

SCHWEIZERISCHE
GEOLOGISCHE KOMMISSION

ORGAN DER
SCHWEIZ. NATURFORSCH. GESELLSCHAFT

COMMISSIONE GEOLOGICA
SVIZZERA

ORGANO DELLA
SOC. ELV. DI SCIENZE NATURALI

Geologischer Atlas
der Schweiz

1:25 000

Atlante geologico
della Svizzera

1:25 000

Blatt

1333 Tesserete

mit schweizerischem Anteil von Blatt **1334 Porlezza**

Topographie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 39)

Erläuterungen

verfasst von

M. REINHARD UND D. BERNOULLI

Mit 7 Textfiguren, 1 Phototafel und 2 Profiltafeln

1964

In deposito — Kommissionsverlag:
Kümmerly & Frey AG., Geographischer Verlag, Bern

VORWORT DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION

Im Jahre 1926 erhielt Herr Prof. REINHARD von der Geologischen Kommission den Auftrag, das Kristallin des Seengebirges südlich der Insubrischen Linie im Südtessin zu bearbeiten. In der Folge wurden am Mineralogisch-petrographischen Institut Basel unter seiner Leitung auch 3 Dissertationen ausgeführt, und zwar von R. BÄCHLIN† (1937) im Tamarogebiet, A. SPICHER (1940) im oberen Val d'Isonne und von P. GRAETER (1951) im Malcantone. Heute liegt das ganze Kristallin des Seengebirges auf Schweizer Gebiet fertig kartiert vor. Für das Sedimentgebiet der Denti della Vecchia stand die Dissertation von P. LEHNER (1952) zur Verfügung, die im Geologischen Institut Basel unter der Leitung von Prof. VONDERSCHMITT ausgeführt wurde.

Als erstes Blatt des Südtessins konnte nun Blatt 1333 Tesserete erscheinen; in den nächsten Jahren werden Blatt Lugano und Blatt Bellinzona folgen.

Herr Prof. REINHARD hat, in enger Zusammenarbeit mit dem Bureau der Geologischen Kommission, die Koordination des Blattes übernommen. Die Kommission ist ihm hierfür zu grossem Dank verpflichtet. Dank gebührt auch den Herren Dres. BÄCHLIN†, SPICHER, GRAETER und LEHNER dafür, dass sie ihre Kartierungen der Kommission zur Verfügung stellten.

Den Text für die *Erläuterungen* hat Herr Prof. REINHARD für das Grundgebirge und das Quartär und Herr Dr. D. BERNOULLI für die Sedimente redigiert, wobei sich Herr BERNOULLI im allgemeinen an die Ausführungen von P. LEHNER halten konnte. Für den Lombardischen Kieselkalk wurden neuere Ergebnisse berücksichtigt. Herrn Dr. BERNOULLI sei für diese Arbeiten bestens gedankt.

Als Ergänzung zu den Erläuterungen sei noch auf die ausführliche Arbeit von M. REINHARD: «Über das Grundgebirge des Sottoceneri im Südtessin und die darin auftretenden Ganggesteine» hingewiesen, die gegenwärtig in der Serie der «Beiträge zur geol. Karte der Schweiz» gedruckt wird.

Basel, im Dezember 1963

Für die Schweizerische Geologische Kommission
der Präsident:

L. Vonderschmitt

INHALTSÜBERSICHT

Vorwort der Geologischen Kommission	2
Topographischer Überblick und geologische Gliederung	5
Das praepermische Grundgebirge	6
Die Ceneri-Zone	7
Gesteine vom Orthogneistypus	7
Flaserig-schieferige Biotitplagioklasgneisse	7
Hornblende führende Biotitplagioklasgneisse	7
Aplitischer Alkalifeldspatgneis	7
Mischgneisse	8
Schieferige bis dünnflaserige Biotitplagioklasgneisse und Injektionsgneisse	8
Paragneisse	9
Granulierter Biotitplagioklasgneis (Ceneri-Gneis)	9
Zweiglimmerplagioklasgneis mit Alumosilikaten (Giumello- Gneis).	10
Schieferiger Biotitplagiogneis	10
Hornfelsgneisse.	11
Amphibolite und Metaperidotite	12
Amphibolite, Granatamphibolite	12
Gabbroide Amphibolite, Eklogitamphibolite; Pyroxen-, Horn- blende-, Strahlstein und Olivinfelse; Serpentine	13
Pegmatit-, Aplit-, Quarzgänge	15
Basische Gänge	15
Die Val Colla-Zone	19
Karbon	19
Vorkommen von Manno	19
Vorkommen im Val Colla	21
Orthogneis	24
Aplitischer Muskowit-Alkalifeldspatgneis (Bernardo-Gneis)	24
Paragneisse	26
Sericit Schiefergneis (Stabbiello-Gneis)	27
Sericit Schiefergneis, ebenflächig bis gewellt	27
Phyllonite und Tonschiefer	27
Sericitschiefer von Manno-Bosco	29
Quarzite.	30
Hornblende Epidotschiefer.	30
Tektonik des Grundgebirges	31
Das posthercynische Deckgebirge	33
Verrucano-Servino-Serie.	34
Salvatore-Dolomit	37

Raiblerschichten	37
Hauptdolmit	38
Rhät	39
Lombardischer Kieselkalk	40
Tektonik des posthercynischen Deckgebirges	44
Quartär	45
Zeichen	50
Wichtigste Literatur	51

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN UND TAFELN

Fig. 1. Profil durch den Gabbro-Serpentinzug bei Altari.

Fig. 2. Profil durch das Metaperidotitvorkommen am W Hang der Cima di Lago.

Fig. 3. Übersichtskarte 1:125000 der Vorkommen basischer Gänge.

Fig. 4. Karbon-Verrucano-Profil bei Pozzetti.

Fig. 5. Karbon-Verrucano-Profil bei Pairolo.

Fig. 6. Karbon-Verrucano-Profil bei Scirona.

Fig. 7. Warviger, feingefalteter Phyllonit (Schliffbild).

Phototafel

Tafel I und II. Geologische Profile durch das Gebiet von Blatt 1333 Tesserete, 1:25000.

TOPOGRAPHISCHER ÜBERBLICK UND GEOLOGISCHE GLIEDERUNG

Das Blatt Tesserete, im E durch den schweizerischen Anteil des Blattes Porlezza ergänzt, liegt zwischen den beiden grossen oberitalienischen Seen, dem Lago Maggiore im W, den es in der NW Ecke beinahe berührt, und dem Lago di Como im E. Im N reicht das Blatt nicht ganz bis zur tiefen Talfurche der Magadinoebene, im S beinahe bis zum Luganersee, auf den es nur in der äussersten SE Ecke übergreift. Im SE und auf der S Hälfte des W Randes erstreckt sich das Blatt auf italienisches Gebiet. Es umfasst demnach einen grossen Teil der als Sottoceneri bezeichneten Landschaft des S Tessins.

Eine N-S gerichtete, im Verhältnis zur geringen Wasserführung viel zu breite, alt angelegte und am Mte Ceneri, 350 m über der Magadinoebene in die Luft austreichende Furche, das Vedeggiotal, teilt das Blatt in zwei annähernd gleich grosse Hälften. Sie stellt eine bedeutende Verkehrsader dar, die auf Schiene und Strasse den Gotthard mit Lugano und Italien verbindet. Das auf der W Seite des Vedeggiotales gelegene Gebiet wird von schluchtartigen und infolgedessen unbewohnbaren Tälern durchfurcht. Nur in dem gegen S sich öffnenden Tal der Magliasina, die das Malcantone entwässert, finden sich auf den stark terrassierten Talhängen mehrere Dörfer. Auch die Täler auf der E Seite der N-S-Furche, das Val d'Isonne mit dem Oberlauf des Vedeggio im N und das nach S offene Talsystem des Cassarate (Val Colla und Val Capriasca) sind auf grosse Strecken schluchtartig eingetieft und die Talhänge, besonders des Val Colla und des unteren Cassarate, sind stark terrassiert und entsprechend besiedelt und kultiviert. Im Haupttal des Vedeggio, wo Terrassen kaum erhalten sind, liegen die meisten Dörfer auf Schuttkegeln am Ausgang der Wildbachschluchten.

Die tiefen Taleinschnitte werden von Bergketten flankiert, die kaum Voralpenhöhe erreichen und dennoch einen recht imposanten Rahmen darstellen. Dies gilt besonders für den Grenzkamm am E Rand des Blattes, der im N, am Mte Stabbiello (2116 m) und Mte Gazzirola (2116 m) über 2000 m hoch ist und bis zum Mte Boglia (1516 m) im S kaum je unter 1500 m sinkt. Auch der Wasserscheidekamm zwischen Val d'Isonne – Val di Serdena und dem Val Colla, der sich beim Gazzirola mit dem Grenzkamm vereinigt, weist Höhen auf, die zwischen 1600 und 1800 m schwanken (Mte Bar, 1816 m). Ähnliche Höhen zeigt der Gebirgskamm, der unweit vom W Rande des Blattes in N-S Richtung verläuft, vom Mte Tamaro (1961 m) im N über den Gradiccioli (1935 m) und dem Mte Polà (1742 m) zum Mte Lema (1620 m) im S. Die Landesgrenze

folgt vom Mte Lema bis zum Mte Polà diesem Kamm, bezeichnenderweise jedoch nicht der Firstlinie; sie verläuft etwas unterhalb derselben am W Hang. Der Bergrücken zwischen dem Val Capriasca und dem Vedeggio in der Mitte des Kartenblattes erreicht im Mte Bigorio (1188 m) nicht mehr ganz die 1200 Kote. Er bricht auf der Höhe zwischen Taverne und Tesserete recht unvermittelt ab. Südlich schliesst sich, zwischen dem Cassarate und dem Vedeggio, ein gegen Lugano abfallendes niederes Hügelgelände an, dessen sanfte Formen auffällig mit den schrofferen der umgebenden Ketten kontrastieren. Die Kirchhügel S. Rocco (545 m) am S Rand der Karte, oder die etwas nördlicher gelegenen S. Zenone (562 m) und S. Bernardo (707 m) vermitteln einen ausgezeichneten Überblick über das auf der Karte dargestellte Gebiet und das südlich sich anschliessende, wie eine Fjordlandschaft anmutende Gelände des Luganersees.

Blatt Tesserete stellt einen Ausschnitt aus dem als Seengebirge bezeichneten Abschnitt der Südalpen dar. Der grösste Teil wird vom voroberkarbonen, vermutlich vorpaläozoischen kristallinen Grundgebirge eingenommen. Nur in der SE Ecke, dem italienisch-schweizerischen Grenzgebiet, greift es auf das posthercynische, permisch-mesozoische Deckgebirge über. Das Gebiet ist erstmals von SPREAFICO und NEGRI (1876) aufgenommen und auf Blatt 24 (Lugano-Como) der Dufourkarte 1:100000 dargestellt worden. Die Erläuterungen dazu wurden, anstelle des inzwischen verstorbenen SPREAFICO, von TARAMELLI (1880) verfasst.

DAS PRAEPRERMISCHE GRUNDGEBIRGE

Im Grundgebirge des Sottoceneri lassen sich zwei Zonen unterscheiden, die durch die darin vorherrschenden Gesteine und durch ihren Baustil gekennzeichnet sind, und die als Ceneri-Zone und Val Colla-Zone bezeichnet wurden (REINHARD 1953).

Schon den ersten Bearbeitern des Sottoceneri, NEGRI und SPREAFICO, ist der Unterschied im Gesteinscharakter und dem Metamorphosegrad der beiden Zonen aufgefallen. Sie stellen auf der geologischen Dufourkarte Blatt 24 Lugano-Como eine Gruppe höher metamorpher Glimmerschiefer, in Gneis übergehend (unsere Ceneri-Zone), schwächer metamorphen Casannaschiefern (Val Colla-Zone) gegenüber. Die Abgrenzung beider Gesteinsgruppen ist allerdings noch recht ungenau. Ebenso unterscheidet NOVARESE (1929) im Kristallin des Seengebirges – er nennt es Massiccio dei Laghi – zwei Gesteinsgruppen, die «gneiss biotitici» (Ceneri-Zone) und die «micascisti» (Val Colla-Zone). Die Ceneri-Zone beschlägt den grösseren W und N Teil der Karte, die Val Colla-Zone schiebt

sich als 5 bis 6 km breites Band zwischen die Ceneri-Zone und das posthercynische Deckgebirge.

Die Ceneri-Zone¹⁾

GESTEINE VOM ORTHOGNEISTYPUS

GO Flaserig-schieferige Biotitplagioklasgneisse

Biotitplagioklasgneisse mit granitischem bis quarzdioritischem Mineralbestand sind für die Ceneri-Zone, wo sie recht grosse Verbreitung besitzen, charakteristisch.

Grob- bis dünnflaserige, mittelkörnige Ausbildung herrscht vor, seltener sind gneissig-körnige Varietäten vertreten und nur ganz sporadisch solche von beinahe massigem, granitisch-körnigem Aussehen.

Zu den Hauptgemengteilen Quarz – oft in Mörtelsträhnen – kräftig pleochroitischem Biotit und Plagioklas tritt häufig Muskowit und Mikroklin. Wo der Kalifeldspat zu einem wesentlichen Gemengteil wird, tritt er oft als mandelförmige Augen in Erscheinung. Verbreitete Akzessorien sind Granat und Orthit, seltener Turmalin und Apatit. Der Anorthitgehalt der Plagioklase schwankt in recht grossen Grenzen. Saure Plagioklase mit 0 bis 25% An, oft myrmekitisch von Quarz durchwachsen, treten in den leukokraten, stets Mikroklin führenden Varietäten auf. In den verbreiteten mesokraten, mikroklinarmen bis -freien Biotitplagioklasgneissen herrscht saurer Andesin vor, mit einem Gehalt von 27 bis 36% An.

