiefer. Im obern Val Bedretto ist er bei Ossasco-Villa-Bedretto-Ronco und weiter gegen All' Acqua im Bett des Ticino gut aufgeschlossen. Stellenweise führt er Gips in grossen Mengen, so im Val Canaria, bei Grengiols und Thermen; im Val Bedretto tritt

Gips in grösseren Mengen am Hang N Ossasco und bei der Einmündung der Tremola in den Ticino zutage. Ein weiteres Vorkommen von Gips bei Schiavù, SE von Bedretto, welches H. PREISWERK (Lit. 77) angibt, ist zur Zeit schlecht aufgeschlossen. Doch enthält die Rauhwacke an dieser Stelle besonders viel Sulfat (siehe Analyse auf pag. 117).

2. Neben diesem mehr oder weniger zusammenhängendem Rauhwackenzug findet man am Passo di San Giacomo, am N-Grat des Pizzo di San Giacomo, am Passo Grandinagia und am Passo Naret einzelne verschürfte Rauhwackefetzen in den Bündnerschiefern der Bedretto-Mulde. Sie gehören wahrscheinlich zur Bedretto-Mulde und sind dort näher beschrieben.

Die bräunlich anwitternde, oft tuffartig aussehende Rauhwacke ist ein weisses bis gelbliches, kavernöses Gestein von massiger Textur.

Mineralbestand:	Calcit und Dolomit	85—99 %
	Phlogopit	bis 10 %
	Quarz	bis 5 %

Das Verhältnis Calcit: Dolomit variiert von 9:1 bis 1:2.

Die Wände der Zellen werden von 0,01 bis 0,025 mm grossen Calcit-Körnern gebildet. Im Innern der Zellen finden sich neben kleineren Calcitkörnern grössere, unregelmässig begrenzte Dolomit-Körner (Ø = 0,05—0,1 mm). Untergeordnet treten daneben Quarz-Körner (Ø = 0,1 mm) und Phlogopit- und Chloritblättchen auf, die dem Gestein ein silbrig schimmerndes oder grünliches Aussehen geben.

Im Dünnschliff schwimmen die grösseren Dolomit- und Quarzkörner (Ø = 0,1 mm) in einer feinkörnigen Grundmasse (Ø = 0,01 — 0,025 mm) von rundlichen Calcitkörnern. Typisch für die Rauhwacke ist, dass alle Carbonatkörner stets rundlich oder eiförmig ausgebildet sind und sich nur an einzelnen Punkten, nie auf der ganzen Länge ihrer Seiten, wie z. B. bei einem Marmor, berühren.

In allen Rauhwacken treten neben Carbonat untergeordnet silbrig glänzende Blättchen eines Minerals auf, das H. PREISWERK (Lit. 42 und 45) für Talk hielt. Nach meinen Untersuchungen handelt es sich jedoch um Phlogopit:

$n_\gamma = 1{,}559—1{,}561$ $\quad n_\gamma - n_\alpha = 0{,}030$ im Mittel (0,225—0,040)
$2V = -0^\circ$ (selten bis -10°) $\quad \mathfrak{D}\Delta = \varrho < v$

Bei All'Acqua enthält die Rauhwacke neben Phlogopit auch Chlorit; es handelt sich um Pennin. Nur selten finden sich kleine, meist limonitisierte Pyrit-Würfelchen.

Die Entstehung der Rauhwacke

Über die Entstehung der Rauhwacke bestand bis vor kurzem keine Klarheit. Ältere Autoren (K. VON FRITSCH, Lit. 21; E. J. GARWOOD, Lit. 22; U. GRUBENMANN, Lit. 24; W. VAN HOLST-PELLEKAAN, Lit. 32; L. KRIGE, Lit. 37) nehmen an, dass sich die Rauhwacke durch Auslaugung eines sulfatreichen Gesteins (mehr oder weniger poröser dolomitischer Kalk oder Dolomit) bilde, wobei die Löslichkeit durch die Textur unterstützt würde. In neuerer Zeit haben sich besonders H. P. CORNELIUS (Lit. 13, 14 und 15) und W. BRÜCKNER (Lit. 11) mit dem Problem beschäftigt. H. P. CORNELIUS betont, dass die Rauhwacke kein primär tektonisch entstandenes Gestein sein könne, da sie

1. auch in tektonisch nicht oder kaum gestörten Gebieten auftrete (Deutscher Zechstein, Südalpine Trias), da sie
2. stets stratigraphisch horizontierbar sei und da sie
3. fast immer eng verknüpft sei mit Gips resp. Anhydrit.

Er nimmt an, es habe sich ursprünglich um einen Komplex wechsellagernder dünner Gips- und Kalk- (bzw. Dolomit) Schichten gehandelt. Der Gips wurde teilweise ausgelaugt, die Dolomitschichten zerbrachen beim Zusammensacken. Hierauf wurden die Trümmer, vielfach auch Bruchstücke von noch vorhandenem Gips, wieder verkittet; durch gleichzeitiges oder späteres Fortschreiten der Auslaugung wurden diese auch noch entfernt und so kam die löcherige Struktur der Rauhwacken zustande. Er weist weiter darauf hin, dass ein solches Gestein tektonischer Beanspruchung einen besonders geringen Widerstand entgegensetze und leicht tektonisch sekundär umgeformt werde, wobei aus dem Liegenden oder Hangenden oder aus Zwischenschichten Bruchstücke anderer Gesteine in die Rauhwacke hineingeraten, wodurch die Rauhwacke zum Zement einer polygenen tektonischen Breccie werden kann. A. GÜNTHERT (Lit. 27) beschreibt eine solche vom Passo Naret. Sicher erscheint H. P. CORNELIUS auf alle Fälle, dass die Rauhwacke genetisch an Gips geknüpft ist und dass aus ihrem Auftreten auf ehemalige Lagunenbildung und auf Eindampfen von Meeresteilen geschlossen werden darf, auch dort, wo heute Gips als solcher nicht bekannt, d. h. eben restlos weggelöst ist.

W. BRÜCKNER (Lit. 11) hat in neuester Zeit die Entstehungsbedingungen der Rauhwacke eingehend untersucht. Er kommt zum Schluss, dass sie die rezente Verwitterungsform eines Dolomit-Anhydrit-Gesteins sei. Beim Zutritt des Grundwassers wandelt sich der Anhydrit in Gips um; dabei werden die Dolomitlagen zertrümmert und Gips scheidet sich in den Spalten zwischen den Dolomit-

brocken aus. Wegen der starken Löslichkeitserniedrigung des Calciumcarbonates durch den Überschuss an Calciumsulfat wird Gips aufgelöst und an seiner Stelle Calcit ausgeschieden; der Dolomit wird dabei weitgehend zersetzt. Nach meinen Beobachtungen ist es sehr wohl möglich, dass die Rauhwacken im Basodino-Gebiet auf diese Weise entstanden sind.

Bevor ich Kenntnis von der Arbeit W. BRÜCKNERS hatte, habe ich versucht, den Einfluss nachzuprüfen, den der Gipsgehalt auf das Entstehen der löcherigen Struktur haben könnte (H. P. CORNELIUS). Zu diesem Zweck analysierte ich drei noch dichte Proben typisch zellig anwitternder Rauhwacke. Probe 107 stammt vom Hang N Ossasco, wo Rauhwacke mit Gips zusammen ansteht, Probe 143 von Schiavù, SSE von Bedretto, wo H. PREISWERK (Lit. 77) ebenfalls Gips angibt, ich jedoch keinen mehr finden konnte, und Probe 126 von Fornacce, S Caretta. Je 50 g der Proben wurden gepulvert, in einem halben Liter H_2O während 48 Stunden unter häufigem Umrühren stehen gelassen und bestimmt, wieviel Sulfat sich in dieser Zeit gelöst hatte. Dieselben Proben wurden weitere fünf Tage in ½ l H_2O stehen gelassen, worauf wieder bestimmt wurde, wieviel Sulfat in Lösung gegangen war. Ausserdem bestimmte ich noch den gesamten Sulfatgehalt der Gesteine.

Probe	Gelöstes SO_4''		SO_4''-Gehalt total
	nach 48 h	nach 1 Woche	
107	0,0123 %	0,0156 %	0,4191 %
126	0,0038	0,0062	0,0488
143	0,0035	0,0064	0,1349

Daneben wurden kompakte Stücke löckerig anwitternder Rauhwacke im Laboratorium dem Luftstrom eines Wasserstrahlgebläses ausgesetzt. Nach ½ Stunde waren die Zellen bereits 2 mm tief vom Luftstrom ausgehöhlt. Es scheint mir deshalb, dass bei der Entstehung der löcherigen Struktur weniger die Auslaugung des Sulfats eine Rolle spielt, dass vielmehr die Hauptarbeit durch Regen und Wind geleistet wird, welche die nur lose verkitteten Calcit- und Dolomitkörner in den einzelnen Zellen herauswaschen und herausblasen, während die fester verkitteten Zwischenwände aus Calcit der Erosion mehr Widerstand leisten.

DIE BEDRETTO-MULDE

Die Bedretto-Mulde liegt zwischen dem Gotthard-Massiv im N und den Stirnen der penninischen Decken im S; sie zieht sich von Visp im Rhonetal über das Binnental und das Rappental ins Val Bedretto

und in die obere Leventina, wobei sie stellenweise über 5 km mächtig wird. Nach S zweigen verschiedene kleinere Mulden von ihr ab, so im Vispertal die Ganter- und die Magenhorn-Mulde, im obern Pomat die Veglia-Mulde, in der obern Leventina die Mulden von Fusio-Mogno und von Piumogna.

Im obern Val Bedretto zwischen All'Acqua und Ossasco grenzt die Bedretto-Mulde im N an die gotthardmassivische Rauhwacke, im Süden an die Stirnteile der Lebendun-Decke (vgl. Tafel I, tekt. Skizze, Tafel II und III, Prof. 4, 5, 7, 8, 11, 13—15, 20—22).

Die Muldenzone, welche E der Poncione di Mezzodì (S Airolo) von der Bedretto-Mulde abzweigt und über Campo la Torba - Passo Naret - Val Torta - Forcla di Cristallina - Lago Sfundau ins Val Bavona und weiter durchs Val Antabbia nach W zieht und welche die Lebendun-Decke im N vom Maggia-Lappen und der Antigorio-Decke im S. trennt, nennt H. Preiswerk Teggiolo - Mulde. A. Günthert und ich rechnen jedoch die Muldenzone, soweit sie zwischen Campo la Torba und Lago Bianco liegt, noch zur Bedretto-Mulde, da die in dieser Zone auftretenden Gesteine in Mineralbestand und im Grad der Metamorphose mit denen der eigentlichen Bedretto-Mulde übereinstimmen, während sie sich von denen der Teggiolo-Mulde S des Lago Bianco deutlich unterscheiden.

Zur Bedretto-Mulde rechnen wir also alle diejenigen Gesteine, welche zwischen Gotthard-Massiv und Lebendun-Decke, sowie zwischen den von oben eingefalteten Stirnteilen dieser Decke und dem Maggia-Lappen liegen; auch den schmalen, von unten eingefalteten Bündnerschieferzug, der vom Cavagnoligletscher südlich der Poncione di Valleggia und der Cima di Lago gegen Nordosten zieht und in eine Mylonitzone ausläuft, rechne ich zur Bedretto-Mulde (siehe Tafel I, tekt. Skizze).

Die mesozoischen Gesteine der Bedretto-Mulde lassen sich in zwei deutlich unterscheidbare Gruppen einteilen. Die Gesteine der einen Gruppe sind meist weisse oder gelbliche, pigmentarme bis pigmentfreie, schiefrige Quarzite, quarzreiche Calcitmarmore, Rauhwacken, massige Calcitmarmore und zuckerkörnige Dolomite. Die andere Gruppe setzt sich aus den metamorphen Derivaten von Sandsteinen, tonigen Sandsteinen, Tonen und Mergeln zusammen, in denen untergeordnete Lagen von Kalken und Psephiten auftreten. Durch stets vorhandenes kohliges Pigment sind sie braun bis schwarz gefärbt. Diese Gruppe repräsentiert die eigentlichen Bündnerschiefer; ihr Alter hält man allgemein für jurassisch, dasjenige der ersten Gruppe für triadisch.

Trias

1. Gelbliche bis weisse, massige Marmore

Mineralbestand: Calcit bis 99 % Quarz
Muscovit

Struktur: granoblastisch.

Zwischen den einzelnen Calcitkörnern, deren Durchmesser im Mittel 1 mm beträgt und die stets Zwillingslamellierung zeigen, finden sich wenige kleine Quarzkörner und Muscovitblättchen. Das Ausgangsgestein muss ein beinahe reiner Kalk gewesen sein. Die Mächtigkeit der einzelnen Marmorbänke schwankt zwischen einigen dm und einem m; der Marmor selbst wird meist nur wenige m mächtig.

2. Gelbliche, meist dünnplattige, quarzreiche Marmore

Mineralbestand: Quarz 50 % Dolomit
Calcit 50 % Pyrit

Struktur: granoblastisch.

Zwischen rundlichen oder verzahnten, meist undulös auslöschenden Quarzkörnern (Ø = 0,2—0,6 mm) liegt Calcit als Füllmasse. Die Grösse der Calcitkörner schwankt von 0,1—1,5 mm. Häufig zeigen sie Zwillingslamellierung. Die Mächtigkeit dieser Marmore beträgt meist nur wenige m.

3. Weisse, schiefrige, meist kalkhaltige Glimmerquarzite

Mineralbestand: Quarz $^2/_3 - ^9/_{10}$ Kalifeldspat (Chlorit)
Albit (Biotit)
Calcit (Klinozoisit)
Muscovit (Apatit)
(Pyrit)

Struktur: granoblastisch bis kristallisationsschiefrig.

Der Quarz tritt in gelappten oder verzahnten Körnern auf, die meist undulös auslöschen. Die Grösse der Quarzkörner schwankt zwischen 0,1 und 0,3 mm. Öfters liegen Lagen von etwas grösseren Körnern zwischen kleinern Quarzkörnern, Feldspat, Muscovit etc.

Der Rest des Gesteins wird bei denjenigen Quarziten, die bei der Forcla di Cristallina anstehen, vorwiegend aus Feldspat gebildet. Der Kalifeldspat tritt in Porphyroblasten auf, die häufig Mikroklingitterung zeigen und 0,75 mm gross werden. Der Albit bildet ebenfalls klare Porphyroblasten, meist jedoch die siebstruierte, stark getrübte und serizitisierte Füllmasse zwischen den Quarzkörnern.

Neben den kalkfreien Quarziten treten (besonders am Pizzo di San Giacomo) auch solche auf, die bis 20 % Calcit enthalten. Dieser

füllt die Zwischenräume zwischen den einzelnen grösseren Quarzkörnern aus. Diese Gesteine bilden den Übergang zu den oben beschriebenen quarzreichen Marmoren. Während die kalkfreien Quarzite von Quarzsandsteinen mit tonigen Zwischenlagen stammen, haben sich diese kalkhaltigen Quarzite aus Sandsteinen mit kalkigem Zement gebildet.

In geringer Menge kommen immer auch Muscovit-Stengel und Blättchen in diesen Gesteinen vor. Sie liegen entweder unregelmässig zwischen den einzelnen Körnern zerstreut oder sie bilden mehr oder weniger zusammenhängende Lage. Makroskopisch tritt der Muscovit als silbrig schimmernde Blättchen auf den Schichtflächen deutlich hervor. Er bedingt das mehr oder weniger schiefrige Aussehen der Gesteine. Selten treten rotbraune Biotit-Blättchen auf, die meist gebleicht oder in Chlorit umgewandelt sind.

Nur lokal, dann aber in grösserer Menge, finden sich Blättchen von Phlogopit, die bis 0,75 mm Länge erreichen, Klinozoisit-Körner und bis 1 mm grosse, oft limonitisierte Pyrit-Würfel.

Am Pizzo di San Giacomo werden diese Gesteine über 500 m mächtig.

4. Rauhwacke

Die Rauhwacke wurde bereits bei den gotthardmassivischen Bündnerschiefern eingehend beschrieben. Zum Unterschied zur Rauhwacke des Gotthard-Massivs, die seitlich gewöhnlich in dolomitischen Kalk übergeht, finden wir im S der Bedretto-Mulde vorwiegend den Übergang von Rauhwacke in zuckerkörnigen Dolomit. Die Mächtigkeit der vereinzelten Vorkommen beträgt meist nur wenige m.

5. Zuckerkörniger Dolomit

Mineralbestand: Dolomit 80—90 % Calcit
Quarz
Phlogopit

Struktur: granoblastisch bis Pflasterstruktur.

In einer Grundmasse von unregelmässig begrenzten, 0,15 mm grossen Dolomit-Körnern mit Zwillingslamellierung liegen vereinzelte, bis 0,25 mm grosse, undulös auslöschende Quarz-Körner und kleine Phlogopit-Stengel. Meist grenzen die Dolomitkörner aneinander, nur selten füllt Calcit die Zwischenräume aus. Das ganze Gestein wird stellenweise von Lagen von grösseren Calcit- und Quarzkörnern (Ø bis 0,6 mm) durchzogen. Es wird nur einige m mächtig.

Zwischen der Rauhwacke und dem zuckerkörnigen Dolomit einerseits und den massigen Marmoren und den mehr oder weniger kalkhaltigen, schiefrigen Quarziten andrerseits findet man im Gelände alle möglichen Übergänge. Besonders der Quarzgehalt der Marmore ändert sich sehr rasch. Auf Tafel I, II und III wurde je nach dem Vorherrschen des einen oder des anderen Typs unterschieden zwischen grobbankigem, massigem, weissem Marmor (Typ 1) und dünnbankigem bis schiefrigem Kalkquarzit (Typ 3). Rauhwacke und zuckerkörniger Dolomit wurden zusammengefasst. Beispiele der Wechsellagerung und der wechselnden Mächtigkeiten geben die Profile durch die Triaszone von der Forcla di Cristallina bis zum Lago Sfundau (Tafel IV), welche an die Profile von A. GÜNTHERT (Lit. 27, Tafel IV) [1]) anschliessen. Man ersieht aus ihnen die reiche Wechsellagerung zwischen Bündnerschiefern, massigen Triasmarmoren, schiefrigen Marmoren, kalkhaltigen Quarziten und quarzreichen Gneisen, sowie die stark wechselnde Mächtigkeit der einzelnen Schichtgruppen und ihr teilweises Auskeilen. Die einzelnen schmalen Gneislamellen, die bei der Forcla di Cristallina in den Marmoren und Kalkquarziten liegen, stimmen in Mineralbestand und Textur vollständig mit den Gneisen der Lebendun-Decke überein, sodass es mir nicht möglich ist, zu entscheiden, ob sie in die triadischen Bildungen eingeschuppt sind oder ob hier eine primäre stratigraphische Wechsellagerung vorliegt, wobei die kalkhaltigen Glimmerquarzite und die quarzreichen Gneise dem Buntsandstein und dem obern Perm entsprechen dürften.

Die eigentlichen Bündnerschiefer (Jura)

1. Helle, massige Marmore

Diese gelblich-weissen, massigen, grobkörnigen Marmore, wie sie z. B. N des Pizzo Folcra anstehen (siehe Tafel II, Profil 21), gleichen makroskopisch und mikroskopisch den oben beschriebenen triadischen Marmoren. Wegen der Art ihres Vorkommens und ihrer Wechsellagerung mit phyllitischen Bündnerschiefern halte ich diese Marmore jedoch für normale stratigraphische Einlagerungen in den Bündnerschiefern.

2. Feinkörniger, dunkelblaugrauer Marmor

Dieses Gestein besteht ganz aus Calcit; die einzelnen Körner sind oft nur 0,01 mm gross. Neben Calcit kommt nur noch etwas

[1]) Bezieht sich auf die 4. Tafel der Dissertation von A. GÜNTHERT, die noch nicht publiziert ist.

Pyrit vor, der meist limonitisiert ist. Dieser nur wenig metamorphe Marmor steht im untersuchten Gebiet nur an einer Stelle an, S des Passo di San Giacomo an der schweizerisch-italienischen Grenze, zusammen mit quarzreichen Marmoren.

3. Quarzreiche Glimmermarmore, z. T. mit Geröll-Lagen

Zwischen Val Cristallina und Valleggia finden sich in kalkfreien, z. T. granatführenden Bündnerschiefern mehrere 2—5 m mächtige Lagen eines bläulichen bis hellgrauen Marmors, der sich durch seinen Quarzreichtum auszeichnet. Besonders gut aufgeschlossen ist er im Val Casinello, SE der Alphütten von Casinello, im Bachbett auf 2130 m Höhe. Hier liegen im Marmor mehrere Geröll-Lagen (siehe Tafel VIII, Abb. 1). Die einzelnen Komponenten werden 0,5—1,5 cm gross. Sie bestehen aus Quarz, getrübtem Mikroklin und gebleichtem Biotit. Der Marmor selbst setzt sich aus Calcit, Quarz, getrübtem Kalifeldspat, saurem Plagioklas, Muscovit und hellbraunem Biotit zusammen; auch einzelne Pyrit-, Epidot- und Apatit-Körner kommen vor. Die Grösse der einzelnen Mineralkörner beträgt 0,1—0,5 mm; einige Feldspat-Porphyroblasten werden auch grösser als 1 mm. Die Struktur ist granoblastisch bis blastopsammitisch. Das Gestein muss ursprünglich ein quarzreicher Kalk mit lokalen Einlagerungen von kleinen Quarz- und Gneisgeröllen gewesen sein.

4. Kalkreiche Bündnerschiefer mit blaugrauen Marmorlagen

Diese Gesteine, die in grosser Mächtigkeit im N Teil der Bedretto-Mulde auftreten, bestehen aus wechselnden, oft nur wenige cm mächtigen Lagen von graublauem, feinkörnigem bis dichtem Marmor und bräunlichen, calcit- und quarzreichen Glimmerschiefern. Quarz und gelb bis orange gefärbter Calcit durchadern sie. An einigen Stellen liegen auch Zonen quarzitischer Schiefer und Chaenopodit-Phyllite in diesen Bündnerschiefern; wo diese Einlagerungen grössere Mächtigkeit erreichen, sind sie auf Tafel I, II und III ausgeschieden.

Mineralbestand:	Calcit	50—90 %	Feldspat	bis 10 %
	Quarz	10—30 %	Biotit	bis 10 %
			Muscovit	bis 15 %
			Chlorit	
			Erz	
			Kohliges Pigment	
			Rutil	
			Epidot	
			Turmalin	
			Apatit	

Struktur: granoblastisch.

Die blaugrauen, feinkörnigen Marmorlagen bestehen zu $^3/_4$—$^4/_5$ aus Calcit. Zwischen den eckigen und rundlichen, 0,25—0,75 mm grossen Calcitkörnern liegen regellos zerstreut rundliche Quarz-Körner, meist serizitisierte Körner eines sauren Plagioklases, Glimmer-Blättchen, sowie Rutil- und Erz-Körner. Das ganze Gestein ist voll von regellos zerstreutem kohligem Pigment. Die Grösse der einzelnen Mineralkörner schwankt zwischen 0,1 und 0,5 mm. Wo dieselben blaugrauen Marmorlagen weiter im S der Bedretto-Mulde vorkommen (Pizzo Folcra, NW Pizzo Galarescio, Cavagnoligletscher), zeigen die Marmore bei gleichem makroskopischem Aussehen und gleichem Mineralbestand mehr oder weniger deutliche Kristallisationsschieferung, die besonders dadurch entsteht, dass sich die Muscovitblättchen parallel stellen und die vorher meist isometrischen Calcitkörner drei- bis viermal länger als breit werden.

5. *Schiefrige Glimmerquarzite*

Makroskopisch gelbbraun bis graublau, feinkörnig, oft deutlich geschichtet. Sie wittern bräunlich-rostig und oft löcherig an.

Mineralbestand:	Quarz	50—95 %	Calcit	5—50 %
	Biotit und Muscovit	5—30 %	Feldspat	5—35 %
			Epidot	lokal bis 5 %
			Rutil	lokal bis 5 %
			Turmalin	
			Apatit	
			Erz (Limonit)	

Struktur: blastopsammitisch bis grano-lepidoblastisch.

Nach dem mikroskopischen Bild kann man zwei Haupttypen unterscheiden:

1. Das Gestein besteht aus alternierenden Lagen von Biotit-Muscovit und Quarz-Feldspat-Calcit. Die Quarz-Lagen werden von eckigen, stellenweise undulös auslöschenden Körnern gebildet, die meist 0,2—0,5 mm, manchmal auch über 1 mm gross werden. Die Dicke der einzelnen Lagen schwankt von 0,15—0,3 mm. Zwischen den Quarzkörnern liegen Partien von stark getrübtem Oligoklas. Calcit fehlt oft ganz, bildet jedoch an anderen Stellen $^1/_4$ des Gesteins. In diesem Fall liegen längliche, 0,2—0,4 mm grosse Körner in den Quarzlagen. Die Quarzkörner, die gegeneinander und gegen die Glimmerblättchen geradflächig begrenzt sind, zeigen gegen den Calcit rundliche Grenzflächen. Oft weisen die Calcitkörner durch Druck entstandene Zwillingslamellierung auf. In kleinen Körnern (Ø meist unter 0,05 mm) kommen noch teilweise limonitisierter Pyrit, schmutzig-olivgrüner Turmalin und Apatit vor.

Dazwischen liegen durchschnittlich 0,025 mm mächtige Schichten von Muscovit und Biotit. Die Länge der Glimmerblättchen schwankt von 0,2—>1 mm. Meist herrscht der Muscovit vor. Der Biotit ist schwach pleochroitisch mit n_α: gelblich und n_γ: hellrotbraun. Stellenweise ist er gebleicht oder baueritisiert. Pyrit- und Turmalinkörner finden sich auch in den Glimmerlagen.

Das Ausgangsgestein scheint ein feingeschichteter Sandstein mit tonigem bis mergeligem Zement gewesen zu sein.

2. Die rundlichen, oft verzahnten Quarzkörner liegen regellos im Gestein zerstreut. Die Struktur ist granoblastisch bis pflasterig. Grösse und Ausbildung der einzelnen Mineralien ist die gleiche wie beim 1. Typ.

Ausgangsmaterial: ungeschichteter oder schlechtgeschichteter Sandstein mit tonigem bis mergeligem Zement.

6. Kalkfreie Glimmerschiefer bis Phyllite, häufig mit Granat-Porphyroblasten

Es sind graue bis schwarze, häufig silbrig glänzende und fein gefältelte Gesteine, die rostig anwittern; dabei treten die rhombendodekaedrischen Granat-Idioblasten manchmal warzenförmig hervor. Im N der Bedretto-Mulde werden sie oft so feinkörnig, dass sie als feingeschieferte, grauschwarze Phyllite auftreten, die neben Granat oft auch Chänopodit führen.

Mineralbestand:	Grundgewebe	Porphyroblasten
	Quarz	Granat
	Biotit	Feldspat
	Feldspat	Staurolith
	Muscovit	Biotit
	Kohliges Pigment	
	Turmalin	
	Epidot	
	Apatit	
	Rutil	
	Calcit	

Struktur: porphyroblastisch mit nematoblastischem, oft helizitisch gefälteltem Grundgewebe, das an gewissen, quarzreichen Stellen auch granoblastisch sein kann.

Das feinkörnige Grundgewebe ist oft helizitisch gefältelt. Es besteht aus Feldspat, Muscovit, hellrotbraunem Biotit, Epidot und Erzkörnern, Apatit, korrodierten Rutilkörnern und kleinen, olivgrünen Turmalinstengeln. Das kohlige Pigment ist in einzelnen Lagen angereichert und durchzieht die verschiedenen Mineralien, wobei es die

helizitischen Fältelungen getreu mitmacht. Oft wird die Grundmasse durch Linsen oder Lagen von granoblastischen Quarzkörnern unterbrochen. Die Grösse der einzelnen Komponenten des Grundgewebes schwankt sehr stark; ein ungefährer mittlerer Wert ist 0,25 mm. Auch die Zusammensetzung wechselt schon im gleichen Schliff beträchtlich.

In diesem Grundgewebe liegen Porphyroblasten von Feldspat, Granat und Biotit; Staurolith tritt nur selten auf. Die aus Pigment, Erz, Glimmer und Epidot gebildeten dunklen Lagen des Grundgewebes ziehen sich unverändert durch alle Porphyroblasten hindurch.

Der Feldspat bildet meist rundliche Xenoblasten, die bis ½ cm gross werden können. Oft ist er serizitisiert. Manchmal zeigt er polysynthetische Zwillingslamellierung. Je pigmentärmer das Grundgewebe selbst ist, desto besser sind die einzelnen Porphyroblasten ausgebildet. (Diese Erscheinung zeigt sich allgemein in den Bündnerschiefern; je mehr Pigment vorhanden ist, desto kleiner und xenomorpher sind die übrigen Gemengteile entwickelt. Nur der Granat macht hievon eine Ausnahme.) Die Grösse des Achsenwinkels variiert von -85^0 bis 90^0; dem Relief nach liegen basische Oligoklase bis Andesine vor.

Granat kommt in rhombendodekaedrischen Idioblasten vor, die ½—2 cm gross werden. An einzelnen Stellen, z. B. am Pizzo Folcra, erreichen sie Grössen von 3,5 cm und mehr. Die mikrochemische Prüfung des Granats ergab, dass es sich um Glieder der Pyralspit-Reihe (WINCHELL, Lit. 73) handelt, wobei die Almandin-Komponente (Fe-Al-Granat) bei weitem vorherrscht, die Spessartin-Komponente (Mn-Al-Granat) in geringer Menge vorhanden ist und die Pyrop-Komponente (Mg-Al-Granat) ganz fehlt; es handelt sich also um einen „gemeinen" Granat. Im Dünnschliff ist er meist farblos oder schwach rötlich gefärbt; makroskopisch erscheint er schwarz.

Der Biotit kommt in bis 5 mm langen Blättchen vor, die meist in der Schieferungsebene, hie und da aber auch schief oder quer dazu liegen. Sein Pleochroismus ist mittelstark bis kräftig mit

n_α : hellgelb bis dunkelgelb
n_γ : rotbraun
$2V = -0^0$

Stellenweise ist er gebleicht und zeigt Anzeichen beginnender Baueritisierung. Meist gehen die Pigmentzüge durch die ganzen Porphyroblasten; an einigen Stellen beobachtet man aber auch, dass die pigmenterfüllten Biotite auseinandergebrochen sind, um später mit pigmentfreier Biotitsubstanz wieder auszuheilen.

Staurolith tritt nur sporadisch in vereinzelten Xenoblasten auf. Makroskopisch erkennbar kommt er nur an einer Stelle mit Disthen zusammen vor; das Gestein wurde dort besonders ausgeschieden und ist weiter unten als 7. Typ näher beschrieben.

Das Ausgangsgestein dieser Glimmerschiefer scheint ein bituminöser Ton mit Einlagerungen von Quarzsand gewesen zu sein.

7. Staurolith- und disthenführende Glimmerschiefer

Bündnerschiefer, die makroskopisch erkennbar Staurolith und Disthen führen, fand ich nur an einer Stelle (N La Crosin auf dem Kamm zwischen Valleggia und Val Piana auf 2100 m Höhe; 681,400/149,450). Dort liegt zwischen kalkreichen Bündnerschiefern ein dünnschiefriges, graues, silbrig glänzendes Gestein, aus welchem rotbraune, 5 mm grosse Rhombendodekaeder von Granat und bis 1½ cm lange hellblaue Disthenstengel und rotbraune Staurolithzwillinge herauswittern.

In einem feinnematoblastischen Grundgewebe, das aus Muscovit und saurem Plagioklas besteht, liegen ausser den Granat-, Staurolith- und Disthen-Porphyroblasten Schwärme von kleinen Turmalinnadeln (Ø = 0,01—0,02 mm) und angefressenen Rutilkörnern, die bis 0,3 mm gross werden können. Der Granat tritt ausser in makroskopisch erkennbaren Idioblasten auch in kleinen Xenoblasten auf; im Schliff ist er rötlich gefärbt, mit dem blossen Auge betrachtet erscheint er rotbraun bis schwärzlich. Immer ist er voll Einschlüsse. Staurolith und Disthen treten in unregelmässig begrenzten, randlich oft zerfetzten Porphyroblasten auf, wobei sie Rutilstengel und Serizit-Muscovitblättchen einschliessen.

8. Epidot-Glimmerschiefer mit Plagioklas-Knoten

Dieses Gestein, das im westlichen Val Antabbia weit verbreitet ist, tritt in der Bedretto-Mulde nur an der Forcla di Cristallina auf (siehe Tafel IV, Profil a). Der gutgeschieferte, blaugraue bis bräunliche Bündnerschiefer enthält Plagioklas-Porphyroblasten, die warzenartig herauswittern.

Mineralbestand:	Calcit	Epidot
	Feldspat	Rutil
	Quarz	Pyrit
	Biotit	
	Muscovit	

Struktur: grano- bis nematoblatisch.

Zwischen mehr oder weniger ausgeprägten Lagen von Glimmer und Feldspat liegt jeweils eine Lage von Calcit- und Quarzkörnern; die

Korngrösse schwankt von 0,05—0,5 mm. Die Feldspat-Porphyroblasten, die bis ½ cm gross werden können, sind stellenweise stark serizitisiert und voll Quarz- und Epidotkörner. Es handelt sich um einen intermediären Plagioklas, der oft noch Spuren polysynthetischer Zwillingslamellierung zeigt. Das Fehlen von kohligem Pigment scheint die Bildung der Porphyroblasten begünstigt zu haben.

Ausgangsmaterial: Kalksandstein mit tonigen Zwischenlagen.

9. Chänopoditführende Glimmerschiefer und Phyllite

Diese graubraunen bis schwarzen, oft pyllitischen Schiefer zeigen auf den Schichtflächen palmfächerartig angeordnete, bis 5 cm lange und 0,1—0,2 cm breite Stengel eines Minerals, das Fr. Rolle (Lit. 57) Chänopodit nannte. H. Preiswerk behielt diesen Namen bei.

Das feinnematoblastische Grundgewebe besteht aus Quarz, Feldspat, Muscovit-Serizit, Biotit, Epidot, Rutil und kohligem Pigment. Es entspricht dem Grundgewebe der Typen 5 und 6. Häufig treten rhombendodekaedrische Granat-Idioblasten auf (Ø = 0,5—1 cm). Es handelt sich dabei um einen spessartinhaltigen Almandin, einen „gemeinen" Granat. Daneben ist das Gestein meist voll Biotitblättchen, die sowohl in der Schieferungsebene als auch quer dazu liegen. Der Biotit ist kräftig pleochroitisch.

n_α : hellgelb
n_γ : rotbraun
$2V = -0^0$ oder sehr klein.