Hornblende führende Biotitplagioklasgneisse treten besonders in den Randzonen gegen die Paragneisse und Amphibolite auf. Zu der grau- bis bläulichgrünen Hornblende gesellt sich oft Klinozoisit, Orthit, Titanit und seltener Granat. Der meistens sehr frische, gelegentlich jedoch auch stark saussuritisierte Plagioklas ist anorthitreicher (37–46% An) und inverse Zonarstruktur kräftiger entwickelt als in den hornblendefreien Varietäten.

G O a Aplitischer Alkalifeldspatgneis

Im Gegensatz zu den Biotitplagioklasgneissen sind die hellen, aplitischen Alkalifeldspatgneisse glimmerarm. In den mittel- bis kleinkörnigen, flaserigen bis dünnlagigen Gneissen herrscht der

¹⁾ *Anmerkung:* Eingehende Beschreibung der Gesteine der Ceneri-Zone, ergänzt durch chemische Analysen, Dünnschliff- und Anschliffbilder, siehe in: BÄCHLIN (1937); GRAETER (1951); KELTERBORN (1923) und SPICHER (1940).

grobgeitterte, selten perthitische Mikroklin über den Plagioklas (Albiklas 0–12% An) vor. Neben den spärlich vertretenen, sehr kräftig pleochroitischen Biotitschuppen ist meistens auch Muskowit vorhanden; Turmalin und Granat treten nur sporadisch auf.

Von den erwähnten Orthogneistypen haben die \pm Mikroklin und Muskowit führenden Biotitplagioklasgneisse die grösste Verbreitung: Sie bilden das Hauptgestein einer Injektionszone, die sich von der NE Ecke der Karte in WSW Richtung erstreckt, dann gegen SW und S umbiegt und in der Gegend von Taverne endet. (Vgl. auch tektonische Übersicht). Auf der Aussenseite dieses gegen NW konvexen Injektionsgneisbogens treten noch vereinzelte Orthogneiszüge und -linsen auf. In der SW Ecke der Karte, am Grenzkamm gegen Italien, ist ein Ausschnitt einer ausgedehnten Injektionszone sichtbar, die sich von der Magliasina bis zum Lago Maggiore verfolgen lässt und in der ebenfalls grobflaserige Biotitplagioklasgneisse vorherrschen. Im Malcantone und im N anschliessenden Gebiet löst sie sich in vereinzelte Orthogneiszüge auf, von z. T. recht bizzarrem Verlauf, soweit sich ein solcher auf Grund der spärlichen Aufschlüsse feststellen lässt.

Hornblende führende Varietäten spielen nur eine untergeordnete Rolle. Sie stellen sich in der Randzone der Orthogneiszüge gegen die Paragneisse und Amphibolite ein.

Eine noch geringere Verbreitung zeigen die aplitischen Alkalifeldspatgneisse. Soweit sie ausgeschieden werden konnten, sind sie auf die Orthogneiszone in der NW Ecke der Karte und auf einen schmalen, dürrtlig aufgeschlossenen Zug S von Mugena im E Malcantone beschränkt. Sie fehlen allerdings den von den Biotitplagioklasgneissen beherrschten Orthogneiszügen nicht ganz, bilden hier aber nur wenig mächtige und bald ausgehende Bänke, die auf der Karte nicht dargestellt werden konnten.

MISCHGNEISSE

GI Schieferige bis dünnflaserige Biotitplagioklasgneisse, Injektionsgneisse, \pm Hornblende führend

Vom Orthogneis zu den Paragneissen findet ein allmählicher Übergang statt. Das Gestein wird dünnflaseriger, schieferiger, bei annähernd gleichbleibendem Mineralgehalt, abgesehen vom Überhandnehmen der Glimmer gegenüber den Feldspäten und dem etwas häufigeren Auftreten der Hornblende. Der unruhige Charakter dieser Übergangszone wird durch das häufige Auftreten aplitisch-pegmatitischer Infiltrationen (Injektionsgneisse) bedingt. Die Abgrenzung der Mischgneisse gegenüber den Orthogneissen

und den stofflich nicht beeinflussten Paragneissen ist, in Anbetracht der fliessenden Übergänge, recht willkürlich.

PARAGNEISSE

Paragneisse nehmen am Bau der Ceneri-Zone ungefähr gleich grossen Anteil wie die Ortho- und Mischgneisse. Auf Grund des Mineralgehaltes und der Textur lassen sich folgende Typen unterscheiden:

Ge Granulierter Biotitplagioklasgneis **(Ceneri-Gneis)**

An der Zusammensetzung dieses typischen Leitgesteins der Ceneri-Zone nehmen Quarz, Plagioklas und Biotit ungefähr gleichen Anteil, während Muskowit zurücktritt. Von den verbreiteten Übergangsteilen Sillimanit, Disthen und Granat ist nur der letzterwähnte schon von blossen Auge wahrnehmbar.

Der Ceneri-Gneis ist körnig-kurzflaserig, oft beinahe massig, in den Randzonen dünnflaserig bis schieferig. Das auffälligste Merkmal ist die schon makroskopisch wahrnehmbare, im Schliffbild besonders augenfällige Granulierung der einzelnen Bestandteile. Die Plagioklaskörner (Oligoklas) sind in ein Mosaik winziger polygonaler Körnchen zerfallen, der Biotit bildet feinschuppige Nester, nur der Quarz ist in grösseren verzahnten, in Zeilen angeordneten Körnern vorhanden. Ein weiteres Charakteristikum des Ceneri-Gneisses sind die sehr zahlreichen Einschlüsse von feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Hornfelsgneissen und von gröberkörnigen Kalk-Tonerdesilikatfelsen mit schalenförmigem Bau, bedingt durch die konzentrische Anordnung der Mineralkomponenten Diopsid, Anorthit, Zoisit, Granat, Hornblende und Quarz. Seltener trifft man auf Linsen von grobkörnigem, weissem Calzitmarmor mit Graphitblättchen und Knauern von hellrotem Granat und Quarz. Eine auf mehrere Meter aufgeschlossene Bank von weissem, Pyrit führenden **Calcitmarmor** ist auf der Karte ausgeschieden (Koord. 717.15/109.75). Wie die stoffliche Zusammensetzung, so sind auch Grösse und Gestalt der Einschlüsse grossen Schwankungen unterworfen. Von Schmitzen bis zu rumpfgrossen, wirr gefalteten Gebilden, von dünnen Linsen bis zu mehrere Meter anhaltenden Bänken finden sich alle Übergänge.

Um über die Verbreitung des Ceneri-Gneisses Aufschluss zu erhalten ist es notwendig, einen Blick über die Blattgrenzen zu werfen und das ganze Sottoceneri mit dem W anschliessenden italienischen Gebiet bis zum Lago Maggiore zu betrachten, wie es

auf der geologischen Kartenskizze 1:100 000 (REINHARD 1953) dargestellt ist.

An der Cima di Medeglia (N Blattgrenze) bildet der Ceneri-Gneis den Kern einer steilachsigen, im E geschlossenen, gegen W sich öffnenden Schlinge. Jenseits der Cenerisenke teilt sich die Zone in zwei Äste, von denen der nördliche, vielfach verschlungene und auseinandergezerrte an einer Überschiebung W vom Tamaro endet. Der südliche, ganz auf Blatt Tesserete liegende Ast ist in zwei getrennte Züge aufgespalten, von denen der westliche, wenig mächtige, sich bis jenseits der Landesgrenze erstreckt. Der mächtigere östliche ist im S in mehrere vereinzelte Schollen aufgelöst. Ceneri-Gneis ist an einer weiteren steilachsigen Schlingenbildung im Ufergebiet des Lago Maggiore beteiligt. Das Vorkommen liegt ausserhalb des Kartenblattes.

G g Zweiglimmerplagioklasgneis mit Alumosilikaten (Giumello-Gneis)

An der Zusammensetzung dieses silberglänzenden, rostig anwitternden, schieferig-dünnschichtigen Zweiglimmer Plagioklasgneisses mit ebenem bis gewelltem, knotigem Schieferbruch nehmen Ton-erdesilikate wesentlichen Anteil. Neben dem häufig stark verglimmerten Andalusit treten oft Disthen, Staurolith und Granat auf; Turmalin ist weniger häufig vorhanden. Der Plagioklas, ein basischer Oligoklas mit 20–30% An ist oft von Quarz, seltener Granat und Turmalin, durchsiebt. Er tritt gelegentlich in bis nussgrossen Knoten auf. Noch häufiger neigen Disthen und besonders Andalusit zu bis über faustgrossen Knotenbildungen, besonders dort, wo das Gestein von Quarzschnüren durchsetzt ist.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Giumello-Gneisses ist die Grenzregion gegen die Val Colla-Zone. Wo diese aufgeschlossen ist tritt im Liegenden der Phyllonite und Stabbiello-Gneisse und mit diesen verschuppt Giumello-Gneis auf, so besonders am Wasserscheidekamm zwischen Val Colla und Val d'Iso (Caval Drossa-Monte Bar-Moncucco) und – schlechter aufgeschlossen – am W Hang des Val d'Agno.

G Schieferiger Biotitplagioklasgneis

Eine grosse Verbreitung, wenn auch nicht in ausgedehnteren, zusammenhängenden Zonen, kommt den \pm Muskowit führenden, grauen bis braunen, rostig anwitternden Biotitplagioklasgneissen zu. Mengenverhältnis der Hauptgemengteile – Plagioklas (basischer Oligoklas), Biotit \pm Muskowit und Quarz – und Korngrösse

sind grossen Schwankungen unterworfen und bedingen strukturelle Vielgestaltigkeit, die durch das Auftreten von Kalktonerdesilikateinschlüssen, wie sie im Ceneri-Gneis heimisch sind, noch erhöht wird. Von den Übergemengteilen Andalusit, Disthen, Sillimanit, Staurolith, Granat und Hornblende tritt nur die letztgenannte makroskopisch in Erscheinung, weshalb auf der Karte **Hornblende führende** Varietäten ausgeschieden werden konnten.

Die schieferigen Paragneisse sind über das ganze Gebiet der Ceneri-Zone verteilt, wo sie die verschiedenen Ortho- und Injektionsgneisvorkommen trennen und den Hornfelsgneiszonon ohne scharfe Grenzen eingelagert sind.

H Hornfelsgneisse

Bei gleichem Mineralbestand wie demjenigen der schieferigen Biotitplagioklasgneisse unterscheiden sich die Hornfelsgneisse von diesen durch ein feineres Korn und eine typische granoblastische Hornfelsstruktur. Braunviolette Farbe deutet auf reichlichen Gehalt an frischem Biotit, graue auf Glimmerarmut und grünliche auf weitgehende Chloritisierung des Biotites. Hand in Hand mit der Chloritisierung lässt sich eine Trübung des Plagioklases (basischer Oligoklas) feststellen. Im frischen Gestein ist der Feldspat wasserklar und oft unverzwillingt und dann nur schwer von Quarz unterscheidbar. Verbreiteter Übergemengteil ist Granat, der in winzigen Körnern um so reichlicher auftritt, je glimmerärmer das Gestein ist. Etwas weniger häufig treten Turmalin und Titanit auf. Lokal sind den dunkeln Hornfelsgneissen weisse, cm bis dm mächtige Bänke von dichten Leptyniten eingelagert, die dem Hornfelsgneiskomplex ein gebändertes Aussehen verleihen.

Die Hauptverbreitung erreichen die Hornfelsgneisse im Tamarogebiet (in der NW Ecke der Karte), wo eine 2 bis 3 km breite Zone das Gebiet in NE-SW Richtung durchzieht. Wenig mächtige Hornfelsgneisbänke finden sich allenthalben in den schieferigen Paragneiszonon. Wo die Mächtigkeit es gestattete, sind sie auf der Karte ausgeschieden (im Gebiet NE von Medeglia, im Orthogneiszug N von Taverne).

Nur an wenigen Stellen können auf dem Schieferbruch der Biotithornfelsgneisse

HA Tonerdesilikatknoten wahrgenommen werden, die im Querschnitt die typische Form des Chiasolithes zeigen. Im Schliff stellt man fest, dass die Knoten aus einem feinfilzigen Glimmergewebe bestehen, worin Reste von Andalusit und Disthen schwimmen. Solche Knotenbildungen wurden an folgenden Orten

festgestellt (alle im Tamarogebiet): Alpe della Costa (Koord. 710/109), Valle del Trodo (Koord. 712.2/109.9), und Monte Tornago (Koord. 713.0/109.8).

Eine nur wenige Meter mächtige Bank von dunkelgrauen, massigen **Sillimanit-Hornfelsgneissen** findet sich als N-S streichende Einlagerung in den schieferigen Paragneissen, am SW Hang des Cervello im Malcantone in drei Bachrissen schlecht abgeschlossen (Koord. 711.90/98.0 bis 98.50).

Hornblende ist als Übergemengteil nur selten anzutreffen; häufiger finden sich in den Hornfelsgneiszonzen **Amphibolitlagen**, deren Mächtigkeit meistens nur wenige cm beträgt. Wo sie gehäuft auftreten oder grössere Mächtigkeit erlangen, wurden sie auf der Karte ausgeschieden.

AMPHIBOLITE UND METAPERIDOTITE

Am Amphibolite, Granatamphibolite

Obschon Amphibolite im Grundgebirge des Sottoceneri im allgemeinen und in dem in der Karte dargestellten Gebiet im besonderen nur spärlich vertreten sind, zeigen sie infolge wechselnden Mineralgehaltes und variabler Korngrösse und Textur recht verschiedenes Aussehen. Dunkelgrüne, dünnplattige Gesteine von mittlerer Korngrösse herrschen vor, seltener sind dünn-schieferige und nur ganz lokal massige Varietäten vertreten. Verbreitet sind Bänderamphibolite.

Granoblastische Struktur ist häufiger als porphyroblastische, diablastische ist auf die seltenen Eklogitamphibolite beschränkt. Die dünnlagigen bis schieferigen Amphibolite sind durch gute Kristallisationsschieferung ausgezeichnet.

Unter den Hauptgemengteilen herrscht die grau- oder bläulichgrüne, oft auch fast farblose, aktinolithische Hornblende über den Plagioklas (Andesin, 27–46% An) vor. Neben glasklaren, oft invers zonierten Körnern sind auch stark serizitisierte und saussuritisierte Individuen vertreten. Quarz ist nur spärlich oder überhaupt nicht vorhanden. Häufigster Übergemengteil ist Granat, gefolgt von Klinozoisit-Epidot, Titanit, Ilmenit mit Leukoxenrändern und Biotit. Unter den sekundären Bestandteilen ist Chlorit häufig vertreten, während Prehnit nur selten auftritt.

Vereinzelte schmale und nur auf wenige 100 m verfolgbare Amphibolitzüge sind den Injektionsgneissen der NW Kartenecke eingelagert. Spärliche und wenig mächtige Amphiboliteinlagerungen treten auch weiter S im Malcantone auf. Der einzige mächtigere (100 bis 200 m) und mehrere km anhaltende Amphibolitzug lässt

sich von Taverne in einem gegen NW konvexen Bogen bis in die NE Kartenecke verfolgen. Allen Amphibolitvorkommen gemeinsam ist eine Wechsellagerung mit nur wenige cm mächtigen Hornfelsgneislamellen, eine Tatsache, die neben anderen für die Parana-tur der Amphibolite spricht.

**O Gabbroide Amphibolite, Eklogitamphibolite;
Pyroxen-, Hornblende-, Strahlstein- und Olivinfelse;
Se Serpentine**

Die Vorkommen von Metaperidotiten sind an einen Uralit-flasergabbrozug gebunden, in dem sie als Linsen und Schlieren auf-treten. Es sind Gesteine, die aus Olivin, Bronzit, Diallag, Diopsid und Hornblende, oder ihren Umwandlungsprodukten Serpentin, Strahlstein und Klinochlor bestehen, zu denen sich akzessorisch Spinell, Chromit und Magnetkies gesellen. Auf Klüften, Ruscheln und in Nestern haben sich Prehnit, Asbest (auf den, im Val Mara, während des Krieges geschürft worden ist) und Karbonate ange-siedelt. Monominerale Gesteine sind selten, gewöhnlich sind meh-

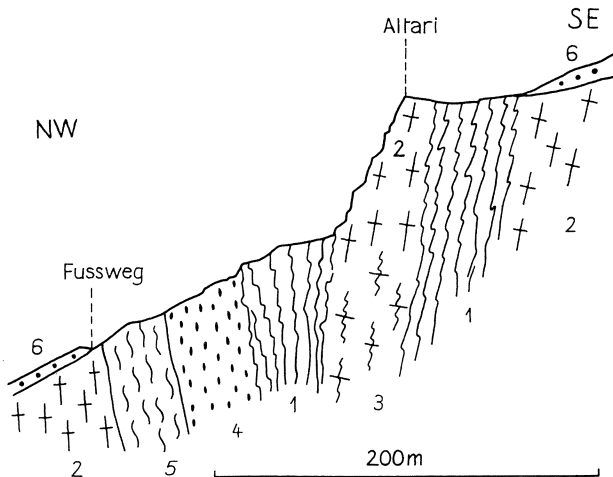


Fig. 1. Profil durch den Gabbro-Serpentinzug bei Altari.

- 1 gefältelter Amphibolit
- 2 flaseriger Biotitorthogneis
- 3 gefältelter Injektionsgneis
- 4 Serpentin, reich an Klinochlor, mit Karbonatnestern
- 5 Uralitflasergabbro
- 6 Moräne

rere der erwähnten Mineralkomponenten vertreten. Die schlierige Beschaffenheit verunmöglicht jedoch die Ausscheidung verschiedener Gesteinstypen, mit Ausnahme des Serpentin, der unter den Metabasiten die grösste Verbreitung hat und im Gelände durch die cm dicken weissen Verwitterungsrinden auffällt.

Ein bis 200 m mächtiger Zug von Metagabbro mit Linsen von Ultrabasiten lässt sich vom Val Mara (linkes Seitental des Val d'Isonne, das halbwegs zwischen Medeglia und Isonne ins Haupttal mündet) gegen SW 1 km weit bis zur Alpe Zalto verfolgen. Jenseits (E) von Val Mara wird der Zug von einer Störung abgeschnitten, und im Liegenden der überschobenen Orthogneisplatte treten in der Runse gegen die Cima di Screvia nur noch Fetzen stark verschürfter Serpentine auf. A. SPICHER (1940) hat dem Vorkommen eine eingehende Beschreibung gewidmet. Guten Einblick in die Zone vermitteln der schluchtartige Einschnitt des Val Mara und die Felsen bei Altari (Koord. 719.10/107.70) (Fig. 1).

Die Ultrabasite werden im SE von dem früher erwähnten Paraamphibolitzug begleitet, der sich im Streichen weit über die Metaperidotitvorkommen verfolgen lässt. Bei der Alpe Zalto findet der Gabbro-Peridotitzug sein SW Ende. Ein ganz isoliertes, in Orthogneis eingeschlossenes Vorkommen befindet sich in der streichenden Fortsetzung, $1\frac{1}{2}$ km SW von der Alpe Zalto, am W Hang der Cima di Lago (Koord. 717.05/106.62) (Fig. 2).

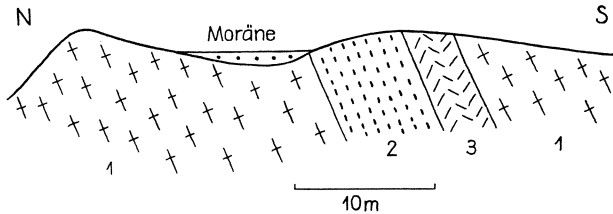


Fig. 2. Profil durch das Metaperidotitvorkommen am W Hang der Cima di Lago

- 1 Flaseriger Biotitorthogneis
- 2 Serpentin mit Resten von Olivin und Schlieren von Klinochlor und Strahlstein und mit 5 mm dicken weissen Verwitterungskrusten
- 3 Strahlsteinfels mit Olivin und Klinochlor

Die Metaperidotite des Tamarogebietes sind auf wenige und z. T. schlecht aufgeschlossene Linsen beschränkt. Ein stockartiges Vorkommen von massigem, Klinochlor führenden Hornblendefels findet sich im oberen Talkessel von Cusello, 1 km SSE vom M. Tamaro (Koord. 710.90/105.85) in der Randzone des Ceneri-

Gneis-Zuges. Ebenfalls an der Grenze gegen den Ceneri-Gneis tritt 1 km vom M. Gradiccioli eine Linse von Talk, Chlorit und Zoisit führendem Strahlsteinfels auf (Koord. 709.40/104.65). Ein anderes Vorkommen desselben Gesteins ist den Biotitparagneissen des oberen Magliasinales, 700 m NNW von Mugena, eingelagert (Koord. 711.90/101.35). Eine Schuppe von Antigoritserpentin mit Granatrelikten liegt in einer Mylonitzone in den Biotitschiefergneissen. Sie ist in einer Runse 1 km NE von Arosio in einem stark gesackten Gebiet schlecht aufgeschlossen (Koord. 713.75/101.45).

Ap Pegmatit-, Aplit-, Quarzgänge

Abgesehen von den Injektionsgneissen, zu deren integrierenden Bestandteilen Lagen von aplitisch-pegmatitischer Zusammensetzung gehören, treten Aplit- und Pegmatit- auch als Lager- und Quergänge fern von Injektionszonen in den Hornfelsgneissen auf, besonders im Grenzbereich gegen den Ceneri-Gneis. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen cm und einigen m. Die am N Rand der Karte ausgeschiedenen Gänge des Tamaro-Gebietes sind Turmalin führend. Ein Schwarm von weissen Quarzgängen durchadert die Paragneisse N von Medeglia, ebenfalls in der Grenzregion gegen den Ceneri-Gneis.

δ_{1-8} Basische Gänge

Im Grundgebirge des Sottoceneri treten schwarmweise zahlreiche Gänge von Gesteinen auf, die genetisch in keinem Zusammenhang mit den Aplit-Pegmatitgängen stehen. Sie sind unter der Bezeichnung basische Gänge den erstgenannten gegenübergestellt, obschon unter ihnen auch einige Quarz führende Typen vertreten sind. Hauptverbreitungsgebiet der basischen Gänge ist die Ceneri-Zone. In der Val Colla-Zone finden sich nur in der Umgebung von Lugano einige Gänge, dem auf Blatt Tesserete dargestellten Teilstück fehlen sie gänzlich.

Wie aus dem Gangkärtchen Fig. 3 ersichtlich ist, verteilen sich die Gangvorkommen auf drei Schwärme, die sich sowohl im N wie im S über die Blattgrenze erstrecken. Ein einzelner Gang tritt auf dem Kamm NE vom Gazirola im Grenzbereich zwischen der Ceneri- und Val Colla-Zone auf (NE Ecke der Karte).

Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen wenigen cm und 20 m; nur ausnahmsweise kann ein Gang auf mehrere m verfolgt werden. Lagergänge sind häufiger als Quergänge.

Die unter **Mikrogabbrodiorit (δ 1)** zusammengefassten Gänge sind klein- bis mittelkörnig und gelegentlich so grobkristallin, dass

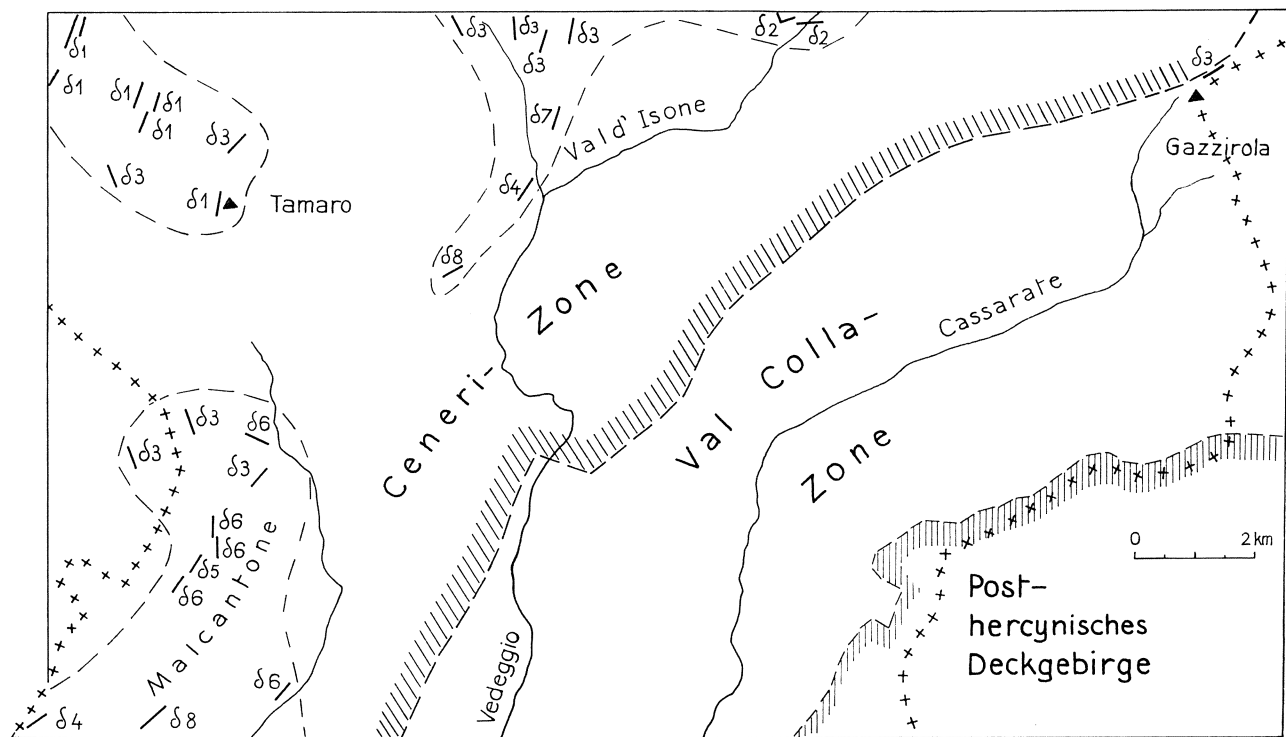


Fig. 3. Übersichtskarte 1:125000 der Vorkommen basischer Gänge

δ₁ Mikroabbrodiorit

δ₂ Hornblende-Diabasspessartit

δ₃ Hornblendespessartit

δ₄ Augitspessartit

δ₅ Camptospessartit

δ₆ Ganggestein, karbonatisiert

δ₇ trachytischer Porphyrit

δ₈ Quarzporphyrit

die Bezeichnung «mikro» füglich weggelassen werden könnte. Porphyrische Ausbildung mit Hornblende als Einsprengling ist selten. Hauptgemengteile sind Plagioklas und Hornblende. Sowohl der Farbindex als auch der Anorthitgehalt des Plagioklases variiert in weiten Grenzen, und es können auch Quarz und Biotit auftreten. Die Zusammensetzung der einzelnen Gänge schwankt demnach zwischen Quarzdiorit und Gabbro.