Die Chänopodit-Stengel bestehen zu $^1/_5$—$^9/_{10}$ aus Biotitschuppen; der Rest wird von Hornblende gebildet. Die Untersuchung der Spaltstücke im Körnerpräparat ergab:

$n_\alpha' = 1{,}65$ $\qquad$ $\sigma_\gamma' = 14^0$
$n_\gamma' = 1{,}67$

Es handelt sich daher um eine „gemeine Hornblende". Pleochroismus: n_α: olivgrün, n_β: grün, n_γ: blau- bis graugrün. Die Chänopoditstengel bestehen also aus gemeiner Hornblende, die oberflächlich zum grössten Teil in Biotit umgewandelt ist.

10. Konglomeratlagen im Bündnerschiefer

In die Bündnerschiefer der Bedretto-Mulde sind zwei Konglomeratzonen eingeschaltet. Die N zieht sich vom Stabiello grande gegen Osten und ist im Bett des Riale di Cristallina bei ca. 1700 m (unterhalb des kleinen Wasserfalls) gut aufgeschlossen.

In einem stark gefältelten, braungelben, silbrig glänzenden Grundgewebe liegen längliche, rundliche oder eckige Brocken von

hellgelbem, feinkörnigem Dolomit, die bis 10 cm lang werden können. Das granoblastische Grundgewebe setzt sich zusammen aus Dolomitkörnern (Ø ca. 0,05 mm), aus wenigen grösseren Calcitkörnern, verzahnten, undulös auslöschenden Quarzkörnern in einzelnen Nestern und aus Lagen, die aus Blättchen eines eisenarmen Muscovites (n_β = 1,59; 2V = — 42°) bestehen.

Die Dolomitbrocken bestehen ganz aus Dolomit. Ihre Struktur ist granoblastisch; der Durchmesser der einzelnen Körner schwankt zwischen 0,02 und 0,05 mm.

Im allgemeinen ist diese Konglomeratbank schlecht aufgeschlossen, sodass es mir nicht möglich ist, zu entscheiden, ob es sich um wirkliche Gerölle oder um tektonisch zerrissene und ausgewalzte, dolomitische Zwischenlagen im Bündnerschiefer handelt. Die Aufschlüsse bei Stabiello grande sprechen eher für echte Konglomerate, die im Bachbett des Riale di Cristallina mehr für tektonische Entstehung. An dieser Stelle finden sich jedoch ausser den fraglichen Dolomitbrocken auch noch gewaltige Gneisblöcke, die Dimensionen von 0,25 auf 2 m erreichen können. Neben hellen, feinkörnigen, psammitischen Gneisen, die vorwiegend aus Quarz bestehen, kommen auch dunklere Gneise vor, deren Textur flasrig bis augengneisartig ist und die neben Quarz reichlich stark serizitisierten Feldspat und baueritisierten Biotit enthalten.

Der südliche Konglomeratzug tritt in vereinzelten Bänken im Val Cavagnolo und beim Pt. 2462 auf. Ein kontinuierliches Band findet sich am N-Hang des Pizzo di Val Piana, sowie zwischen Valleggia und den Alphütten von Casinello, wo die Konglomerate zusammen mit den oben beschriebenen Marmoren mit Geröll-Lagen vorkommen.

In einem grauen, silbrig glänzenden Grundgewebe liegen die einzelnen Komponenten, deren Durchmesser von einigen cm bis 20 cm variiert (siehe Tafel VIII, Abb. 2). Das Grundgewebe besteht aus Partien verzahnter Quarzkörner, zwischen denen Büschel von hellbraunem Biotit und Kalifeldspat-Porphyroblasten liegen. Die einzelnen Komponenten bestehen zum grössten Teil aus blaugrauem, feinkörnigem Dolomit; seltener findet man auch quarzitische oder gneisige Gerölle.

Auf Tafel I, II und III ist je nach dem Vorherrschen von Typ 4 oder 6 unterschieden worden zwischen Kalkglimmerschiefern und kalkfreien Glimmerschiefern bis Phylliten. Granat-, Staurolith-Disthen- und Chänopodit-Führung ist durch Signatur angegeben. Typ 2 (feinkörniger, dunkelblaugrauer Marmor) ist mit Typ 1 (helle,

massige Marmore) zusammengefasst, da er nur an einer Stelle vorkommt. Typ 8 ist wegen seines vereinzelten Auftretens nur auf Tafel IV, Profil a ausgeschieden worden.

DIE TEGGIOLO-MULDE

Die Teggiolo-Mulde, die Antigorio-Gneis im S (Liegendes) und Lebendun-Decke im N (Hangendes) trennt, zieht sich vom Tosatal herkommend über Pizzo della Medola-Tamierpass durchs Val Antabbia nach Campo im Val Bavona. Dort teilt sie sich; der eine Ast, zwischen Lebendun-Decke im W und Maggia-Lappen im E, streicht das Val Bavona hinauf und vereinigt sich beim Lago Bianco mit der Bedretto-Mulde. Der andere Ast läuft über den Pizzo di Castello nach Gheiba im Val Peccia und endet am Pizzo del Mascarpino; er trennt Maggia-Lappen und Antigorio-Decke (vgl. Tafel I, tekt. Skizze).

Wie in der Bedretto-Mulde lässt sich das Mesozoikum der Teggiolo-Mulde in zwei Gruppen einteilen. Die eine Gruppe umfasst Marmore und zuckerkörnigen Dolomit; ich stelle sie zur Trias. Die andere, kalkhaltige und kalkfreie Granatglimmerschiefer mit Marmor- und Quarzitlagen, halte ich für jurassisch.

Trias

1. Gelbliche bis weisse, massige Marmore

Mineralbestand:	**Calcit**	**95% und mehr**	**Quarz**	**Rutil**
			Feldspat	**Apatit**
			Muscovit	**Titanit**
			Biotit-Chlorit	
			Klinozoisit-Epidot	
			(Phlogopit)	**(Baryt)**
			(Tremolit)	**(Dolomit)**
			(Haematit)	**(Pyrit)**

Struktur: granoblastisch bis Pflasterstruktur.

Der Calcit bildet 95—99% des ganzen Gesteins. Die einzelnen Körner liegen pflasterartig nebeneinander oder sind verzahnt. Ihr Durchmesser beträgt 0,25—0,6 mm. Stets zeigen sie durch Druck entstandene Zwillingslamellierung; die Zwillingslamellen laufen in den Marmoren des Basodinogebietes gerade, während sie in denen des Simplongebiets häufig gekrümmt sind, wodurch das Gestein im Schliff eine Art helizitisch-gefältelte Struktur erhält. Der Quarz fehlt nie; meist tritt er in rundlichen oder eckigen, undulös auslöschenden, 0,1—0,2 mm grossen Körnern auf. Selten findet man auch grössere Körner, die dann in Lagen nebeneinander liegen. Seltener als Quarz trifft man zwischen den Calcitkörnern auf stark serizitisierte, bis 0,5 mm grosse Partien eines sauren Feldspates

(Albit bis Oligoklas). Als ständiger Nebengemengteil findet sich neben Quarz auch Muscovit. Meist tritt er in schmalen, bis 0,4 mm langen Stengelchen auf, nur selten in grösseren Blättchen. Oft liegt er an den Grenzen der einzelnen Calcitkörner, manchmal auch in diesen selbst eingeschlossen. Seltener scheint Phlogopit in grösseren, makroskopisch rötlichen bis hellbraunen Blättchen im Marmor aufzutreten. U. d. M. ist er schwach gefärbt und pleochroitisch:

n_α : farblos $\quad 2V = -0^0$
n_γ : hellgelb

Häufiger kommt Biotit vor; er ist kräftig gefärbt und pleochroitisch:

n_α : hellgelb, fast farblos $\quad 2V = -0^0$
n_γ : rotbraun

Am Kontakt mit dem Antigorio-Gneis zeigt er an einigen Stellen auch einen andern Pleochroismus:

n_α : gelboliv
n_γ : dunkeloliv — fast opak

Bei Campo im Val Bavona finden sich am Kontakt mit dem Antigorigneis Nester und Lagen von Epidot-Körnern. Dieser bildet lokal bis $^1/_{10}$ des Gesteins. Nach Doppelbrechung und Achsenwinkel ($2V = \pm 90^0$) handelt es sich um einen Fe-armen Pistazit. $\mathfrak{D}_{2V} = \varrho < v$. Im Schliff sind die Körner farblos oder hellgelbgrün und zeigen dann einen schwachen Pleochroismus. Öfters sind sie zoniert. Ebenfalls bei Campo findet sich Baryt neben Dolomitkörnern und Tremolitstengeln in vereinzelten, unregelmässig begrenzten, 0,5—0,75 mm grossen Körnern. Rutil-Körnchen und Pyrit-Würfelchen treten nur sporadisch auf. Beim Übergang von Marmor in zuckerkörnigen Dolomit findet man im Marmor grössere und kleinere Dolomit-Körner und meist angefressene Tremolit-Stengel; da es sich um typische Mineralien des zuckerkörnigen Dolomits handelt, sind sie dort näher beschrieben.

2. *Zuckerkörniger Dolomit*

Der zuckerkörnige Dolomit, ein weisses, seltener mausgraues, meist massiges bis schlecht geschiefertes Gestein tritt als kontinuierliche Lage zwischen Antigorio-Gneis und massigem Marmor im Val Antabbia S und N Corte grande auf.

Mineralbestand:	**Dolomit**	**Calcit**	**Muscovit**
		Tremolit	**Baryt**
		Phlogopit	**Pyrit**

Struktur: granoblastisch bis Pflasterstruktur.

Die Hauptmasse des Gesteins, über 99 %, wird von Dolomit gebildet. Er tritt in mehr oder weniger isometrischen, unregelmässig begrenzten Körnern auf, die 0,1—0,2 mm gross werden. Der Calcit bildet vereinzelte Lagen von bis 1 mm grossen Körnern. Phlogopit und Muscovit finden sich in vereinzelten, bis 1,5 mm langen Blättchen. An einigen Stellen, z. B. bei Campo und NE Corte grande, führt der Dolomit Tremolit. Dieser tritt in büschelförmig verzweigten, 0,2—0,8 auf 0,02—0,05 mm messenden Stengeln und grösseren, siebstruierten Individuen mit Carbonat-Einschlüssen auf. N von Corte grande bildet er grosse, bis 15 cm lange, fächerförmige Büschel und füllt mit Calcit zusammen das ganze Gestein. Nach den Brechungsindices und der Auslöschungsschiefe der Spaltstücke handelt es sich um einen Tremolit, der ungefähr $^1/_5$ Aktinolith-Substanz enthält. Diese Tremolitbildung hängt mit einem primären lokalen Tongehalt des Dolomits zusammen.

Calcit kommt an einigen Stellen mit Tremolit zusammen vor und bildet Lagen und Linsen, die sich durch ihre rhomboedrische Spaltbarkeit von den sie umgebenden stengeligen Tremolitpartien unterscheiden. Baryt kommt bei Campo im körnigen Marmor und im zuckerkörnigen Dolomit am Kontakt mit dem Gneis vor. Pyrit tritt in einem Dolomitzug der Saslini (682,600/145,020) in kleinen Würfeln und rundlichen Körnern auf, die 0,02—0,1 mm gross werden. Wie in den erzführenden, zuckerkörnigen Dolomiten des Binnentals (Lengenbach) ist der Pyrit in einzelnen schmalen Zonen angereichert, sodass im weissen Gestein dunkle Bänder entstehen.

Die eigentlichen Bündnerschiefer (Jura)

1. Bläuliche, massige Marmore

Diese bläulichen bis weissen, massigen Marmore ziehen sich von Campo im Val Bavona bis N Corte grande an der Basis der Bündnerschiefer der Teggiolo-Mulde hin. Sie können bis 40 m mächtig werden. Von den weissen, massigen Triasmarmoren sind sie durch eine Quarzitbank getrennt. Im Handstück sind sie von ihnen nicht zu unterscheiden, sodass sich eine weitere Beschreibung erübrigt. Mit derselben Signatur sind weitere Marmorzüge S Pt. 3045 angegeben; es ist mir wegen der schlechten Zugänglichkeit nicht möglich, zu entscheiden, ob es sich auch dort um primäre stratigraphische Einlagerungen oder um eingeschuppte Trias handelt.

Ausgangsmaterial: fast reine Kalke.

2. *Kalkreiche Bündnerschiefer*

Kalkreiche Bündnerschiefer kommen hauptsächlich N der Alpe Robiei vor. Es sind dunkelgraue Gesteine, die teils gut geschiefert, teils eher massig sind und in seltenen Fällen Quarzlinsen und Lagen von weissem oder gelblichem Calcit enthalten.

Mineralbestand:	Calcit	Biotit	Turmalin
	(Quarz)	Muscovit	Pyrit
		Feldspat	Apatit
		Klinozoisit	Titanit
		Kohliges Pigment	

Struktur: granoblastisch bis lepidoblastisch, je nachdem Calcit und Quarz oder Quarz, Feldspat und Glimmer vorherrschen.

Längliche oder rundliche, 0,2—0,5 mm grossen Calcit-Körner, die immer Zwillingslamellierung zeigen und oft durch Pigment und Glimmerblättchen getrübt sind, bilden $^1/_2$ bis $^9/_{10}$ des Gesteins. Der Quarz liegt in meist rundlichen, 0,1—0,25 mm grossen Körnern im Calcit. Häufig löscht er undulös aus. Die Körner der Quarzlinsen sind wesentlich grösser (bis 2,5 mm), zeigen stets undulöse Auslöschung und sind oft voll lagenweise angeordneter Einschlüsse. Der Quarz kann bis $^1/_4$ des Gesteins bilden. Feldspat liegt in unregelmässig begrenzten Partien zwischen den Quarz- und Calcitkörnern. Er ist immer voll Biotit- und Serizitstengel, voll Klinozoisitkörner und durch kohliges Pigment getrübt. Dem Relief nach handelt es sich um einen intermediären Plagioklas. Biotit kommt in 0,2—0,5 mm langen, stellenweise ausgebleichten und baueritisierten Blättchen vor. Sein Pleochroismus ist nicht sehr kräftig: n_α: hellsiena, n_γ: rotbraun. Mit dem Biotit zusammen kommen meist limonitisierte Würfel und Körner von Pyrit vor. Nicht näher bestimmbarer Klinozoisit tritt in unregelmässig begrenzten, länglichen Körnchen, die 0,1—0,2 mm gross werden, im Feldspat auf. Titanit und Apatit kommen in rundlichen, z. T. angefressenen, 0,1 mm grossen Körnern vor. Turmalin findet sich in vereinzelten, sechsseitigen Säulchen.

Ausgangsmaterial: bituminöse, mergelige Kalksteine.

3. *Stark gefältelte, oft granatführende Bündnerschiefer mit Knauern und Adern von Quarz und Calcit*

Diese Gesteine stehen im obern Val Bavona zwischen Robiei und Campo an und ziehen sich von Campo weiter gegen Südwesten zum Tamierpass. Es sind blaugraue bis schwärzliche Gesteine, stark gefältelt, mit Linsen und Adern von Quarz und gelbem Calcit. Stellenweise sind sie voll Granat-Porphyroblasten. Sie sind sehr zähe und

bilden die steilen Wände des obern Val Bavona und den Steilabsturz des Basodino gegen das Val Antabbia.

Mineralbestand:	Feldspat	Granat
	Quarz	Rutil
	Calcit	Epidot
	Biotit-Chlorit	Turmalin
	Muscovit	Apatit
	Kohliges Pigment	Titanit
		Erz

Struktur: nematoblastisch bis granoblastisch.

Das Grundgewebe wird von einem sauren bis intermediären, oft polysynthetisch verzwillingten Plagioklas gebildet, der manchmal in grossen Porphyroblasten auftritt. Diese sind meist stark zersetzt. Sie sind voll z. T. helizitisch gefältelter Züge von kohligem Pigment, Klinozoisit, Calcit, Quarz, Erz und Rutil. Der Biotit bildet daneben auch grössere Lagen und Nester und ist stellenweise von Erz begleitet. Auch wirre Aggregate von Muscovit kommen mit ihm zusammen vor. Calcit und Quarz treten in einzelnen, eckigen Körnern auf, oder sie bilden Zeilen von verzahnten, granoblastischen Körnern. Der Calcit zeigt meistens Druckverzwillingung, der Quarz undulöse Auslöschung. Der Granat tritt in 1 cm grossen, rhombendodekaedrischen Porphyroblasten auf. Er ist erfüllt mit Quarz- und Calcitkörnchen, Klinozoisitstengelchen, Biotitblättchen und Rutilkörnern. Nach der mikrochemischen Prüfung liegt ein „gemeiner Granat" vor. Turmalin findet sich im Schliff in kleinen, sechsseitigen Säulchen; er ist schmutzig-oliv gefärbt, oft mit dunklerem Kern.

Ausgangsmaterial: bituminöse Tone und Mergel mit Einlagerungen von Quarzsand; die Calcitlinsen könnten Reste von Fossilien sein (?).

4. Glimmerquarzite

In den kalkreichen und in den gefältelten, granatführenden Bündnerschiefern der Teggiolo-Mulde finden sich meist nur wenige m mächtige Lagen von Glimmerquarziten, die je nach ihrem Glimmergehalt schiefriger oder kompakter sind. Im obern Val Antabbia treten sie in grosser Mächtigkeit auf; ich komme weiter unten noch darauf zu sprechen.

Meist handelt es sich um massige oder schlecht geschieferte, hellgraue und blaugraue Gesteine, die durch das Herauswittern des Calcits, der zwischen den einzelnen Quarzkörnern liegt, ein löcheriges, bräunliches Aussehen erhalten.

Mineralbestand:	Quarz	Calcit	Phlogopit
		Feldspat	Klinozoisit
		Muscovit	Rutil
		Biotit	Apatit

Struktur: granoblastisch bis Pflasterstruktur.

Der Quarz bildet eckige, verzahnte, 0,2—0,5 mm grosse Körner, die $^2/_3$—$^9/_{10}$ des ganzen Gesteins bilden. Meist liegen sie in Lagen, zwischen denen sich dünne Zeilen von Calcit, Feldspat und Glimmer einschalten. Stellenweise liegen auch ganz aus Quarz bestehende Linsen in den schiefrigen Partien; die einzelnen Quarzkörner erreichen in ihnen Grössen von 2 mm, löschen undulös aus und zeigen hie und da lagenweise geordnete Einschlüsse.

Ausgangsmaterial: Sandstein mit tonigen Zwischenlagen. Neben den massigeren Typen treten auch stark gefältelte, schwärzliche, quarzreiche Gesteine nördlich Robiei auf.

Mineralbestand und Struktur: wie oben.

Einzelne granoblastische Partien von eckigen, 0,1—0,25 mm grossen Quarz-Körnern und stark getrübte bis serizitisierte Albit-Porphyroblasten liegen in einem nematoblastischen, stark gefältelten Grundgewebe aus rotbraunem Biotit, farblosem Muscovit, stark getrübtem, oft serizitisiertem Andesin, Erz und kohligem Pigment. Der Biotit ist oft gebleicht und zeigt beginnende Baueritisierung. Stellenweise tritt er auch in quer zur Schieferung liegenden Porphyroblasten auf. Selten kommt Calcit vor. An einigen Stellen finden sich Granat-Porphyroblasten voll Quarz- und Klinozoisitkörnchen. Apatit, Rutil und Zirkon finden sich in vereinzelten kleinen Körnern.

Ausgangsmaterial: quarzreicher Ton bis Sandstein mit tonigen Zwischenlagen.

5. *Epidot-Glimmerschiefer mit Plagioklas-Knoten*

Dies sind mehr oder weniger stark gefältelte, gut geschieferte, blaugraue bis beinahe schwarze, grau bis schwarzbraun anwitternde Gesteine, bei denen die Plagioklas-Porphyroblasten knotenartig herauswittern und dem Gestein eine rauhe, warzige Oberfläche verleihen. Diese Bündnerschiefer stehen im obern Val Antabbia südlich des Pizzo della Medola an.

Mineralbestand:	Calcit	Epidot
	Feldspat	Rutil
	Quarz	Pyrit
	Biotit	
	Muscovit	

Struktur: grano- bis nematoblastisch.

Zwischen Lagen von Glimmer und Feldspat liegen solche aus Calcit und Quarz; die Korngrösse schwankt zwischen 0,05 und 0,5 mm. Die Feldspat-Porphyroblasten, die bis ½ cm gross werden können, sind stellenweise stark serizitisiert und voll Quarz- und Epidotkörnchen. Es handelt sich um einen intermediären Plagioklas, der oft noch Spuren ehemaliger polysynthetischer Zwillingslamellierung zeigt.

Ausgangsmaterial: Kalksandstein mit tonigen bis mergeligen Zwischenlagen.

Typ 2 und 3 sind auf Tafel I, II und III unter „Kalkglimmerschiefer, oft gefältelt ..." zusammengefasst. Granatführung ist nur auf Tafel V und VI durch rote Punkte besonders bezeichnet.

ALTER, FACIES UND METAMORPHOSE DER BÜNDNERSCHIEFER (s.l.)

1. Das Alter der Bündnerschiefer

R. EICHENBERGER (Lit. 16), L. KRIGE (Lit. 37) und W. VAN HOLST-PELLEKAAN (Lit. 32) konnten auf Fossilfunde gestützt die gotthardmassivischen Bündnerschiefer folgendermassen gliedern:

	Nufenengebiet (Lit. 16, pag. 464)	Piora (Lit. 37)	Scopi (Lit. 32)
Toarcien	Knotenarme Kalke und Knotenschiefer mit Belemniten und Pentacriniten.	Schwarzgraue Granatschiefer, Kalkglimmerschiefer und Marmore	Schwarze Bündnerschiefer; Echinodermen- u. Kalkbrockenführende Marmore
Domérien-Pliensbachien-Lotharingien	Quarzite und Kalktonschiefer		
Sinémurien sup.	Dunkle Kalke mit Gryphaeen		
Sinémurien inf.	Tonschiefer mit Arietites sp.		
Rhétien	Tonschiefer und Quarzite mit Bivalven	Quartenschiefer	Quartenschiefer
Keuper	Chloritisch-serizitische Schiefer		
Muschelkalk	Rauhwacke und Gips	Rauhwacke und Gips	Dolomit
Buntsandstein	Glimmerquarzite	Serizitquarzit	Quarzit
	praetriadische Paragneise		

In den penninischen Bündnerschiefern hat man bis heute nur selten Fossilien gefunden. Die Zuordnung einzelner Gesteinsschichten zu bestimmten stratigraphischen Stufen ist deshalb schwierig und beruht meist auf Analogien mit den gotthardmassivischen Bündnerschiefern.

L. Bosshard (Lit. 9 und 42) gibt für das Gebiet zwischen Ticino und Val Blenio folgende Gegenüberstellung von gotthardmassivischen und penninischen Bündnerschiefern:

	Gotthard-massivisch	Penninisch
Obere Bündnerschiefer	Tonreiche Kalkphyllite, dunkle Farbe von reichlichem Kohlegehalt herrührend. Metamorphose äussert sich in Mineralneubildung (Granat, Staurolith, Zoisit und Plagioklas)	Kalkglimmerschiefer u. Phyllite, grau, keine Kohle. Mehr Kataklase. Metamorphose zeigt Kornvergrösserung (Bündnerschiefermarmore). Mineralneubildung nur an einzelnen Stellen und wenig mannigfaltig
Untere Bündnerschiefer	Führt viele Quarzitbänke	Kleinere Variabilität der Gesteine, Quarzitbänke fast ganz fehlend. Granatphyllite heller und weniger mächtig entwickelt
Quartenschiefer	Überall ausgebildet	Wenig mächtig, zum Teil fehlend
Dolomit	Sehr mächtig (vorwiegend kavernös)	Wenig mächtig, zum Teil fehlend. Rauhwacke nur an vereinzelten Stellen
Triasquarzit	Vereinzelt ausgebildet	Fehlt fast ganz

Aus den penninischen Bündnerschiefern erwähnen A. Stella (Lit. 66 und 67) und C. Schmidt und H. Preiswerk (Lit. 63) Belemniten in den Kalkschiefern der Veglia-Mulde bei Zum Stock im Griestal und vom Kamm zwischen Val Antigorio und Val Bosco, sowie Crinoiden aus den Marmoren der Carnera-Mulde am S-Abhang des Monte Leone. Diese Fossilfunde sprechen für triadisches Alter der Marmore und für liasisches der Kalkschiefer.

Allgemein nimmt man an, dass die Rauhwacke, sowie der zuckerkörnige Dolomit, in den sie stellenweise übergeht, gleichaltrig mit dem helvetischen Rötidolomit sei (Muschelkalk). Die massigen Marmore, zuckerkörnigen Dolomite, Rauhwacken und Gipslager können also als Äquivalente des germanischen Muschelkalks und der Anhydritgruppe aufgefasst werden. Den Übergang zu den praetriadischen Gneisen der Lebendun-Decke bilden zwischen der Forcla di Cristallina und dem Lago Bianco schiefrige, quarzreiche Marmore und mehr oder weniger kalkhaltige Quarzite; doch treten auch sehr

quarzreiche Gneise als Zwischenlagen auf. Die Grenze zwischen Gneis und Quarzit ist im Felde oft recht schwierig zu bestimmen. Auch ist es mir nicht möglich, zu entscheiden, ob die Wechsellagerung Gneis-Marmor durch tektonische Verschuppung zustande gekommen ist oder ob sie einer primären, stratigraphischen Wechsellagerung entspricht; wahrscheinlich ist beides der Fall. Tafel IV, Profile a—d, zeigt die starke Wechsellagerung dieser Gesteine, die möglicherweise Äquivalente des Buntsandsteins darstellen.

Gesteine, die lithologisch den gotthardmassivischen Quartenschiefern entsprächen (Keupermergel), lassen sich in dem von mir untersuchten Gebiet nicht nachweisen. Im allgemeinen stehen die Bündnerschiefer im obern Val Bedretto beinahe senkrecht; ob eine Ruschelzone nur einer lokalen Verschiebung von einigen Metern oder einer grösseren Dislokationsfläche entspricht, kann deshalb nicht entschieden werden. Ausserdem bilden die Dolomit-Anhydrit-Gesteine, aus denen die Rauhwacke mit ihren Gipslagern hervorgegangen ist, einen vorzüglichen Gleithorizont, sodass es mir wohl möglich scheint, dass sämtliche Bündnerschiefer, die jetzt an Rauhwacke und Dolomit oder an Gneis grenzen, nicht auf diesen Gesteinen abgelagert wurden. Aus den angeführten Gründen ist es mir auch nicht möglich, zu entscheiden, ob und wie weit es sich bei Wechsellagerungen innerhalb der Bündnerschiefer um stratigraphische Wechsellagerung oder um tektonische Verschuppung handelt. Vielleicht kann diese Frage beantwortet werden, wenn die Mulden im Val Formazza und von dort bis zum Simplon genau untersucht sind, da die Gesteine dort flacher liegen und sich den einzelnen Gneisdecken besser zuordnen zu lassen scheinen; C. SCHMIDT und H. PREISWERK geben z. B. auf Spezialkarte Nr. 48 (Lit. 76) eine Bündnerschieferzone an (braune, quarzige Schiefer mit Biotit), die nur am N-Rand der Lebendun-Decke vorkommt.

Was das Alter der eigentlichen Bündnerschiefer betrifft, kann ich einstweilen nur darauf hinweisen, dass sie im obern Val Bedretto alle ausserordentlich quarzreich sind. Eine ähnliche, klastisch-neritische Ausbildung zeigen auch die Gesteine des helvetischen Lias. Ich halte sie deshalb für Äquivalente des Lias und, falls die Quartenschiefer nicht tektonisch fehlen, auch für solche des Keupers.

2. *Die Facies der Bündnerschiefer der Bedretto- und der Teggiolo-Mulde*

Wie aus der Beschreibung der einzelnen Gesteinstypen der Bedretto- und der Teggiolo-Mulde hervorgeht, werden diese beiden Mulden hauptsächlich aus den metamorphen Derivaten quarzreicher

Tone, toniger, seltener kalkiger Sandsteine, reiner Sandsteine und Kalke aufgebaut. Im ganzen Gebiet herrschen klastisch-neritische Bildungen vor; in der Bedretto-Mulde liegen sogar in verschiedenen Horizonten Lagen von Geröllen, was auf zeitweilige Emersion schliessen lässt.

Die Teggiolo-Mulde zeigt einen einfacheren Bau als die Bedretto-Mulde; die Bündnerschiefer scheinen hier noch in ihrer ursprünglichen Ablagerungsfolge übereinander zu liegen. Die Trias lagert im Val Antabbia konkordant auf dem Antigorio-Gneis. Flasriger, mittel- bis grobkörniger Biotit-Alkalifeldspatgneis und Marmor bezw. zuckerkörniger Dolomit grenzen scharf aneinander. Anders liegen die Verhältnisse bei Campo im Val Bavona und weiter im Osten; die Trias liegt dort zum Teil diskordant auf dem Gneis. Bei Campo geben C. SCHMIDT und H. PREISWERK (Lit. 55, 63, 76 und 77) Gerölle von Antigorio-Gneis im Triasmarmor an. Diese „Gerölle", sowie die epidot- und calcitreichen Gneistypen, die dort an der Grenze zwischen Antigorio-Gneis und Marmor auftreten, sind im Kapitel Antigorio-Decke näher beschrieben.

Tafel V und VI zeigen die Verbreitung der einzelnen Bündnerschiefertypen im Val Antabbia. Der zuckerkörnige Dolomit, das unterste vorhandene Glied der Trias, tritt nur N und S Corte grande zutage. Weiter verbreitet ist der massige Triasmarmor, der von Piano dei Cresti im Westen bis ins Val Peccia auf Antigorio-Gneis resp. zuckerkörnigem Dolomit liegt. Darüber folgen die eigentlichen Bündnerschiefer; im W Epidot-Glimmerschiefer mit Plagioklas-Knoten und mächtige Glimmerquarzite, im E neben Glimmerquarziten und massigen Marmoren gefältelte Kalkglimmerschiefer mit Quarz- und Calcit-Adern und -Knauern, die lagenweise Granat führen. Tafel VI zeigt diesen Wechsel von der vorwiegend sandigen Facies im Westen in die mehr bituminös-tonige Facies im Osten. Das Fehlen der triadischen Bildungen zwischen Piano dei Cresti und der schweizerisch-italienischen Landesgrenze ist nicht durch tektonische Abschuppung bedingt; ob die Trias dort jedoch überhaupt nie abgelagert wurde oder ob sie vor der Sedimentation der sandigen Bündnerschiefer wieder erodiert wurde, konnte ich nicht entscheiden; das lokal begrenzte Auftreten von zuckerkörnigem Dolomit bei Corte grande spricht für die erste Möglichkeit.

In der Bedretto-Mulde waren facielle Wechsel grösseren Ausmasses nicht mit Sicherheit festzustellen, da ein Schuppenbau des ganzen Bündnerschiefer-Komplexes zwar wahrscheinlich ist, beim heutigen Stand der Kenntnisse jedoch nicht gesagt werden kann, wo

die tektonischen Grenzen verlaufen. Lokale Übergänge von Marmor in kalkreiche Glimmerschiefer oder kalkfreie Phyllite, von Marmor in quarzreichen Marmor mit Geröll-Lagen und von Quarziten in quarzarme Bündnerschiefer, seitliches Auskeilen der Geröllbänke, kann man jedoch häufig beobachten. Auch Übergänge von granat- und chänopoditführenden Glimmerschiefern in granat- und chänopoditfreie findet man oft, was auf einen primären Unterschied der Gesteine hinweist. Ein facieller Übergang grösseren Ausmasses ist vielleicht an den folgenden Stellen zu beobachten:

Kalkfreie Glimmerschiefer mit wenig Quarzitbänken	San Giacomo-Val Dolgia
„ „ „ viel „	Assassina Vacche-La Crosin
„ „ „ wenig „	Casinello
„ „ „ ohne „	Alpe Cristallina

Es scheint mir, dass in der Nähe der Gesteine, die heute die Assassina Vacche und den Kamm S La Crosin bilden, ehemals eine Flussmündung lag, welche reichlich sandiges Material zuführte, das sich zwischen den mehr tonigen Schichten ablagerte, die sich heute gegen San Giacomo und die Alpe Cristallina finden.

Die Ausbildung der Bündnerschiefer der Bedretto- und der Teggiolo-Mulde spricht dafür, dass diese Gesteine in Landnähe in relativ geringer Meerestiefe mit zeitweiligem Unterbruch der Zufuhr von terrigenem Material (Bildung der grobbankigen Marmore) gebildet wurden. Die Konglomerat-Lagen weisen auf zeitweilige Emersion hin.

3. *Die Metamorphose der Bündnerschiefer der Bedretto- und der Teggiolo-Mulde*

Die Bündnerschiefer des Basodino-Gebietes verdanken ihren Mineralbestand, ihre Struktur und ihre Textur der alpinen Gebirgsbildung. Bei der Betrachtung der umwandelnden Prozesse muss man sich jedoch zwei Tatsachen stets vor Augen halten:

1. Wie bereits gesagt, sind die Bündnerschiefer im untersuchten Gebiet vorwiegend Derivate von Kalken und mehr oder weniger tonigen Sandsteinen. Diese Gesteine verhalten sich gegen metamorphe Prozesse ziemlich indifferent. Aus Kalk entsteht Marmor, aus Sandstein Quarzit; war der Sandstein tonreich, so bildet sich ein quarzreicher Phyllit oder Glimmerschiefer. Mineralneubildungen sind nur in der tonigen Substanz zu erwarten (bei niedriger Temperatur Bildung von Glimmer, Albit und Epidot, sowie event. von eigentlichen Tonerde-Mineralien wie Chlorit, Chloritoid und gemeinem

Granat; bei höherer Temperatur von Glimmer, Plagioklas und event. von Andalusit, Sillimanit, Cordierit, Almandin, Staurolith und Disthen). Mergelige Gesteine resp. ihre metamorphen Derivate, wie sie in anderen Bündnerschiefer-Gebieten (z. B. Quartenschiefer bei Piora und am Lukmanier, Lit. 9, 37 und 42) auftreten und die dort mannigfache Mineralneubildungen zeigen, fehlen im Basodino-Gebiet.