Die Zusammensetzung der **Hornblendediabasspessartite (δ 2)** ist ähnlich derjenigen der vorigen Gruppe, schwankt jedoch in engeren Grenzen. Die beiden Gesteinsarten unterscheiden sich durch ihre Struktur, die bei den Diabasspessartiten subophitisch bis diabasisch-divergentstrahlig ist. Mikrogabbrodiorite und Diabasspessartite gehen ohne scharfe Grenzen ineinander über. Sie zeigen sehr grosse Verwandtschaft mit den südtiroler Klauseniten.

Ebenfalls auf Strukturunterschieden beruht die Trennung zwischen den Diabasspessartiten und den **Hornblendespessartiten (δ 3)**. Das Korn ist noch kleiner geworden, die makroskopisch mikrolitischen bis dichten Gesteine zeigen im Schliiff intersertale bis pilotaxitische Strukturen.

Die **Augitspessartite (δ 4)** und die sehr ähnlichen **Camptospessartite (δ 5)** unterscheiden sich durch die Art des Augites; bei den erstgenannten ist er farblos, bei den letzteren ein braunvioletter Titanaugit. Charakteristisch für die Spessartitgänge sind die einige cm messenden odinitischen Salbänder und Apophysen.

Während bei den bisher erwähnten Gängen sekundäre Bildungen wie Sericit, Chlorit, Saussurit, Uralit, Bowlingit und Karbonate kaum je fehlen, ersetzen diese metasomatischen Neubildungen in den folgenden Beispielen den primären Mineralbestand, besonders die dunkeln Gemengteile.

Bei den **karbonisierten Ganggesteinen (δ 6)** kann der Prozess bis zum vollständigen Ersatz des ursprünglichen Mineralbestandes durch Karbonate – Kalkspat und ankeritisches Karbonat – fortschreiten, wobei besonders die odinitischen Salbänder und Apophysen betroffen werden.

In den **trachytischen Porphyriten¹⁾ (δ 7)** ist die Grundmasse in einen kryptokristallinen Teig umgewandelt in dem die frischen, fluidal angeordneten Plagioklasleisten – trachytische Struktur – schwimmen. Die trachytischen Porphyrite zeigen grosse strukturelle Ähnlichkeit mit den Lehmann'schen Keratophyren und Weilburgiten der Lahnmulde.

¹⁾ (In der deutschsprachigen Legende der Karte als anchimetamorpher Lamprophyre bezeichnet.)

Die Quarzporphyrite (δ 8) unterscheiden sich von allen übrigen Gängen schon im Gelände durch ihre helle Farbe. Einsprenglinge von Feldspat und seltener von Quarz sind schon von blossen Auge sichtbar. Die Mafite-Biotit, Hornblende und Pyroxen – sind unfrisch, der Plagioklas meistens sericitisiert. Karbonatisierung ist auch bei den Quarzporphyriten verbreitet.

Über das Alter der Gänge geben die Geländebeobachtungen keine Anhaltspunkte. BEARTH (1932), der eine erste Aufsammlung von Ganggesteinen aus dem südlichen Malcantone bearbeitet hat, vermutet, dass sie teilweise mit der Intrusion der jungen Granite und Tonalite der insubrischen Linie zusammenhängen und dass daneben noch Diabase einer älteren, vielleicht permischen Intrusion zu unterscheiden sind. Diese Altersunterscheidung scheint fraglich.

Die Verwandtschaft der chemischen Zusammensetzung der Gänge mit den permischen Vulkaniten des Luganerseegebietes ist derart, dass die Wahrscheinlichkeit, beide stammten aus demselben Magmaherd, recht gross ist. Man wird keine Schwierigkeiten haben, an Hand der von DE QUERVAIN (1942 und 1956) zusammengestellten Analysen zu manchem Ganggestein ein im Chemismus übereinstimmendes permisches Ergussgestein zu finden.

Zur Nomenklatur sei vermerkt, dass in BEARTH (1932) und in den Tabellen von DE QUERVAIN (1942 und 1956) für Spessartit die Bezeichnung Diabas verwendet wird.

Über die Verbreitung der verschiedenen Ganggesteinsarten und ihre Fundortbezeichnung durch Angabe der Koordinaten gibt folgende Tabelle Auskunft.

VERZEICHNIS DER GANGGESTEINSVORKOMMEN

Malcantone-Schwarm

Hornblendespessartit δ 3: 709.75/103.27 – 709.86/103.06 – 708.75/102.75

Augitspessartit δ 4: 707.44/98.26 (Bl. Brissago) – 710.87/102.28.

Camptospessartit δ 5: 709.87/100.85.

Ganggestein, karbonatisiert δ 6: 711.30/98.72 – 709.60/100.52 – 710.20/101.05 – 710.20/101.45 – 710.94/103.00.

Quarzporphyrit δ 8: 708.90/98.10 – 709.24/98.24.

Tamaro-Schwarm

Hornblende-Mikrogyabbrodiorit δ 1: 710.20/106.88 – 709.00/108.34 – 709.22/108.46 – 708.90/108.70 – 707.64/109.42 – 707.68/109.52 – 707.84/109.66, – 707.94/109.85 – 707.90/109.97 – 708.05/109.90.

Hornblendespessartit δ 3: 710.62/107.84 – 708.50/107.22.

Vedeggio – Val-d’Isone-Schwarm

Hornblendediabasspessartit δ 2: 719.55/109.92 – 719.86/109.77.

Hornblendespessartit δ 3: 714.10/109.84 – 715.12/109.65 – 715.80/109.51 – 716.04/109.55.

Augitspessartit δ 4: 715.35/107.05.

Trachytischer Porphyrit δ 7: 715.80/108.15.

Quarzporphyrit δ 8: 714.15/105.72.

Blatt Porlezza

Hornblendespessartit δ 3: 726.84/109.07.

Die Val Colla-Zone

h Karbon. Als jüngstes und zugleich einziges nichtmetamorphes und auf Grund von Fossilfunden stratigraphisch sicher gestelltes Glied des Grundgebirges sind Karbonsedimente vertreten.

Die Vorkommen verteilen sich auf zwei getrennte Gebiete: das altbekannte, von NEGRI und SPREAFICO (1869) entdeckte und seither in zahlreichen Arbeiten beschriebene bei Manno und die erst viel später aufgefundenen am N Hang der Denti della Vecchia im Val Colla. Eine von TARAMELLI (1880, S.37) erwähnte, aber nicht genauer lokalisierte Fundstelle am Kirchhügel S. Zenone (2 km NNW von Manno) konnte nicht wieder aufgefunden werden. GRAETER (1951) hat das Vorkommen von Manno eingehend beschrieben, LEHNER (1952) diejenigen am N Hang der Denti della Vecchia. Beide Autoren geben einen kurzen Abriss der Erforschungsgeschichte und ein Schriftenverzeichnis (siehe auch Lexique strat. internat. I/7c, Manno).

Das Karbonvorkommen von Manno

Schon von weitem fallen zwei Felsrippen auf, die hinter Manno den Talhang hinauf ziehen. Die südliche wird von Bernardo-Gneis gebildet, die nördliche von karbonischen Sedimenten. Der gegen SSW streichende und 50–60° W fallende Karbonkeil ist bis 150 m mächtig und im Streichen etwa 700 m weit zu verfolgen. An seinem N Ende befinden sich zwei übereinanderliegende, aufgelassene Steinbrüche, die während des Baues der Gotthardbahn 1872–1882 im Betrieb waren und die, trotz starker Verwachsung, immer noch den besten Einblick gewähren. Leichter zugänglich und auffindbar als von Manno sind die Steinbrüche von Gravezano (vgl. Geol. Führer).

Der Keil besteht aus Konglomeraten mit untergeordneten Arkosebänken und seltenen Tonschieferlagen. Unter den nuss- bis faustgrossen, seltener kopfgrossen, unvollkommen gerundeten Geröllkomponenten herrschen Quarzit- und Gangquarzgerölle vor, neben solchen eines weissen, Muskowit führenden Alkalifeldspatgranitgneisses, der in seiner Zusammensetzung vollständig mit dem Bernardo-Gneis übereinstimmt, ohne jedoch die für diesen Gneis so typische mechanische Überprägung aufzuweisen. Spärlicher sind Hornfelsgneisse vertreten und nur sporadisch Ceneri-Gneis und Biotitplagioklasgneisse. Der Zement der Konglomerate und die Arkosen bestehen aus bis erbsengrossen Gesteinskomponenten, Muskowitblättchen und Körnern von Mikroklin und Albit neben tonigem Gereibsel und seltenen Kohlepartikeln. Konglomerate und Arkosen sind oft rostig angewittert. Die \pm sandigen Tonschiefer mit winzigen Glimmerblättchen auf den Schieferflächen sind stark verharnischt; sie verdanken ihre dunkelgraue Farbe einem feinverteilten kohligen Pigment.

Pflanzen Spuren in der Form von Blattabdrücken und Steinkernen gestatteten schon den frühen Erforschern die Ablagerung dem Karbon zuzuweisen. Die unglückliche Parallelisierung der Mannokonglomerate mit den Servinobildungen von Mugena-Arosio im oberen Malcantone durch Kelterborn (1923) vermochte vorübergehend einige Verwirrung zu stiften. Nach den neuesten Bestimmungen durch Jongmans (1950, 1960) muss die Karbonflora von Manno in das Westfalen B-C gestellt werden.

Dank der Entdeckung zweier weiterer Karbonfundstellen bei Viga und bei Caslano (im S ausserhalb der Karte) durch Graeter (1951) ist ihre tektonische Stellung abgeklärt. Die Karbonlinsen sind längs einer Störung, die die Val Colla-Zone von der Ceneri-Zone trennt, in das kristalline Grundgebirge eingeschuppt. Die Schuppen sind von Mylonitschieferzonen begrenzt, in einem Tälchen am S Ende der Karbonscholle (Koord. 713.74/99.06) schlecht aufgeschlossen und von Bernardo-Gneis-Keilen begleitet (siehe Profiltafel). Für die starke tektonische Beanspruchung sprechen auch die zahlreichen Harnische (in den Steinbrüchen ob Manno sichtbar), die Boudinage wenig mächtiger Arkosebänke und die ausgezeichnete Harnischpolitur einzelner Gerölle. Aus der Beobachtung, dass die Gerölle von Alkalifeldspatgranitgneis im Karbonkonglomerat keine Kataklyse aufweisen, während sie in den Verrucano-Servino-Ablagerungen von mechanisch stark hergenommenen Bernardo-Gneissen stammen, kann geschlossen werden, dass die Verschuppung von Karbon und Kristallin einer psäthercynischen Faltungsphase zuzuschreiben ist.

Die Vorkommen im Val Colla

Den Einheimischen des Val Colla war schon längst ein Fund von schwarzen, mit teerigem Geruch brennbaren, kohlig-bituminösen, sandig-tonigen Schiefern bekannt, die für Kohle gehalten wurden und zu erfolglosen Schürfungen und unerfreulichen Spekulationen während der beiden Weltkriege Anlass gegeben haben. Durch diese Unternehmungen aufmerksam gemacht, untersuchten SCHMIDT (1917; 1920) und WEHRLI (1918; 1925) das Vorkommen von Pozzetti (Name figuriert nicht auf der Karte) 1,9 km SE von Cimadara, das SCHMIDT mit dem Karbon von Manno verglich, während es von WEHRLI zuerst (1918) als Keuperkohle angesehen wurde. MÜLLER (1919) hat 1916 als erster die Funde von Konglomeraten und Sandsteinen am N Hang der Denti della Vecchia verfolgt und es als wahrscheinlich bezeichnet, «dass gewisse Partien dem Car-

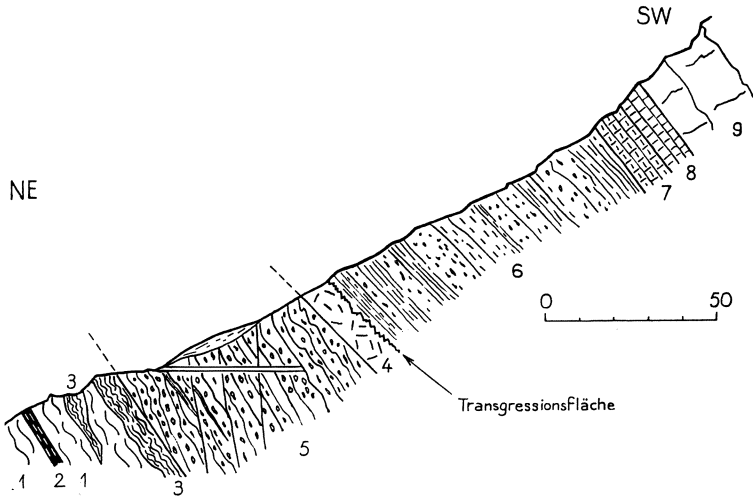


Fig. 4. Karbon-Verrucano-Profil bei Pozzetti, 1,9 km S 35 E von Cimadara.

- 1 Stabbiello-Gneis, permisch verwittert
- 2 Hornblendeschiefer
- 3 Phyllonit, permisch verwittert, verharnischt
- 4 Bernardo-Gneiskeil
- 5 Karbon, Konglomerate, Arkosen mit Pflanzenresten, kohlig-bituminöse sandige Tonschiefer
- 6 Verrucano-Servino, konglomeratistische Arkosen
- 7 Plattige Kalke mit Tönhäuten
- 8 Plattiger, gelb anwitternder Dolomit
- 9 Grobbankiger brecciöser Dolomit

bon zuzurechnen sind, während andere nach ihrem Habitus zum Verrucano und zum Servino gerechnet werden müssen». Eine eingehende Beschreibung der ganzen Schichtfolge des Deckgebirges mit Einschluss des Karbons ist durch LEHNER (1952) erfolgt.