2. Die meisten jurassischen Gesteine der Bedretto- und der Teggiolo-Mulde sind sehr pigmentreich. P. ESKOLA (Lit. 2 und 19) und H. VÄYRYNEN (Lit. 72) haben an finnischen Gesteinen festgestellt, dass feinverteilter Graphit das Wachstum der Glimmerblättchen behindert. Ich kann diese Beobachtung bestätigen; ausser den Granaten sind die neugebildeten Porphyroblasten in den pigmentreichen Gesteinen immer viel kleiner und schlechter ausgebildet als in den pigmentarmen und pigmentfreien.

Neben den Durchläufern Quarz, Albit, Calcit, Titanit, Rutil und Erz treten hauptsächlich spessartinhaltiger Almandin, gemeine Hornblende, Chlorit, Epidot, Biotit, Muscovit, Staurolith und Disthen auf. Von diesen sind Staurolith, Disthen und Almandin typische Mineralien der Mesozone (Lit. 25), während Chlorit, Epidot und Muscovit - Serizit eher für Metamorphose unter epizonalen Bedingungen sprechen. Dieses Zusammenvorkommen von Biotit und Muscovit, Epidot und Kalknatronfeldspat, Quarz und Calcit, sowie das Auftreten von almandinreichem Granat, von Staurolith, Disthen und gemeiner Hornblende ist eine typisch mesozonale Mineral-Assoziation (Lit. 42). Ich behalte hier die alte Einteilung GRUBENMANNS in Epi-, Meso- und Kata-Zone bei und wende nicht die Einteilung nach den Mineralfacies von P. ESKOLA (Lit. 2) an, da diese für die alpinen Gesteine noch nicht ausgebaut ist und da sie sich bis jetzt hauptsächlich auf die metamorphen Derivate der mergeligen Gesteine bezieht.

In der Ausbildung der neuentstandenen Mineralien zeigen sich innerhalb der Bedretto-Mulde und der Teggiolo-Mulde, sowie zwischen den beiden Mulden nur unwesentliche Unterschiede, die sich meist durch den stärkeren oder schwächeren Pigmentgehalt hinreichend erklären lassen; nur beim Granat kann man in der Bedretto-Mulde von N gegen S (Alpe Cristallina-Pizzo Folcra) ein allmähliches Grösserwerden der Porphyroblasten (von 1—4 cm) feststellen. Noch weiter gegen S, im Val Torta, werden die Porphyroblasten jedoch wieder kleiner. Der Pigmentgehalt der granatführenden Bündnerschiefer ist dabei überall ungefähr der gleiche, so dass er für die

verschiedene Grösse des Granats nicht verantwortlich gemacht werden kann. Südlich der Alphütten von Valleggia beobachtet man am Hang gegen das Val Casinello, dass die Granaten am Talboden doppelt so gross sind wie die in denselben Schichten auf der Höhe des Kammes; hier scheint ein Zusammenhang zwischen der Grösse der Porphyroblasten und der Tiefe, in der die Metamorphose stattgefunden hat, zu bestehen.

Während die Bündnerschiefer der Teggiolo- und der Bedretto-Mulde, was die Ausbildung der Mineralien und die Struktur der Gesteine betrifft, sich sehr ähnlich sind, während also der Grad der Metamorphose bei beiden derselbe ist, unterscheiden sie sich deutlich durch ihre Textur. In der Bedretto-Mulde ist Fältelung selten, während in der Teggiolo-Mulde, besonders im Val Bavona, die Bündnerschiefer stark gefältelt sind, was auf Faltung unter stärkerer Belastung hinweist. Dementsprechend sind sie auch bedeutend zäher als die Gesteine der Bedretto-Mulde und bilden oft hohe, beinahe senkrechte Wände (z. B. zwischen der Basodinohütte des S. A. C. und Campo, Kessel von Zotto, Südabfall von Pt. 3045-Pizzo Peccora-Pt. 2130).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Gesteine der Bedretto- und der Teggiolo-Mulde im Basodino-Gebiet mesozonal-metamorphe Derivate von Psammiten, Peliten und Kalken sind. Bei der Metamorphose hat ihr meist hoher Gehalt an bituminösen Substanzen die Bildung von grossen, idiomorphen Porphyroblasten verhindert; nur der Granat hat sich vom Pigment ungestört entwickelt. Für Durchgasung und Alkalienzufuhr finden sich keine Anzeichen; die Metamorphose beschränkte sich auf Rekristallisation vorhandener Bestandteile der Sedimente, wie Quarz und Calcit, oder auf Neubildung von Feldspat, Glimmer, Granat, Staurolith und Disthen aus dem umliegenden tonigen Material, sowie aus Feldspat- und Glimmer-Partikeln, die in den Sandsteinen wohl noch teilweise vorhanden waren. Auch bei den Titanit-, Rutil- und Turmalinkörnchen, die man überall in geringen Mengen in den Bündnerschiefern findet, handelt es sich meiner Meinung nach um rekristallisierte, bei der Ablagerung mit eingebettete Mineralkörner.

DIE PRAETRIADISCHEN, POLYMETAMORPHEN GNEISE DER DECKEN

DIE LEBENDUN-DECKE

Zwischen Antigorio- und Monte Leone-Decke liegt eingebettet in die Bündnerschiefer der Bedretto-, Veglia-, Carnera- und Teggiolo-

Mulde eine dünne Gneisdecke fraglicher Herkunft, die Lebendun-Decke. Oft ist sie nur 100—200 m, an einigen Stellen jedoch über 2 km mächtig. Sie beginnt im E in mehreren schmalen Gneislamellen SW Airolo, schwillt in der Gegend des obern Val Bavona zu grosser Mächtigkeit an, verdünnt sich im Pomat beim Tosafall auf 200 m, wird am Neufelgiu-Horn und am Monte Giove wieder bedeutend mächtiger und zieht sich von hier als schmales Band gegen W zum Simplonpass, wo sie in zwei Teildecken auftritt. Sie quert die Simplonstrasse bei der alten Kaserne unterhalb Gaby und läuft von dort durchs Zwischbergental am S-Hang des Val Divedro entlang bis Campeglia N Domodossola, wo sie auskeilt. Von dort werden Antigorio- und Monte Leone-Decke bis zum Monte Larone (zwischen Valle Antigorio und Valle dell'Isorno) nur durch die Bündnerschiefer der Teggiolo-Veglia-Mulde getrennt. In der Fortsetzung dieser Zone erscheint die Lebendun-Decke nochmals im obern Valle dell-Isorno und im Val Bosco, um wenig E Bosco (Gurin) zu verschwinden. (Vgl. Lit. 51, 63 und 76.)

Die Lebendun-Decke besteht im Basodino-Gebiet vollständig aus praetriadischen Psephit- und Psammitgneisen mit Einlagerungen von Marmoren. Orthogesteine, wie sie gelegentlich vom Pizzo Basodino erwähnt wurden (G. KLEMM, A. ROTHPLETZ, C. SCHMIDT und H. PREISWERK), treten in dem von mir untersuchten Gebiet nirgends auf. Ein mächtiger Komplex von Sandsteinen mit tonigem bis mergeligem, seltener kalkigem Zement mit zwischengeschalteten Geröll-Bänken und Kalklagen wurde durch die Metamorphose zu Quarziten und quarzreichen Gneisen, Glimmerschiefern und biotitreichen Gneisen mit Konglomeratgneis-Lagen und Marmorzügen umgewandelt.

Den grössten Teil des Gebietes nehmen die quarzreichen Gneise und die Konglomeratgneise ein (siehe Tafel I). Sehr quarzreiche Gneise und eigentliche Quarzite finden sich weit seltener (Saslini, Caralina, Bocchetta di Val Maggia). Marmore in grösseren, zusammenhängenden Zügen treten zwischen Caralina und dem Lago Bianco auf. Glimmerschiefer kommen nur selten als dünne Linsen und Zwischenlagen in den quarzreichen Gneisen vor.

Charakteristisch für die Lebendun-Decke sind die in ihren Psammitgneisen eingelagerten Geröllzonen. Die Konglomeratlagen werden an einigen Stellen über 1 km mächtig. Ausser im Basodino-Gebiet treten sie (nach Lit. 76) am Tosafall, S des Neufelgiu-Horns, E des Monte Giove, S des Monte Corbenas, im Valle di Devero S Ai Ponti, am Pizzo di Diei (Monte Cistella) und im Valle Cairasca

NW Croso auf. Was Grösse, Ausbildung und Mannigfaltigkeit der Gerölle anbelangt, sind diese Konglomeratgneise die schönsten und am besten ausgebildeten der zentralen Schweizeralpen und stellen andere, als „Konglomeratgneise" bezeichnete Vorkommen weit in den Schatten (z. B. die Konglomeratgneise der S Schieferhülle des Grimselgranits bei Gletsch-Grimselalp (Lit. 79); Konglomeratgneise des Gotthard-Massivs (Verrucano) bei Andermatt und an der Fuchsegg SW Realp (Lit. 79); Konglomerat-Lagen im Gurschengneis (Gotthard-Massiv) bei Andermatt und Hospental (Lit. 79); Konglomeratgneise des Nara-Lappens am Passo Cavagnago NE Giornico (Lit. 7, 8, 42 und 80) und der Soja-Decke E Olivone (Lit. 34, 42, 78 und 80).

1. Quarzreiche Psammitgneise

Diese Gneise, die die Lebendun-Decke zu ihrem grössten Teil aufbauen, sind teils dunkle, biotitreiche, teils helle, quarzreiche, rostig anwitternde, lagige Gesteine, die im Handstück recht verschieden aussehen können, im grossen und ganzen jedoch eher einförmig sind. H. PREISWERK (Lit. 45 und 77) hat neben praetriadischen „braunen" Gneisen quarzreiche, helle Glimmerschiefer ausgeschieden, denen er permisches Alter zuweist und die früher von C. SCHMIDT und H. PREISWERK (Lit. 63 und 76) als Bündnerschiefer kartiert wurden. Diesen Unterschied konnte ich im Felde nicht feststellen. Im braunen Gneis sowohl wie im hellen Glimmerschiefer PREISWERKS fand ich die genau gleichen Gesteinstypen, abgesehen von einigen Stellen (z. B. Saslini), wo Quarzite und weisse, quarzreiche Gneise vorherrschen. Auf das vermutliche Alter dieser Gneise komme ich weiter unten zu sprechen.

Stellenweise, besonders in der Nähe der Konglomerat-Bänke, treten weisse, nur wenige cm dicke Lagen in den Gneisen auf, welche dadurch das Aussehen von Bänder- oder Injektionsgneisen erhalten können. Die weissen Bänder bestehen jedoch fast ganz aus Quarz. Die nähere Betrachtung im Dünnschliff zeigt, dass es sich um rekristallisierte Quarzlagen zwischen den tonreicheren Sandsteinpartien handelt. Ich werde bei der Besprechung der Metamorphose dieser Gneise nochmals darauf zu sprechen kommen.

Makroskopisch herrschen dunkle, biotitreiche, lagige bis schiefrige und helle, quarzreiche, oft rostig anwitternde Gneise vor, die hie und da lokale Fältelung zeigen. Graue, feinkörnige Gneistypen sind selten. Granatführende Gneise, wie sie H. PREISWERK (Lit. 55) erwähnt, treten nur an wenigen Stellen auf (N Randinascia, Pt. 2616,9).

Mineralbestand:			
	Quarz	(10) 40—70 %	Apatit
	Kalifeldspat	5—20 (40) %	Erz
	Plagioklas	15—30 (50) %	(Calcit) bis 25 %
	Biotit	5—15 (40) %	(Chlorit) „ 10 %
	Muscovit-Serizit	5—15 (60) %	(Epidot) „ 5 %
			(Orthit)
			(Granat)
			(Titanit)
			((Rutil))
			((Turmalin))

Struktur: in den quarzreichen Partien vorwiegend blastopsammitisch bis granoblastisch, an einigen Stellen durch das Auftreten grosser Kalifeldspat-Porphyroblasten auch porphyroblastisch. Die glimmerreichen Lagen sind lepidoblastisch bis nematoblastisch, hie und da helizitisch gefältelt.

Der Quarz bildet $^1/_2$ bis $^2/_3$ des Gesteins. Er tritt in eckigen und rundlichen, oft verzahnten Körnern auf, die häufig undulös auslöschen. Die Grösse der Quarzkörner schwankt zwischen 0,1 und 0,5 mm. Oft liegen kleine Apatit- und Erzkörnchen in ihnen eingeschlossen. Zwischen ihnen findet sich manchmal ein limonitischer Film, der dem Gestein makroskopisch ein rostiges Aussehen gibt. Sie liegen meist regellos im Gestein zerstreut, manchmal bilden sie aber auch dünne Zeilen, die mit solchen von Feldspat und Glimmer wechsellagern.

Kalifeldspat fehlt selten. Meist findet er sich in klaren, seltener getrübten Porphyroblasten, die über 1 mm gross werden können. Oft schliesst er kleine Quarztropfen ein. Sehr häufig zeigt er Mikroklingitterung. Der stets vorhandene Plagioklas bildet mit dem Kalifeldspat zusammen $^1/_3$ bis $^1/_2$ des Gesteins. Die einzelnen Körner, die oft getrübt und voll Erz sind und beginnende Serizitisierung zeigen, sind durchschnittlich 0,1—0,3 mm gross. Zwillingslamellierung ist selten und meist undeutlich. Messungen auf dem U-Tisch waren nur wenige möglich; der An-Gehalt musste deshalb meist nach dem Relief geschätzt werden. Es handelt sich vorwiegend um Albit oder sauren Oligoklas; Messungen auf dem U-Tisch ergaben:

$$0—10\,\%\ \text{An},\quad 2V = +76^0 \text{ bis } +80^0.$$

Verzwillingung nach dem Albitgesetz herrscht vor. Seltener finden sich intermediäre Plagioklase, die nach ihrem Relief basischem Oligoklas bis saurem Andesin entsprechen:

$$27—32\,\%\ \text{An},\quad 2V = -88^0 \text{ bis } -82^0.$$

Verzwillingung vorherrschend nach dem Periklingesetz, seltener nach Albit- und Manebachgesetz.

Der Biotit bildet durchschnittlich 5—15 % des Gesteins. Er tritt in einzelnen Blättchen oder in unregelmässigen Lagen auf; die Länge der Blättchen variiert von 0,2—1,5 mm und erreicht maximal 2,5 mm bei einzelnen, quer zur Schieferung liegenden Porphyroblasten. Meist ist er kräftig gefärbt und pleochroitisch: n_α: hellgelb; n_γ: rotbraun. Nur in ganz vereinzelten Fällen findet man auch grüne Biotite: n_α: helloliv; n_γ: schwärzlich oliv. Häufig ist er baueritisiert oder in Chlorit und Erz umgewandelt. Die grösseren Porphyroblasten umschliessen oft Quarz-, Klinozoisit- und Orthitkörner, wobei sich um diese ein pleochroitischer Hof gebildet hat.

Der Muscovit, der meist $^1/_{10}$, lokal mit Biotit zusammen aber $^3/_4$—$^4/_5$ des ganzen Gesteins bildet, tritt in 0,2—0,5 mm langen Blättchen in unregelmässigen Zügen mit dem Biotit zusammen auf. Daneben findet er sich als Serizit in den getrübten und zersetzten Plagioklasen.

Apatit findet sich in allen Schliffen in 0,05—0,25 mm grossen Körnchen. Diese liegen einzeln oder in kleinen Häufchen in Quarz, Feldspat und Biotit, sowie zwischen den einzelnen Mineralien. Nur selten bildet er mehr als 1 % des Gesteins. Pyrit in kleinen Würfeln und unregelmässig begrenzten Körnern tritt häufig auf; in den quarzreichen Gneisen findet sich oft limonitischer Film zwischen den einzelnen Quarzkörnern.

An einigen Stellen besteht das Bindemittel zwischen den Quarzkörnern nicht nur aus Feldspat und Glimmer, sondern auch aus Calcit; dieser füllt die Zwickel zwischen den übrigen Komponenten des Gesteins, ist oft getrübt und zeigt stets Druckverzwillingung. Diese Gneise sind aus Sandsteinen mit kalkigem Zement entstanden.

Klinozoisit und Pistazit finden sich in kleinen Körnchen (Ø = 0,05—0,1 mm), die oft in Häufchen im Feldspat und Glimmer zusammen liegen. Klinozoisit ist häufiger als Pistazit. An grösseren Körnern konnte $n_\gamma - n_\alpha = 0{,}010$—$0{,}025$ bestimmt werden. Messungen des Achsenwinkels waren nicht möglich; $\mathfrak{D}_{2V} = \varrho < v$. Die höher doppelbrechenden Typen sind schwach gefärbt und pleochroitisch: $n_\alpha = n_\gamma$: farblos, n_β: gelblichgrün. Stellenweise sind sie deutlich zonar struiert. Neben Epidot kommt in einigen Schliffen auch Orthit vor. Er erreicht dieselbe Grösse, ist bräunlich getrübt, leicht pleochroitisch und im Biotit von pleochroitischen Höfen umgeben. Titanit und Rutil findet sich in vereinzelten, 0,05—0,1 mm

grossen Körnchen an einigen Stellen. Turmalin kommt nur selten vor; er bildet 0,5 mm lange und 0,2 mm breite Stengelchen von zonarem Aufbau und deutlichem Pleochroismus: n_α: rötlichgrau bis schmutzig oliv, n_γ: fast opak.

Granat tritt an einigen Stellen (N Alpe Randinascia, Pt. 2616,9) in 1 cm grossen Rhombendodekaedern auf. Er ist makroskopisch rotbraun, unter dem Mikroskop schwach rötlich gefärbt, zeigt viele Risse, oft typische Siebstruktur und ist voll Quarzkörner und Epidotstengel. Die mikrochemische Untersuchung ergab, dass ein spessartinhaltiger Almandin, ein gemeiner Granat, vorliegt.

2. *Plattige Glimmerquarzite*

In den oben beschriebenen Gneisen finden sich stellenweise Lagen von feinkörnigen, weissen, plattigen, sehr quarzreichen Gneisen, die in reine Quarzite übergehen können. Sie gleichen makroskopisch den bei den triadischen Gesteinen der Bedretto-Mulde beschriebenen kalkhaltigen Glimmerquarziten. Am Kamm der Saslini erreichen sie ihre grösste Mächtigkeit; auf Tafel I, II und III sind sie nur dort ausgeschieden.

Mineralbestand:	Quarz	60—75 %	Biotit-Chlorit
	Kalifeldspat	15—20 %	Apatit
	Plagioklas	10—15 %	(Epidot)
	Muscovit	5—15 %	(Erz)

Struktur: granoblastisch bis Pflasterstruktur.

Der Quarz findet sich in eckigen oder rundlichen, gelappten, undulös auslöschenden Körnern. Ihr Durchmesser schwankt von 0,1—0,5 mm. Der Kalifeldspat, der in 1 mm grossen Porphyroblasten auftritt, zeigt hie und da Mikroklingitterung. Der stets stark getrübte, oft serizitisierte Plagioklas füllt die Lücken zwischen den einzelnen Quarzkörnern aus. Nach Relief und Achsenwinkel liegt Albit vor, der nur selten polysynthetische Verzwillingung zeigt. Der Muscovit tritt in 0,1—0,3 mm langen und 0,05—0,1 mm breiten Blättchen auf, die zum Teil unregelmässig im Gestein zerstreut liegen, zum Teil in Lagen angeordnet sind und dem Gestein dann auf den Schichtflächen einen silbernen Glanz verleihen.

Apatit findet sich immer in kleinen Körnchen. Selten treten kleine, meist baueritisierte Biotit-Blättchen, sowie 0,01—0,03 mm grosse Epidot-Körnchen auf. An einigen Stellen finden sich Zeilen von Pyrit-Würfelchen, an andern Stellen limonitischer Film zwischen den einzelnen Quarzkörnern.

3. Konglomeratgneise

Über die Verteilung dieser für die Lebendun-Decke typischen Gesteine geben die Tafeln I, II, III und V Aufschluss. Vereinzelte Geröll-Lagen finden sich fast überall; in zwei Zonen erreichen die Konglomeratgneise jedoch Mächtigkeiten von mehr als 1 km: die eine dieser Zonen zieht vom Tamierhorn und vom Pizzo Basodino gegen E unter dem Basodinogletscher hindurch bis gegen Zotto, die andere vom Marchhorn und von der Fiorina über die Cima di Lago zum Pizzo Galarescio.

Der Zement der Konglomeratgneise

Der Zement, in welchem die Gerölle liegen, gleicht im allgemeinen den oben beschriebenen psammitischen Gneisen.

Mineralbestand:	Quarz	30–60%	Erz
	Kalifeldspat	10–30%	Apatit
	Plagioklas	10–25%	(Epidot) bis 10%
	Biotit	5–20%	(Orthit)
	Muscovit	5–20%	((Zirkon))
			((Titanit))
			((Rutil))

Struktur: granoblastisch, oft Kataklase und Mörtelstruktur, stellenweise gute Kristallisationsschieferung.

Der Zement ist meist feinkörnig; die mittlere Grösse der Hauptgemengteile beträgt 0,1—0,5 mm. Nur selten werden Kalifeldspat- und Biotit-Porphyroblasten 1,5 mm gross.

Quarz in meist eckigen oder verzahnten Körnern und oft getrübter oder serizitisierter Plagioklas bilden das Grundgewebe. Nach Messungen auf dem U-Tisch handelt es sich um Albit von 2—7% An und $2V = +74^0$ bis $+84^0$. Verzwillingung nach dem Albitgesetz kommt hie und da vor. In einigen Fällen liegen Quarztropfen und antiperthitische Mikroklinfetzen in den Albitkörnern. Zwischen Quarz und Plagioklas liegen die meist etwas grösseren Kalifeldspat-Körner und -Porphyroblasten. Häufig findet sich Mikroklingitterung. Die Grösseren umschliessen oft Muscovitstengel und Quarzkörner und sind siebartig durchlöchert. An einzelnen Stellen ist er myrmekitisch mit dem Quarz verwachsen.

Der Biotit tritt in 0,25—0,75 mm langen, unregelmässig begrenzten Blättchen auf. Er ist meist kräftig gefärbt und pleochroitisch: n_α: hellgelb oder bräunlich, n_γ: dunkelbraun oder rotbraun. Stellenweise ist er gebleicht oder baueritisiert; manchmal liegen Rutil- oder Erzkörner in ihm eingeschlossen. Tritt er in

grösseren Porphyroblasten auf, so umschliesst er auch Quarz- und Feldspatkörnchen. Die Biotitblättchen liegen oft regellos zerstreut, manchmal treten sie mit Muscovit zu Lagen zusammen und geben dem Zement dann ein feingeschiefertes Aussehen. An der Grenze gegen die im Zement eingebetteten Gerölle ist er meist etwas angereichert und bildet durch Lagen, die der Geröll-Oberfläche parallel liegen, einen Mantel um diese.

Muscovit in 0,1—0,3 mm langen Blättchen findet sich vereinzelt in Lagen mit Biotit zusammen.

Eisenerz- und Apatit-Körnchen sind weit verbreitet, treten aber stets nur in kleinen Mengen auf. Das Eisenerz ist, soweit es sich bestimmen lässt, Pyrit. Selten findet man zwischen Quarzkörnern einen limonitischen Film. An einigen Stellen treten Epidot und Orthit auf. Der Epidot, der lokal bis 10 % des Gesteins bildet und bis 1 mm gross wird, ist schwach pleochroitisch und zeigt Zwillingslamellierung.

n_α : farblos	$n_\gamma - n_\alpha = 0{,}020 - 0{,}040$
n_γ : grünlich	$2V = -88^\circ$ bis -76°
$\mathfrak{D}_{2V} = \varrho < v$	10—30 % Fe-Epidot.

Neben diesem Pistazit tritt häufig auch Orthit in bräunlich gefärbten Körnchen auf. Zirkon und Titanit finden sich selten. Der Zirkon liegt im Biotit, umgeben von pleochroitischen Höfen. Rutil kommt ebenfalls in kleinen Körnchen und Stengelchen im Biotit vor.

Neben diesem Zement, der aus sandig-tonigem Material hervorgegangen ist, finden sich noch zwei weitere Zementtypen:

Der eine, der sich nur am Kamm zwischen Cima di Lago und Pzo. Galarescio findet (682,000/147,300), zeichnet sich durch seinen Gehalt an Calcit aus. Ausser dem wechselnden Calcitgehalt, der aber 10 % nie übersteigt, gleicht er dem oben beschriebenen normalen Zement. Die Gerölle wurden an dieser Stelle nicht in tonig-sandiges, sondern in kalkig-sandiges Material eingebettet.

Der andere abweichende Zementtyp findet sich zwischen Pt. 2616,9 und Pizzo Galarescio. Hier treten, wie weiter unten beschrieben wird, neben Gneis- auch Amphibolit-Gerölle auf. Beide liegen in zum Teil gneisigem, zum Teil amphibolitischem Zement. Am N-Grat des Pizzo Galarescio findet sich nur noch ein wenige dm mächtiges Band von Hornblendeschiefer, das weiter gegen E auskeilt. Das schwärzlich-grüne, feinschiefrige Gestein, das teilweise

kleine Granat-Porphyroblasten führt, erhält durch die kreuz und quer liegenden Amphibol-Stengelchen ein verfilztes Aussehen.

Mineralbestand:	Hornblende	50—60 %	Feldspat
	Quarz·	35—40 %	Erz
			(Rutil)
			(Granat)

Struktur: granoblastisch bis lepidoblastisch, z. T. kristallisationsschiefrig.

Die Hornblende tritt in unregelmässig begrenzten, bis ½ cm langen Stengeln auf. Sie ist deutlich gefärbt und schwach pleochroitisch:

n_α : gelblichgrün $\quad n_\gamma - n_\alpha = 0{,}020 - 0{,}025$
n_β : gelblichgrün
n_γ : hellblaugrau $\quad 2V = \pm 90^0$

Nach der Auslöschungsschiefe und den Brechungsindices der Spaltstücke liegt eine gemeine Hornblende vor.

Der Rest des Gesteins wird von einem Pflasterwerck eckig begrenzter, 0,05—0,1 mm grosser Quarz-Körner gebildet. Daneben treten nicht näher bestimmbare Eisenerz- und Rutil-Körner auf. Der seltene, siebstruierte Granat ist ein spessartinhaltiger Almandin.

Ich halte diese hornblendereiche Zone nicht für eine metamorphe Mergelbank. Das Vorkommen von amphibolitischen Konglomeraten spricht eher dafür, dass an dieser Stelle neben Gneisgeröllen und quarzreichem Sand auch amphibolitische Komponenten und hornblendereicher Sand abgelagert wurde.

Die Gerölle der Konglomeratgneise

In dem oben beschriebenen Zement liegen die für die Lebendun-Decke typischen Gerölle. Sie zeigen im Querschnitt rundliche bis elliptische, im Längsschnitt elliptische bis langausgezogene Umrisse; räumlich betrachtet variiert ihre Gestalt von wenig abgeplatteten Kugeln bis zu flachen Kuchen. Eckige Gerölle sind selten. Ihre Grösse schwankt zwischen 1 m und ½ cm; meist sind sie faust- bis kopfgross, grössere sind selten. Während die grösseren aus allen möglichen Gneistypen bestehen, sind die kleineren, weniger als 5 cm grossen Komponenten vorwiegend aus Quarz zusammengesetzt. Sie sind meist zwei- bis dreimal länger als breit; an einigen Stellen ist die Verlängerung auch bedeutend grösser; besonders im südlichen Teil der Lebendun-Decke beim Basodinogletscher finden sich Gerölle, deren Längsachse zehnmal länger ist als die Querachse. Ihre Form, ihre Grösse und die Art der Lagerung zeigen die Abb. 3—36

auf Tafel VIII—XVI. Die grösseren Komponenten liegen oft in einzelnen Lagen, manchmal auch in Nestern zusammen. Zwischen ihnen finden sich Partien kleiner Gerölle (Tafel VIII—XI und XIV, Abb. 3—8, 10—14, 25 und 26). Ihre Längsachse steht im allgemeinen senkrecht zur Richtung, in welcher die Gneise bei der alpinen Faltung bewegt wurden, und liegt fast immer in der Schieferungsebene. Die Schichtung und Schieferung an den einzelnen Geröllen ist jedoch derjenigen des Zement keineswegs parallel (Tafel X, XI und XIII, Abb. 10, 14, 22 und 23).

Je nach der Art des Schnittes zeigen sie mehr rundliche bis eiförmige Querschnitte oder mehr länglich-ovale bis länglich-eckige Längsschnitte (Tafel IX und X, Abb. 5 und 6, 10 und 11). Im südlichen Teil des Basodino-Gebiets sind sie bedeutend stärker verbogen und ausgewalzt. Die schönsten treten zwischen Forcla di Cristallina, Lago Sfundau, Cima di Lago und Pt. 2616,9 (Tafel IX—XVI, Abb. 8, 9, 12, 13, 15, 19—22, 24—36), am untern Ende des Cavagnoligletschers (Tafel VIII—X, Abb. 3, 4, 7, 10 und 11) und zwischen Pizzo dei Matorgni und Lago dei Matorgni auf (Tafel IX, XI und XII, Abb. 5, 6, 14, 17 und 18).

Im Folgenden sind die Gneis-Typen, aus denen die Gerölle bestehen, kurz beschrieben.

1. Feinkörnige, schlecht geschichtete, glimmerarme Gneise

Mineralbestand:	**Quarz**	**(20) 40—60 (70) %**	**Erz**
	Kalifeldspat	**0—40 %**	**Apatit**
	Plagioklas	**20—50 %**	**(Epidot)**
	Biotit	**5—10 %**	**((Zirkon))**
	Muscovit	**5—10 %**	

Struktur: granoblastisch bis granoklastisch.

Der Quarz bildet gewöhnlich mehr als die Hälfte des Gesteins. Die 0,1—0,4 mm grossen, eckigen, meist verzahnten Körner liegen zum Teil unregelmässig im Gestein zerstreut, zum Teil sind sie in Zeilen angeordnet. Neben den kleineren treten auch bis 1,5 mm grosse Körner in Nestern auf, die meist undulös auslöschen und kataklastisch zerbrochen sind.

Der Kalifeldspat umschliesst Quarz- und Plagioklaskörner in Porphyroblasten, die bis 1,5 mm gross werden können; daneben liegen auch kleinere zwischen den übrigen Gemengteilen. Häufig zeigt er Mikroklingitterung; es wurden positive und negative Achsenwinkel gemessen. Im Gegensatz zum Plagioklas ist er meist frisch und zeigt gute Spaltbarkeit. Er ist nicht aus dem Zement oder aus der Tiefe zugeführt worden, sondern war bei der Erosion, Abrollung und Einbettung der Gerölle schon in diesen enthalten und ist nur

noch an einzelnen Stellen während der alpinen Orogenese umkristallisiert worden. Der Gehalt an Kalifeldspat schwankt bei makroskopisch gleichem Aussehen in weiten Grenzen; manchmal fehlt er ganz.

Der Plagioklas, der in 0,1—0,5 mm grossen Xenoblasten die Lücken zwischen den Quarzkörnern ausfüllt, ist meist getrübt oder serizitisiert, doch finden sich auch Gerölle mit frischem Plagioklas. Die grösseren Individuen zeigen manchmal Zwillingslamellierung. Messungen auf dem U-Tisch ergaben: 2—10 % An, $2V = 72^0$ bis $+84^0$; Verzwillingung nach dem Albit- und Karlsbadergesetz.

Der Biotit liegt in meist unregelmässig begrenzten Blättchen im Gestein zerstreut, die nur selten länger als 0,3 mm werden. Er ist kräftig gefärbt: n_α: hellgelb, n_γ: dunkelbraun oder fuchsrot. Daneben finden sich seltener auch grüngefärbte Biotite: n_α: grünlich, n_γ: dunkeloliv bis fast opak. Oft ist er gebleicht oder baueritisiert und umschliesst Quarz- und Erzkörner. In einigen Geröllen liegen kleine Zirkon-Körnchen im Biotit, die von einem pleochroitischen Hof umgeben sind.

Muscovit liegt in einzelnen oder in Zeilen geordneten, 0,1—0,3 mm langen Blättchen im Gestein. Apatit kommt häufig in bis 0,15 mm grossen Körnchen vor. Erz-Körner liegen zum Teil zwischen Quarz und Feldspat, zum Teil im chloritisierten Biotit. Epidot tritt selten auf. Die 0,01—0,1 mm grossen Körner liegen in Häufchen zusammen, sind leicht gefärbt und schwach pleochroitisch:

$n_\alpha = n_\gamma$: farblos $\qquad \mathfrak{D}_2 v = \varrho < v$
n_β : gelblichgrün

Eine nähere Bestimmung von $n_\gamma - n_\alpha$, 2V und des Fe-Epidot-Gehaltes ist wegen der Kleinheit der Körner nicht möglich.

Diese Gerölle sind weitaus die verbreitetsten. An einigen Stellen, z. B. am Pizzo dei Matorgni, bilden sie $^4/_5$ aller Komponenten. An andern Stellen sind sie etwas weniger häufig, doch finden sie sich fast überall. Sie erreichen meist Grössen von 3:3:5 bis 10:15:30 cm. Abb. 20, 21 und 32 auf Tafel XII, XIII und XV, daneben auch Abb. 3—7, 9, 12, 14, 17 und 33 auf Tafel VIII—XII und XVI zeigen Gerölle dieses Typs.

2. Graue, feinkörnige, glimmerarme Gneise

Mineralbestand:	**Quarz**	**45—65 %**	**Apatit**
	Kalifeldspat	**20—40 %**	**Erz**
	Plagioklas	**20—30 %**	**(Zirkon)**
	Biotit-Chlorit	**< 5 %**	**((Calcit))**
	Muscovit	**< 5 %**	

Struktur: granoblastisch bis granoklastisch.

Diese Gneise bestehen aus isometrischen, eckigen, 0,1—0,2 mm grossen Körnern von Quarz, klarem Mikroklin und teilweise getrübtem oder serizitisiertem Plagioklas. Nur selten findet man grössere Kalifeldspat- und Plagioklas-Porphyroblasten, welche Quarzkörner und Muscovitstengel umschliessen. Dazwischen liegen kleine Biotit-Blättchen. Es finden sich sowohl braune wie olivgrüne Biotite; im gleichen Geröll tritt jedoch nur die eine oder die andere Art auf. Muscovit kommt meist vereinzelt, zum Teil auch in Schwärmen 0,1 mm langer Blättchen vor. Die Glimmerblättchen sind nur selten in eigentlichen Zeilen angeordnet; meist liegen sie regellos im Gestein zerstreut. Apatit-Körnchen, Pyrit-Würfelchen und braunes limonitisches Eisenerz als Film zwischen Quarzkörnern finden sich in kleinen Mengen. Selten treten auch kleine, von pleochroitischen Höfen umgebene Zirkon-Körner in den braunen Biotiten auf. In einem Geröll fand sich auch etwas Calcit in den Zwickeln zwischen den übrigen Gemengteilen; da im benachbarten Zement keine Spur von Calcit zu finden ist, handelt es sich hier wohl um einen primären, geringen Calcitgehalt des Gerölls und nicht um eine sekundäre Imprägnation.