Die Karbonvorkommen des Val Colla lassen sich am N Hang der Denti della Vacchia, dem schweizerisch-italienischen Grenzkamm, auf eine Länge von beinahe 5 km verfolgen. Sie liegen auf grosse Strecken unter mächtigem Gehängeschutt verborgen und sind nur in den Bachrissen entblösst. Sie bilden die Hangendpartie des isoklinal gegen S einfallenden kristallinen Grundgebirges, sind mit Bernardo-Gneiskeilen verschuppt und werden transgressiv von Verrucano-Servino-Bildungen überlagert (vgl. Profil Mte Bar-Denti della Vecchia der Profiltafel II). Lithologisch und stratigraphisch stimmen die Karbonablagerungen des Val Colla mit denen von Manno überein, und wie bei diesen ist die Verschuppung mit Kristallin einer späthercynischen Faltungsphase zuzuschreiben. Ausserdem ist das Val Colla-Karbon aber auch von alpinen Störungen in Mitleidenschaft gezogen worden, und die Vorkommen finden sich teilweise in abgesacktem Gelände. All dies bewirkt, dass Kristallin, Karbon und Verrucano-Servino stellenweise ein schwierig entwirrbares Durcheinander bilden.

Bei Pozzetti, 1,9 km S 35° E von Cimadara (Fig. 4) ist ein Karbonprofil in zwei Bachrissen aufgeschlossen (Koord. 725.36/102.83 und 725.44/102.83). Obschon in einem Schichtpaket gelegen, das 200 m weit abgesackt ist, wurde die Schichtfolge kaum

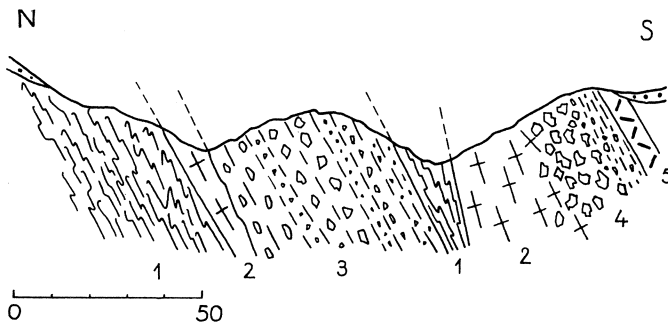


Fig. 5. Karbon-Verrucano-Profil bei Pairolo.

- 1 Phyllonit
- 2 Bernardo-Gneis
- 3 Karbon, Konglomerate und Arkosen mit Pflanzenresten
- 4 Verrucano, Konglomerate
- 5 Rauhwacke (Raiblerschichten)

gestört. Die Kristallinunterlage wird von einer Schuppenzone eingenommen, an der Stabbiello-Gneisse, Phyllonite, eine Hornblendeschieferbank und seltene Bernardo-Gneis-Linsen teilnehmen. Die starke limonitische Pigmentation ist auf permische Verwitterung zurückzuführen. Das Karbon besteht aus Konglomeraten mit bis fast kopfgrossen, gutgerundeten Geröllen von Muskowit-Alkalifeldspatgneis und untergeordneten Arkosen mit schlechterhaltenen Pflanzenresten. In einem 1942 angelegten, 30 m tiefen Stollen wurden 10–50 cm mächtige, stark verharnischte kohligbituminöse Tonschieferlinsen angetroffen (Aschengehalt $\pm 80\%$). Das Karbon wird von einer Bernardo-Gneis-Schuppe überlagert, über welche die \pm konglomeratischen Verrucano-Servino Arkosen transgredieren.

In Fig. 5 wurde versucht, aus den verrutschten Aufschlüssen in den Bachrunden von Pairolo (Koord. 724.06 bis 724.31/102.50) ein Profil durch das tektonisch stark hergenommene Karbon-Verrucano-Vorkommen zu entwerfen. Da sowohl in den Karbon- als auch in den Verrucano-Konglomeraten die schlecht gerundeten, bis rumpfgrossen Gerölle aus Muskowit-Alkalifeldspatgneis bestehen und die Bernardo-Gneis-Bank im Hangenden durch in situ Aufbereitung allmählich in die Verrucano-Konglomerate und -Arkosen übergeht, ist oft schwer zu entscheiden, welchem Horizont ein verrutschter Aufschluss zugehört.

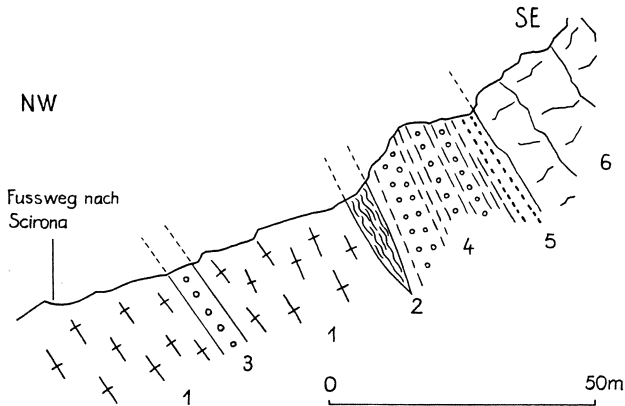


Fig. 6. Karbon-Verrucano-Profil bei Scirona.

- 1 Bernardo-Gneis
- 2 Stabbiello-Gneis, phyllonitisch
- 3 Karbonkonglomerat
- 4 Verrucano, bunte, z.T. konglomeratische Arkosen
- 5 grauer feinkörniger Verrucanosandstein
- 6 Salvatore-Dolomit

Vereinzelte Gerölle, in der Alpweide 700 m WSW Pairolo verstreut, lassen darauf schliessen, dass das Karbon hier durchstreicht. Weiter gegen WSW ist der Felsgrund auf eine Strecke von 1800 m unter mächtigen Schutthalden und grösseren abgesackten Felspartien begraben. Erst in den Bachrissen der Alpe Scirona und Car sind stark reduzierte und ausgewalzte Karbonkonglomerate wieder blossgelegt, auch hier als Schuppen in Bernardo-Gneissen, wie aus dem Profil Fig. 6 hervorgeht (Koord. 721.74/101.55).

Ein ähnliches Profil ist in einer Runse SE Scirona aufgeschlossen (Koord. 722.00/101.70). In den W anschliessenden drei letzten Fundstellen (Koord. 721.65/101.48; 721.36/101.35 und 721.06/101.22) sind die Bernardo-Gneisse und die mit ihnen verschuppten Karbonkonglomerate so stark ausgewalzt und zerrüttet, dass sie nur noch schwer auseinandergehalten werden können.

ORTHOGNEIS

GO_B **Aplitischer Muskowit-Alkalifeldspatgneis** (Bernardo-Gneis)

Der Mineralgehalt dieses hellen Orthogneisses entspricht dem des aplitischen Alkalifeldspatgneisses der Ceneri-Zone. Unter den Hauptgemengteilen sind Quarz und die Feldspäte – saurer Plagioklas und Kalifeldspat – in wechselnden Proportionen stets vorhanden, während der nie sehr reichlich auftretende Muskowit fehlen kann. Nur ganz sporadisch sind Flitterchen eines sehr stark pleochroitischen Biotits (n_y braunschwarz, n_x hellbraun) zu beobachten und nur einmal legte ein Hammerschlag ein winziges Trum mit Flußspatfüllung bloss. Karbonatinfiltrationen und mit Limonitmuhl beschlagene Haarklüfte machen sich besonders dort bemerkbar, wo der Bernardo-Gneis von Verrucano-Servino überlagert wird.

Die Feldspäte zeigen einige bemerkenswerte Eigenschaften. Der Plagioklas, durchwegs Albiklas mit 0–12% An ist gut verzwillingt, und die breiten Zwillingsslamellen setzen oft unvermittelt ab. Der Kalifeldspat gehört ausnahmslos zum Mikroklin, auch dort, wo er die Gitterlamellierung vermissen lässt. Symplektitische Verwachsungen von Kali- und Natronfeldspat sind verbreitet, weniger in der Form des Perthits als in der des Antiperthits. Der Ersatz des Mikroklin durch Albiklas kann bis zum vollständigen Verschwinden des Wirtes führen und vom Antiperthit zum Schachbrettalbit fortschreiten.

Was den Bernardo-Gneis vom aplitischen Gneis der Ceneri-Zone unterscheidet und ihm ein besonderes Gepräge verleiht, sind die Auswirkungen einer intensiven postkristallinen Deformation,

die von kaum deformierten Stadien über Kataklasite zu Ultramylonitfelsen fortschreitet. Ursprüngliche dünnlagig-flaserige Textur zeigt der Bernardo-Gneis nur dort, wo er in wenig mächtigen Bänken in den Paragneiskomplexen auftritt, z. B. in der Capriascaschlucht E Lugaggio (Koord. 718.83/102.45); am Ausgang der Cassarateschlucht (Koord. 718.90/101.10 und 718.72/100.73); am oberen Ende der epigenetischen Strecke des Cassarate E Canobbio (Koord. 718.78/99.43). Wenig deformierte Bernardo-Gneisse trifft man in den Rundhöckern W von Ponte Capriasca; am Kirchhügel von S. Rocco SW von Porza (am S Rand der Karte); in drei kleinen aufgelassenen Steinbrüchen NNE von Cureglia (Koord. 716.85/99.80); in einem ebenfalls aufgegebenen, seinerzeit beim Bau des Castello di Trevano betriebenen Steinbruch NE von Cossio unweit der Strasse Pregassona–Dino (Koord. 719.70/99.95). In diesen schwach deformierten Typen treten die Feldspäte, besonders der Mikroklin, oft in bis mandelgrossen Augen auf.

Bei zunehmender Verformung verschwindet allmählich die lagig-flaserige Textur und das Gestein nimmt ein pseudoklastisches, sandig-brecciöses Aussehen an. Sehr typische Gneisbreccien können z. B. in den Felsköpfen eines Kastanienhaines N Cureglia, auf der E Seite der Strasse nach Carnago, beobachtet werden (Koord. 716.82/100.12). Erbsen- bis kopfgrosse, eckige Gneisbrocken sind in einem sandigen Gereibsel desselben Gesteins eingebettet.

Das Endglied der Verformung bilden die verbreiteten dichten, massigen Ultramylonitfelse. Wären sie nicht durch Übergangsglieder mit den weniger hergenommenen Spielarten verbunden, so würde man sie für Quarzite ansehen.

Wo der Bernardo-Gneis in grösseren Komplexen auftritt, bildet er strukturelose, von unzähligen saigeren Harnischen durchsetzte Massen, wie sie besonders gut am Kirchhügel von S. Zenone (Koord. 715.55/100.87) und an der Strasse bei der Station Taverne der SBB in Erscheinung treten. Die durchwegs flach liegenden Rutschstreifen der Harnische deuten an, dass die Verformung des Gneisses auf horizontale Verfrachtung zurückzuführen ist. Dass diese von beträchtlichem Ausmass gewesen sein muss, davon zeugt auch die Lagerungsform und der Umstand, dass Bernardo-Gneisschuppen in von Phylloniten umhüllte Schollen aufgelöst sein können (z. B. in der Bachrunse W Cossio, Koord. 719.20/99.87).

Über die Verbreitung des Bernardo-Gneisses orientiert die tektonische Übersicht auf dem Atlasblatt. Wie daraus hervorgeht sind die Vorkommen auf den S Abschnitt der Val Colla-Zone beschränkt. Die Lagerungsform ist aus den Profilen durch die Kirchhügel S. Rocco, S. Zenone und S. Bernardo, nach welchem der Gneis benannt wurde, ersichtlich (Profiltafel I). Der Bernardo-

Gneis bildet einen zwei- bis dreihundert m mächtigen Sill, ohne Kontaktwirkung im Nebengestein, der im W längs einer Störung unter die Ceneri-Zone taucht und hier im Hangenden von Karbonschuppen begleitet ist. Die Kirchhügel N Lugano sind aus der flachliegenden Bernardo-Gneis-Tafel herausmodelliert. Das Liegende wird von stark gequälten Stabbiello-Gneissen und Phylloniten eingenommen. Im E taucht die Gneistafel unter das Deckgebirge. Sie ist hier verdoppelt. Das untere Lager zieht am N Hang der Denti della Vecchia durch und ist stark ausgewalzt und von Karbonschuppen begleitet (vgl. Profil Monte Bar–Denti della Vecchia der Profiltafel II). Die obere Schuppe lässt sich in vereinzelt unter Gehängeschutt hervorschauenden Aufschlüssen vom W Hang des Monte Brè bis jenseits Pian Soldino verfolgen, wo sie vom Hauptdolomit abgeschnitten und überfahren wird. Dieser Schuppe fehlen Karbonvorkommen.