Diese Gerölle sind weit weniger häufig, aber ebenso weit verbreitet wie die vom 1. Typ. Meist sind sie faust- bis kopfgross, manchmal werden sie aber auch bis ½ m gross. Abb. 17 und 24 auf Tafel XII und XIII zeigen Gneisgerölle dieses Typs.

3. Helle, mittelkörnige, biotitarme, gutgeschichtete Gneise

Mineralbestand:	Quarz	20—55 % (lokal nur 10 %)	
	Kalifeldspat	20—40 %	Muscovit
	Plagioklas	30—40 %	Apatit
	Biotit-Chlorit	5 %	Erz

Struktur: granoblastisch bis granoklastisch.

Quarz, frischer Kalifeldspat und meist etwas getrübter Plagioklas bilden in 0,2—0,4 mm grossen, eckigen Körnern die Hauptmasse dieser Gerölle. Der Plagioklas zeigt stellenweise Verzwillingung nach dem Albitgesetz. Nach Messungen auf dem U-Tisch liegt ein Albit von 0—10 % An und $2V = +74^0$ bis $+84^0$ vor. Dunkel-olivgrüner oder fuchsroter Biotit in 0,2 mm langen Blättchen liegt zwischen und in den Quarz- und Feldspatkörnern. Muscovit ist selten; einzelne Plagioklase sind serizitisiert. Apatit findet sich relativ häufig in 0,1 mm grossen Körnchen und Stengelchen. Pyrit tritt im chloritisierten Biotit auf; zwischen den Quarzkörnern liegt manchmal ein limonitischer Film.

Diese hellen, biotitarmen, lagige Gerölle, von denen einzelne noch die ursprüngliche Fältelung erkennen lassen (Tafel XIII, Abb. 23), zeigen Übergänge zum 1., 2., 4. und 6. Typ. Sie finden sich in grösseren und kleineren Stücken weitverbreitet; neben den hellen, glimmerarmen, schlechtgeschichteten (Typ 1) sind sie bei weitem am häufigsten.

4. Helle, flasrige Gneise

Mineralbestand:	Quarz	55–65 %	Apatit
	Feldspat	20–30 %	Erz
	Biotit-Chlorit	5 %	(Epidot)
	Muscovit	10 %	

Struktur: granoblastisch bis lepidoblastisch.

Es finden sich alle Übergänge vom gutgeschichteten Gneis (Typ 3) bis zum Augengneis, wie er als 5. Typ beschrieben ist. Glimmerreiche, dünne Lagen trennen die einzelnen hellen, linsenförmigen Partien des Gesteins. Die einzelnen Gemengteile erreichen Grössen von 0,1—0,4 mm. Der undulös auslöschende Quarz ist oft voll Einschlüsse (Muscovitstengel, Apatit- und Epidotkörner). Gegenüber dem stellenweise getrübten Mikroklin, der hie und da perthitische Entmischungserscheinungen zeigt, tritt der nur selten verzwillingte Albit stark zurück. In andern Geröllen wieder überwiegt saurer Plagioklas. Biotit findet sich vorwiegend in Lagen angeordnet in rotbraunen oder olivgrünen Blättchen. Schwärme von kleinen, weniger als 1 mm langen Muscovit-Blättchen und Pistazit-Körnchen kommen sporadisch im Gestein vor.

Diese Gerölle sind seltener als die vorher beschriebenen. Sie kommen jedoch im ganzen Gebiet der Lebendun-Decke vor, soweit ich sie untersucht habe. Ihre Grösse schwankt zwischen wenigen cm und mehreren dm (Tafel X, XII und XIV, Abb. 9, 19 und 27).

5. Flasrige Augengneise

Diese Augengneis-Gerölle, die stets einige dm Durchmesser erreichen, habe ich nur östlich der Cima di Lago gefunden. Übergänge zu den vorher beschriebenen flasrigen Gneisen finden sich, wie schon gesagt, im ganzen Lebendun-Gneis. Die Augen bestehen aus Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas in wechselndem Verhältnis, die Partien dazwischen aus Quarz, Feldspat und vorwiegend dunklem Glimmer (Tafel IX, XI, XIV und XV, Abb. 8, 14, 28—30).

6. Dunkle, biotitreiche Gneise

Mineralbestand:	Quarz	25—30%	Apatit
	Feldspat	30—40%	Erz
	Biotit	25—30%	(Epidot)
	Muscovit	5—10%	((Turmalin))
			((Zirkon))

Struktur: granoblastisch bis lepidoblastisch.

Dieser Mineralbestand repräsentiert einen mittleren Wert; es finden sich alle Übergänge von hellen, biotitarmen Geröllen bis zu folgendem Extrem:

Biotit	40%	Apatit
Muscovit	30%	Epidot
Quarz	30%	

In der Art der Ausbildung der einzelnen Gemengteile entsprechen sie dem biotitreichen Zement, in dem die Gerölle liegen. Abb. 4, 5, 8, 12, 14, 23, 25 und 26 auf Tafel VIII—XI, XIII und XIV zeigen neben andern auch solche Gerölle. Sie werden nur selten grösser als 1 dm und sind meist flacher als die übrigen, hellen Gneiskomponenten. Biotitreich und schiefrig, wie sie waren, setzten sie beim Transport der Abrollung weniger Widerstand entgegen und bilden deshalb heute hauptsächlich den Zement. Sie finden sich fast überall; doch bestehen nur selten mehr als $^1/_{10}$ der Gerölle aus ihnen.

7. Amphibolite

Mineralbestand:	Hornblende	30—50%	Apatit
	Quarz	10—20%	(Biotit) bis 30%
	Epidot	20—40%	(Granat)
	Albit	bis 10%	(Erz)
	Titanit	5%	(Rutil)
			((Calcit))

Struktur: lepidoblastisch.

Die Hornblende bildet meist $^1/_2$ des Gesteins; einzelne Gerölle bestehen neben wenig Quarz und Apatit zu $^9/_{10}$ aus ihr. Sie bildet löcherige, 0,25—0,5 mm lange Stengel, die die übrigen Gemengteile einschliessen, kreuz und quer in der Schieferungsebene liegen und den Geröllen ein verfilztes Aussehen geben. Nur in hornblendereichen Typen findet man auch bis 2 mm lange, besser idiomorphe Stengel. Sie zeigt deutlichen Pleochroismus:

n_α : gelblichgrün $\quad 2V = -80^0$
n_β : hell grasgrün $\quad \mathfrak{D}_{2V} = \varrho < v$
n_γ : blaugrün

Nach den Brechungsindices und der Auslöschungsschiefe der Spaltstücke liegt eine „gemeine" Hornblende vor.

Quarz und saurer Plagioklas liegen als eckige Körner in ihr eingeschlossen oder zwischen den einzelnen Hornblendestengeln.

Der farblose Epidot bildet bis 0,5 mm lange, angefressene Stengel oder Häufchen kleiner Körner, die in der Hornblende liegen. Sein Gehalt an Fe-Epidot konnte nicht näher bestimmt werden; nach seinem Achsenwinkel $2V = -75^0$ bis -65^0 handelt es sich um Pistazit. $\mathfrak{D}_{2V} = \varrho < v$ deutlich. Die grösseren Körner sind oft zonar struiert.

Calcit findet sich in bis 1 mm grossen Körnern nur in einzelnen Geröllen; Druckverzwillingung fehlt. Es scheint sich um sekundäre Imprägnation zu handeln. Apatit tritt in unregelmässig zerstreuten, rundlichen, bis 0,25 mm grossen Körnern auf. In relativ grosser Menge findet sich immer Titanit, zum Teil in einzelnen Körnern (Ø = 0,25 mm), zum Teil in Häufchen kleinerer (Ø = 0,02 mm). Hie und da finden sich auch Granat-Porphyroblasten in mehr oder weniger idiomorpher Ausbildung mit wenig Einschlüssen und vereinzelte Rutil-Körner.

Diese amphibolitischen Gerölle treten nur zwischen Pt. 2616,9 und dem Pizzo Galarescio, sowie am Südabsturz des Pizzo Basodino am Tamierpass auf. Sie liegen teils in normalem, biotitreichem, teils in dem oben beschriebenen, amphibolitischen Zement.

8. Quarzite

Mineralbestand: Quarz 100%
Struktur: granoblastisch.

Diese ganz aus eckigen, gelappten und verzahnten, 0,25—1 mm grossen, undulös auslöschenden Quarz-Körnern bestehenden Gerölle werden bis 5 cm gross. Solche, die kleiner als 3 cm sind, bestehen fast immer aus Quarz (Tafel IX, XI, XIII und XIV, Abb. 8, 12, 13, 21, 22, 25 und 26).

Die Deformation der Gerölle

Entsprechend der relativ schwachen Metamorphose des gesamten Gesteinskomplexes ist die Deformation der Gerölle keine sehr starke. Wie die Abb. 3—36 auf den Tafeln VIII—XVI zeigen, haben sie ihre ursprüngliche Form auch an den Stellen bewahrt, wo der Zement intensiv verfältelt wurde (Tafel IX, Abb. 7). Wo sich langgestreckte Schnitte finden (Tafel X, Abb. 11, Tafel XI, Abb. 14 und 15, Tafel XII, Abb. 18, Tafel XV, Abb. 31 und 32), beobachtet man häufig, dass die Komponenten nicht längs einer Achse gestreckt sind, sondern dass

flache Platten vorliegen; auch treten in ihrer Nachbarschaft stets mehr oder weniger kugelige Gerölle auf. Ausserdem bestehen diese Gerölle meist aus Gesteinen, die durch Mineralbestand und Textur zur plattigen Ausbildung bei Erosion und Flusstransport prädestiniert waren (plattige, biotitreiche Gneise etc.). Gefältelte Gerölle sind selten (Tafel XIII, Abb. 23); ihre Umrisse deuten darauf hin, dass sie bei der Erosion, beim Transport und bei der Ablagerung bereits gefältelt waren. Die parallele Lagerung der Glimmerblättchen bleibt meist bis an den Rand des Gerölls erhalten (Tafel XIII, Abb. 22); oft haben die Komponenten ihre wohl ursprüngliche kantige Form bewahrt (Tafel XIV, Abb. 25, Tafel XVI, Abb. 35).

Die längste Achse der Gerölle steht meist senkrecht zur Richtung des alpinen Schubes, doch fallen Schicht- und Schieferungsebenen der Gerölle mit denen des Zements nicht zusammen. Anzeichen für plastische Deformation fehlen, hingegen scheinen sich die Gerölle bei der Orogenese mehr oder weniger eingeregelt zu haben. Wie gross der Anteil der alpinen Faltung und wie gross der einer älteren Orogenese (siehe weiter unten) an dieser Einregelung ist, konnte ich nicht entscheiden.

Das mikroskopische Bild bestätigt den makroskopischen Befund; Fliesstrukturen fand ich keine. Gefügemessungen an orientierten Dünnschliffen von Geröllen und von Zement ergaben keine positiven Resultate; der Biotit zeigte die schon makroskopisch sichtbare Regelung, die Quarzkörner (es wurden pro Schliff zwischen 200 und 240 c-Achsen eingemessen) waren jedoch vollständig ungeregelt.

Alles bisher Gesagte gilt für den N-Konglomeratzug zwischen Marchhorn-Bocchetta di Val Maggia im W und Pzo. Galarescio-Forcla di Cristallina im E. Weiter im S, N und NW des Basodinogletschers finden sich auch bedeutend stärker deformierte Gerölle. Die einzelnen Komponenten können bei einem rundlichen oder elliptischen Querschnitt von 10—20 cm im Durchmesser über 1,5 m lang werden. Fliesserscheinungen an den Rändern der Gerölle deuten auf teilweise plastische Deformation in diesem Teil der Lebendun-Decke hin. Weiter im S, am Tamierpass, sind die Konglomerate wieder weniger stark in die Länge gezogen und ähneln mehr denen des N-Zugs.

Entstehung und Herkunft der Gerölle

Die konglomeratischen Partien im Lebendun-Gneis wurden erstmals von A. Stella (Lit. 68, 1906) und von C. Schmidt und H. Preiswerk (Lit. 63, 1908) erwähnt. Auf der geologischen Karte der

Simplongruppe (Lit. 76) werden sie als Konglomeratgneise bezeichnet, ohne dass in den dazu erschienenen Erläuterungen (Lit. 63) näheres über ihre Entstehung angegeben wird. 1918 nennt sie H. PREISWERK auf seiner geologischen Karte des obern Tessin- und Maggia-Gebietes zwar noch Konglomeratgneise (Lit. 77), setzt aber im Text (Lit. 45) hinzu, dass es sich um echte Konglomerate, um Injektion oder um Schlierenbildung handeln könne, was er in der Legende zur Karte ebenfalls andeutet. Später glaubte er (Lit. 55, (1934), dass diese „Konglomeratgneise" durch Auswalzen und Umkristallisieren eruptiver Spaltprodukte entstanden seien. H. ARNDT Lit. 1, 1912) und A. ROTHPLETZ (Lit. 58, 59 und 60, 1912—1914) vertraten die Ansicht, es handle sich um zerrissene aplitische Schmitzen in posttriadischen Orthogneisen. Folgende Gründe veranlassen mich jedoch, diese „Konglomeratgneise" im Gegensatz zu PREISWERKS Ansichten als echte Psephitgneise zu betrachten:

1. Ihre Lagerung ist dieselbe, wie man sie bei Schuttkegeln, in Kiesgruben usw. beobachtet. Zwischen Lagen mit grösseren Geröllen liegen Lagen mit kleineren und mit jetzt zu Psammitgneis umgewandeltem Sand. Man beobachtet auch, wie einzelne Bänke im Streichen in geröllarme und geröllfreie, quarzreichere Gneise übergehen.

2. Ihre Zusammensetzung ist polygen. Ausser den nur lokal auftretenden Augengneis- und Amphibolit-Komponenten finden sie sich wohl nach ihrer Grösse, nicht aber nach Gesteinstypen in einzelne Bänke gesondert (Tafel IX—XI, Abb. 5, 8, 10 und 16).

3. Wie bei den rezenten Schottern findet man auch bei den Konglomeratgneisen, dass sich die Zusammensetzung der Komponenten mit ihrer Grösse ändert. Während die grösseren aus den verschiedensten Gneisen bestehen, herrschen unter den kleineren die Quarzite bei weitem vor. Der Übergang vollzieht sich bei einen Grösse von 5—2 cm. Diese weitverbreitete Erscheinung (Lit. 2) erklärt sich dadurch, dass die Gneisgerölle, die kleiner als einige cm geworden sind, in ihre einzelnen Gemengteile zerlegt werden; der Quarz setzt der weiteren Abrollung mehr Widerstand entgegen als Feldspäte und Glimmer und reichert sich deshalb unter den kleineren Komponenten an.

4. Zwischen den Konglomeratbänken oder in ihrer Nähe treten Marmorlagen auf. Wären die Gerölle, wie H. PREISWERK dies annimmt, durch Auswälzen ehemaliger aplitischer Lagen im biotitreichen Gneis entstanden, so wären wohl auch die Marmorlagen zerrissen und ausgewalzt worden. Nun sieht man aber, abgesehen von

kleinen, lokalen Verfältelungen, nirgends etwas derartiges. Wo die Marmorbänke auskeilen, handelt es sich nach meinen Beobachtungen immer um einen allmählichen Übergang von Marmor in Marmor mit Gneislagen und in Gneis.

5. Struktur und Mineralbestand der Konglomeratgneise spricht entschieden gegen die Annahme, dass Injektionsgneise vorliegen. Wohl treten im Zement helle Bänder auf, die manchmal gefältelt sind (Tafel IX, Abb. 7), doch handelt es sich dabei um sandige Lagen im tonreichen Zement, die unter dem Einfluss der Orogenese rekristallisiert und gefältelt sind. (Über lokale Wanderungen von Feldspat werde ich bei der Besprechung der Metamorphose der Lebendun-Gneise berichten.) Auch stammen die wenigsten Gerölle von Ortho- und Mischgneisen; die meisten lassen sich u. d. M. als typische Psammitgneise identifizieren.

Über ihre Herkunft lässt sich nichts Genaues sagen. Die Gesteine, welche sie geliefert haben, müssen zum grössten Teil psammitische, helle, quarzreiche Gneise (Typ 1 und 3) und pelitische, biotitreiche Gneise (Typ 6 und Hauptmasse des Zements) gewesen sein. Feinkörnige Mischgneise (Typ 2), flasrige Misch- und Augengneise (Typ 4 und 5), sowie Amphibolite (Typ 7) müssen nur an einzelnen Stellen aufgetreten sein. Die Ausbildung der Gerölle vom 1. und 3. Typ spricht dafür, dass sie als Gneise und nicht als Sandsteine transportiert und abgelagert wurden. Auch die vom 2., 5. und 6. Typ scheinen als Gneise eingebettet worden zu sein, da sie einen viel grösseren Kalifeldspatgehalt aufweisen als der sie umgebende Zement oder umliegende Gerölle vom 1. oder 3. Typ.

Aus der Verbreitung der Gerölle lässt sich schliessen, dass ein praetriadisches Gebirge erodiert wurde, das in der betreffenden Gegend vorwiegend aus psammitischen und pelitischen Paragneisen mit wenig Misch- und Augengneisen, sowie Amphiboliten bestanden haben muss. Die glimmerreichen, pelitischen Gneise wurden beim Transport leichter zerrieben als die quarzreichen Psammitgneise; diese bilden deshalb heute den Hauptteil der Gerölle, während jene neben einzelnen flachen Brocken den Zement lieferten. Mischgneise müssen an mehreren Stellen, jedoch in geringer Menge oder weit entfernt vorgekommen sein, da man sie selten, jedoch an vielen Stellen findet. Im Gegensatz dazu kommen die flasrigen Augengneise und die Amphibolite nur an einzelnen Stellen vor, was darauf schliessen lässt, dass sie nur an einem Ort oder nur im Einzugsgebiet eines bestimmten Bachs oder Flussarms anstanden. Ihre Grösse spricht für einen längeren Transport durch Bäche und Flüsse.

Die komplizierte Tektonik und die Bedeckung mit Schutt und Schnee gestatten es leider nicht, auf weitere Fragen wie die Abgrenzung einzelner Schuttkegel oder den Lauf der einzelnen Flüsse näher einzugehen. Wo man den Herkunftsort der Gerölle suchen muss, ist ungewiss. A. GÜNTHERT (Lit. 27) hat im benachbarten Maggia-Lappen Gesteine gefunden, die mit gewissen Gerölltypen (z. B. 4 und 5) weitgehend übereinstimmen. Man könnte also versucht sein, sie von dort, d. h. aus SE, zu beziehen. Ich muss jedoch darauf hinweisen, dass man erstens weder die Lage des Maggia-Lappens noch die der Lebendun-Decke zu der Zeit kennt, in welcher die Konglomerate abgelagert wurden und dass zweitens Amphibolite, Mischgneise und besonders Psammitgneise eines bestimmten Ge-

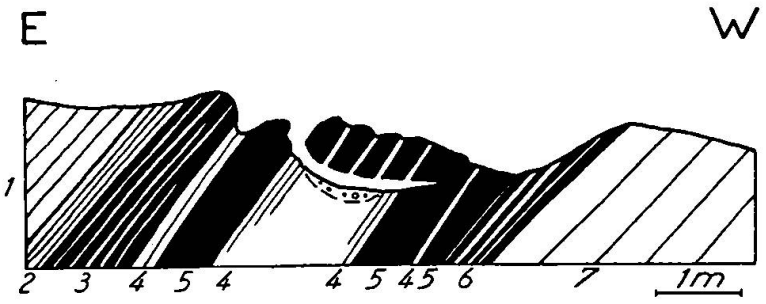


Fig. 2. Wechsellagerung von praetriadischen Marmoren und Paragneisen der Lebendun-Decke 450 m ENE der Alphütten von Randinascia.

1. Quarzreicher Psammitgneis.
2. Feinschiefriger, biotit- und chloritreicher Psammitgneis.
3. Gelber, mittelkörniger Marmor mit glimmerreichen Lagen.
4. Feinschiefriger, biotitreicher Psammitgneis.
5. Gelber, grobkörniger Marmor.
6. Grobkörniger Marmor mit Lagen von Quarz und stark serizitisiertem Albit.
7. Biotitreicher Psammitgneis.

bietes sich von den entsprechenden Gesteinen anderer Gebiete meist nur sehr wenig unterscheiden und deshalb schlechte Leitgesteine sind.

4. Praetriadische Marmore

Zwischen Basodinogletscher und Lago Bianco finden sich in den Psammitgneisen der Lebendun-Decke mehrere, meist nur wenige m mächtige Marmorzüge eingelagert. Sie werden alle von bräunlich anwitterndem, meist grobkörnigem, massigem Marmor gebildet, der lokal zwar fast ganz aus Calcit mit einzelnen Quarzkörnern besteht, nach wenigen m im Streichen aber in quarzreichen Marmor mit Zwischenlagen von Quarz, zersetztem Albit und viel Glimmer übergeht. Seitliche Übergänge von unreinem Marmor in biotitreichen Psammit-

gneis lassen sich z. B. bei der Alpe Randinascia und bei Caralina beobachten. Ich halte diese Marmore wegen der Art ihrer Lagerung und wegen ihres seitlichen Übergehens in praetriadischen Psammitgneis nicht für eingefaltete Marmore der Trias, für die sie bisher angesehen wurden (Lit. 42, 45, 51, 76, 77 und 80). Von den triadischen Marmoren der Mulden unterscheiden sie sich auch durch die Glimmer- und Feldspat-Lagen. Fig. 2 gibt ein Bild der Wechsellagerung von massigem Marmor, schiefrigem Marmor, glimmerreichem Gneis und quarzreichem Psammitgneis.

An einigen Stellen (Caralina, Bocchetta di Val Maggia) kommen mit den Marmoren weisse, schiefrige Glimmerquarzite vor, die neben Quarz Kalifeldspat, zersetzten Albit, Muscovit, Epidot und Rutil führen.

Mineralbestand:	Calcit	80—95%	Muscovit
	Quarz	5%	(Biotit)
	Plagioklas	5%	(Epidot)
			(Rutil)
			(Apatit)

Struktur: granoblastisch bis Pflasterstruktur.

Die Calcit-Körner, die bis 1,5 mm gross werden und Druckverzwillingung zeigen, bilden die Grundmasse. In diesen liegen bei den massigen Marmoren regellos zerstreut rundliche, oft undulös auslöschende Quarz-Körner und meist stark getrübte oder serizitisierte Plagioklas-Körner. Nach dem Relief handelt es sich um Albit. Die Grösse von Quarz und Albit beträgt meist 0,2—0,5 mm, nur selten bis 1 mm. In den schiefrigen Marmoren finden sich daneben Zeilen von Quarz, serizitisiertem Albit, gebleichtem Biotit und von Muscovit (Ø = 0,25 mm). Rutil, Apatit und nicht näher bestimmbarer Epidot treten in kleinen Körnchen (Ø = 0,05 mm) ebenfalls auf.

Ausgangsmaterial: Kalkbänke zwischen tonigen Sandsteinen, die seitlich in mergelige Kalke und mergelige bis tonige Sandsteine übergehen.

Ausser diesen bräunlichen, grobkörnigen Marmoren fand ich am Ostabhang des Kastelhorns einen weissen, feinkörnigen Phlogopitmarmor.

Mineralbestand:	Calcit	95%	Quarz
	Phlogopit	5%	Pyrit
			Rutil

Struktur: granoblastisch.

In der feinkörnigen Grundmasse von Calcit (Ø = 0,05—0,1 mm) liegen bis 3 mm lange, rötlichblonde Phlogopit-Blättchen. Der Phlogopit ist schwach gefärbt und pleochroitisch:

n_α : farblos $\quad 2V = -12^0$

$n_\beta = n_\gamma$: hellgelb

Daneben liegen regellos zerstreut kleine rundliche Quarz-, Rutil- und Pyrit-Körner im Gestein.

ALTER UND METAMORPHOSE DER GNEISE DER LEBENDUN-DECKE

Von den nur durch die alpine Orogenese umgewandelten Bündnerschiefern der Bedretto- und der Teggiolo-Mulde unterscheiden sich die Psephit- und Psammitgneise der Lebendun-Decke deutlich. Sie sind stärker metamorph, allerdings nicht in dem Sinn, dass sie während der Alpenfaltung in tiefere Zonen der Erdkruste (Katazone) geraten wären oder tektonisch viel stärker beansprucht worden wären, sondern dass sie bei Beginn der alpinen Gebirgsbildung bereits als meso- bis epimetamorphe Gneise vorgelegen haben. Heute besteht die Lebendun-Decke im Basodino-Gebiet aus mesozonal-metamorphen Paragneisen; Muscovit kommt mit Biotit zusammen vor, ausserdem tritt spessartinhaltiger Almandin und gemeine Hornblende auf. Zufuhr von Alkalien und Aluminium hat während der alpinen Orogenese keine stattgefunden; wohl finden sich gebänderte Gneise, woraus man auf Injektion schliessen könnte, doch erweisen sich diese „Bändergneise" bei genauerer Untersuchung als Pelitgneise mit quarzreichen, gefältelten Lagen. Die alpine Metamorphose hat hauptsächlich Kataklase mit Rekristallisation, daneben Stoffaustausch auf engstem Raum bewirkt. Textur und Struktur dieser Psephit- und Psammitgneise lassen es sehr unwahrscheinlich erscheinen, dass zu irgend einer Zeit 15 oder mehr km Gestein über ihnen lagen, wie vielfach für die Gegend des obern Tessins angenommen wird.

Die Gneise der Lebendun-Decke wurden während der alpinen Orogenese hauptsächlich mechanisch beansprucht. Die Umwandlung der ehemaligen Sandsteine mit ihren Geröll- und Kalklagen zu Psephit- und Psammitgneisen und zu Marmor hat in einer früheren Zeit stattgefunden. Doch haben auch diese Prozesse die ursprünglichen Gesteine nicht sehr verändert. Der Feldspatgehalt, den die Gneise heute aufweisen, ist wohl zum grössten Teil auf rekristallisiertes, mit Quarzkörnern und Glimmerblättchen zusammen abgelagertes Feldspatmaterial und auf Neubildung aus toniger Substanz zurückzuführen. Anzeichen für eine Feldspat-Zufuhr aus der Tiefe fehlen vollständig; nirgends ist es, soweit man die Gesteine heute

im Basodino-Gebiet beobachten kann, zur Bildung von Ader- und Bändergneisen, zu Injektionen oder gar zu Aufschmelzungen gekommen.

Diese relativ schwache Metamorphose steht in scharfem Gegensatz zur bedeutend stärkeren der Gesteine der benachbarten Gebiete, des Maggia-Lappens und der Antigorio-Decke. Im Maggia-Lappen ist sie an einzelnen Stellen (siehe Tafel I, tektonische Skizze) bis zur Granitisation fortgeschritten (A. GÜNTHERT, Lit. 27); auch die Gneise der Antigorio-Decke sind stark granitisiert. Während der alpinen Orogenese ist die Metamorphose S und E der Lebendun-Decke im obern Tessin sehr intensiv gewesen, während diese Psephit- und Psammitgneise nur epi- bis mesozonal, vorwiegend tektonisch umgewandelt wurden. Sie scheinen mir im Gegensatz zu den granitisierten Gneisen ihrer Umgebung deshalb nur Kataklase und Rekristallisation zu zeigen, weil sie durch die mächtige Bündnerschieferhülle der Teggiolo-Bedretto-Mulde gegen Zufuhr von Wärme, von leichtflüchtigen Bestandteilen und von Alkali-Aluminaten von unten her weitgehend abgeschirmt waren.

Wie alt sind nun diese Gesteine und wann haben die verschiedenen Umwandlungsprozesse stattgefunden? Wie ich bereits oben ausgeführt habe, sind die Bündnerschiefer und Marmore der Mulden sicher mesozoisch. Diese Gesteine sind nur von der alpinen Orogenese beeinflusst worden, sie sind monometamorph. In ihnen eingebettet liegen die Paragneise der Lebendun-Decke, die polymetamorph, d. h. während zwei oder mehr Orogenesen umgewandelt sind. Textur und Struktur des Zements der Konglomeratgneise und des Psammitgneises in ihrer Umgebung zeigen, dass diese Gesteine beim Beginn der Alpenfaltung bereits als Gneise vorlagen. Während einer früheren Gebirgsbildung (event. variszische Gebirgsbildung) muss die Umwandlung dieses vorwiegend tonig-sandigen Komplexes zu Psammitgneis erfolgt sein. Das Material, das diese Gneise, sowie die in ihnen eingebetteten Gerölle lieferte, stammt aus dem Schutt, der bei der Erosion eines älteren Gebirges entstand und durch Flüsse fortgeführt wurde. Dieses war, wie schon oben (pag. 156) an Hand der Gerölle auseinandergesetzt wurde, vorwiegend aus schwach metamorphen Psammit- und Pelitgneisen, sowie aus Amphiboliten, Misch- und Augengneisen aufgebaut und muss spätestens im untern Karbon entstanden sein. Seine Pelit- und Psammitgneise stammen von Tonen und Sandsteinen, die sicher älter als Karbon waren, von den Verwitterungsprodukten eines altpaläozoischen oder praekambrischen Gebirges.

Da durch die verschiedenen Metamorphosen alle Fossilien restlos zerstört sind, ist man bei der Datierung dieser Ereignisse auf Analogieschlüsse zu andern Teilen des Penninikums und der Alpen überhaupt angewiesen; das untersuchte Gebiet war zu klein, um mich zu solchen zu berechtigen. Ob sich alle oben beschriebenen Vorgänge während der variszischen Gebirgsbildung abgespielt haben oder ob sie zum Teil oder ganz ins untere Paläozoikum oder gar ins Praekambrium verlegt werden müssen, ist ungewiss. Aus meinen Beobachtungen lässt sich die Entwicklungsgeschichte der Lebendun-Gneise nur soweit rekonstruieren:

1. Bildung von mergeligen, tonigen und sandigen Sedimenten durch die Abtragung eines alten Gebirges.
2. Orogenese. — Metamorphose dieser Sedimente zu Amphiboliten, Pelit- und Psammitgneisen; Injektion, Bildung von Misch- und Augengneisen.
3. Erosion. — Bildung von sandigen bis sandig-tonigen Sedimenten mit Geröll-Bänken und lokalen Einlagerungen von Kalk.
4. Orogenese. — Metamorphose dieses Sedimentkomplexes zu Psephit- und Psammitgneisen und zu Marmoren.
5. Erosion. — Bildung der triadischen Marmore und Quarzite und der jurassischen Bündnerschiefer (Landnähe, zeitweilige Emersion).
6. Alpine Orogenese und Metamorphose.

DIE ANTIGORIO-DECKE

Die Antigorio-Decke, das tiefste im NW-Tessin aufgeschlossene Element der penninischen Decken, erstreckt sich von Gondo am Simplonpass bis zum Pizzo del Mascarpino im Val Peccia. Sie liegt als 2 km mächtige liegende Falte auf den Bündnerschiefern von Crodo-Baceno (Valle Antigorio) und von Varzo (Val Divedro). Gegen W und E sinkt sie axial ab und verschwindet unter höheren tektonischen Einheiten. Im N, W und S wird sie von den Bündnerschiefern der Teggiolo-Mulde und den Paragneisen der Lebendun-Decke bedeckt. Im E keilt die Teggiolo-Mulde bei Bosco aus; die Wurzeln der Antigorio- und der Monte Leone-Decke vereinigen sich im Val Calneggia und SE davon zur Gneismasse des Val Bavona (siehe Lit. 42, Tafel IV, Fig. 9). W des Tosatals bildet der Antigorio-Gneis (nach Lit. 63 und 76) eine flachliegende, einfach gebaute Decke; weiter im Osten treten jedoch Komplikationen auf; Gneis und Bündnerschiefer sind verfaltet und verschuppt (vgl. Tafel II und V).

Von den Gesteinen der Antigorio-Decke wurden von mir nur diejenigen näher untersucht, die sich an der Grenze gegen die Teggiolo-Mulde finden. Im Val Antabbia und zwischen S. Carlo und der Alpe Sevinera treten hauptsächlich helle bis graue, mittelkörnige, oft flasrige Biotit-Alkalifeldspatgneise auf, die sich durch ihren Epidot-Orthit-Gehalt auszeichnen. Zwischen der Alpe Sevinera und Campo (bei Corte grande di Sevinera) treten Nord-Süd verlaufende Einlagerungen von grauen, schiefrigen Muscovitgneisen und von rostigen, quarzreichen Gneisen auf. E Campo kommen nach C. SCHMIDT und H. PREISWERK (Lit. 55, 63, 76 und 77) Gerölle von Antigorio-Gneis im Trias-Marmor der Teggiolo-Mulde vor. Der ganze Gesteinskomplex besteht im Val Antabbia aus stark granitisierten, polymetamorphen Gneisen. Die quer zum allgemeinen Streichen verlaufenden Muscovitgneis- und Quarzit-Züge deuten auf ältere, durch die alpine Orogenese zum grössten Teil verwischte Strukturen.

1. Helle bis graue, mittelkörnige, oft flasrige Biotit-Alkalifeldspatgneise

Mineralbestand:	Quarz	10—40%	Orthit
	Kalifeldspat	25—50%	Chlorit
	Plagioklas	25—40%	Apatit
	Biotit	10—30%	(Muscovit-Serizit)
	Epidot	bis 10%	(Erz)
			(Titanit)

Struktur: granoblastisch bis lepidoblastisch, selten prophyroblastisch; stellenweise Kataklase.

In einem Pflasterwerk von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat (Ø = 0,25—0,75 mm) liegen bis 1 mm lange Biotitblättchen, bis 2 cm grosse Kalifeldspat-Porphyroblasten und Schwärme und Nester von Epidotkörnern (Ø = 0,05—0,5 mm), sowie Nester von über 1 mm grossen, zerbrochenen, undulös auslöschenden Quarzkörnern.

Der Plagioklas ist fast immer frisch. Oft ist er zoniert und zeigt polysynthetische Zwillingslamellierung. Messungen auf dem U-Tisch ergaben:

Kern:	Rand:	
15% An	0% An	
15	5	
30	18	
55	22	
40	30	
44	24	
28	10	
40	22	
22	30	invers zoniert
22	35	invers zoniert
10	25	invers zoniert

$2V = +83^\circ$ bis -78°.

Es liegt also ein vorwiegend normal zonierter basischer Oligoklas bis saurer Andesin vor.

Zwillingsgesetze : Albit-Gesetz	sehr häufig, polysynthetisch
Periklin-Gesetz	weniger häufig
Karlsbader Gesetz	selten
Manebach-Ala-Komplex	sehr selten
Albit-Karlsbad-Komplex	sehr selten

Häufig enthält er Quarztropfen und antiperthitische Mikroklinfetzen.

Der oft getrübte und serizitisierte Kalifeldspat tritt in kleineren Xenoblasten und in bis 2 cm grossen Idioblasten auf. Mikroklingitterung, myrmekitische Verwachsungen und perthitische Entmischungserscheinungen kommen ebenfalls vor.

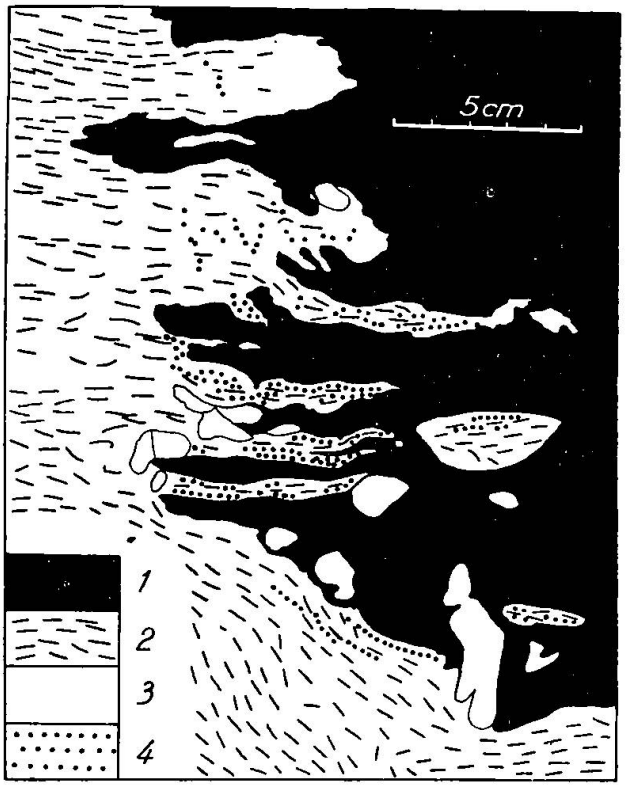


Fig. 3. „Geröll" von Antigorio-Gneis im Triasmarmor der Teggiolo-Mulde. Aus dem Schutt bei Campo (Val Bavona). 1 weisser, grobkörniger Triasmarmor, 2 Biotit-Alkalifeldspatgneis, 3 id. biotitarm, 4 id. epidotreich.

Der Biotit ist stets kräftig gefärbt und pleochroitisch:

n_α : gelblichgrün
n_β : olivgrün
n_γ : dunkel oliv bis fast opak, selten braunoliv.

Stellenweise ist er in Chlorit umgewandelt.

Der Epidot, der oft einen Kern von Orthit besitzt, fehlt nie. Manchmal ist er zoniert; die Fe-reicheren Körner sind schwach gefärbt und pleochroitisch:

$n_\alpha = n_\gamma$: farblos $\quad 2V = \pm 90^0$ bis -85^0
n_β : gelblichgrün $\quad n_\gamma - n_\alpha = 0{,}020 - 0{,}025$
$\mathfrak{D}_{2V} = \varrho < v$ $\quad$ 10—15% Fe-Epidot.

An der Grenze des Antigorio-Gneises gegen den Marmor ist der Epidot stark angereichert und bildet lokal bis $^1/_4$ des Gesteins.

2. *Graue, schiefrige Muscovitgneise mit Biotitblättchen*

Mineralbestand:	Quarz	10—15%	Chlorit
	Kalifeldspat	10—20%	Erz
	Plagioklas	10—20%	Apatit
	Biotit	5—10%	
	Muscovit	50—60%	
Struktur:	granoblastisch bis lepidoblastisch.		

In einer Grundmasse von 0,3—0,5 mm grossen Körnern von Quarz, Mikroklin und saurem Oligoklas liegen ziemlich ungeregelt bis 0,5 cm lange Biotitblättchen, klare Kalifeldspat-Porphyroblasten und 0,5 mm lange Muscovitblättchen.

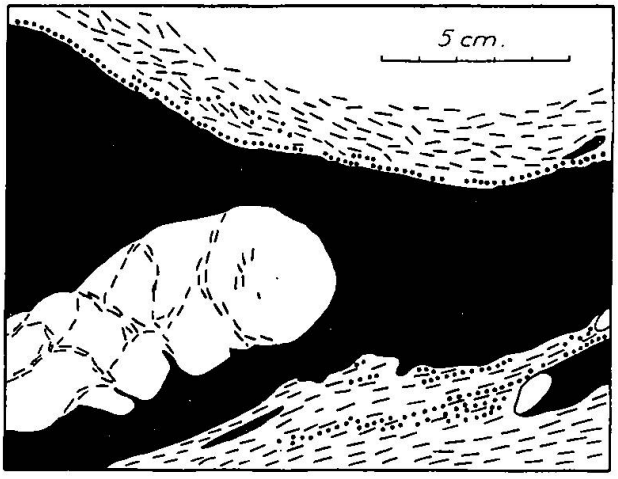


Fig. 4. „Gerölle" von Antigorio-Gneis im Triasmarmor der Teggiolo-Mulde. Aus dem Schutt bei Campo (Val Bavona). Signaturen siehe Fig. 3.

3. *Der Kontakt Antigorio-Gneis — Triasmarmor bei Campo (Val Bavona)*

Der weisse, grobkörnige Triasmarmor der Teggiolo-Mulde liegt meist in scharfer Grenze auf den Biotit-Alkalifeldspatgneisen der Antigorio-Decke. Nur E Campo treten Gesteine auf, die ich für die metamorphen Aufbereitungsprodukte des Antigorio-Gneises vor und

während der Ablagerung des Triaskalkes halte. H. PREISWERK (Lit. 45, 55, 63, 76 und 77) gibt Gerölle von Antigorio-Gneis im Marmor E Campo an. Die Stelle, wo diese sich nach Lit. 76 und 77 finden sollen, liegt in einer Runse und ist zur Zeit unter Schutt verborgen. Weiter oben, wo der Kontakt Gneis-Marmor aufgeschlossen ist, liegt die Trias mit scharfer Grenze direkt auf dem sehr epidotreichen, schwach gefältelten Gneis. Geröllartige Einschlüsse finden sich in Blöcken in der Schutthalde bei Campo. Auch standen mir mehrere, von H. PREISWERK gesammelte, grosse Handstücke zur Verfügung. Fig. 3 und 4 zeigen Bilder von Anschliffen dieser Blöcke. Der ziem-

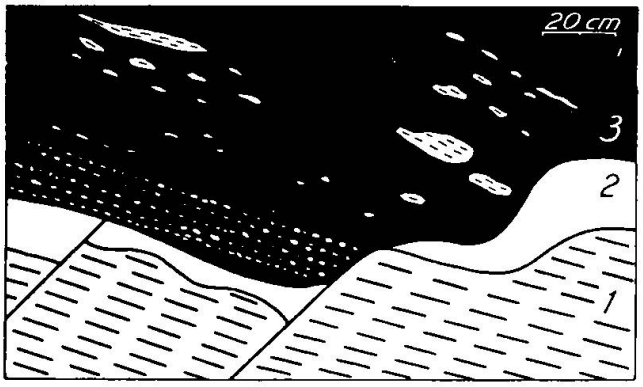


Fig. 5. Gerölle von Antigorio-Gneis im Triasmarmor der Teggiolo-Mulde bei Bellegg im Zwischenbergental (Simplon).
1. Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis der Antigorio-Decke.
2. Quarzband.
3. Triasmarmor der Teggiolo-Mulde mit Quarz- und Gneisgeröllen.

lich feinkörnige Antigorio-Gneis grenzt mit einer biotitarmen, 2—5 mm breiten Zone, in der oft Epidot angereichert ist, an den Marmor. In diesem liegen Brocken und Fetzen von Gneis, die zum Teil noch mit der Hauptmasse des Antigorio-Gneises zusammenhängen. Ohne das Anstehende zu kennen, war es mir nicht möglich, zu entscheiden, ob eine tektonische Verschuppung von Gneis und Marmor vorliegt oder ob es sich um durch die alpine Orogenese umgewandelten triadischen Schutt des Antigoriogneises handelt.

Ähnliche psephitische Einlagerungen finden sich an der Basis der triadischen Marmore der Teggiolo-Mulde an verschiedenen Stellen (C. del Piano und Alpe Pojala nördlich Agaro, Alpe Lavin im Val Cairasca, Corvetsch und Alpienrung südlich vom Pizzo Carnera und bei Bellegg im Zwischbergental). H. ARNDT (Lit. 1) untersuchte die verschiedenen Vorkommen im Tosatal und am Simplon und kam zum Schluss, dass es sich bei diesen „Geröll"-Lagen um

aplitische Injektionen des Antigorio-Gneises in den Marmor handle; er hält deshalb den Gneis für posttriadisch. Ich konnte nur das Vorkommen von Bellegg im Zwischbergental besuchen (siehe Fig. 5).

Es scheint mir, dass hier mit dem Marmor zusammen reichlich psephitisches und psammitisches Material abgelagert wurde, welches später durch die alpine Metamorphose stark umgewandelt wurde. Kontaktmineralien kommen weder im Zwischbergental noch bei Campo vor.

Etwas oberhalb der Alphütten von Campo ist der Kontakt Gneis-Marmor gut aufgeschlossen.

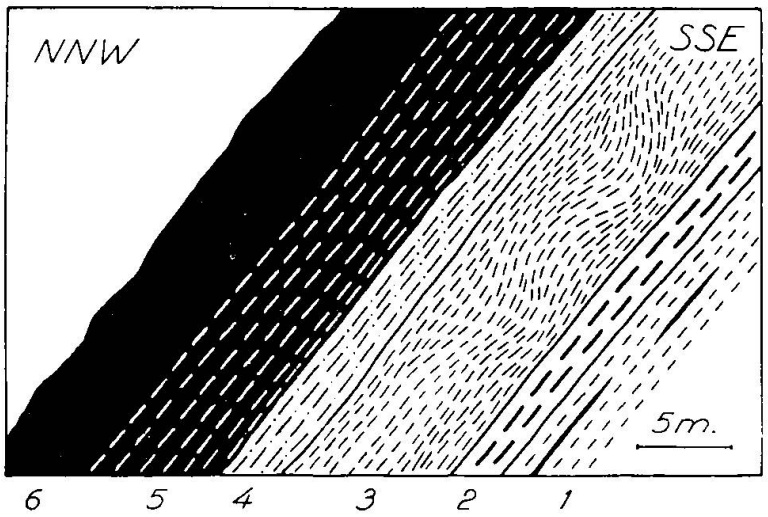


Fig. 6. Karbonatreiche Randbildungen des Antigorio-Gneises NE Campo

1. Feinschuppiger Phlogopit-Serizitgneis mit einzelnen Calcit-Lagen.
2. Grauer, feinkörniger, quarzreicher Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis.
3. Silbrig glänzender, feinkörniger, quarzreicher Phlogopit-Muscovit-Glimmerschiefer.
4. Schiefriger, heller, silbrig glänzender Muscovit-Alkalifeldspatgneis mit Nestern von Epidot und Rutil.
5. Weisser, massiger, feinkörniger Calcit-Phlogopitmarmor mit Tremolit, Baryt und Hornblende-Asbest.
6. Weisser, grobkörniger Calcitmarmor.

Der helle, flasrige Biotit-Alkalifeldspatgneis geht in feinschuppigen Phlogopit-Serizitgneis mit einzelnen Calcit-Lagen und Knauern über. Darüber liegt gutgeschieferter, grauer, feinkörniger, quarzreicher Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis und lokal gefältelter, silbrig glänzender, feinkörniger, quarzreicher Phlogopit-Muscovit-Glimmerschiefer mit Lagen von 0,5 cm grossen Phlogopitblättchen neben viel Muscovit und Oligoklas. Über dem Glimmerschiefer folgt schiefriger, heller, silbrig glänzender Muscovit-Alkalifeldspatgneis mit Nestern von Epidot und Rutil; weisser, massiger, feinkörniger

Calcit-Phlogopitmarmor, in welchem einzelne Tremolitstengel und Barytkörner, sowie radialfasrige, grünliche Partien von Hornblende-Asbest liegen und weisser, grobkörniger Calcitmarmor. Ich halte diese Gneise und Glimmerschiefer für die metamorphen Verwitterungsprodukte des Antigorio-Gneises.

KLUFTMINERALIEN

Die Mineralklüfte des obern Tessins und ihre Mineralien sind in den letzten Jahren von C. TADDEI (Lit. 71) und R. L. PARKER (Lit. 43) ausführlich beschrieben worden. Ich begnüge mich mit einer Aufstellung der verschiedenen im Basodino-Gebiet auftretenden Kluftmineralien, da ich den oben erwähnten Arbeiten nichts beizufügen habe (vgl. auch Lit. 81).

Bündnerschiefer der Bedretto-Mulde:

(Fundortgruppe 10b, Lit. 43)

Calcit, Quarz, Muscovit	:	Ossasco und Val Torta

Paragneise der Lebendun-Decke:

(Fundortgruppe 10e)

Quarz, Adular, Chlorit, Muscovit	:	Cima delle Donne
Quarz, Adular, Rutil	:	Passo di Formazzora
Quarz, Adular, Muscovit, Siderit, Rutil	:	Schlucht W des Lago Bianco
Quarz, Albit, Titanit, Muscovit, Rutil, Hämatit, Turmalin	:	Cavagnoligletscher, Arzo, Pizzo dei Matorgni
Quarz, Calcit, Muscovit, Rutil	:	Alpe Robiei

Tektonik

Das Basodino-Gebiet wird, wie ich schon mehrfach ausführte, aus älteren, polymetamorphen Gneisen und aus den mesozoischen, nur von der alpinen Faltung beeinflussten Bündnerschiefern aufgebaut. Von N nach S können wir folgende tektonischen Einheiten unterscheiden:

Die lokale Tektonik der Lebendun-Decke ist aus den Profilen auf Tafel II, III und V, sowie aus Fig. 7 ersichtlich; genauere Untersuchungen zwischen Toce und der schweizerisch-italienischen Grenze werden voraussichtlich manche Änderung der Profile in der Nähe der Grenze bedingen. Die Lebendun-Decke liegt im Basodino-Gebiet ∼-förmig zusammengedrückt zwischen dem Gotthard-Massiv im N und dem Antigorio-Gneis im S. An ihrem S- und N-Rand und an der Grenze gegen den Maggia-Lappen zwischen Robiei und Lago Bianco ist sie intensiv verschuppt. Wie alle Decken im obern Tessin fällt

sie gegen E axial stark ein; beim Lago Sfundau erreicht das Axialgefälle mit 30° seinen grössten Wert.

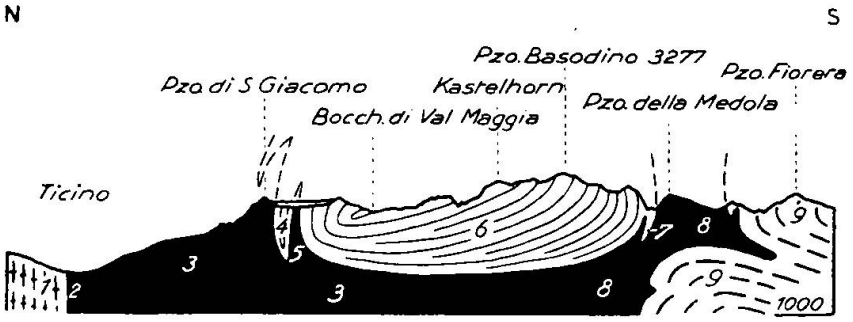


Fig. 7. Schematisches Sammelprofil durch die Lebendun-Decke im Basodino-Gebiet. 1 : 150 000.

1. Gotthard-Massiv (Tremola-Serie).
2. Gotthardmassivische Bündnerschiefer (Rauhwacke).
3. Bündnerschiefer und Trias der Bedretto-Mulde.
4. Eingefaltete oder eingeschuppte Stirnteile der Lebendun-Decke im N.
5. Bündnerschiefermulde am Cavagnoligletscher.
6. Lebendun-Decke.
7. Eingeschuppte Teile der Lebendun-Decke im S.
8. Bündnerschiefer der Teggiolo-Mulde.
9. Antigorio-Decke.

Über die Geschichte der geologischen Erforschung des obern Tessins und über die verschiedenen Deutungen des tektonischen Baus der Alpen zwischen Simplon und Adula hat E. KÜNDIG 1936 (Lit. 42) eine vorzügliche Zusammenstellung gegeben. Ich führe deshalb hier nur die Tatsachen und Hypothesen an, welche das untersuchte Gebiet speziell betreffen.

Erforschungsgeschichte:

1844 B. STUDER (Lit. 69) gibt das ganze Gebiet zwischen Val Bedretto und Val Antabbia als Flysch an.

1851 B. STUDER (Lit. 70) erwähnt, dass am S-Hang des Pizzo Basodino Gneis die Bündnerschiefer überlagert.

1869 H. GERLACH (Lit. 23) gibt die Grenzen zwischen Antigorio-Gneis, Teggiolo-Mulde, Lebendun-Gneis, Maggia-Gneis und Bedretto-Mulde richtig wieder. Erkennt als erster die Überlagerung der Bündnerschiefer von Crodo und Varzo durch die gewaltige liegende Falte des Antigorio-Gneises.

Bis 1900 Die Gneise des obern Tessins werden für Lappen eines Massivs (Tessiner-Massiv) gehalten (FR. ROLLE, C. SCHMIDT u. a.).

1901—1905 M. LUGEON, H. SCHARDT und E. ARGAND postulieren für die Penninischen und Lepontinischen Alpen den Deckenbau.

1908 C. SCHMIDT und H. PREISWERK (Lit. 63 und 76) gliedern die Decken zwischen Simplon und Val Bavona. Die Lebendun-Decke wurzelt nach ihrer Auffassung zwischen Antigorio-Decke und Monte Leone-Decke normal im S.

1904—1914 G. KLEMM (Lit. 36), A. ROTHPLETZ (Lit. 58—60) und H. ARNDT (Lit. 1) halten die Gneise der Decken für posttriadische Intrusionen in den mesozoischen Bündnerschiefern.

1918 H. PREISWERK (Lit. 45 und 77) untersucht das obere Tessin genau und deutet die Lebendun-Decke als eingewickelten Rest der Bernhard-Decke.

1925 L. BOSSHARD glaubt, gestützt auf seine Untersuchungen im Molare-Gebiet, dass die Lebendun-Decke zusammen mit den Gneisen des Maggia-Lappens, der Molare-, Nara- und Soja-Decke im S zwischen Antigorio-Leventina-Decke und Monte Leone-Campo Tencia-Simano-Decke wurzle.

1921—1934 H. PREISWERK (Lit. 42, 46, 48, 49 und 51) und O. GRÜTTER (Lit. 26) untersuchen weitere Gebiete im Sopraceneri. Sie kommen zum Schluss, dass im Gebiet der obern Maggiatäler eine mächtige Querfalte vorliege; die Lebendun-Decke liegt als eingewickelter Teil der Bernhard-Decke zwischen Monte Leone- und Antigorio-Decke.

1936 E. KÜNDIG (Lit. 42) nimmt im Gebiet der oberen Maggiatäler eine N—S verlaufende Wurzelzone an, die bei Locarno von der Südwest—Nordost laufenden Hauptwurzel der penninischen und ostalpinen Decken abzweigt (siehe Lit. 42, Fig. 13). Die Lebendun-Decke wurzelt im E zwischen Antigorio- und Monte Leone-Decke.

Seit 1937 Untersuchung des oberen Maggia-Gebietes durch Schüler des Mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Basel.

Was die Stellung der Lebendun-Decke im penninischen Deckengebäude betrifft, stehen sich drei Ansichten schroff gegenüber:

1. Die Lebendun-Decke wurzelt normal zwischen Antigorio- und Monte Leone-Decke im S (E. ARGAND, L. BOSSHARD, H. JENNY, M. LUGEON, C. SCHMIDT, R. STAUB und andere).

2. Die Lebendun-Decke ist ein zwischen Antigorio- und Monte Leone-Decke eingewickeltes Stück der Bernhard-Decke (H. PREISWERK und O. GRÜTTER).

3. Die Lebendun-Decke wurzelt in einer N—S verlaufenden Querwurzel zwischen Antigorio- und Monte Leone-Decke (E. KÜNDIG).

Das von mir untersuchte Gebiet ist zu klein, um mit Sicherheit zu entscheiden, ob eine dieser drei Deutungen richtig ist oder ob eine neue gesucht werden muss.

Nach KÜNDIGS Ansicht wurzelt die Lebendun-Decke in der Maggia-Querwurzel. Gegen diese Auffassung spricht die randliche Ausbildung der Lebendun-Decke im Val Antabbia und im Val Bavona. Reste der von ihm postulierten Wurzel im Val Calneggia, bei Sabbione im Val Bavona, bei Al Piano und bei Gheiba im Val Peccia an der Grenze von Antigorio-Gneis und Monte Leone-Decke (siehe Lit. 42, Tafel IV, Fig. 11) sind bis jetzt keine bekannt. Auch sprechen die Untersuchungen GRÜTTERS (Lit. 26) bei Bosco gegen ein Wurzeln der Lebendun-Decke in der Tiefe, wie E. KÜNDIG dies annimmt (Lit. 42, Tafel V). Die Frage, ob der Maggia-Lappen als Wurzelzone angesehen werden darf, wird A. GÜNTHERT (Lit. 27) diskutieren.

L. BOSSHARD (Lit. 7 und 42, Fig. 11 und Tafel IV, Fig. 10) lässt die Lebendun-Decke als tiefere Abspaltung des Maggia-Lappens im S zwischen Antigorio- und Monte Leone-Decke wurzeln. Er gibt an, dass sich am Pizzo di Castello und weiter gegen Gheiba in der Teggiolo-Mulde Reste ihrer wurzelnden Teile fänden. Ausserdem behauptet er, dass die schmalen Gneiszonen in der Bedretto-Mulde von unten her eingeschuppt seien, da die triadischen Marmore sie umgeben.

BOSSHARDS Deutung steht mit den beobachteten Tatsachen im Widerspruch. Am E-Hang des Val Bavona und im Val Peccia wurden in der Teggiolo-Mulde nirgends Lebendun-Gesteine gefunden. Auch setzen sich die schmalen Gneiszonen im Bündnerschiefer nicht nach unten fort, sondern sind von oben her eingeschuppt, wie man am Grat zwischen Madone und Passo Naret, am Pizzo Folcra, W des Pizzo Galarescio und an der Assassina Vacche deutlich sehen kann.

H. PREISWERKS Auffassung der Lebendun-Decke als eingewickeltes, abgerissenes Stück der Bernhard-Decke steht mit den beobachteten Tatsachen am besten in Übereinstimmung. Die Verfaltungen und Verschuppungen im Val Bedretto und im Val Antabbia und der ∽-förmig zusammengepresste Bau zwischen dem Pizzo Basodino und dem Cavagnoligletscher lassen sich am besten erklären, wenn man folgenden Verlauf der Bewegungen annimmt:

Weiter im W hat die Monte Leone-Decke die Antigorio-Decke weit überfahren und dabei Teile der Bernhard-Decke eingewickelt. Die Lebendun-Decke darf also eigentlich nicht als „Decke" be-

zeichnet werden; man sollte diese von der Bernhard-Decke abgeschuppten Fetzen Bosco-Lappen, Basodino-Lappen usw. nennen. Solange jedoch unsere Kenntnis des Gebirgsbaues in dieser

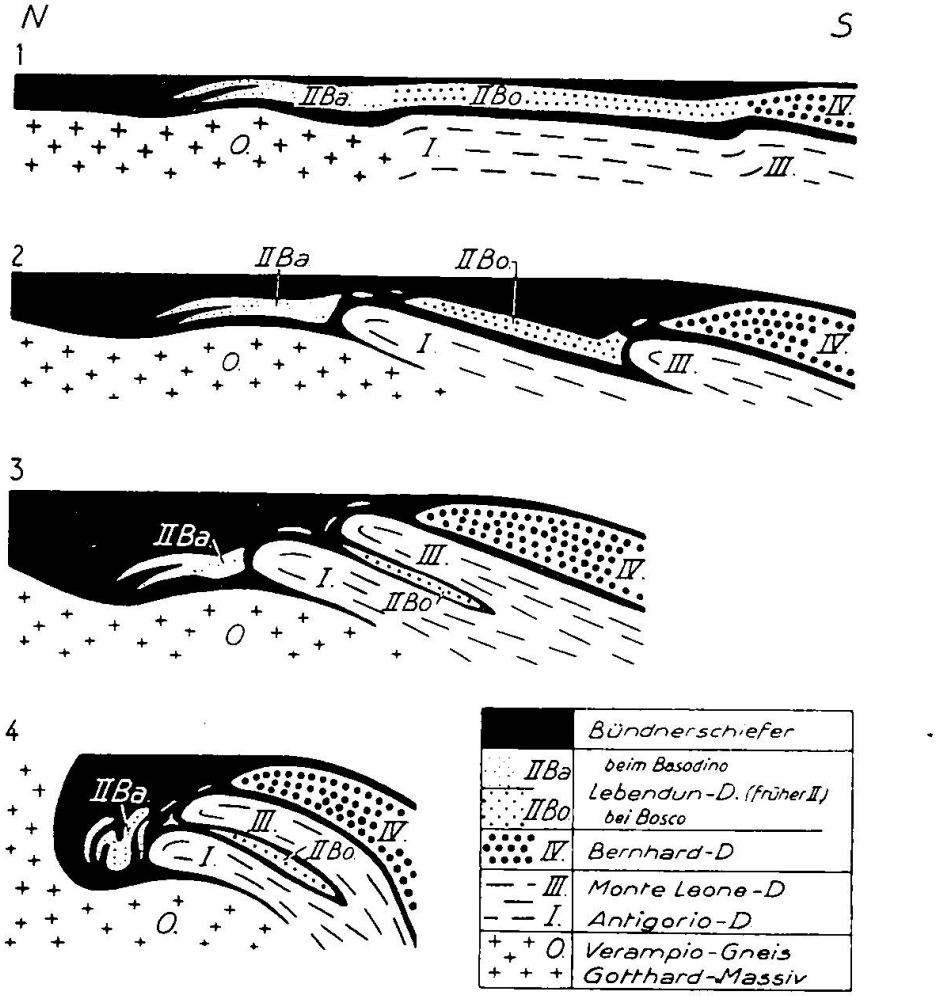


Fig. 8. Die Entwicklung der unteren und mittleren penninischen Decken im westlichen Tessin. 1 : 1 000 000. (Stark schematisiert.)

0. Ablagerung der Bündnerschiefer; zeitweise Emersion. Anlage der einzelnen penninischen Decken.
1. Die Bernhard-Decke (D. IV) schiebt sich gegen N.
2. Antigorio-Decke (D. I) und Monte Leone-Decke (D. III) stossen gegen Norden vor, reissen die vordersten Teile der D. IV ab und schieben sie vor sich her.
3. Weiterer Vorstoss der D. III; Einwicklung der D. IV bei Bosco.
4. Letzter Vorstoss der D. I und der D. III; Zusammenpressen der D. IV im Basodinogebiet.

Region nicht weiter fortgeschritten ist, halte ich es für zweckmässiger, am alten, eingebürgerten Namen festzuhalten. Im Simplongebiet bilden (nach Lit. 76) die Gneise der Lebendun-Decke ein zusammenhängendes Band zwischen Antigorio- und Monte Leone-

Decke; weiter im E scheint sie in einzelne Fetzen auseinander gerissen zu sein; doch kann hierüber erst eine genaue Untersuchung im oberen Tosatal Gewissheit bringen.

Die Gesteine der Lebendun-Decke im Basodino-Gebiet sprechen nicht gegen einen ehemaligen Zusammenhang mit der Bernhard-Decke, in deren N-Teil sich ebenfalls vorwiegend sedimentogene Gesteine finden.

Weiter gegen E liegen in ähnlicher tektonischer Stellung zwischen Leventina- und Simano-Decke der Nara-Lappen (S des Pizzo Molare) und die Soja-Decke E Olivone. Beide werden als Äquivalente der Lebendun-Decke angesehen. Ausser ihrer ähnlichen tektonischen Stellung wird besonders hervorgehoben, dass ihre Gesteine dieselben seien. Dies ist nur sehr bedingt richtig, wie ich mich bei mehrfachen Begehungen zwischen Pizzo Molare und Passo Cavagnago (Nara-Lappen) und E Olivone im Val Soja und bei Monti Compietto (Soja-Decke) überzeugen konnte. Die Soja-Decke besteht aus braunen Biotitgneisen und -Schiefern und aus grünlichen Serizitschiefern mit Einlagerungen von höchstens 1 cm grossen Quarzgeröllchen, der Nara-Lappen zum grössten Teil aus braunen Biotit-Paragneisen. Beiden fehlen die für die Lebendun-Decke typischen Konglomeratgneise und die quarzreichen Psammitgneise, die sich bis ins Simplongebiet verfolgen lassen. L. Bosshard erwähnt allerdings vom Passo Cavagnago Konglomeratgneise; er sagt (Lit. 42): „Es sind dies Gneise, die in dunkelgrauer, schwachschiefriger Grundmasse helle elliptische Knauern von bis zu 10 cm Grösse zeigen, in denen wiederum wirr eingestreute schwarze Biotite vorkommen. Die hellen Knauern bestehen vorwiegend aus Quarz und Albit. Ein makroskopischer und mikroskopischer Vergleich mit dem Knauergneis des Val Torta im W-Tessin, der den typischen Lebendun-Knauergneis darstellt, zeigt ein überraschend ähnliches Bild. Auch sind die umgebenden Gesteine durchwegs gleich." Ich habe am Passo Cavagnago hauptsächlich Quarzit-Gerölle gefunden, die nur selten über 5 cm gross werden. Die umliegenden Gneise sind viel pelitischer als die Lebendun-Gneise im Basodino-Gebiet. Auch stehen im ganzen Val Torta nirgends Konglomeratgneise an! Es herrscht zwischen Lebendun-Decke, Nara-Lappen und Soja-Decke wohl eine gewisse facielle Ähnlichkeit, da auch diese zum Teil aus psephitischen bis psammitischen Paragneisen bestehen; für einen näheren Zusammenhang zwischen ihnen spricht ihre Ausbildung jedoch nicht.

Allen bisher besprochenen Ansichten stehen die von H. Arndt (Lit. 1), G. Klemm (Lit. 35 und 36) und A. Rothpletz (Lit. 58—60)

geäusserten schroff gegenüber. Nach ihnen sind die sonst allgemein als praetriadisch angenommenen Gneisdecken junge, während der Alpenfaltung eingedrungene Lakkolithen. Die triadischen Marmore wären kontaktmetamorphe Bündnerschiefer, psephitische Einlagerungen in ihnen (Zwischbergental, Campo) werden als Apophysen von Gneis in Marmor gedeutet. Diese Ansichten stehen mit allen Beobachtungen im Basodino-Gebiet in einem so grossen Widerspruch, dass ich hier nicht näher auf sie eingehe.

Junge, postorogene Brüche

Eine mächtige, NNW—SSE verlaufende Bruchzone zieht sich von Linescio (Val Campo) durchs Val Calneggia bis ins Val Antabbia S Corte grande (Tafel V). Vermutlich steht auch die Mylonitzone, die NE der Zunge des Basodinogletschers bei ca. 2250—2300 m den Paragneis der Lebendun-Decke in derselben Richtung durchzieht, mit ihr in Verbindung. Zwischen Randinascia und Robiei, sowie beim Cavagnoligletscher treten mehrere, bis 1 m mächtige Quarzgänge zu Tage, die ebenfalls in NNW—SSE-Richtung verlaufen. In derselben Richtung laufende Brüche werden aus dem ganzen Gebiet zwischen Bosco und der Leventina erwähnt (O. Grütter, E. Kündig und H. Preiswerk in Lit. 26 und 42).

Zusammenfassung

Das untersuchte Gebiet liegt im Bereich der penninischen Decken; an seinem Aufbau beteiligen sich die praetriadischen Paragneise der Lebendun-Decke und die sie umhüllenden metamorphen, mesozoischen Sedimente der Bedretto- und der Teggiolo-Mulde.

Morphologie: Der tektonische Bau des Gebiets spiegelt sich weitgehend in seiner Morphologie wieder; die Haupttäler (Val Bedretto, Campo la Torba-Val Torta-Lago Sfundau-oberes Val Bavona bis Campo, Val Antabbia) folgen den grossen Bündnerschiefermulden. Wie überall in den Alpen ist auch im oberen Tessin ein starker Rückgang der Vergletscherung in den letzten 90 Jahren zu konstatieren. Die meisten Moränenwälle konnten auf Grund der errechneten Schneegrenzen-Depressionen dem Daun- und dem Gschnitz-Stadium zugeordnet werden. Die ausgedehnten Reste alter Talböden lassen sich im Val Bedretto in einen höheren (Pettanetto-Terrasse) und einen tieferen (Bedretto-Terrasse) gliedern; im obern Val Bavona und im Val Peccia fallen diese beiden mehr oder weniger zusammen.

Petrographie: Von den gotthardmassivischen Bündnerschiefern steht zwischen All'Acqua und Airolo nur Rauhwacke an; die Beobachtungen sprechen für ihre Entstehung aus Dolomit-Anhydrit-Gesteinen; das löcherige Anwittern wird hauptsächlich auf die Einwirkung von Regen und Wind zurückgeführt.

Unter den Bündnerschiefern der Bedretto-Mulde herrschen im N kalkreiche Glimmerschiefer, im S quarzreiche Schiefer und Glimmerquarzite vor; in beiden eingelagert finden sich Phyllite, Konglomerat- und Marmorbänke. Strichweise führen die Bündnerschiefer Granat-, Chänopodit-, Staurolith- und Disthen-Porphyroblasten. An der Grenze gegen die Lebendun-Decke und gegen den Maggia-Lappen treten grobbankige Marmore und mehr oder weniger kalkhaltige Quarzite auf, die mit quarzreichen Gneisen wechsellagern.