Der Bernardo-Gneis hat den ersten Bearbeitern des Seengebirges Rätsel aufgegeben, die zur damaligen vormikroskopischen Zeit unlösbar schienen. Auf der geologischen Karte 1:100 000 (Dufourkarte Blatt XXIV, Lugano–Como), von NEGRI und SPREAFICO aufgenommen, ist der Bernardo-Gneis ausgeschieden und die Hauptvorkommen sind angegeben. Die Autoren liessen sich jedoch durch das pseudoklastische und quarzitähnliche Aussehen täuschen und glaubten ein Sedimentgestein vor sich zu haben, das sie stratigraphisch mit dem Karbon von Manno parallelisierten. TARAMELLI (1880) schloss sich dieser Ansicht an und machte darauf aufmerksam, dass die Vorkommen auf der Karte statt mit der Signatur des Karbons irrtümlicherweise mit der des Verrucano bezeichnet wurden. STELLA (1894) hat als erster die wahre Natur des Gesteins als Bestandteil des altkristallinen Grundgebirges erkannt und es unter der Bezeichnung «gneiss chiari nodulosi» eingehend beschrieben. Weniger glücklich war er in der Beurteilung der Lagerungsverhältnisse. In seinen Profilen durch die Kirchhügel N Lugano stehen die Bernardo-Gneis-Bänke senkrecht.

PARAGNEISSE

Ein mächtiger Komplex schieferiger Paragneisse mit spärlichen Einlagerungen von Hornblendeschiefern nimmt den ganzen N Abschnitt der Val Colla-Zone ein und unterlagert oder umhüllt die Bernardo-Gneiskörper des S Abschnittes. Es wurden mehrere Varietäten unterschieden, die jedoch durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden sind und auch oft miteinander wechsel-lagern, Umstände, die subjektivem Vorgehen Vorschub leisten und die kartographische Auscheidung erschweren.

Gs Sericit-Schiefergneis (Stabbiello-Gneis)

Das bestimmende Merkmal dieses bräunlich- bis grünlich-grauen, feinkörnigen bis fast dichten Sericit Plagioklas Schiefergneisses ist die verworrene, gequälte Fältelung und der dadurch bedingte knotige Schieferbruch. Die buckligen Schieferflächen sind von Sericit-Muskowit-Häuten überzogen und auf dem Querbruch sind Knauern, Fläserchen und gefältelte Schnüre von Quarz sichtbar. Plagioklas und hellbrauner, feinschuppiger Biotit treten makroskopisch nicht in Erscheinung, sind jedoch stets vorhanden, wie die Schliffuntersuchung zeigt. Mikroskopische Körner von hellbraunem Turmalin fehlen selten, weniger häufig, aber in einzelnen Schliffen um so reichlicher vertreten ist der Apatit. Andalusit, Disthen und Staurolith treten nur sporadisch auf. Häufigster Übergemengteil ist Granat, ein eisenreicher Almandin, der in erbsen- bis haselnussgrossen Körnern schon makroskopisch in Erscheinung tritt. **Granat führender Stabbiello-Gneis** konnte deshalb ausgeschieden und mit besonderer Signatur bezeichnet werden.

Hauptverbreitungsgebiet des Stabbiello-Gneisses ist der N Hang des Val Colla. Besonders typisch ist er am Monte Stabbiello des schweizerisch-italienischen Grenzkammes in der NE Ecke der Karte entwickelt, nach welchem der Gneis benannt worden ist. S. vom Cassarate geht der Stabbiello-Gneis allmählich in den

PS ebenflächig bis gewellten Sericit-Schiefergneis über, der mit dem knotig-schiefrigen Stabbiello-Gneis den Mineralbestand gemeinsam hat und wie dieser oft Granat führt.

Dem Stabbiello-Gneis sind selten und stets nur in geringer Mächtigkeit von höchstens einigen m Hornfelsgneisse eingelagert, die sich nicht von denen der Ceneri-Zone unterscheiden und deshalb in der Legende unter der Val Colla-Zone nicht noch einmal angeführt wurden. In der Schlucht des Franseinone sind zwischen Dino und Villa zwei Vorkommen solcher Hornfelsgneisbänke eingezeichnet.

P Phyllonite und Tonschiefer

Dieser Schieferkomplex besteht aus dunkelbraungrauen bis schwarzen, seltener hellgrauen, dünnplattigen bis schieferigen, aphanitischen, mechanisch nicht hergenommenen Tonschiefern und aus ähnlich aussehenden Phylloniten, die, wie Übergänge zeigen, aus Stabbiello-Gneissen und aus Tonschiefern durch intensive Durchbewegung und Auswalzung hervorgegangen sind. Die Tonschiefer treten in dünnplattigen, ebenflächigen Schichtfolgen auf, die leicht in rautenförmige Stücke zerfallen, während Kleinfältelung

besonders bei den Phylloniten verbreitet ist. Ein augenfälliges Merkmal dieses Schieferkomplexes ist die warvenähnliche Feinschichtung, die durch eine Aufeinanderfolge von oft nur papierdünnen, $\frac{1}{10}$ bis 2 mm messenden, hellbraunen und schwarzen Lagen zustande kommt (Fig. 7).

Ausser winzigen Muskowitschüppchen auf den Schieferflächen sind von blossen Auge keine weiteren Bestandteile erkennbar. Im Schliff bemerkt man bei starker Vergrösserung, dass die Warvenschichtung auf einem rhythmischen Wechsel von biotitreichen, dunkeln und quarzreichen, hellen Lagen beruht. Die winzigen hellbraunen Biotitschüppchen sind nur schwach pleochroitisch und der Quarz bildet einen feinen Mörtel. Zu dem schon von blossen Auge wahrnehmbaren, im Schliff in verbogenen Spindeln auftretenden Muskowit gesellen sich wasserklare, oft unverzwillingte, $\frac{1}{10}$ bis 1 mm grosse Körner von saurem Plagioklas. Die feingezäckelten Umrisse lassen vermuten, dass er im festen Gestein gesprosst ist und eine Neubildung darstellt. Recht verbreitet ist Turmalin in hellbraunen Körnchen.

Variierter als die Zusammensetzung sind die im Schliff wahrnehmbaren, durch tektonische Verformung geprägten Strukturbilder. Feinfältelung, oft auf einzelne Warvenlagen beschränkt (Fig. 7), ist recht verbreitet; dabei kann die dünnplattige Absonderung erhalten bleiben. Als Endglieder der Phyllonitisierung stellen sich Ultramytonitschiefer mit moirierter Auslöschung und mikrobrekziöse Kakirite, typische «purée parfaite» ein.

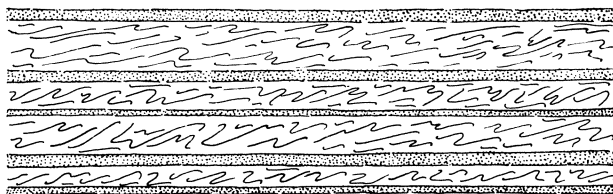


Fig. 7. Warviger, feingefalteter Tonschiefer (Schliffbild) mit dünnplattiger Absonderung.

Die geringe Umwandlung der Tonschiefer gab Veranlassung, darin nach Fossilresten zu suchen, bisher leider erfolglos. Über ihr Alter lassen sich deshalb nur Vermutungen äussern. Sie sind älter als die Karbonablagerungen (Westphalien) und stellen wahrscheinlich das jüngste Glied des kristallinen Grundgebirges dar. Ob in ihnen Culmsedimente vorliegen scheint sehr fraglich; eher dürften sie,

wie die übrigen Glieder des kristallinen Grundgebirges, vorpaläozoischen Alters sein.

Hauptverbreitungsgebiet der Tonschiefer-Phyllonite ist die N Val Colla-Zone. Am S Hang des Wasserscheidekammes, zwischen Val Colla und Val d'Isoe–Val di Serdena, bilden sie einen isoklinal gefalteten, bis 1000 m mächtigen Schichtenkomplex (vgl. Profil Monte Bar–Denti della Vecchia der Profiltafel), dessen Basis sich vom Monte Stabbiello in der NE Ecke der Karte bis zum Gazzirola und weiter über die Cima Moncucco, den Monte Bar, Caval Drossa zum Motto della Croce verfolgen lässt.

In den wüsten Taltrichtern des Valle di Scareglia und des Valle del Fiume Bello und in den Wildbachtobeln am W Hang des Kammes Caval Drossa–Motto della Croce ist der Schieferkomplex am besten aufgeschlossen. Eine 10 bis 40 m mächtige Phyllonit-schuppe bildet das Liegende der Bernardo-Gneis-Karbonkeile am N Hang der Denti della Vecchia (vgl. Profil Monte Bar–Denti della Vecchia der Profiltafel II).

In der S Val Colla-Zone bilden Phyllonite die stark verschürfte Unterlage der Bernardo-Gneis-Tafel (vgl. Profile durch die Kirchhügel N Lugano der Profiltafel I). Nur schwer zugänglich und schlecht aufgeschlossen ist der Schieferzug, der am W Hang des Val d'Agno den Bernardo-Gneis von den Gneissen der Ceneri-Zone trennt. Typische Vertreter der Tonschiefer-Phyllonit-Gruppe finden sich auch am W Hang des Grenzkammes M. Boglia–Denti della Vecchia, im Liegenden des Deckgebirges. Sie sind, mit Bernardo-Gneis verschuppt, in den Wildbachtobeln zwischen Cadro und Davesco aufgeschlossen. Die Vorkommen sind zahlreicher als die Karte sie angibt, aber die intime **Wechselagerung der Phyllonite mit Stabbiello-Gneissen und Serieitschiefergneissen** lässt eine Ausecheidung der einzelnen Glieder nicht zu.

S Sericitschiefer von Manno-Boseo

Die weissen bis hellgelben Sericitschiefer sind intensiv ausgewalzt und zerscheert und infolgedessen äusserst brüchig. Von dem bröckeligen bis mehligen Gesteinsmus lässt sich kaum eine Probe entnehmen, die nicht in der Hand zerfällt. Die Aufschlüsse sind dementsprechend spärlich. Die Sericitschiefer folgen dem W Rand des Bernardo-Gneis-Hügels zwischen Manno und Bosco und trennen diesen von dem wenig mächtigen Phyllonitzug. Sie repräsentieren eine Ultramylonitschieferfacies des Bernardo-Gneisses, wie sie in dieser Art sonst nicht mehr angetroffen wurde. Bessere Aufschlüsse als zwischen Manno und Bosco finden sich in der S Fortsetzung ausserhalb der Karte, am Kirchhügel von S. Ilario N Bioggio.

Q Quarzite

In den Paragneissen und den Tonschiefer-Phylloniten treten selten Quarzitbänke auf, die der geringen Mächtigkeit wegen auf der Karte meistens nicht ausgeschieden werden konnten. Solche Quarzitbänke begleiten z. B. die Hornfelsgneis-Lagen in der Schlucht des Franscinone zwischen Dino und Villa. Eine Wechselagerung von schwarzen Graphit-Quarziten mit Hornblendeschiefern und Sericitschiefergneissen kann am W Hang des Rove-racciehügels, 600 m N von Sonvico, beobachtet werden. Bemerkenswert ist hier die stengelige Absonderung des wie gerollt scheinenden Schichtpaketes.

S_H Hornblende Epidotschiefer

Im Gegensatz zu den körnigen Plagioklasamphiboliten der Ceneri-Zone sind die hornblendereichen Gesteine der Val-Colla-Zone durch feinnadelige bis filzige, sehr dünnsschichtige, schwarzgrüne Hornblendeschiefer vertreten, die nur sehr selten gröberes Korn und flaserige Textur aufweisen. Intensive postkristalline Verformung macht sich in starker Verschieferung, Verharnischung und walzenförmiger Rollung geltend. Die oft beobachtete Diskordanz und die Mylonitzonen zwischen den Hornblendeschiefern und dem Stabbiello-Gneis sind auf verschiedene mechanische Verhalten beider Gesteine während der Durchbewegung zurückzuführen. Die Hornblendeschiefer-Züge setzen oft unvermittelt aus. Häufiger als Brüche dürften dafür andere Ursachen verantwortlich sein, wie Axialgefälle und unregelmässige Ablagerung der dolomitischmergeligen Sedimente, aus denen die Hornblendeschiefer entstanden sind. Für sedimentäre Herkunft sprechen auch Mineralgehalt, Gefüge und die öfters beobachtete intime Wechsellagerung von Hornblendeschiefern und Stabbiello-Gneissen.

Eine blau- bis graugrüne Hornblende ist vorherrschender Gemengteil, neben dem der oft glasklare und unverzwillingte Plagioklas stark zurücktritt. Verbreitet sind Glieder der Zoisit-Epidotfamilie, während Biotit, Chlorit, Muskowit, Quarz und Titanit fallweise vorhanden sein können. Nur selten kann Prehnit, besonders in Äderchen, beobachtet werden. Weit häufiger sind Karbonate vertreten, entweder als integrierender Bestandteil, oder angereichert in weissen bis hellgelben Knauern und wild verfalteten Adern von dichter, nur nesterweise grobkristalliner Beschaffenheit und brauner, 1–2 cm dicker Verwitterungskruste, wie sie auch bei den Karbonat führenden Hornblendeschiefern beobachtet wird. Die Feststellung, dass die Verwitterungskruste mit verdünnter, kalter Salz-

säure braust, das Karbonat des unverwitterten Materials hingegen nur von heisser verdünnter HCl gelöst wird, weist darauf hin, dass das primäre Karbonat ankeritisch ist. Durch Verwitterung bildet sich daraus Limonit und Calcit.

Über die Verbreitung der Hornblendeschiefer gibt die tektonische Übersicht auf dem Atlasblatt summarisch Auskunft. Ein im Mittel 1 km breiter, durch Zwischenlagerungen von Stabbiello-Gneissen mehrfach unterteilter Zug folgt dem S Rand des N Abschnittes der Val Colla-Zone. Er beginnt recht unvermittelt bei Ponte Capriasca, zieht S von Lugaggia durch über Sonvico zum Settalone, wo der Hauptzug abrupt abbricht. Weiter gegen E sind die Hornblendeschiefer in wenig mächtige, weit auseinander liegende Züge aufgelöst, von denen ein einziger den italienisch-schweizerischen Grenzkamm knapp N vom Monte Cucco erreicht. Die Hornblendeschiefer sind in mehreren kleinen Steinbrüchen als dürftiges Strassenschottermaterial ausgebeutet worden, so z. B. bei Vaglio; an der Strasse Lugano-Tesserete zwischen Sureggio und Lugaggia und bei Sonvico.