Die Teggiolo-Mulde baut sich im oberen Val Bavona hauptsächlich aus kalkigen, stark gefältelten, im W von Val Antabbia vorwiegend aus quarzreichen Bündnerschiefern auf; der Übergang der sandigen in die kalkig-mergelige Facies vollzieht sich zwischen Piano dei Cresti und Corte grande im Val Antabbia. Im W von Val Antabbia lagern die quarzreichen Bündnerschiefer direkt auf dem epidotreichen Biotit-Alkalifeldspatgneis der Antigorio-Decke; weiter gegen Westen schieben sich grobkörnige, massige Marmore und bei Corte grande zuckerkörnige Marmore dazwischen. Bei Campo im Val Bavona treten metamorphe Verwitterungsprodukte des Antigorio-Gneises an der Basis der Marmore auf; auch fragliche Gneisgerölle finden sich dort in Marmorblöcken im Schutt.

Das Alter der Bündnerschiefer ist im Basodino-Gebiet nicht durch Fossilien belegt; gestützt auf genauer datierbare Vorkommen im Nufenen-Gebiet, im Val Piora und in der Gegend von Olivone betrachte ich die eigentlichen, pigmentreichen Bündnerschiefer als Lias, die Marmore, Quarzite und Rauhwacken als Trias. Die wechselnde, vorwiegend sandige Facies lässt auf Ablagerung in Landnähe schliessen, die eingelagerten Konglomeratbänke sprechen für zeitweilige Emersion. Aus Mineralbestand und Struktur ergibt sich, dass die Gesteine der Mulden in mässiger Tiefe (obere Mesozone) und ohne Zufuhr von Alkalialuminaten umgewandelt wurden. Die Metamorphose beschränkte sich im wesentlichen auf Rekristallisation und Mineralneubildung aus schon vorhandener Substanz; dabei verhinderte der meist hohe Gehalt an bituminösen Stoffen das Entstehen von grossen Idioblasten; nur der Granat bildet fast immer idiomorphe, bis 3 cm grosse Rhombendodekaeder. Im Grad der Metamorphose unterscheiden sich Bedretto- und Teggiolo-Mulde kaum;

die stärkere Verfältelung der Gesteine der Teggiolo-Mulde lässt auf Faltung unter stärkerer Belastung schliessen.

Lebendun-Decke: Dieser polymetamorphe Sedimentkomplex besteht zum grössten Teil aus braunen, dünnplattigen bis schiefrigen, granoblastischen und blastopsammitischen Psammitgneisen, die neben viel Quarz Mikroklin, Albit, Biotit und Muscovit in wechselndem Verhältnis enthalten. Lokal gehen sie in eigentliche Quarzite über. In ihnen finden sich neben dünnen Marmorlagen mächtige konglomeratische Partien. Der Zement, der die Gerölle umgibt, ist ein biotitreicher Psammit- bis Pelitgneis, der lokal Calcit führt und an einer Stelle in amphibolitischen Gneis übergeht. Unter den Geröllen herrschen feinkörnige, oft biotitarme Psammitgneise bei weitem vor, biotitreiche Pelitgneise, Mischgneise, flasrige Augengneise und Amphibolite sind weit seltener. Die kleineren Gerölle ($\varnothing < 3$ cm) bestehen zum grössten Teil aus Quarz.

Das Alter des ganzen Sedimentkomplexes ist unbestimmt (unteres Karbon oder älter). Die Herkunft der Gerölle ist ungewiss. Aus Mineralbestand und Struktur kann man auf mehrfache Metamorphose unter epi- bis mesozonalen Bedingungen schliessen. Die alpine Orogenese hat neben tektonischer Beanspruchung (Fältelung, Kataklase) nur Rekristallisation und lokalen Stoffumsatz aus kleinstem Raum bewirkt; Zufuhr von Alkalialuminaten und Granitisation, wie sie im benachbarten Maggia-Lappen und in der Antigorio-Decke weit verbreitet sind, finden sich in der Lebendun-Decke keine, da diese durch die mächtigen Bündnerschiefermassen der Bedretto-Teggiolo-Mulde gegen Zufuhr von unten weitgehend abgeschirmt war.

Tektonik: Von N nach S lassen sich folgende tektonischen Einheiten unterscheiden: Rauhwacke der gotthardmassivischen Bündnerschiefer — steilgestellte Bündnerschiefer und triadische Marmore und Quarzite der Bedretto-Mulde — $\sim$-förmig zusammengeschobene Paragneise der Lebendun-Decke — steilgestellte Bündnerschiefer und Triasmarmore der Teggiolo-Mulde — Antigorio-Decke.

Die Stellung der Lebendun-Decke im penninischen Deckengebäude ist noch ungeklärt. Drei Ansichten stehen sich zur Zeit gegenüber:

1. Die Lebendun-Decke ist ein abgerissenes und eingewickeltes Stück der Bernhard-Decke (H. PREISWERK).

2. Sie wurzelt normal im S zwischen Antigorio- und Monte Leone-Decke (L. BOSSHARD).

3. Sie wurzelt zwischen Antigorio- und Monte Leone-Decke in der N—S verlaufenden Maggia-Querwurzel (E. KÜNDIG).

Meine Beobachtungen sprechen für die erste Ansicht; doch ist das untersuchte Gebiet zu klein, um diese Fragen endgültig zu entscheiden.

Exkursionen im Basodino-Gebiet

Da die im Geologischen Führer der Schweiz beschriebene Exkursion (Lit. 55) die wichtigsten und aufschlussreichsten Stellen des Gebietes nicht berührt und da sich im Basodino-Gebiet die schönsten Konglomeratgneise der ganzen Schweizeralpen finden, gebe ich im Folgenden drei empfehlenswerte Exkursionsrouten an.

Dauer der Exkursionen: je 1 Tag.

Topographische Karten: T. A. 491 Gotthard, 495 Basodino.

Geologische Karten: Sp. K. 48, SCHMIDT und PREISWERK, Simplongruppe, 1:50 000, 1908 (Lit. 76).

Sp. K. 81, PREISWERK, oberes Tessin- und Maggia-Gebiet, 1:50 000, 1918 (Lit. 77).

Ausrüstung: Gut genagelte Schuhe für Exkursion a und b unbedingt nötig. Es empfiehlt sich, die Exkursionen zwischen Ende Juli und Mitte September auszuführen, da die Gletscher zu dieser Zeit schneefrei sind und die wenigen Spalten leicht umgangen werden können. Bei unsichtigem Wetter bietet die Orientierung auf Route a Schwierigkeiten.

Exkursion a

Itinerar: Ossasco (A. P., Rest.) 1316 m — Alpe Cristallina 1802 m — Stabiello grande 1825 m — Casinello 2250 m — Kessel westlich des Pizzo Galarescio, Pt. 2388 oder 2396 — Pt. 2616,9 — Cima di Lago 2836 m — Lago Sfundau 2353 m — Forcla di Cristallina 2572 m Cristallinahütte des S. A. C. 2360 m.

Von Ossasco steigt man über Moräne und kalkreiche Bündnerschiefer mit blaugrauen Marmorlagen ins Val Cristallina hinauf. Bei Lioncia (1542 m), wo man den Riale di Cristallina überschreitet, stehen schwärzliche Chänopodit-Granat-Phyllite und Glimmerquarzite an. Man folgt dem Weg zur Alpe Cristallina über Moräne; bei ca. 1700 m Höhe ist im Bett des Riale di Cristallina (bei einem kleinen Wasserfall) eine Zone von dolomitischen und von Gneisgeröllen fraglichen Ursprungs aufgeschlossen (siehe pag. 127). Bis zur Alpe Cristallina kalkfreie, schwarze Bündnerschiefer mit Granat. Über Moräne zum

Stabiello grande (1825 m), wo der oben erwähnte Konglomeratzug wieder ansteht. Über Moräne und Schutt via Folcra di Mezzo nach Casinello (2250 m). Im Bett des von Bassa di Folcra kommenden

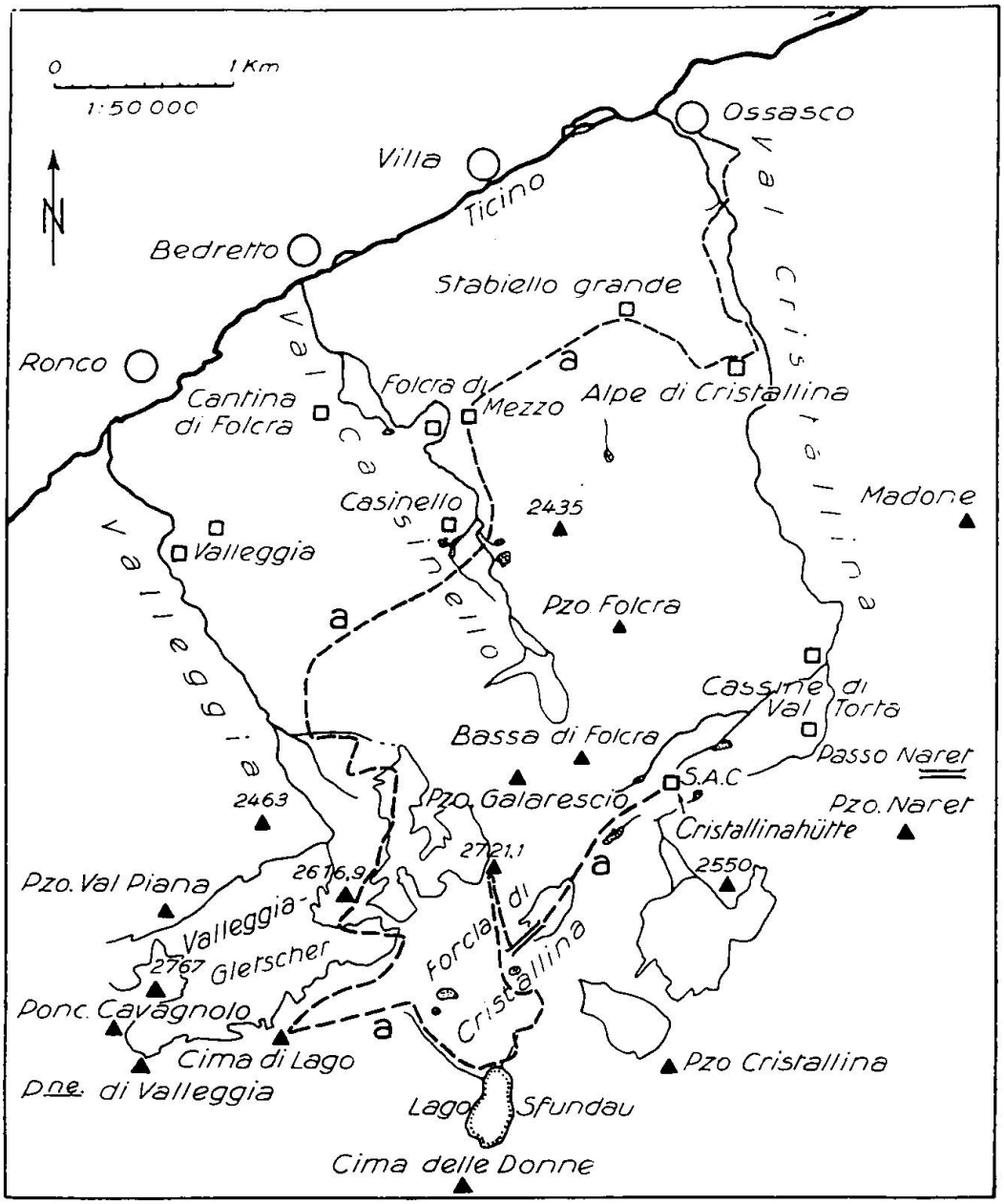


Fig. 9. Topographische Skizze des NE Basodino-Gebietes.
a: Exkursionsroute.

Baches findet sich unterhalb der zwei oberen Seelein zwischen 2110 und 2130 m eine zweite Konglomeratzone im Bündnerschiefer (siehe pag. 128), sowie quarzreiche Marmore mit Geröll-Lagen (siehe pag. 122 und Tafel VIII, Abb. 1 und 2). Von hier geht man ungefähr auf der gleichen Höhe bleibend den Hang entlang gegen W und SW

über kalkarme bis kalkfreie Bündnerschiefer mit Granat ins Valleggiatal hinüber und steigt (am besten dem Bach entlang) in den Kessel westlich des Pizzo Galarescio auf ca. 2400 m Höhe. Hier Blöcke von Konglomeratgneis. Weiter zum Pt. 2616,9, wo Amphibolit-Gerölle in z. T. amphibolitischem Zement (siehe pag. 148 und 154), sowie granatführende Gneise anstehen. Von hier steigt man über das Firnfeld zum Kamm hinauf, der Val Bedretto und Val Bavona trennt; an dieser Stelle, zwischen Cima di Lago und Forcla di Cristallina, findet man die schönsten Konglomeratgneise des ganzen Gebietes. Am Kamm liegen sie z. T. in kalkhaltigen Zement eingebettet (siehe pag. 148). Einen Einblick in die komplizierte Tektonik des Ostendes der Lebendun-Decke (axiales Gefälle bis 30°. Verschuppung, tauchende Stirnteile des Maggia-Lappens) gibt ein Abstecher an das N-Ende des Lago Sfundau (vgl. Tafel IV, Profile b und c). Am Kamm NW der Forcla di Cristallina Wechsellagerung von Bündnerschiefern, Marmor, Quarzit und Gneis (siehe pag. 137 und Tafel IV, Profil a). Von der Forcla di Cristallina über Blockschutt und Moräne zur neuen Cristallinahütte des S. A. C.; von hier Rückkehr nach Ossasco durchs Val Cristallina oder weitere Exkursionen ins Val Bavona, ins Val Peccia oder nach Campo la Torba - Fusio - Campolungo.

Exkursion b

Itinerar: All'Acqua 1616 m — Val Dolgia — Passo di Formazzora 2693 m — Marchhorn 2963 m — Lago dei Matorgni 2448 m — Caralina — Alpe Randinascia — Robiei — Basodinohütte S. A. C. 1856 m.

Von All'Acqua über Moränen, Schutt und meist kalkarme, z. T. quarzitische, gegen Süden granatführende Bündnerschiefer zum Passo di Formazzora, wo kalkhaltige, plattige bis schiefrige Glimmerquarzite anstehen. Bei schönem Wetter verfehle man nicht, den Pizzo di San Giacomo oder das Marchhorn zu besteigen (beide leicht, prachtvolle Aussicht). Am Pizzo dei Matorgni, an der Fiorina und am Hang gegen den Lago dei Matorgni stehen schöne Konglomeratgneise in grosser Mächtigkeit an. Vom W-Ende des Sees steigt man zu den praetriadischen Marmorzügen bei Caralina und Randinascia und von dort in den Kessel von Robiei hinunter, wo man an den Saslini und weiter S die intensive Verschuppung von Lebendun-Decke und Maggia-Lappen beobachten kann. Von der Alpe Robiei zur Basodinohütte S. A. C. (im Sommer bewirtet). Von hier Besteigung des Basodino, über die Forcla di Cristallina ins Val Bedretto, via S. Carlo (Rest.) durchs Val Bavona nach Bignasco oder über di

Bocchetta di Lago Nero (2681 m, N des Lago Nero) ins Val Peccia (pfadlos).

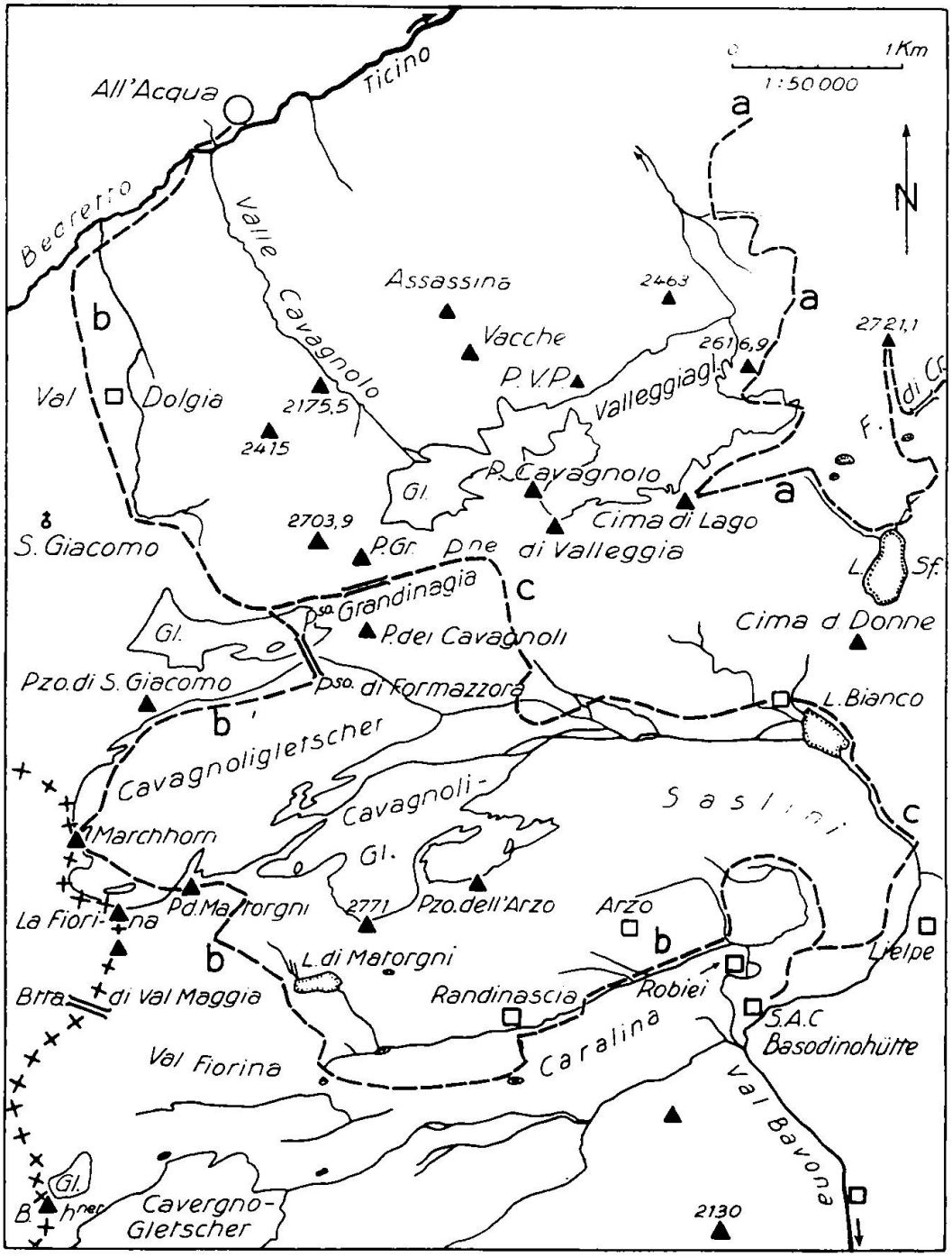


Fig. 10. Topographische Skizze des NW Basodino-Gebietes.
a, b und c: Exkursionsrouten.

Exkursion c

Itinerar: All'Acqua 1616 m — Val Dolgia — Passo Grandinagia 2702 m — Lago Bianco 2057 m — Alpe Lielpe — Robiei — Baso-

dinohütte S. A. C. 1856 m. Diese Exkursionsroute empfiehlt sich an Stelle der Route b bei schlechtem Wetter; der Weg ist zwischen Basodinohütte und Passo Grandinagia markiert.

All'Acqua bis Passo Grandinagia siehe Exkursion b. Am Pass selbst Wechsellagerung von kalkhaltigen, schiefrigen Glimmerquarziten, Rauhwacke, kalkreichen Bündnerschiefern und kalkarmen, granatführenden Glimmerschiefern. Die gleichen Gesteine trifft man auch beim Abstieg ins Val Bavona im W der Poncione di Valleggia bei ca. 2620 m. Den Steilabfall gegen den schutterfüllten Boden am Ende des Cavagnoligletschers bilden granatführende Bündnerschiefer; weiter im Süden folgen die Psammitgneise der Lebendun-Decke. Hinunter in den Kessel; am linken Hang erkennt man die von unten her eingefaltete Bündnerschiefer-Mulde (Tafel II—III, Profil 11), gegen die Zunge des Cavagnoligletschers findet man in Blöcken und im anstehenden Fels schöne Konglomeratgneise. Weiter zum Lago Bianco und gegen die Alp Lielpe: Lebendun-Gneis — „Triaszone" Forcla di Cristallina-Lago Sfundau-Cima delle Donne — Mischgneise und Amphibolite des Maggia-Lappens. Vom Lago Bianco bis zur Basodinohütte ist die Route dieselbe wie die im Geologischen Führer der Schweiz (Lit. 55) beschriebene.

Literaturverzeichnis

Texte

1. Arndt, H.: Petrographische Studien in den Kontaktzonen der Gneise und Kalkgesteine im Simplongebiete. Jber. Schles. Ges. vaterl. Kultur (1914).
2. Barth, T. F. W., Correns, C. W., Eskola, P.: Die Entstehung der Gesteine. Berlin (1939).
3. Bearth, P.: Über den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernhard-Decke. Eclogae geol. Helvet. 32 (1939), 101.
4. Beck, P.: Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. Mitt. naturwiss. Ges. Thun 1 (1926).
5. — Vorläufige Mitteilung über eine Revision des alpinen Quartärs. Eclogae geol. Helvet. 30 (1937), 75.
6. Bonney, T. G.: On the cristalline schists and their relation to the mesozoic rocks in the Lepontine Alps. Quart. J. Geol. Soc. XLVI (1890).
7. Bosshard, L.: Der Bau der Tessiner Kulmination. Eclogae geol. Helvet. XIX (1925), 504.
8. — Zur Petrographie der unterpenninschen Decken im Gebiete der Tessiner Kulmination. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. IX (1929), 47.
9. — Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. IX (1929), 107.
10. Brückner, E.: Gletscherschwankungen in der Schweiz 1800—1900. Z. Gletscherkunde, IV. Berlin (1910).

11. Brückner, W.: Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. Eclogae geol. Helvet. 34 (1941), 117.
12. Cadisch, J.: Geologie der Schweizeralpen. Zürich (1934).
13. Cornelius, H. P.: Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. Geol. Rundschau, 16 (1925), 350.
14. — Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen. Cbl. Min. etc., Abt. B (1927), 120.
15. — Geologie der Err-Julier-Gruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 70. Liefg., 1. Teil (1935).
16. Eichenberger, R.: Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). Eclogae geol. Helvet. XVIII (1924), 451.
17. Eigenfeld, R.: Praevariskische Glieder der Sächsisch-Fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. II. Die Kulmkonglomerate von Teuschnitz im Frankenwalde. Abh. Math.-Phys. Klasse Sächs. Akad. Wiss. XLII, 1. Leipzig (1933).
18. — Praevariskische Glieder der Sächsisch-Fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. VI. Die granitführenden Konglomerate des Oberdevons und Kulms im Gebiete altkristalliner Sattelanlagen in Ostthüringen, Frankenwald und Vogtland. Abh. Math.-Phys. Klasse Sächs. Akad. Wiss. XLII, 7. Leipzig (1938).
19. Eskola, P.: Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finnland. Fortschr. Mineral., Kristallogr. und Petrogr. 11 (1927), 57.
20. Forel, F. A., Lugeon, M., Mercanton, P. L., Muret, E.: Les variations périodiques des glaciers des Alpes. Jb. Schweiz. Alpenclub XXIX—LVIII, Bern (1894—1923), und: Die Alpen, Monatsschrift Schweiz. Alpenclub 1—16, Bern (1925—1940).
21. von Fritsch, K.: Das St. Gotthardgebirge. Beitr. geol. Karte Schweiz, 15. Liefg. (1873).
22. Garwood, E. J., The tarns of the canton Ticino. Quart. J. Geol. Soc. LXII (1906).
23. Gerlach, H.: Die penninischen Alpen. Beitr. geol. Karte Schweiz, 27. Liefg. (1883).
24. Grubenmann, U.: Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. Mitt. Thurgauisch. Natf. Ges., Heft 7 (1888).
25. Grubenmann, U. und Niggli, P.: Die Gesteinsmetamorphose, I. Berlin (1924).
26. Grütter, O.: Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin. Verh. Natf. Ges. Basel XL (1929), 78.
27. Günthert, A.: Geologie und Petrographie des oberen Val Peccia (in Vorbereitung).
28. Heim, A.: Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart (1885).
29. — Geologie der Schweiz, II. Bd. Leipzig (1921—22).
30. Hess, H.: Die Gletscher. Braunschweig (1904).
31. Holmes, A.: Petrographic methods and calculations. London (1921).
32. van Holst-Pellekaan, W.: Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Amsterdam (1913).
33. Jegerlehner, J.: Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Gerlands Beitr. Geophysik V. Leipzig (1902), 486.

34. Jenny, H.: Geologie der westlichen Adula. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 51. Liefg. (1923).
35. Klemm, G.: Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneisen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. S. Ber. Preuss. Akad. Wiss. I (1904); II (1905); III (1906); IV (1907).
36. — Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. Z. Dtsch. Geol. Ges. 63, M.-Ber. 8/10 (1911), 464.
37. Krige, L. J.: Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Eclogae geol. Helvet. XIV (1915), 519.
38. Lautensach, H.: Die Übertiefung des Tessingebiets. Geogr. Abh. Berlin (1912).
39. — Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen. Z. Gletscherkunde IX (1914).
40. Lugeon, M., Jérémine, E.: Les bassins fermés des Alpes suisses. Bull. Lab. Géol. Géogr. phys. Paléont. Univ. Lausanne 17 (1911).
41. Lugeon, M., Jérémine, E.: Carte des Bassins fermés des Alpes suisses. Bull. Lab. Géol. Géogr. phys. Paléont. Univ. Lausanne 19 (1913).
42. Niggli, P., Preiswerk, H., Grütter, O., Bosshard, L., Kündig, E.: Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 71. Liefg. (1936). (Mit Verzeichnis sämtlicher neuerer Literatur über das obere Tessin und das Simplongebiet.)
43. Niggli, P., Koenigsberger, J., Parker, R. L.: Die Mineralien der Schweizeralpen. 2 Bde. Basel (1940).
44. Preiswerk, H.: Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. Verh. Natf. Ges. Basel XXIV (1913), 1.
45. — Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. II. Teil: Oberes Tessin und Maggiagebiet. Beitr. geol. Karte Schweiz, 26. Liefg. II (1918).
46. — Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte. Eclogae geol. Helvet. XVI (1921), 485.
47. — Vom Gestein im Tessin. Die Alpen, Monatsschrift Schweiz. Alpenclub 1 (1925), 441.
48. — „Tessinergneis". Eclogae geol. Helvet. XIX (1925), 177.
49. — Bemerkungen zu L. Bosshard: Der Bau der Tessiner Kulmination. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 6 (1926), 370.
50. — Historischer Überblick über die geologische Erforschung des Kantons Tessin bis 1920. Boll. Soc. Ticinese Sc. Nat. (1933).
51. Preiswerk, H. und Reinhard, M.: Geologische Übersicht über das Tessin. Geol. Führer Schweiz, Fasc. III. Basel (1934).
52. Rabot, Ch.: Essai de chronologie des variations glaciaires. Arch. Sc. Phys. Nat. Genève (4) XIV (1902), 133.
53. Reinhard, M.: Universaldrehtischmethoden. Basel (1931).
54. Reinhard, M. und Preiswerk, H.: Exkursion 30: Nufenengebiet (Ulrichen-Cornopass-Bedrettotal). Geol. Führer Schweiz, Fasc. VII, Basel (1934).
55. Reinhard, M. und Preiswerk, H.: Exkursion 65: Cristallina-Val Bavona-Bignasco-Locarno. Geol. Führer Schweiz, Fasc. XI, Basel (1934).
56. Rittmann, A. und Grütter, O.: Tabellen zur Bestimmung von Mineralien. Mit 7 Tafeln. Mineral.-Petrogr. Inst. Univ. Basel (1939).

57. Rolle, F.: Das südöstliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. geol. Karte Schweiz, 23. Liefg. (1881).
58. Rothpletz, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. Z. Dtsch. Geol. Ges. 64 (1912), 218.
59. — Eine zweite vorläufige Mitteilung im Anschluss an die vom 16. III. über das Simplongebiet. Z. Dtsch. Geol. 64 (1912), 545.
60. — Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. Z. Dtsch. Geol. Ges. 66 (1914), 76.
61. Scheumann, K. H.: Über die Konglomerat-Natur des Dattelquarzits von Krummendorf in Schlesien. Mineral. Petrogr. Mitt. 42, Leipzig (1932), 264.
62. — Sudetische Studien III: Konglomerattektonite und ihre Begleitgesteine in der epizonalen Schieferscholle südlich von Strehlen in Schlesien. Mineral. Petrogr. Mitt. 48, Leipzig (1937), 325.
63. Schmidt, C. und Preiswerk, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe. Geol. Karte Schweiz, Erläuterungen 6, Zürich (1908).
64. Sederholm, J. J.: Les roches préquaternaires de la Fennoscandia. Bull. Comm. Géol. Finlande 24 (1910).
65. — Pre-quaternary rocks of Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande 91 (1930).
66. Stella, A.: Rilevamento geologico nell'Ossola. Estr. Relazioni Uff. Direz. Serv. Geol. per l'anno 1902, Roma (1903).
67. — Sulla Geologia della regione Ossolana contigua al Sempione. Bull. Soc. Geol. Italiana XXIII (1904), 84.
68. — Cenni geologici sulle nuove linee di accesso al Sempione. Estr. Soc. Ital. Strade ferrate del Mediterraneo, Serv. Costruzioni, Roma (1906).
69. Studer, B.: Mémoires géologiques sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du Saint-Gothard. Mém. Soc. Géol. France (2) 1 (1844).
70. — Geologie der Schweiz. 2 Bde. Bern und Zürich (1851—53).
71. Taddei, C.: Dalle Alpi lepontine al Ceneri. Bellinzona (1937).
72. Väyrynen, H.: Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiete. Bull. Comm. Géol. Finlande 78 (1928).
73. Winchell, A.: Elements of optical Mineralogy. London (1933).

Karten

74. von Fellenberg, E., Bachmann, I., Moesch, C. und Gerlach, H.: Geologische Karte der Schweiz, 1: 100 000, Blatt XVII: Brig-Airolo (1885).
75. von Fritsch, K.: Geognostische Karte des Sanct Gotthard, 1: 50 000 (1873). Geol. Spezialkarte Nr. 6.
76. Schmidt, C., Preiswerk, H. und Stella, A.: Geologische Karte der Simplongruppe, 1: 50 000 (1908). Geol. Spezialkarte Nr. 48.
77. Preiswerk, H.: Geologische Karte des obern Tessin- und Maggiagebietes, 1: 50 000 (1918). Geol. Spezialkarte Nr. 81.
78. Frischknecht, G., Jenny, H. und Kopp, J.: Geologische Karte der Adula, 1: 50 000 (1923). Geol. Spezialkarte Nr. 104.
79. Fehr, W.: Geologische Karte der Urserenzone, 3: 100 000 (1926). Geol. Spezialkarte Nr. 110.

80. Preiswerk, H., Bosshard, L., Grütter, O., Niggli, P. u. a.: Geologische Karte der Tessineralpen zwischen Maggia- und Bleniotal, 1:50 000 (1934). Geol. Spezialkarte Nr. 116.
81. Gschwind, M., de Quervain, F. und Winterhalter, R. U.: Geotechnische Karte der Schweiz, 1:200 000, Blatt 4: Bellinzona-St. Moritz (1938).
82. Herrmann, F.: Carta geologica delle Alpi nordoccidentali, 1:200 000 (1938).