Sehr guten Einblick in die charakteristischen Eigenschaften der Hornblendeschiefer vermitteln der Strassenanschnitt S Piandera beim Val delle Spine und das Valle del Franscinone, talaufwärts von der Brücke des Fussweges von Sonvico nach Villa.

Im S Abschnitt der Val Colla-Zone, soweit er auf Blatt Tesserete dargestellt ist, fehlen Hornblendeschiefer, abgesehen von einer schmalen Linse, bei Comano. Sie treten erst wieder im Gebiet um Lugano und in der Collina d'Oro reichlicher auf.

TEKTONIK DES GRUNDGEBIRGES

Obschon Blatt Tesserete einen grossen Teil des südtessinischen Grundgebirges beschlagnahmt, vermag es keinen richtigen Einblick in die Wesenszüge zu vermitteln, die die Bauelemente des Kristallins der Südalpen in diesem Abschnitt charakterisieren. Dazu bedarf es eines Blickes über die Blattgrenzen hinaus, auf das ganze Sottoceneri und das im W angrenzende italienische Gebiet bis zum Lago Maggiore, wie es auf der geologischen Kartenskizze (REINHARD 1953) dargestellt ist.

Da ist zuerst augenfällig und bezeichnend, dass, trotz des oft kapriziösen Verlaufes der verschiedenen Gesteinszonen, regionales S bis E fallen das ganze Gebiet beherrscht. Es wird nur ausnahmsweise und auf beschränktem Raum durch W bis N fallen abgelöst. Abgesehen von diesem, beiden Zonen gemeinsamen Verhalten, kontrastiert der Baustil der Ceneri-Zone mit dem der Val Colla-Zone.

Die nördliche Ceneri-Zone wird durch steilachsigen Schlingenaufbau charakterisiert. Er tritt besonders deutlich S vom Lago Maggiore hervor, ist auch noch an der Cima di Medeglia gut sichtbar, wo der Ceneri-Gneis an der steilachsigen Schlingenumbiegung endet. Weiter ostwärts ist die Schlinge wohl noch angedeutet, verliert aber an Prägnanz, besonders deshalb, weil sich hier die recht mächtigen Amphibolit- und Metabasiteinlagerungen einem geschmeidigen Einbau widersetzen, zum andern, weil in der Nachbarschaft der Iorio-Tonale-Linie die verschleiernenden Auswirkungen dieser Störungszone fühlbar werden.

Der S-Schenkel der Schlinge ist im Gebiet des Lago Maggiore auf einen mächtigen Komplex von Hornfelsgneissen aufgeschoben. Der verschlungene Verlauf der Gesteinszonen im N Malcantone ist durch die flache Lagerung und die sich daraus ergebenden Intersektionen mit dem Terrain bedingt. Im S Malcantone herrscht Schollentektonik. Benachbarte, durch Scherzonen getrennte Schichtpakete, weisen Abweichungen im Streichen auf, die bis zu 90° betragen können. Innerhalb einer Scholle bleiben Streichen und Fallen nahezu konstant. Die Abgrenzung der einzelnen Schollen und der Verlauf der sie trennenden Scherzonen sind infolge der starken Moränen- und Schuttbedeckung oft auf grössere Strecken nicht mit Sicherheit feststellbar.

Verglichen mit der Ceneri-Zone erscheint die Val Colla-Zone einfacher gebaut. Sie zerfällt in drei Teilgebiete, die sich sowohl durch den Baustil als durch das Baumaterial unterscheiden. Der N Abschnitt umfasst einen isoklinalen, gegen SE bis S einfallenden Tonschiefer-Phyllonitkomplex, der an der Basis mit Giumello-Gneissen der Ceneri-Zone verschuppt ist, im Hangenden in Stabbiello-Gneis mit Einlagerungen von Hornblendeschiefen übergeht und von einer Schuppenzone des S Abschnittes überfahren wird, an der Phyllonite, Bernardo-Gneisse und Karbonkonglomerate beteiligt sind (vgl. Profil Monte Bar-Denti della Vecchia der Profiltafel II). Der S Abschnitt wird von einem breiten, flachen Gewölbe eingenommen, an dem die Bernardo-Gneis-Tafel massgebend beteiligt ist. Der mit Phylloniten und Karbonkonglomeraten verschuppte W Schenkel scheint steil unter die Gneisse der Ceneri-Zone zu fallen, der ebenfalls verschuppte E Schenkel taucht unter das posthercynische Deckgebirge.

An das flache Gewölbe schliesst sich im S, im Gebiet Lugano-Muzzano, eine steile \pm E-W streichende Aufbruchzone, an der Hornblendeschiefer und Stabbiello-Gneisse beteiligt sind. Der Gewölbekern war für kurze Zeit in einer Baugrube in Lugano gut aufgeschlossen. Eine bedeutende Scherzone trennt diese E-W streichende Schieferzone von den N-S gerichteten, saiger stehenden

Gneissen des Collina d'Oro Abschnittes. Der Felsgrund des S Abschnittes liegt auf grosse Strecken unter Alluvialebenen, Schuttkegeln und Moränebedeckung verborgen und die Armut der Aufschlüsse in dem stark besiedelten und entsprechend kultivierten Gebiet erschwert in hohem Masse eine gesicherte Interpretation. Diese Bemerkung gilt besonders auch für den Abschnitt zwischen Manno und Taverna, wo die Demarkationslinie zwischen Ceneri- und Val Colla-Zone unter mächtigen Bergsturzmassen und Schuttkegeln begraben liegt. Der Knick der Demarkationslinie bei Taverna steht wohl mit den späthercynischen Bewegungen in Zusammenhang.

Die Anlage der erwähnten Strukturen dürfte sehr weit, wahrscheinlich ins Vorpaläozoikum, zurückreichen. Gesichert ist so viel, dass das kristalline Grundgebirge des S Tessins im jetzigen Zustand vorlag, als die oberkarbonen Sedimente abgelagert wurden. Während einer späthercynischen Faltungsphase scheint besonders die Val Colla-Zone gestaut und abgesichert worden zu sein. Dabei gerieten Karbonschollen in die Schubbahn und wurden in den Bau des Grundgebirges einbezogen. Diesem Umstand ist es zu verdanken, dass sie von der nachfolgenden Abtragung verschont geblieben sind. Nach dieser Episode hat das Grundgebirge keine wesentlichen Veränderungen mehr erfahren. Im Perm setzt eine langandauernde Festlandsperiode ein, verbunden mit tiefgründiger Terrarossa-Verwitterung des kristallinen Untergrundes.

Der alpinen Orogenese dürfte lediglich die Reaktivierung alter und die Bildung neuer Brüche und Mylonitzonen zuzuschreiben sein. Örtlich kam es auch zu wenig weit ausholenden, gegen S gerichteten Abscherungen, z. B. W vom Tamaro, im Gebiet N von Arosio, E des Val Mara zwischen Medeglia und Isona. Im grossen ganzen scheint sich jedoch das südalpine Grundgebirge gegenüber der jüngsten Orogenese als starrer Hinterlandsockel verhalten zu haben.

DAS POSTHERCYNISCHE DECKGEBIRGE

Abgesehen von einer kleinen Scholle permischer Gesteine, welche bei Arosio-Mugena das Altkristallin der Ceneri-Zone diskordant überlagert, treten permische und mesozoische Gesteine nur in der SE Ecke von Blatt Tesserete auf. Sie bilden mit der S anschliessenden Gruppe des M. Generoso und der Alta Brianza, dem Gebiet zwischen den beiden Armen des Comer Sees, in paläogeographischer und tektonischer Hinsicht eine Einheit, welche wir als Generoso-Masse bezeichnen. Im W wird die Generoso-Masse durch die Luganer Linie, eine steil E fallende oder senkrechte,

mehrfach geknickte und sich verzweigende Abschiebungszone, vom Kristallin getrennt. Diese Abschiebungszone ist im wesentlichen rhätisch-liasischen Alters und wurde alpin im Sinne einer transversalen Störung reaktiviert. Die N Begrenzung der Generoso-Masse bildet die M. Grona-Linie, eine alpine, flexurartige Störung, längs welcher die Lagerungsverhältnisse oft erheblich gestört sind. An verschiedenen Orten (vgl. z. B. das Profil von Pozzetti, Fig. 4) lässt sich die transgressive Auflagerung der Sedimente auf das Kristallin der Val Colla-Zone jedoch noch deutlich beobachten.

pt Verrucano-Servino-Serie (inkl. π silizifizierte Quarzporphyrtuffe)

Das tief verwitterte und erodierte hercynische Grundgebirge der Südalpen wird von den detritischen und vulkanischen Ablagerungen des Perm und der unteren Trias diskordant überlagert. Diese Gesteine wurden im Luganer Gebiet von P. LEHNER (1952) unter der Bezeichnung Verrucano-Servino-Serie zusammengefasst. Dabei werden die Bezeichnungen Verrucano, bzw. Servino lediglich im ursprünglichen lithologischen Sinne verstanden, wie sie in die geologische Literatur der Südalpen eingeführt wurden (P. LEHNER, l. c., p. 103–104; Lexique stratigraphique international, I/7c, Servino-Verrucano-Serie). Unter die Bezeichnung Verrucano fallen bunte, grobe Konglomerate und brecciöse Sandsteine, unter Servino feinkörnige, grüne und weinrote Sandsteine und Tone.

Die Basis der permischen Ablagerungen bildet allenthalben eine in Mächtigkeit und Fazies stark wechselnde Serie basaler Konglomerate, Sandsteine und Tuffe. Sie zeigt die typischen Merkmale eines schlecht sortierten Aufbereitungssedimentes, zu dem der stark verwitterte kristalline Untergrund und eine wenig mächtige Quarzporphyrtuff-Decke das Material geliefert haben. Braunrote, klein- bis mittelkörnige, konglomeratische Sandsteine mit unregelmässig verteilten Geröllen bilden die Hauptmasse der Serie. Die erbsen- bis nussgrossen, selten über faustgrossen, kantengerundeten Gerölle bestehen fast ausschliesslich aus milchigem Gangquarz. Viel seltener sind Porphyrtuff-Fragmente und nur ausnahmsweise Gneisbrocken vertreten. Weniger häufig treten grobkörnige, rot, grün und weiss gesprenkelte Arkosen auf, während sich, besonders in der Hangendpartie, auch feinkörnige, weisse und \pm glimmerige, graue Sandsteine einstellen. Hellbraune, rostig anwitternde, ankeritisches Karbonat führende Sandsteine sind ebenfalls auf die Hangendpartie der Serie beschränkt.

Wie die Schliffuntersuchung zeigt, ist Tuffmaterial in den Sandsteinen und Arkosen noch viel häufiger vorhanden, als das

makroskopische Aussehen vermuten lässt, so dass gewisse Vorkommen richtiger als Tuffit bezeichnet würden. Nicht nur die felsophyrischen und mikrogranophyrischen Gesteinspartikel sind tuffogenen Ursprungs. Das Mikroskop gestattet auch festzustellen, dass unter den Quarz- und Feldspatkörnern der Arkosen ein wesentlicher Anteil aus den Quarzporphyrtuffen stammt, denn der glatt auslöschende Porphy Quarz unterscheidet sich deutlich vom undulösen Gneis Quarz und ebenso kann der Sanidin des Tuffes vom Mikroklin des Gneisses unterschieden werden.

Wohl das instruktivste Vorkommen der basalen Konglomerate und Tuffe stellt das Erosionsrelikt von Mugena-Arosio im oberen Malcantone dar. Es liegt im Bereich der alpin nur wenig beanspruchten Ceneri-Zone, und die Transgressionsdiskordanz zwischen den permischen Sedimenten und dem Altkristallin ist hier unverändert erhalten geblieben. Die basale Serie besteht hier aus einer ca. 100 m mächtigen, schwach NE fallenden Folge von Konglomerat- und Sandsteinbänken mit untergeordneten braunvioletten und grünen, sandigen Tonen. Sie werden von einer Scholle von rot-violett-braun gescheckten Quarzporphyrtuffen und Tuffbreccien (π Quarzporphyrtuffe) überlagert. Die Serie transgrediert über steilstehendes, N-S streichendes, permisch verwittertes Kristallin – rötlich verfärbte Alkalifeldspatgneisse und braunviolette Paragneisse. Im NE wird die Sedimenttafel von einer steilen, NW–SE streichenden Verwerfung abgeschnitten; die übrige Umgezung entspricht einem Erosionsrand. Aufschlüsse sind infolge Moränenbekleidung recht spärlich. Zum bemerkenswertesten unter ihnen gelangt man auf einem Feldweg vom E Dorfausgang von Mugena gegen S und E zum Piano di Piem. Er führt unweit von einem kleinen, verlassenen Steinbruch S vom Friedhof von Mugena vorbei. In diesem Steinbruch stehen grünlichgraue, glimmerige Sandsteine an mit Kriechspuren von Würmern. Bei der Brücke über den Piem bildet die schwach NE einfallende basale, konglomeratische Sandsteinbank einen Riegel mit Wasserfall. Darunter sind die steilstehenden, rötlich und braun angewitterten Gneisbänke sichtbar.