Geologische Karte des oberen Val Bavona und des oberen Val Peccia

Aufgenommen von C. E. Burckhardt und A. Günthert 1937-1939

Masstab 1:25000

Abkürzungen

Br.	Pioncione di Braga
C.	Pizzo Cristallina
Ca.	Pizzo di Castello
C. D.	Cima delle Donne
C. d. F.	Cantina di Folora
C. M.	Corte al Matto
C. Ma.	Corte grande di Masnaro
C. Me.	Casa di mezzo
C. S.	Corte grande di Serodano
F.	Fornà
F. Cr.	Forca di Cristallina
F. d. M.	Folora di Mezzo
G.	Gangelli
Ga.	Garzonera
Gr.	Grasso di dentro
L.	Lago
L. 2.	Lago 2222
L. Fr.	Lago della Froda
L. Sc.	Lago Scuro
M.	Matorello
Ma.	Masnerolo
P.	Pizzo del Pulpito
P. Fr.	Piota di Froda
P. L.	Poncione dei Laghetti
P. S. N.	Passo di Sasso negro
R.	Pizzo della Rossa
R. d. V. P.	Riale di Val Piana
Se.	Sevinera
T.	Taneda
Va.	Val Maggiore
V. D.	Val Dolgia

Legende

Quartär

- Schuttkegel
- Gehängeschutt
- Blockschutt, Bergsturz
- Moränen, Moränenwälle (mo, gl.)
- Gletscher, Firn
- Brüche, Verwerfungen, Mylonitzonen
- Mineralfundstellen

Bedretto-Mulde

Bündnerschiefer (Jura)

- Kalkglimmerschiefer mit Einlagerungen von feinkörnigem Kalk, Dolomit und Marmor
- Kalkfreie Glimmerschiefer und Phyllite
- idem: Granat führend
- idem: Chänopodit führend
- idem: Staurolith und Diethen führend
- Quarzite und Glimmerquarzite ± kalkhaltig
- Konglomeratlagen
- Grobbankiger massiger Marmor, von weisser, gelblicher oder bläulicher Farbe
- Quarzreicher Marmor, z. T. mit konglomeratischen Lagen
- Dünnbankige bis schiefrige quarzitische Marmore und kalkreiche Quarzite

Trias

- Grobbankiger massiger weisser Marmor
- Dünnbankige bis schiefrige Kalkquarzite
- Rauhwacke und zuckerkörniger Dolomit
- Quartenschiefer (S. Ponte di Paltano) (Südrand des Gotthard-Massivs)

Teggiolo-Mulde

Bündnerschiefer (Jura)

- Kalkglimmerschiefer, oft gefaltelt, mit Quarz- und Karbonatlinsen, im Val Bavona z. T. Granat führend
- Grobbankiger, massiger Marmor, Lagen im Bündnerschiefer
- Quarzite und Glimmerquarzite

Trias

- Grobbankiger massiger weisser Marmor

Lebendun-Decke

Präetriadische Paragneise

- Sandig-tonige Facies: Dünnbankige bis schiefrige dunkle, biotitreiche und helle, quarzreiche, oft rostig anwitternde Gneise
- idem: Granat führend
- Sandige Facies: weisse Glimmerquarzite
- Kalkig-sandige Facies: Marmore mit glimmerreichen Lagen, bräunlich anwitternd
- Konglomerat-Facies: Konglomeratgneise mit Gneiskomponenten
- idem: mit Amphibolitkomponenten

Maggia-Lappen

- Grobflasriger granulierter grobgebankter Alkalifeldspatgneis: Matorellogneis
- übergehend in massige granitartige Gesteine
- Helle feinflasrige kleinkörnige plattige Alkalifeldspatgneise, z. T. schlierig
- Augengneis
- Dunkle feinkörnige, dünnplattige bis schiefrige, glimmerreiche Ptagioklasgneise. Glimmerschiefer
- Dunkle feinkörnige biotitreiche Bändergneise mit Einlagerungen hornblendereicher Biotitgneise und heller quarzreicher Gneise
- Granatglimmerschiefer
- Turmalinglimmerschiefer
- Hornblendegneise und Hornblendeschiefer
- Amphibolite
- Einlagerungen vormesozoischer bräunlich anwitternder Marmore
- Einschlüsse und Boudinage

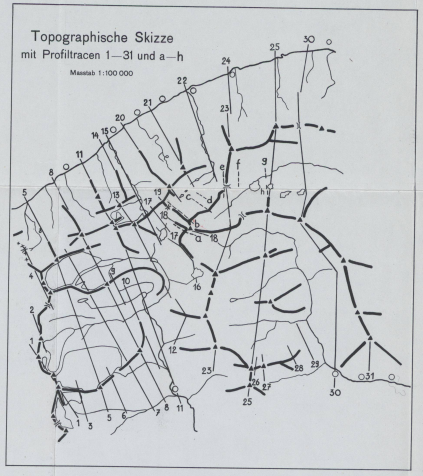
Antigorio-Decke

- Antigoriogneis

Topographische Skizze

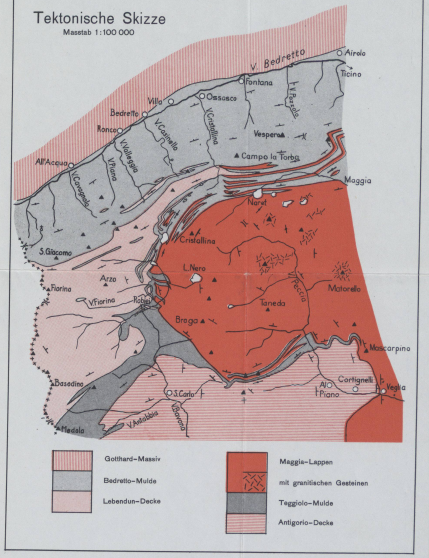
mit Profiltracen 1—31 und a—h

Masstab 1:100 000



Tektonische Skizze

Masstab 1:100 000



Leere Seite
Blank page
Page vide

Profile zur geologischen Karte des oberen Val Bavona und des oberen Val Peccia (Profile 11 – 26, 30 und 31)

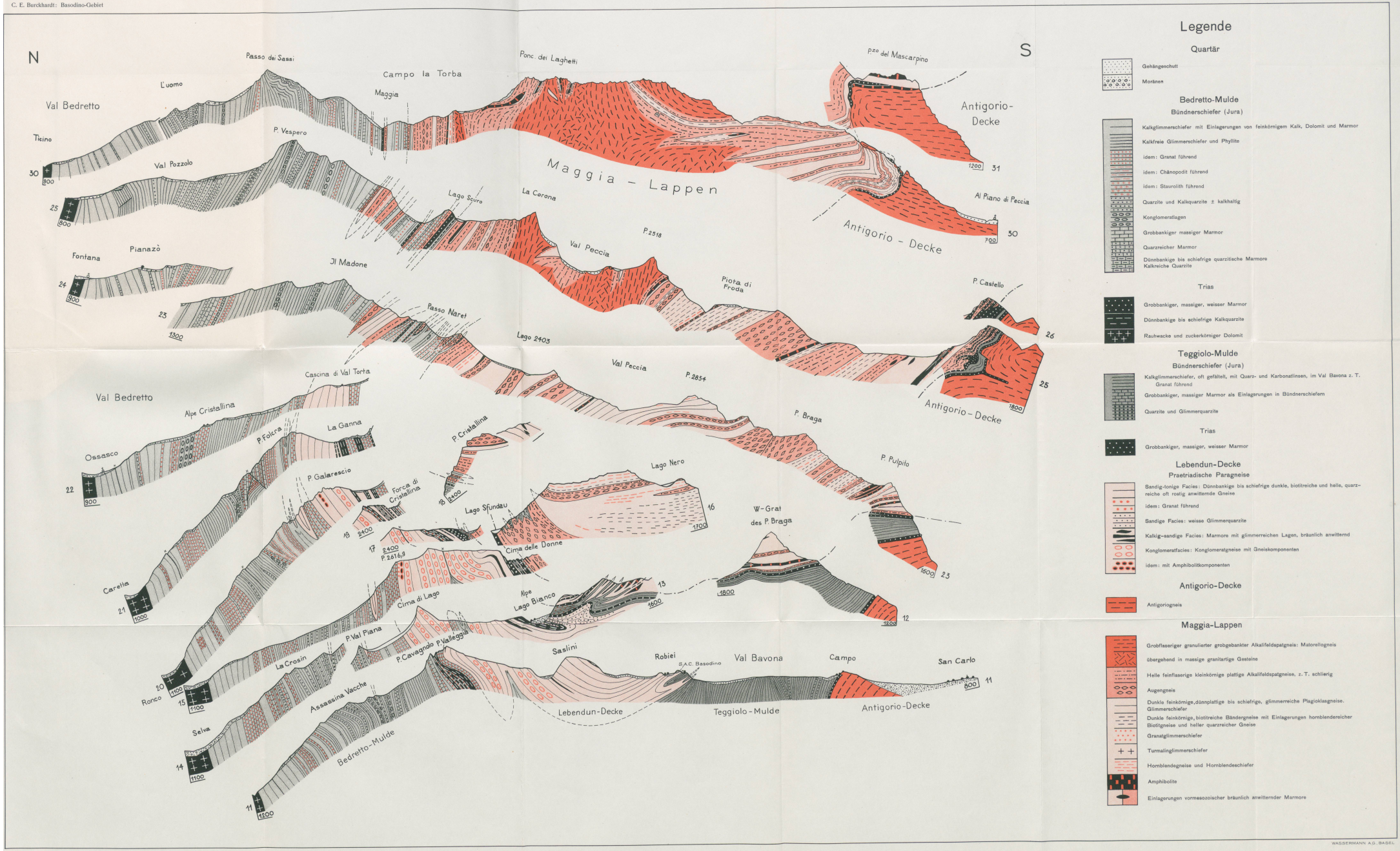
Aufgenommen von C. E. Burckhardt und A. Günthert 1937-1939

Masstab 1:25000

Schweiz. Mineralog.-Petrogr. Mitteilungen,
Bd. XXII, Heft 1, 1942

Tafel II

C. E. Burckhardt: Basodino-Gebiet



Legende

Quartär

- Gehängeschutt
- Moränen

Bedretto-Mulde

Bündnerschiefer (Jura)

- Kalkglimmerschiefer mit Einlagerungen von feinkörnigem Kalk, Dolomit und Marmor
- Kalkfreie Glimmerschiefer und Phyllite
- idem: Granat führend
- idem: Chänopodit führend
- idem: Staurolith führend
- Quarzite und Kalkquarzite ± kalkhaltig
- Konglomeratlagen
- Grobbankiger massiger Marmor
- Quarzreicher Marmor
- Dünnbankige bis schiefrige quarzitische Marmore Kalkreiche Quarzite

Trias

- Grobbankiger, massiger, weisser Marmor
- Dünnbankige bis schiefrige Kalkquarzite
- Rauhwacke und zuckerkörniger Dolomit

Teggiolo-Mulde

Bündnerschiefer (Jura)

- Kalkglimmerschiefer, oft gefältelt, mit Quarz- und Karbonatlinsen, im Val Bavona z. T. Granat führend
- Grobbankiger, massiger Marmor als Einlagerungen in Bündnerschiefern
- Quarzite und Glimmerquarzite

Trias

- Grobbankiger, massiger, weisser Marmor

Lebendun-Decke

Praetriadische Paragneise

- Sandig-tonige Facies: Dünnbankige bis schiefrige dunkle, biotitreiche und helle, quarzreiche oft rostig anwitternde Gneise
- idem: Granat führend
- Sandige Facies: weisse Glimmerquarzite
- Kalkig-sandige Facies: Marmore mit glimmerreichen Lagen, bräunlich anwitternd
- Konglomeratfacies: Konglomeratgneise mit Gneiskomponenten
- idem: mit Amphibolitkomponenten

Antigorio-Decke

- Antigoriogneis

Maggia-Lappen

- Grobflaseriger granulierter grobgebankter Alkalifeldspatgneis: Matorellogneis
- übergehend in massige granitartige Gesteine
- Helle feinflaserige kleinkörnige plattige Alkalifeldspatgneise, z. T. schlierig
- Augengneis
- Dunkle feinkörnige, dünnplattige bis schiefrige, glimmerreiche Plagioklasgneise. Glimmerschiefer
- Dunkle feinkörnige, biotitreiche Bändergneise mit Einlagerungen hornblendereicher Biotitgneise und heller quarzreicher Gneise
- Granatglimmerschiefer
- Turmalinglimmerschiefer
- Hornblendegneise und Hornblendeschiefer
- Amphibolite
- Einlagerungen vormesozoischer bräunlich anwitternder Marmore

WASSERMANN A.G. BASEL

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Mineralog.-Petrogr. Mitteilungen,
Bd. XXII, Heft 1, 1942

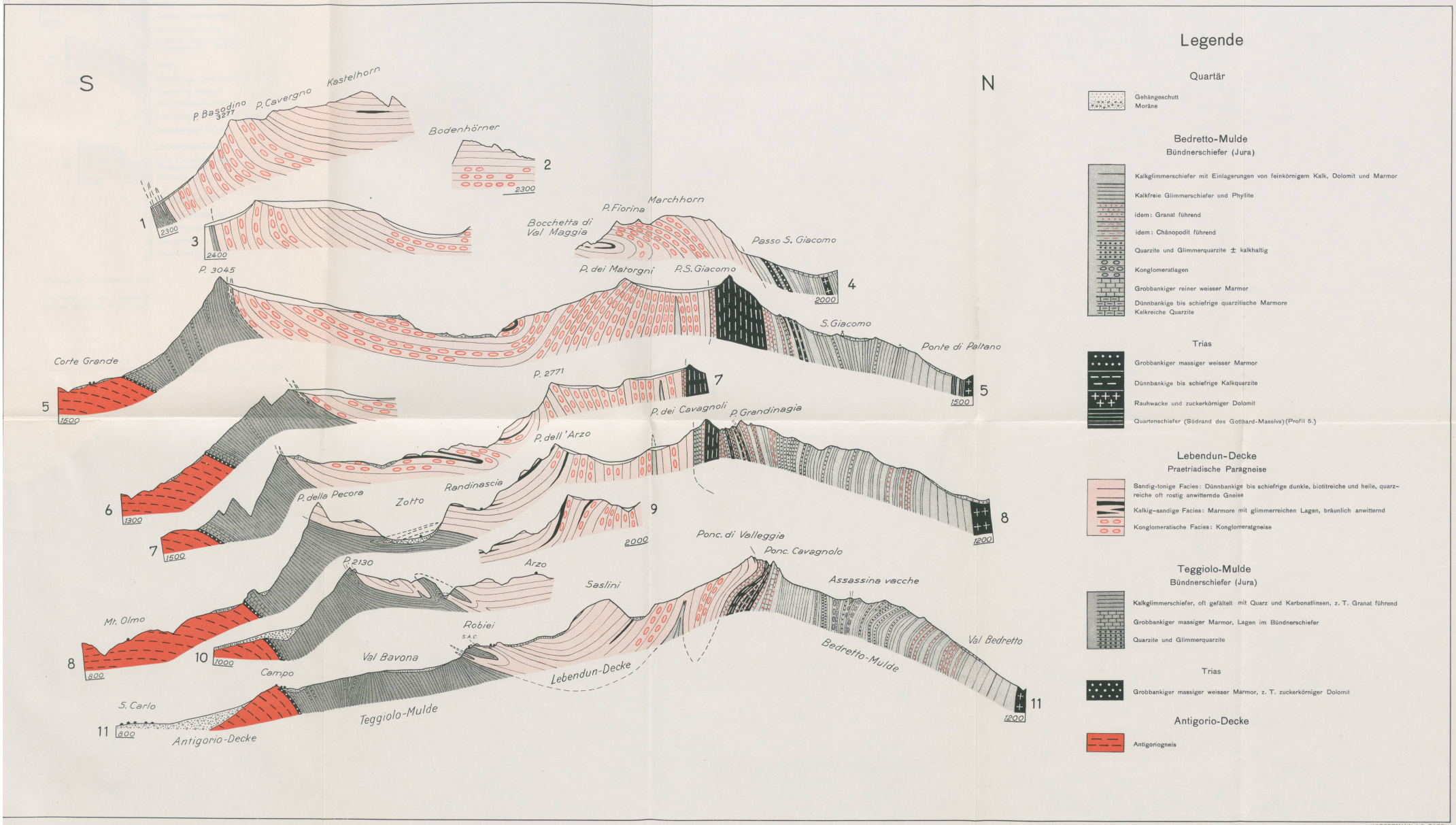
Tafel III

C. E. Burckhardt: Basodino-Gebiet

Geologische Profile durch das Basodino-Gebiet (Profile 1—11)

Aufgenommen von C. E. Burckhardt 1937-1939

Masstab 1:25000



Legende

Quartär

- Gehängeschutt
- Moräne

Bedretto-Mulde

Bündnerschiefer (Jura)

- Kalkglimmerschiefer mit Einlagerungen von feinkörnigem Kalk, Dolomit und Marmor
- Kalkfreie Glimmerschiefer und Phyllite
- idem: Granat führend
- idem: Chänopodit führend
- Quarzite und Glimmerquarzite ± kalkhaltig
- Konglomeratlagen
- Grobbankiger reiner weisser Marmor
- Dünnbankige bis schiefrige quarzitische Marmore
- Kalkreiche Quarzite

Trias

- Grobbankiger massiger weisser Marmor
- Dünnbankige bis schiefrige Kalkquarzite
- Rauhwacke und zuckerkörniger Dolomit
- Quartenschiefer (Südrand des Gotthard-Massivs) (Profil 5.)

Lebendun-Decke

Praetriadische Paragneise

- Sandig-tonige Facies: Dünnbankige bis schiefrige dunkle, biotitreiche und helle, quarzreiche oft rostig anwitternde Gneise
- Kalkig-sandige Facies: Marmore mit glimmerreichen Lagen, bräunlich anwitternd
- Konglomeratische Facies: Konglomeratgneise

Teggiolo-Mulde

Bündnerschiefer (Jura)

- Kalkglimmerschiefer, oft gefältelt mit Quarz und Karbonatlinsen, z. T. Granat führend
- Grobbankiger massiger Marmor, Lagen im Bündnerschiefer
- Quarzite und Glimmerquarzite

Trias

- Grobbankiger massiger weisser Marmor, z. T. zuckerkörniger Dolomit

Antigorio-Decke

- Antigoriogneis

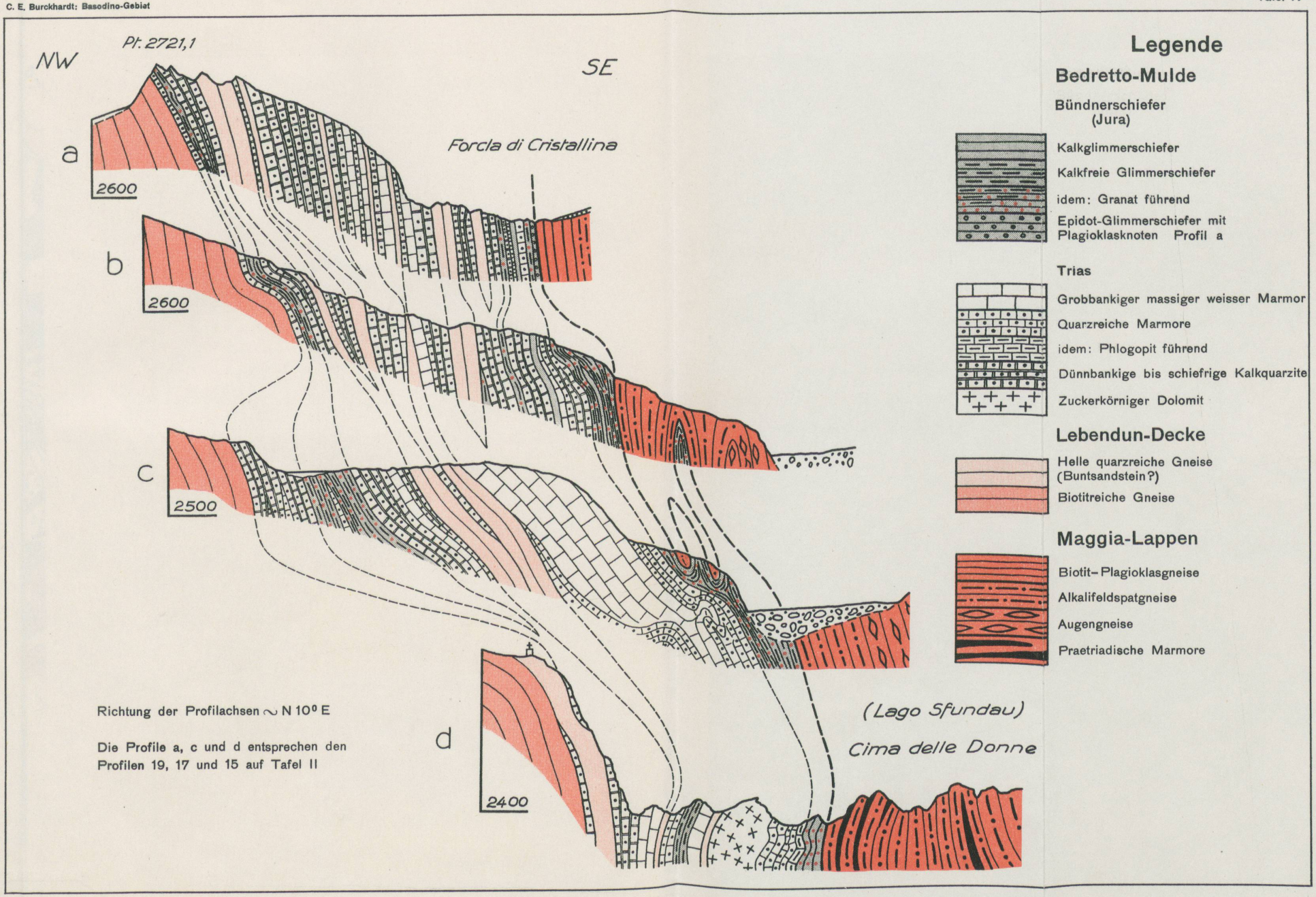
WASSERMANN A.G., BASEL

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Mineralog.-Petrogr. Mittlgn.,
Bd. XXII, Heft 1, 1942

Detailprofile durch die „Trias"-Zone Forcla di Cristallina-Cima delle Donne

Masstab 1 : 5000



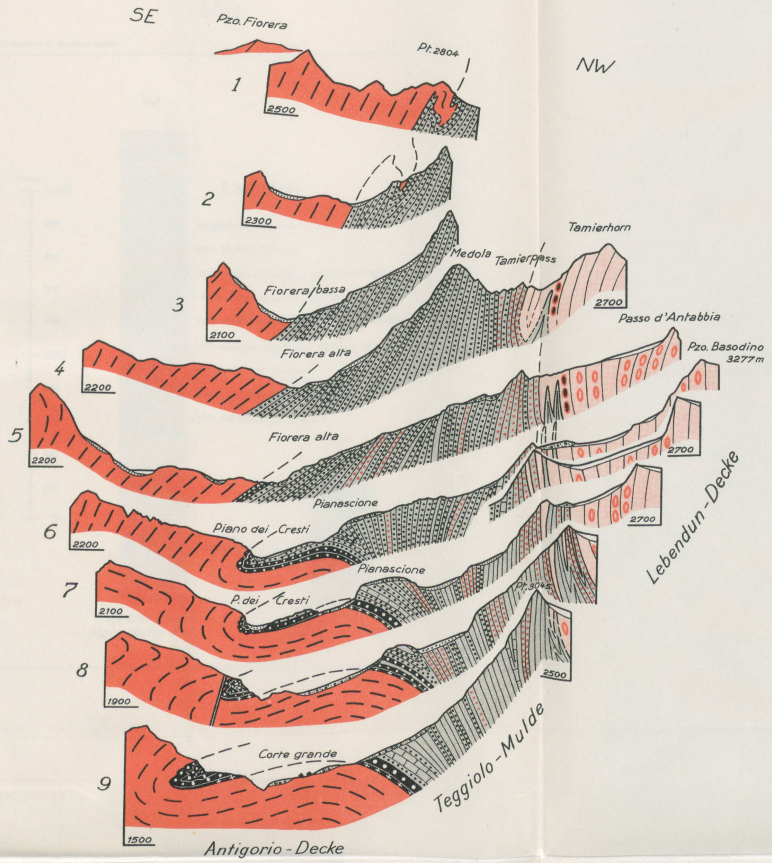
Leere Seite
Blank page
Page vide

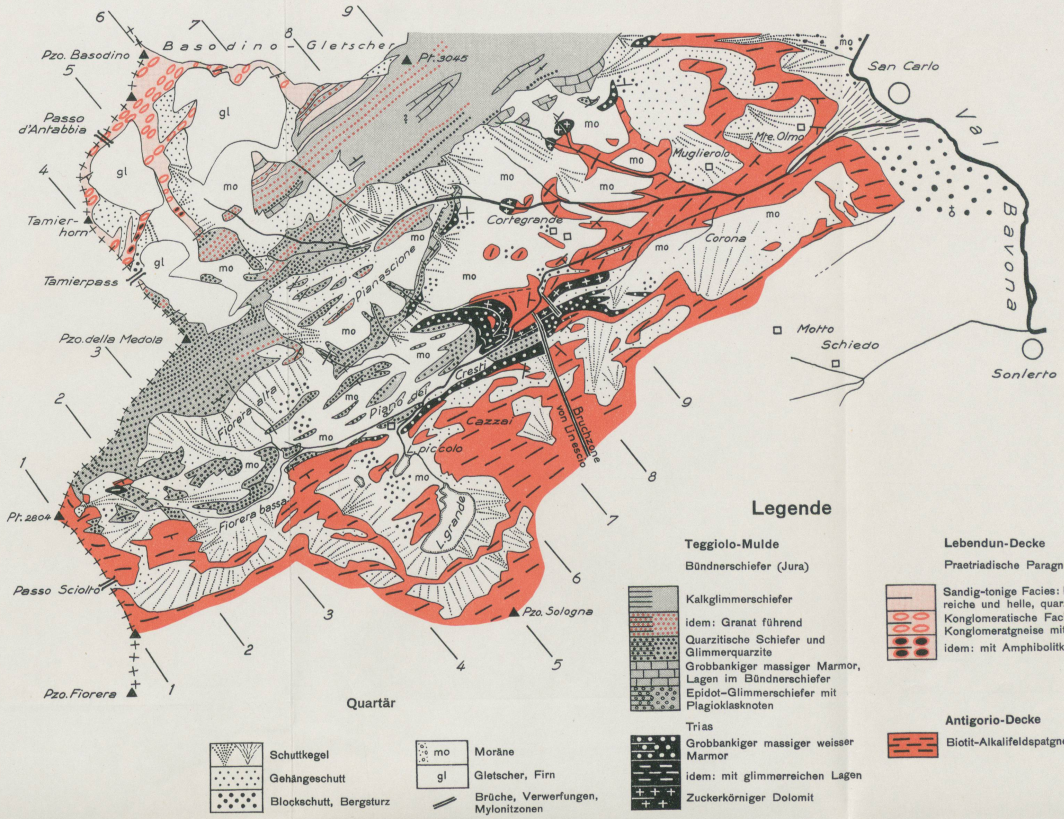
Schweiz. Mineralog.-Petrogr. Mitteilungen,
Bd. XXII, Heft 1, 1942

Geologische Karte und Profile des Val Antabbia

Aufgenommen von C. E. Burckhardt 1938-1940

Masstab 1 : 25000





Legende

Quartär

- Schuttkegel
- Gehängeschutt
- Blockschutt, Bergsturz
- mo Moräne
- gl Gletscher, Firn
- Brüche, Verwerfungen, Mylonitzonen

Teggiolo-Mulde

Bündnerschiefer (Jura)

- Kalkglimmerschiefer
- idem: Granat führend
- Quarzitische Schiefer und Glimmerquarzite
- Grobbankiger massiger Marmor, Lagen im Bündnerschiefer
- Epidot-Glimmerschiefer mit Plagioklasknoten

Trias

- Grobbankiger massiger weisser Marmor
- idem: mit glimmerreichen Lagen
- Zuckerkörniger Dolomit

Lebendun-Decke

Praetriadische Paragneise

- Sandig-tonige Facies: Dünnbankige bis schiefrige dunkle, biotitreiche und helle, quarzreiche oft rostig anwitternde Gneise
- Konglomeratische Facies: Konglomeratgneise mit Gneiskomponenten
- idem: mit Amphibolitkomponenten

Antigorio-Decke

- Biotit-Alkalifeldspatgneis

WASSERMANN A.G. BASEL

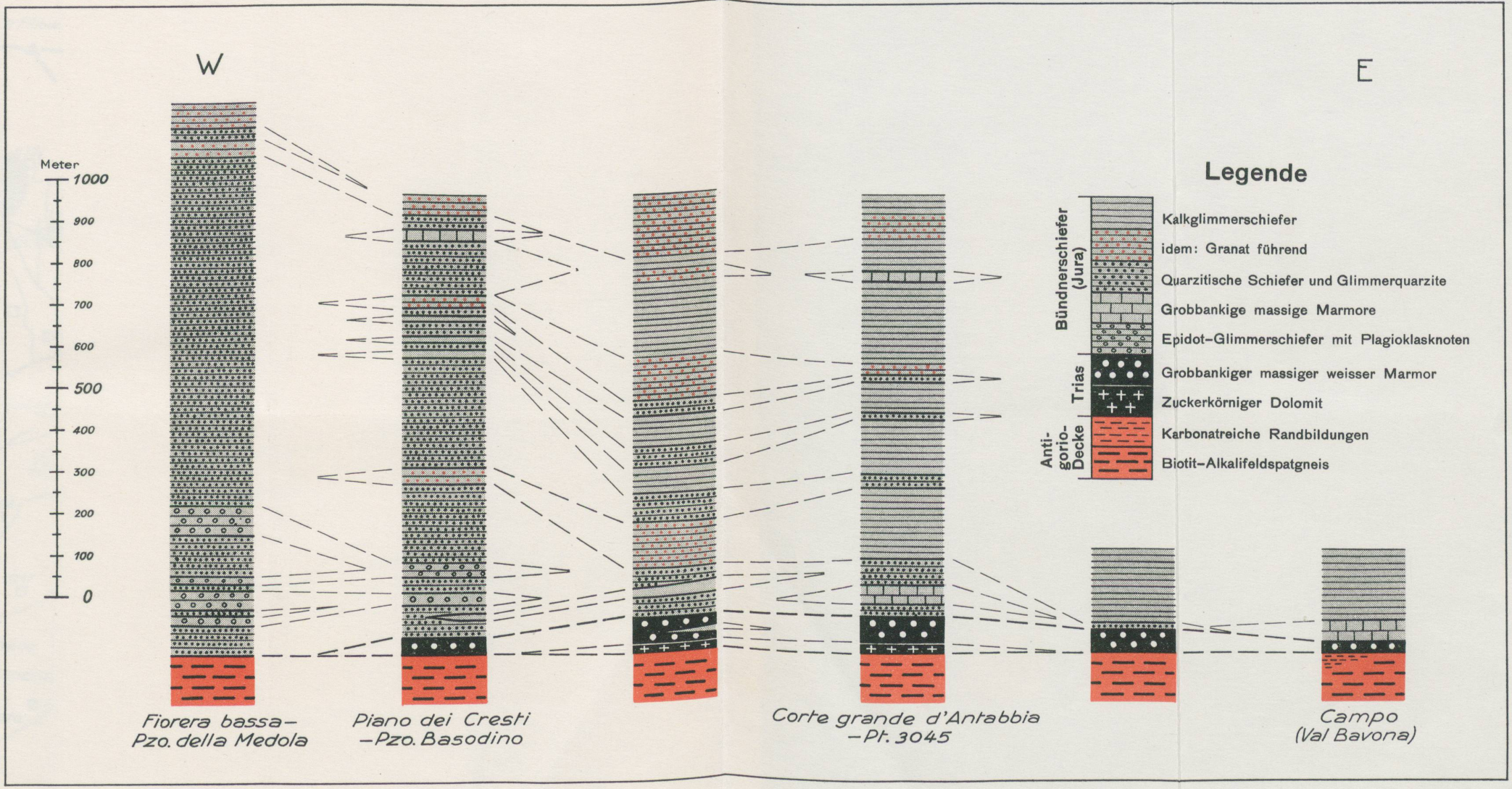
Nr. 7304 BRB 3. 10. 1939.

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Mineralog.-Petrogr. Mittlgn.,
Bd. XXII, Heft 1, 1942

Stratigraphische Profile durch die Teggiolo-Mulde im Val Antabbia

C. E. Burckhardt: Basodino-Gebiet



Leere Seite
Blank page
Page vide

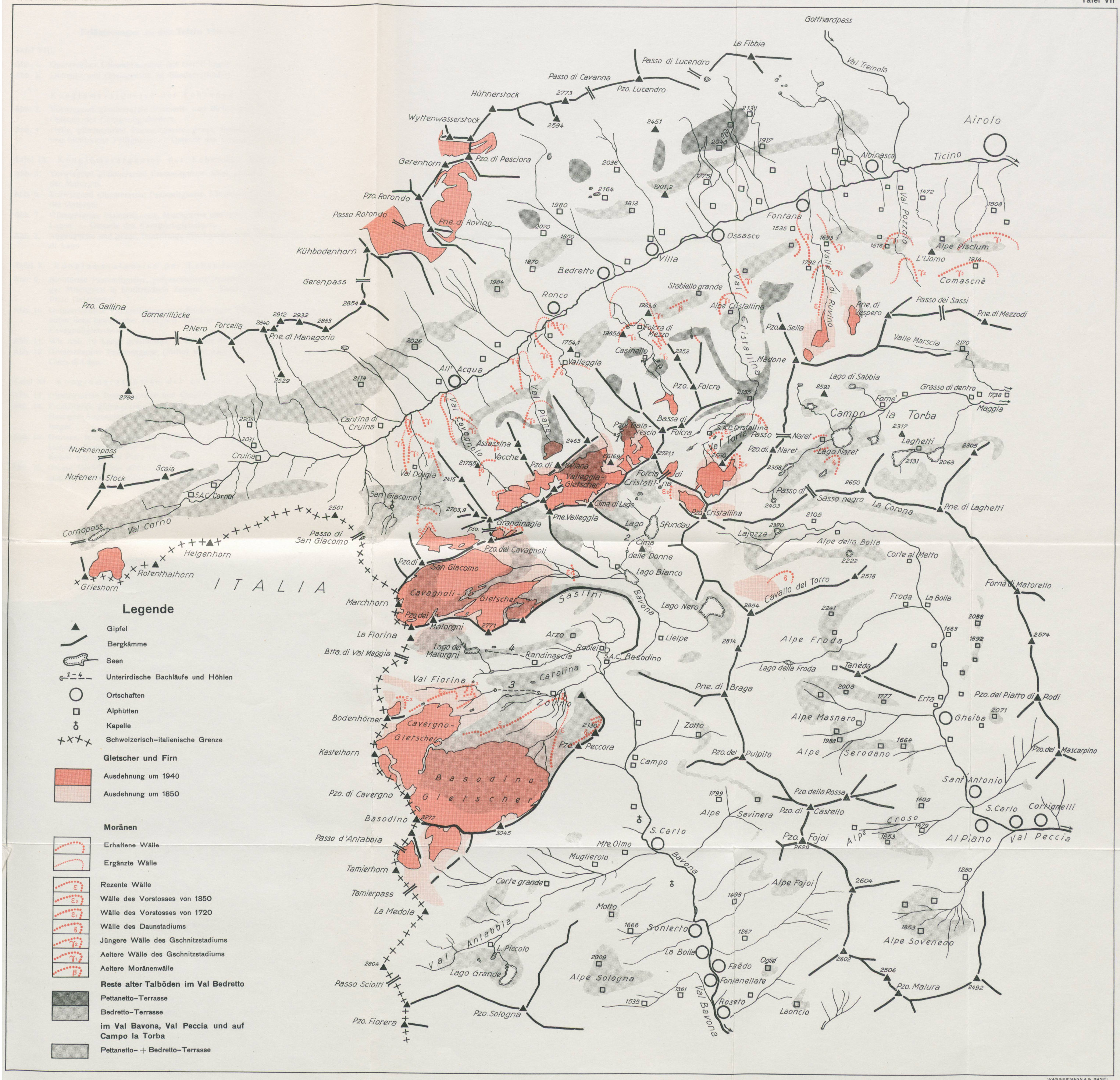
Schweiz. Mineralog.-Petrogr. Mitteilungen,
Bd. XXII, Heft 1, 1942

C. E. Burckhardt: Basodino-Gebiet

Morphologische Karte des Val Bedretto, des oberen Val Bavona und des oberen Val Peccia

Masstab 1:50 000

Tafel VII



Nr. 7304 BRB 3. 10. 1939.

WASSERMANN A.G. BASEL

Leere Seite
Blank page
Page vide

Erläuterungen zu den Tafeln VIII—XVI

Tafel VIII.

Abb. 1. Quarzreicher Glimmermarmor mit Geröll-Lagen. — Casinello.
Abb. 2. Dolomit- und Gneisgerölle im Bündnerschiefer. — Casinello.

Konglomeratgneise der Lebendun-Decke.

Abb. 3. Vorwiegend glimmerarme Psammit- und biotitreiche Pelitgneise. — Ostende des Cavagnoligletschers.
Abb. 4. Helle, glimmerarme Psammitgneise, graue, feinkörnige Mischgneise und biotitreiche Pelitgneise. — Ostende des Cavagnoligletschers.

Tafel IX. Konglomeratgneise der Lebendun-Decke.

Abb. 5. Vorwiegend glimmerarme Psammitgneise. Quer geschnitten. — Lago dei Matorgni.
Abb. 6. Vorwiegend glimmerarme Psammitgneise. Längs geschnitten. — Lago dei Matorgni.
Abb. 7. Glimmerarme Psammitgneise, Mischgneise und verfältelte, quarzreiche Lagen. — Ostende des Cavagnoligletschers.
Abb. 8. Augengneise und graue, feinkörnige Mischgneise. — Östlich der Cima di Lago.

Tafel X. Konglomeratgneise der Lebendun-Decke.

Abb. 9. Biotitarme Psammitgneise, gutgeschichtete Psammitgneise und flasriger Mischgneis in biotitreichem Zement. — Kessel nordwestlich des Pizzo Galarescio.
Abb. 10. Gutgeschichtete Psammitgneise und feinkörniger Mischgneis (Mitte); unten links biotitreicher Pelitgneis. Quer geschnitten. — Ostende des Cavagnoligletschers.
Abb. 11. Wie Abb. 10. Längs geschnitten. — Ostende des Cavagnoligletschers.
Abb. 12. Glimmerarmer Psammitgneis (Mitte) und kleine Quarzit-Gerölle. — Cima di Lago.

Tafel XI. Konglomeratgneise der Lebendun-Decke.

Abb. 13. Glimmerarme Psammitgneise und Quarzite. — Cima di Lago.
Abb. 14. Feinkörnige, glimmerarme Psammitgneise, biotitreiche Pelitgneise und flasriger Augengneis (unter dem Hammerkopf). — Pizzo dei Matorgni.
Abb. 15. Grosses, lang ausgezogenes Geröll (feinkörniger Mischgneis) und kleinere Psammitgneise und Quarzite in biotitreichem Zement. — Kessel westlich des Pizzo Galarescio.
Abb. 16. Grosse Gerölle von glimmerarmem Psammitgneis (links) und flasrigem Mischgneis bis Augengneis (rechts oben). — Cima di Lago.

Tafel XII. Konglomeratgneise der Lebendun-Decke.

Abb. 17. Grosses Geröll aus feinkörnigem, grauem, glimmerarmem Mischgneis. — Pizzo dei Matorgni.

Abb. 18. Grosses, langgezogenes Geröll aus grauem, feinkörnigem Mischgneis. — Lago dei Matorgni.

Abb. 19. Grosses Geröll aus hellem, flasrigem Mischgneis. — Kessel westlich des Pizzo Galarescio.

Abb. 20. Feinkörniger, schlecht geschichteter, glimmerarmer Psammitgneis. — Kessel westlich des Pizzo Galarescio.

Tafel XIII Konglomeratgneise der Lebendun-Decke.

Abb. 21. Feinkörniger, schlechtgeschichteter, glimmerarmer Psammitgneis. — Cima di Lago.

Abb. 22. Feinkörniger, gut geschichteter Psammitgneis und Augengneis (links). Cima di Lago.

Abb. 23. Heller, mittelkörniger, gut geschichteter Psammitgneis; zeigt noch alte Fältelung. — Kessel westlich des Pizzo Galarescio.

Abb. 24. Grauer, feinkörniger, glimmerarmer Mischgneis. — Cima di Lago.

Tafel XIV. Konglomeratgneise der Lebendun-Decke.

Abb. 25. Geröll aus Pelit- und Psammitgneis (links unten) neben vielen kleineren Psammitgneisen und Quarziten. — Cima di Lago.

Abb. 26. Pelitgneis (Mitte) und Psammitgneise und Quarzite. — Cima di Lago

Abb. 27. Heller, flasriger Mischgneis. — Cima di Lago.

Abb. 28. Flasriger Augengneis. — Kessel westlich des Pizzo Galarescio.

Tafel XV. Konglomeratgneise der Lebendun-Decke.

Abb. 29. Flasriger Augengneis. — Cima di Lago.

Abb. 30. Flasriger Augengneis. — Cima di Lago.

Abb. 31. Glimmerarmer Psammitgneis in amphibolitischem Zement. — Pt. 2616,9.

Abb. 32. Glimmerarmer Psammitgneis und Amphibolit in gneisigem und amphibolitischem Zement. — Pt. 2616,9.

Tafel XVI. Konglomeratgneise der Lebendun-Decke.

Abb. 33. Psammitgneise in amphibolitischem Zement. — Pt. 2616,9.

Abb. 34. Amphibolite und glimmerreiche Psammitgneise in gneisigem bis amphibolitischem Zement. — Pt. 2616,9.

Abb. 35. Amphibolit in gneisigem, hornblendereichem Zement. — Pt. 2616,9.

Abb. 36. Amphibolite in gneisigem bis amphibolitischen Zement. — Pt. 2616,9.

Eingegangen: 7. März 1942.

Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.
Band XXII, 1942

Tafel VIII

Abb. 1

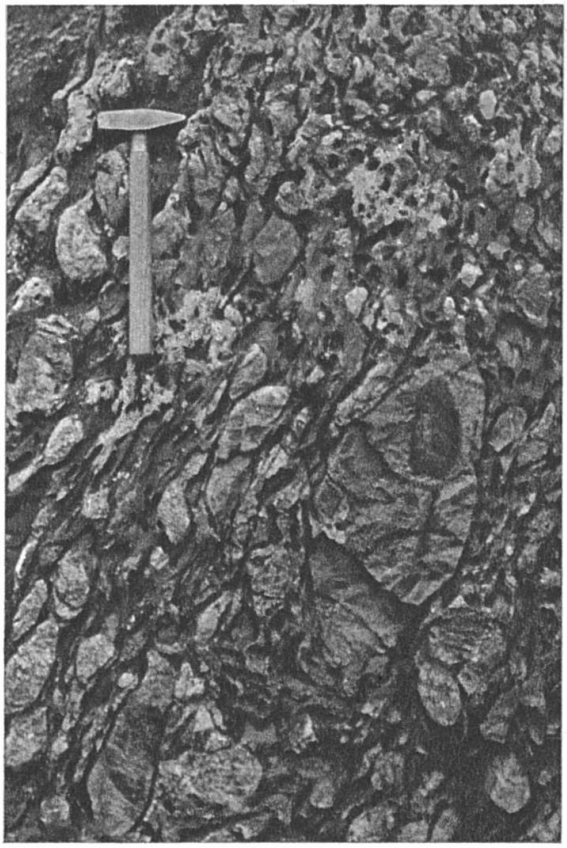


Abb. 2

Abb. 3

Abb. 4

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.
Band XXII, 1942

Tafel IX

Abb. 5

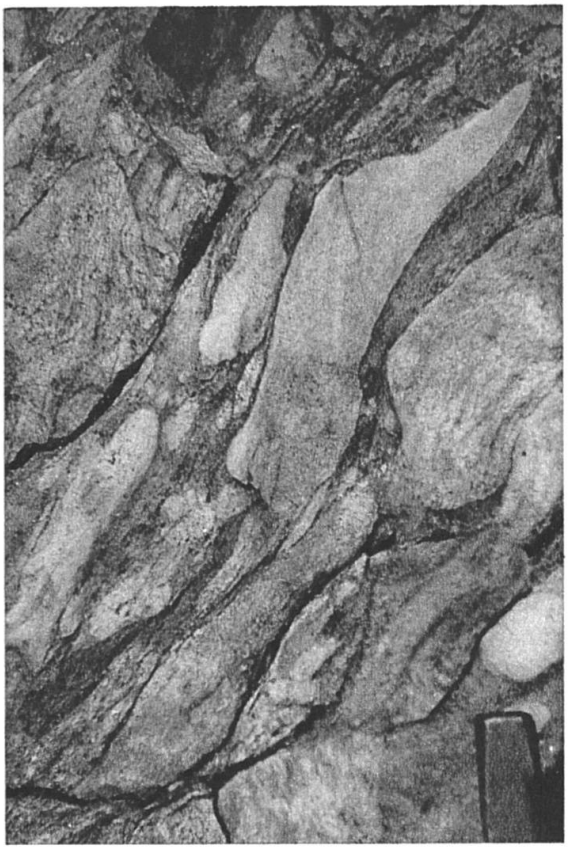


Abb. 6

Abb. 7

Abb. 8

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.
Band XXII, 1942

Tafel X

Abb. 9

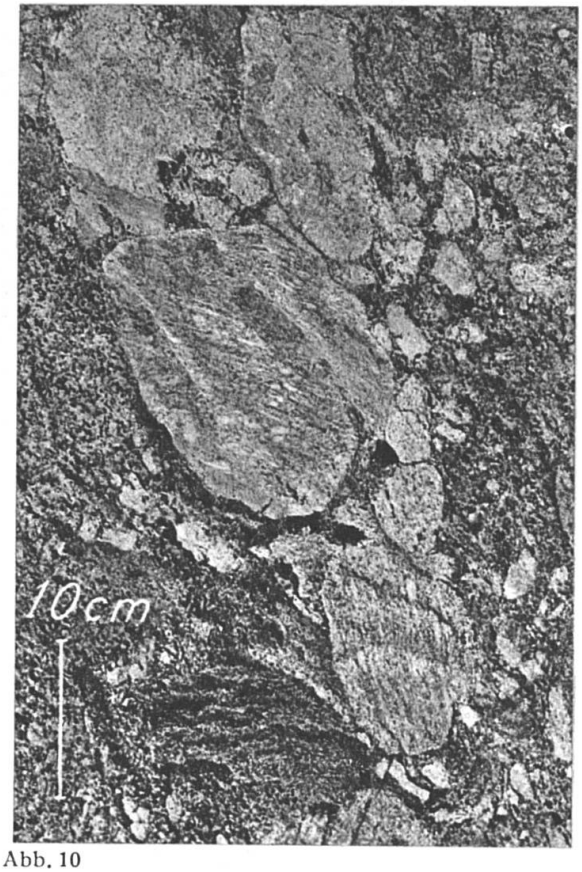


Abb. 10

Abb. 11

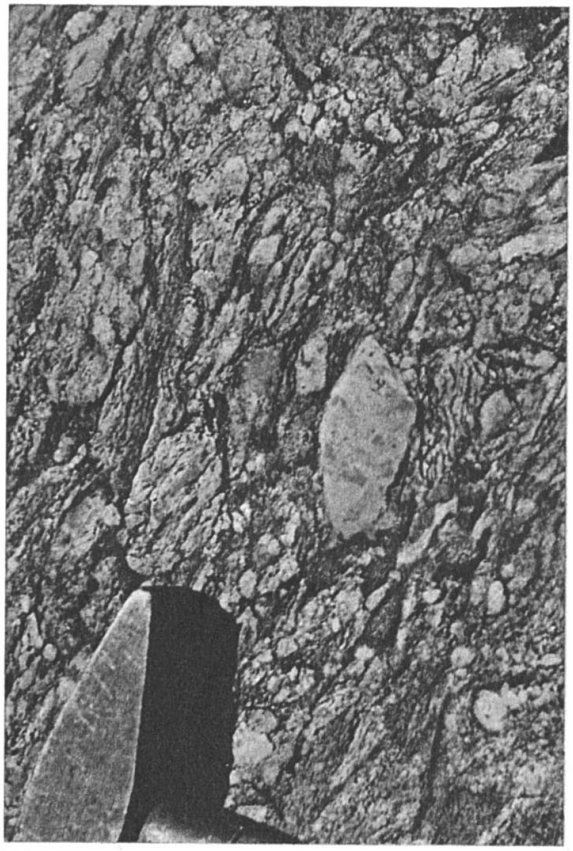


Abb. 12

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.
Band XXII, 1942

Tafel XI

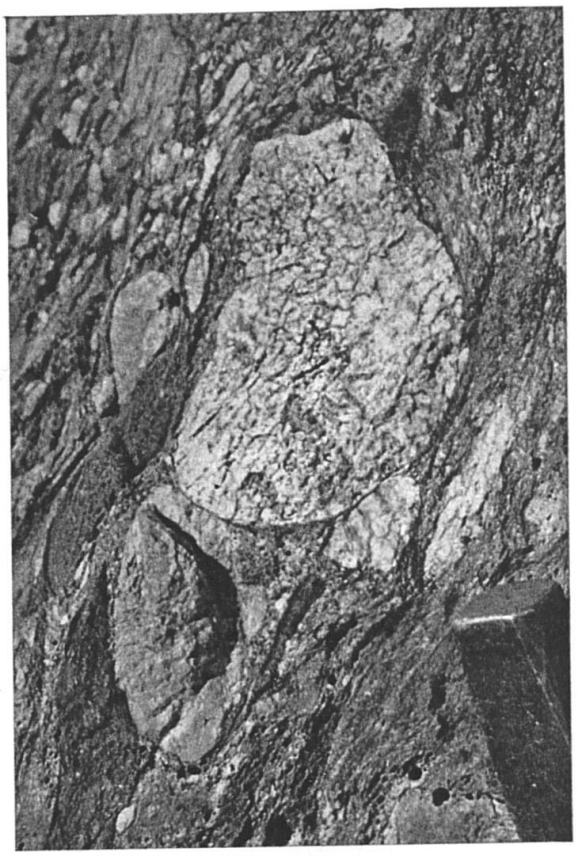


Abb. 13

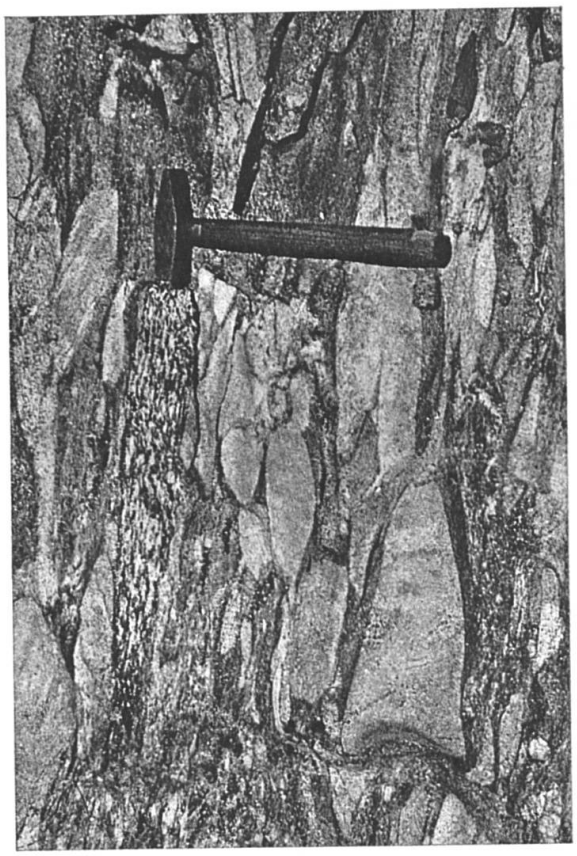


Abb. 14

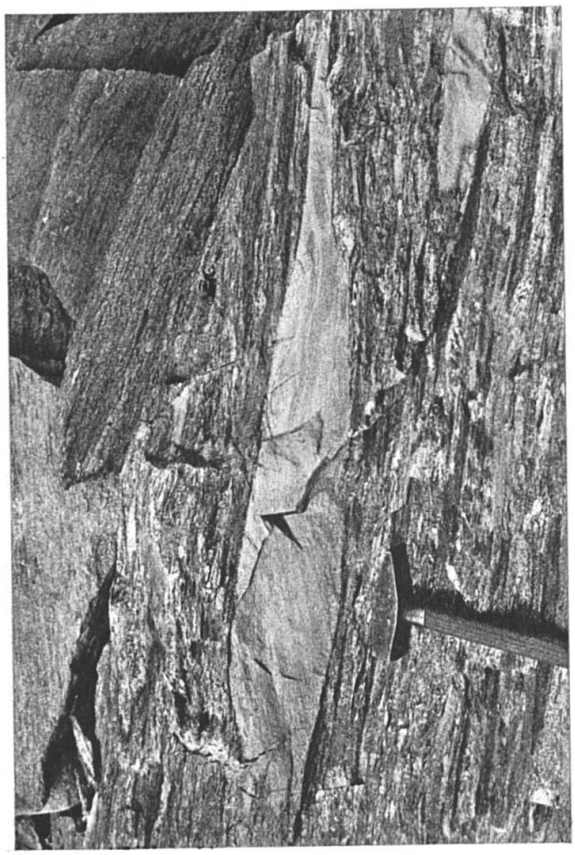


Abb. 15

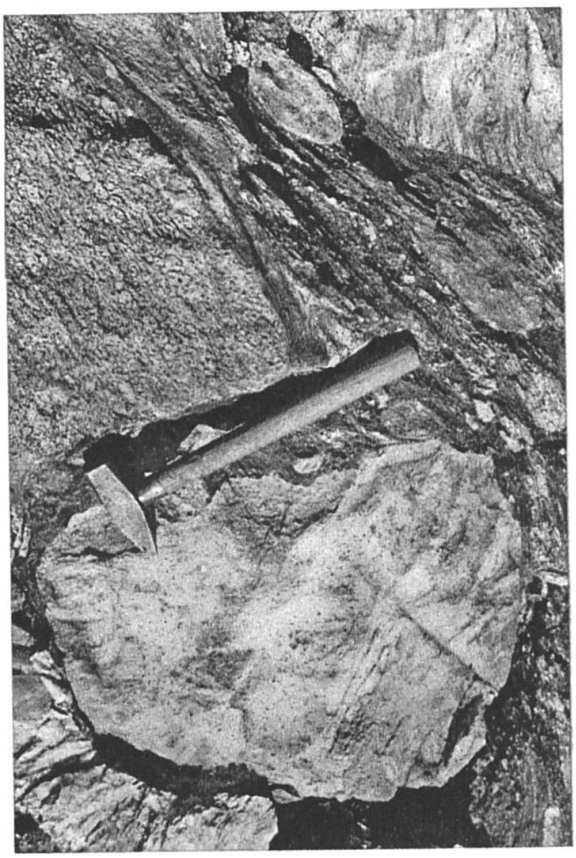


Abb. 16

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.
Band XXII, 1942

Tafel XII

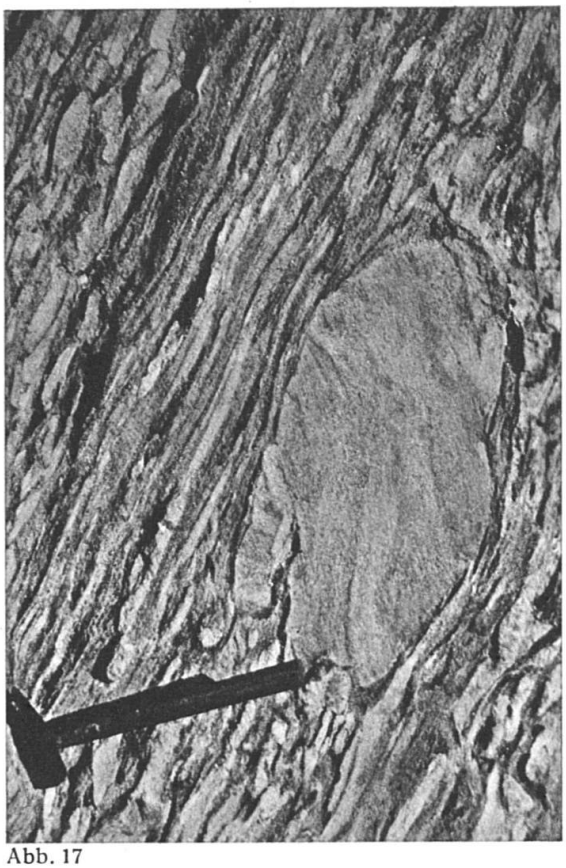


Abb. 17

Abb. 18

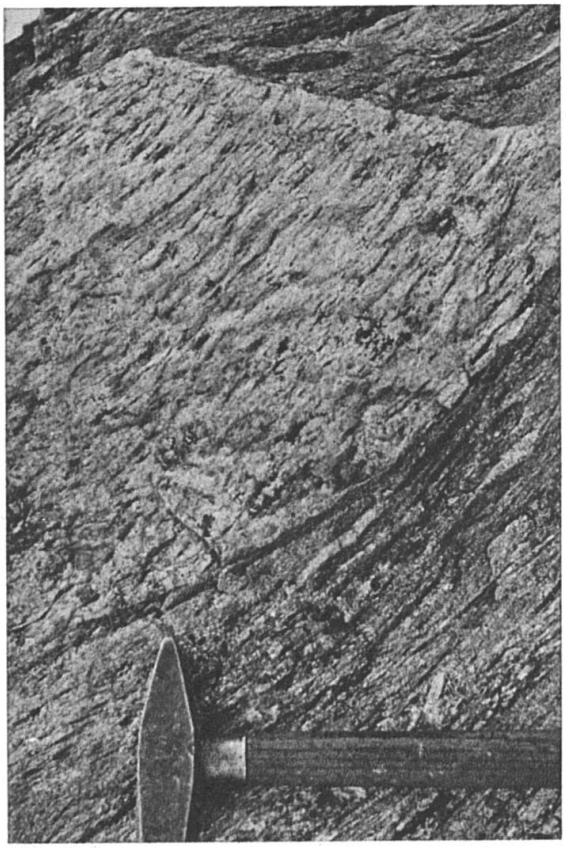


Abb. 19

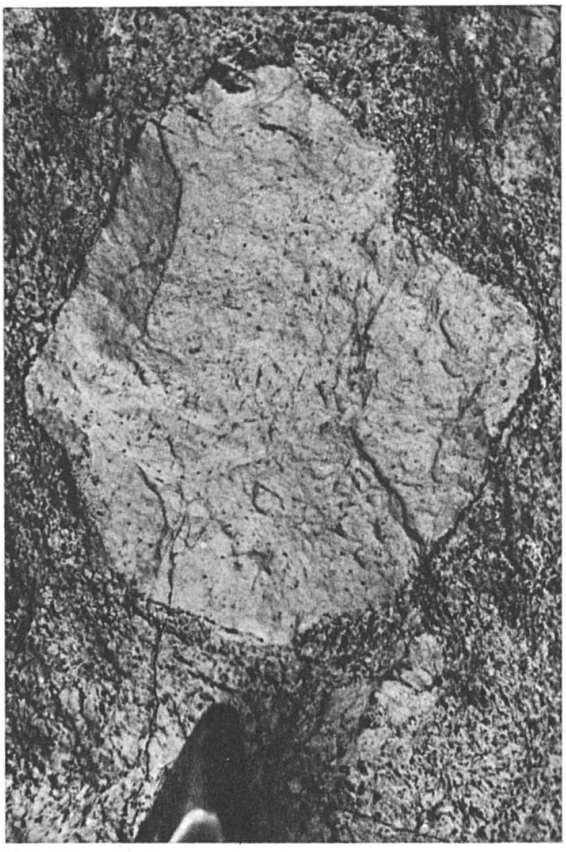


Abb. 20

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.
Band XXII, 1942

Tafel XIII

Abb. 21

Abb. 22

Abb. 23

Abb. 24

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.
Band XXII, 1942

Tafel XIV

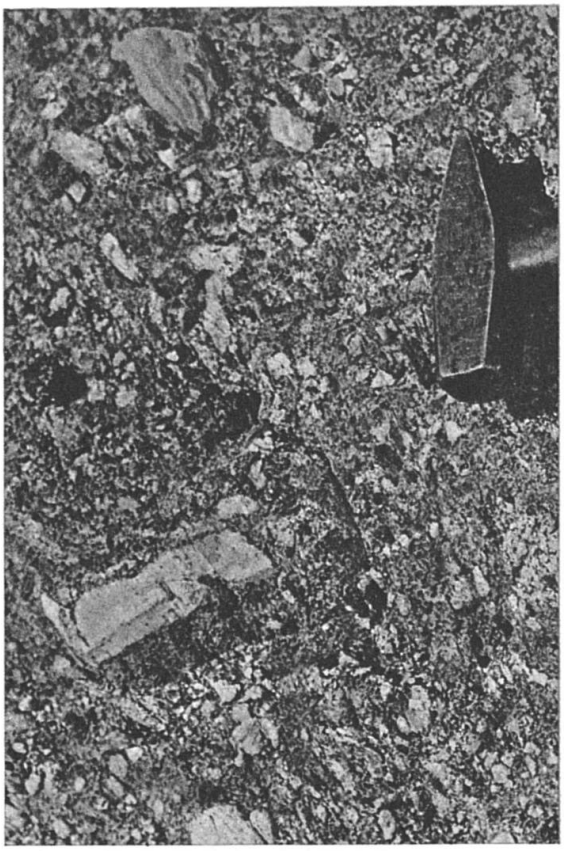


Abb. 25

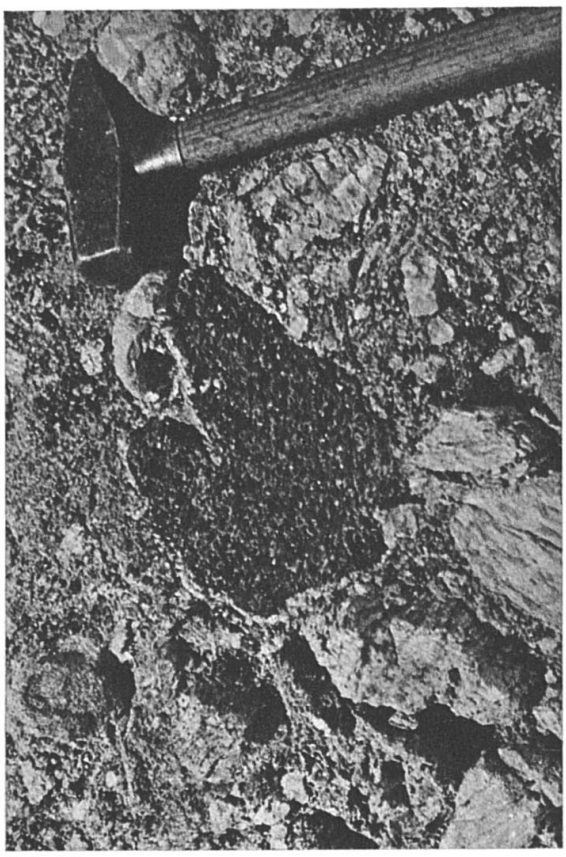


Abb. 26

Abb. 27

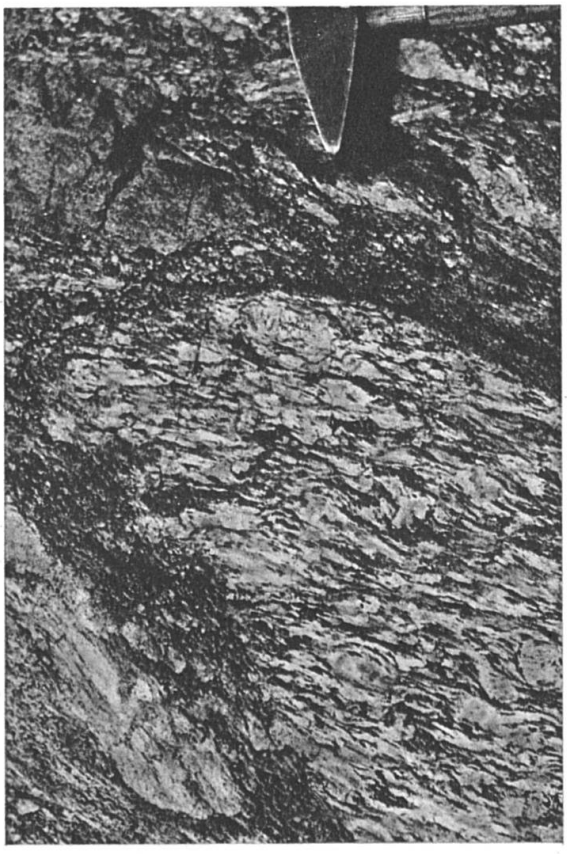


Abb. 28

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.
Band XXII, 1942

Tafel XV

Abb. 29

Abb. 30

Abb. 31

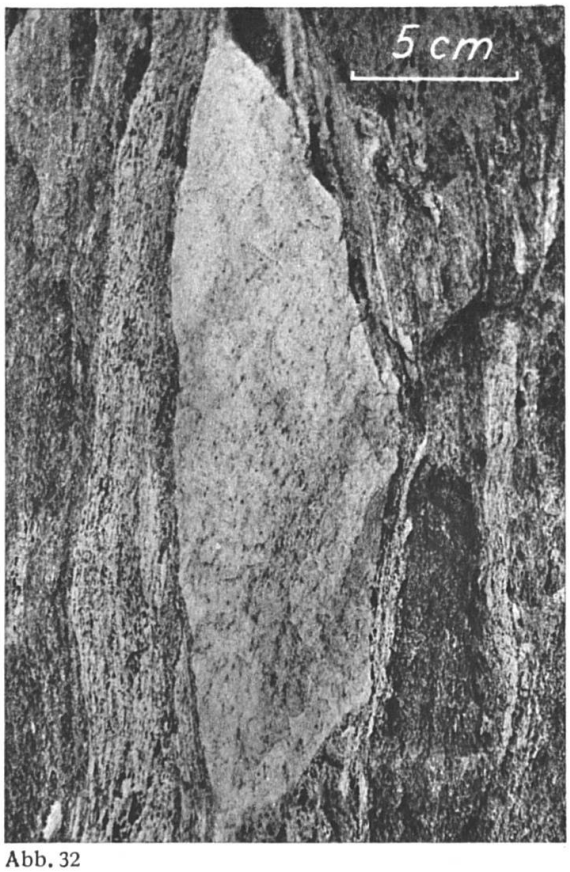


Abb. 32

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.
Band XXII, 1942

Tafel XVI

Abb. 33

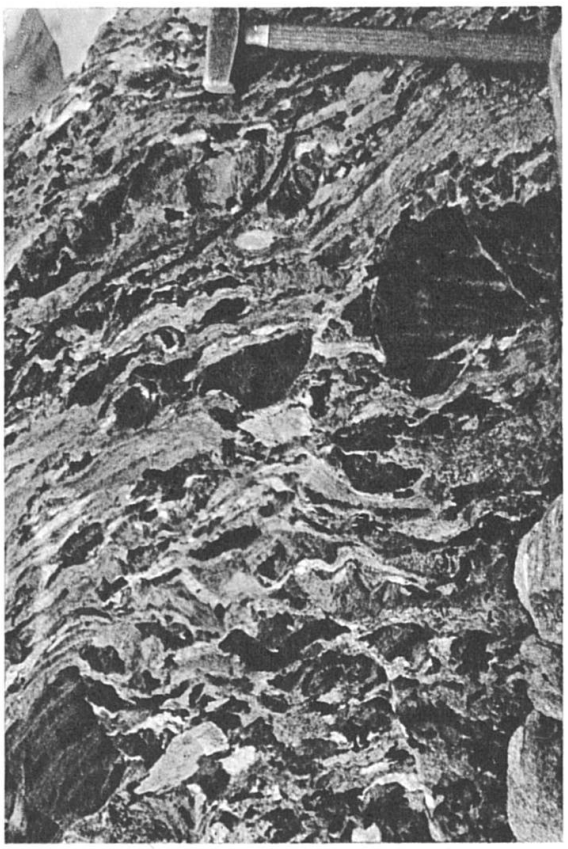


Abb. 34

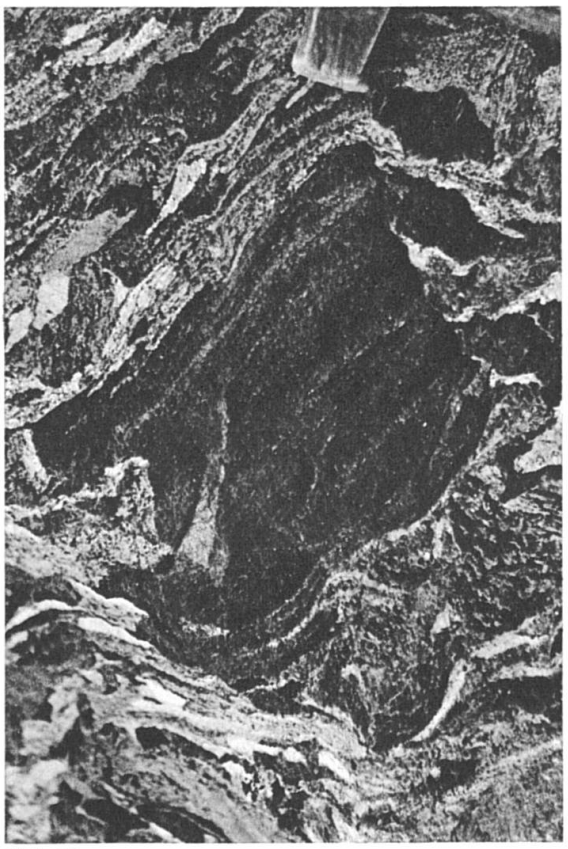


Abb. 35

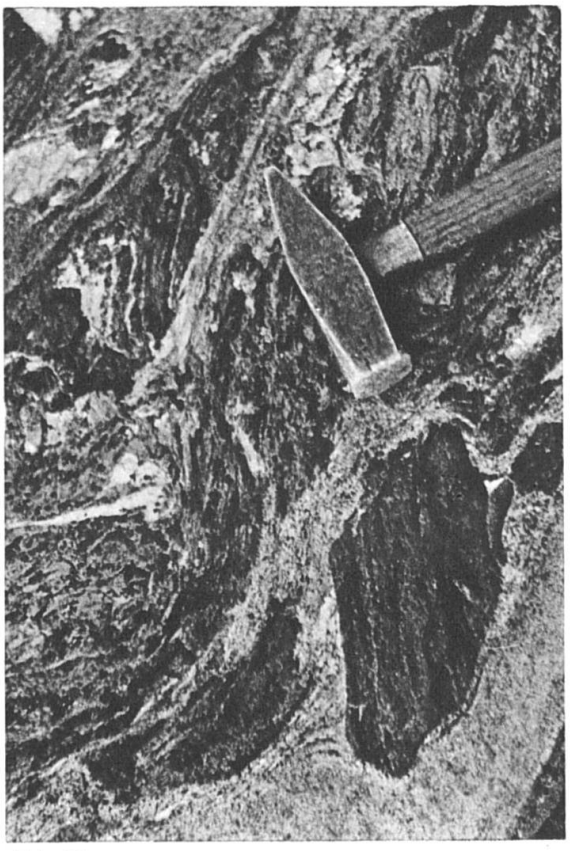


Abb. 36

Leere Seite
Blank page
Page vide