In der Mulde bei P. 843 S Arosio stehen konglomeratische Sandsteine und braunviolette, sandige Tone an, welche von roten und violetten **Quarzporphyrtuffen** und **Tuffbreccien** überlagert werden. Man gelangt zu diesen Aufschlüssen auf dem Strässchen, das vom S Ausgang von Arosio di sotto W am Hügel Induno vorbei zu der Einsattelung bei P. 843 führt. Diese Quarzporphyrtuffe und Tuffbreccien entsprechen den analogen Bildungen, welche im Gebiet S von Lugano den Beginn der vulkanischen Tätigkeit bezeichnen. Die Initialeruption hatte explosiven Charakter. Ihre

lockeren Aschenprodukte – vornehmlich Quarzporphyrtuffe – sind weit über das engere Gebiet hinaus verbreitet, in dem sich die anschliessende ruhigere Lavaförderung abspielte. Sie lieferten, zusammen mit den lateritischen Verwitterungsprodukten des Grundgebirges der gleichzeitig einsetzenden Abtragung das Material zu den assoziierten bunten, rotgesprenkelten Arkosen.

Erosionsrelikte der hellrot-braunviolett geflammten Quarzporphyrtuffe finden sich ausser bei Mugena–Arosio innerhalb der Sackungsmassen am W-Hang des M. Boglia (Koord. 719.440/098.450) und E von Cadro (Koord. 721.000/100.670), wo sie von braunroten, konglomeratischen Sandsteinen begleitet werden. Ausserdem zeugen zahlreiche lose Blöcke an den unteren Hängen des M. Boglia und in den Moränen des Malcantone von der einstigen grösseren Ausdehnung dieser Tuffe.

Es handelt sich in allen Fällen um dasselbe fleisch- bis ziegelrote Gestein mit braunvioletten Schlieren, von dichter, poröser Beschaffenheit, worin von blossem Auge nur selten kleine Einsprenglinge von Feldspat und Quarz oder Fragmente von Fremdgestein wahrgenommen werden. Im Schliff beobachtet man eine entglaste, mehr oder weniger stark mit Eisenoxyd durchtränkte, fluidale Grundmasse, oft mit typischer Aschenstruktur und mit Bruchstücken von Sanidin und Quarz – Kristalltuffe –, oder seltener mit kleinen Gneisfragmenten und felsophyrischen Lapilli – lithische Tuffe –. Diese Tuffe sind häufig sekundär verkieselt.

Nach der ersten explosiven Förderung saurer Gesteine, kam es, wahrscheinlich noch im unteren Perm, zur Ablagerung einer mächtigen, wechselreichen Serie vulkanischer und subvulkanischer Gesteine – von Porphyriten und Quarzporphyren mit ihren Tuffen, Granophyren –, welche in ihrer heutigen Ausdehnung auf das Gebiet S und W von Lugano beschränkt sind. Sie waren bereits zur Zeit ihrer Ablagerung der Abtragung unterworfen und lieferten nach dem Ende der vulkanischen Tätigkeit Material zu den bis 1000 m mächtigen Verrucano-Ablagerungen der Bergamasker Alpen. Erst mit dem Skythien (am M. S. Giorgio paläontologisch nachgewiesen) tritt das Luganer Gebiet in den Bereich der marinen Sedimentation: eine 100–200 m mächtige Folge von Verrucano-Servino-Gesteinen überlagert S Lugano transgressiv die tief verwitterten Vulkanite. Quarzknauerkonglomerate (Verrucano), bunte Konglomerate und brecciöse Sandsteine (bunter Verrucano) wechsellagern mit bunten glimmerreichen Tonen und Sandsteinen (Servino), Arkosen und sandigen Dolomiten. Dieselben Gesteine greifen im Gebiet der Denti della Vecchia und der M. Gröna-Linie bis auf die basalen Konglomerate und Tuffe und das hercynische Grundgebirge hinunter. Sie sind an der Basis der dolomitischen Trias in den

Bachrunsen längs der M. Grona-Linie gut aufgeschlossen (Profile von Pozzetti (Fig. 4), Pairolo (Fig. 5) und Scirona (Fig. 6)). In den Fällen, wo die skythischen Sedimente die basalen Konglomerate und Tuffe überlagern, ist die Trennung der unterpermischen und skythischen detritischen Gesteine äusserst schwierig oder unmöglich. Dies ist auch der Grund, weshalb sie von P. LEHNER unter der Bezeichnung Verrucano-Servino-Serie zusammengefasst wurden.

t₂₋₃ Salvatore-Dolomit (mittlere Trias, Anisien-Ladinien)¹⁾

Der Salvatore-Dolomit besteht grösstenteils aus grobbankigen bis kompakt-massigen, hellen grobkörnigen Dolomiten, welche nur in seltenen Fällen Reste des ursprünglichen Gefüges und Fossilinhalts erkennen lassen. Verhältnismässig häufig sind dabei grob- bis feinkörnige Dolomite, welche von Diploporen erfüllt sind. An der Basis treten häufig gut gebankte, dunkle, oft sandige Dolomite auf. Am NW Fuss der Denti della Vecchia überwiegen mittel- bis feinkörnige, dunkle, leicht bituminöse Dolomite.

Im Gebiet von Bl. Tesserete wurden bisher keine bestimm- baren Fossilien gefunden. Am M. S. Salvatore und andernorts sind jedoch Anisien (Trinodosus-Fauna) und Ladinien paläontologisch nachgewiesen.

Vorkommen und Mächtigkeit: Gegenüber den umliegenden Gebieten (Gaeta N Menaggio: 1200 m, M. S. Salvatore: > 800 m) ist die Mächtigkeit des Salvatore-Dolomits stark reduziert. N und W der Alpe Bolla findet sich der Salvatore-Dolomit in zwei flach liegenden, tektonisch isolierten Schollen von mindestens 200 m Mächtigkeit zwischen den beiden Ästen der Luganer Linie. Längs der M. Grona-Linie überlagern sich stratigraphische und tektonische Reduktion: Am NW Fuss der Denti della Vecchia ist der Salvatore-Dolomit als schmaler Schubspan zwischen Verrucano-Servino-Serie und Raiblerschichten aufgeschlossen. Mit dem Verschwinden des Salvatore-Dolomites gegen E finden wir in den Raiblerschichten mächtige Aufarbeitungsbreccien, welche unter anderem auch Komponenten von Salvatore-Dolomit führen. In der Val Rezzo (Bl. Porlezza) überlagern die Raiblerschichten transgressiv das hercynische Grundgebirge.

t₄ Raiblerschichten (Carnien)

Die Raiblerschichten zeigen eine rasch wechselnde Folge verschiedener lithologischer Typen, welche sich in charakteristischer

¹⁾ Auf der Karte irrtümlich mit t₃ bezeichnet!

Assoziation in der ganzen Lombardei zwischen Ladinien und Hauptdolomit einschalten. Im untern Teil überwiegen plattige, mm-rhythmische, bituminöse Dolomite und feinkörnige Dolomite mit Kieselknauern, im oberen Teil bunte Mergel mit einzelnen Dolomitbänken, sandige Dolomite, Konglomerate und Breccien. Rauhwacken und Gips zeigen evaporitische Verhältnisse an. Stellenweise (Val Rezzo) greifen die Raiblerschichten mit groben Aufarbeitungsbreccien bis auf das hercynische Grundgebirge hinunter. Diese Aufarbeitungsbreccien (im Gebiet von Bl. Tesserete zwischen Pairolo und der Bocchetta di S. Bernardo aufgeschlossen) führen Komponenten von Salvatore-Dolomit und kristallinem Grundgebirge.

Fossilien sind aus den Raiblerschichten des S Tessins bisher keine bekannt. Carnisches Alter ergibt sich aus der stratigraphischen Stellung zwischen Salvatore-Dolomit (Anisien-Ladinien) und Hauptdolomit (Norien), ferner in Analogie zu den Bergamasker Alpen.

Vorkommen und Mächtigkeit: Aufschlüsse in den Raiblerschichten sind auf das Gebiet längs der Luganer Linie und längs der M. Grona-Linie, sowie auf das Interferenzgebiet der beiden Störungen beschränkt. Entsprechend ist die bereits primär stark schwankende Mächtigkeit der Raiblerschichten tektonisch oft stark reduziert. Sie bewegt sich meist in der Grössenordnung von 10–100 m. Gute Profile bieten die Bachrunsen unterhalb der Bocchetta Brumea (721.700/100.400, P. LEHNER, 1952, p. 112–113) und von Scirona (722.200/101.600, LEHNER, p. 113–114).

t₅ Hauptdolomit (Norien)

Die Dolomite des Hauptdolomits sind im Handstück meist nicht von denen des Salvatore-Dolomits zu unterscheiden. Zur Hauptsache handelt es sich wiederum um grobbankige, helle Dolomite mit grobkörnigem Mosaikgefüge. Teilweise sind diese Dolomite reich an Dasycladaceen (nach S. CONTI: *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL). Daneben treten, mit den atypischen Dolomiten wechselagernd, feinschichtige, mm-rhythmische Dolomite, psammitische Bänke und Inhomogenitätsbreccien auf. N und NW Porlezza (Bl. Porlezza) gehen die oberen Partien gegen E in eine mächtige Serie dunkler, schieferiger, bituminöser Dolomite und Dolomitmergel über. Im Val Solda kündigt sich diese Fazies in gelegentlichen Einschaltungen solcher Gesteine an.

Innerhalb des Hauptdolomits des Val Solda gelang es S. CONTI (1954) drei verschiedene Fossilhorizonte zu unterscheiden, die er

nach ihrer stratigraphischen Lage als unteres, mittleres und oberes Norien bezeichnet. Die Fundstelle des ersten Niveau befindet sich oberhalb Alpe di Puria. Abgesehen vom Vorkommen von *Gyroporella vesiculifera*? zeigt die Assoziation der Fossilien grosse Affinität zum Carnien. Die Fundstelle des «mittleren Norien» mit *Perna exilis* (STOPPANI) befindet sich ausserhalb von Bl. Tesserete am Passo stretto (Bl. Porlezza). Das «obere Norien» ist durch eine Lumachelle dokumentiert, welche sich aus Zwergformen zusammensetzt, die bisher einzig aus dem Carnien oder aus dem Rhät bekannt waren. Diese Lumachelle ist an der Costa di Ciappei abgeschlossen. (Die Fossilfundstellen CONTI sind auf Bl. Tesserete nicht verzeichnet).

Die Mächtigkeit des Hauptdolomits beträgt in den Denti della Vecchia um 500 m, im östlichen Val Solda nimmt sie rasch auf über 1000 m zu und erreicht im Val Sanagra NE Porlezza gegen 1400 m.

r Rhät

Das Rhät ist im Gebiet von Bl. Tesserete in lombardischer Fazies ausgebildet. Im unteren Teil der ca. 800 m mächtigen Serie überwiegen dunkle, fossilreiche, etwas bituminöse Tonschiefer und Mergel, welche mit dunkeln, gut gebankten Mergelkalken wechselagern. Gegen oben treten helle, biostromale Kalke (Korallen) und authigene Kalkarenite (Oolithe, Spergenite, Lumachellen usw.) hinzu, welche im mittleren Teil überhandnehmen. Gleichzeitig lässt sich gegen W ein Zurücktreten der Mergel zugunsten der Kalke beobachten. Hand in Hand damit nimmt die Dolomitisation der kalkigen Anteile zu. Den Abschluss gegen den unteren Lias bildet ein ca. 100 m mächtiger, massiger Dolomitkomplex, der **Conchodon-Dolomit**, welcher als einzige Fossilien grosse Megalodontiden («Conchodon») führt.

Die reiche Fauna des Rhät des Val Solda, welche zum grössten Teil aus Gastropoden und Lamellibranchiern, untergeordnet aus Echinodermen, Brachiopoden, Korallen und Fischresten zusammengesetzt ist, wurde neuerdings von S. CONTI (1954) beschrieben und abgebildet. Weitere Angaben über den Fossilinhalt des Rhät der Val Solda finden sich in den älteren Arbeiten von REPOSSI (1902) und A. VON BISTRAM (1903b). Ausser den auf Bl. Tesserete angegebenen Fossilfundstellen verzeichnet CONTI noch folgende Lokalitäten: T. Soldo, zwischen Puria und Castello; T. Soldo auf der Höhe von S. Rocco; Oberhalb Puria, in der Umgebung von S. Rocco; Cam-porgna bei Muzzaglio.

I₁₋₄
Lombardischer Kieselkalk (Héttangien-unteres.
Pliensbachien)

Der lombardische Kieselkalk erscheint meist als gut gebankter, im frischen Bruch stets dunkelgefärbter, blaugrauer, bräunlich-grauer oder schwärzlicher, feinkörniger Kalk mit schwankendem Ton- und SiO₂-Anteil. Die Kieselsäure ist entweder diffus innerhalb der einzelnen Kalkbänke verteilt oder frühdiagenetisch in unregelmässigen Knollen und Bändern schwarzen oder bräunlichen Hornsteins konzentriert, welche sich unter dem Mikroskop als sehr feinkörniges Aggregat von mikrokristallinem und feinfaserigem Quarz, meist noch stark durchsetzt von karbonatischem und tonigem Material, erweisen. Die Mächtigkeit der Bänke bewegt sich im allgemeinen im Bereich von einem zu wenigen dm, stellenweise treten aber auch dünner gebankte, plattige bis schiefrige Kalke oder auch Bänke von mehr als einem Meter Mächtigkeit auf. Oft sind die einzelnen Bänke durch Zwischenlagen von Mergel- und Kalkschiefern getrennt. Im frischen Bruch völlig homogen erscheinende Kieselkalke zeigen angewittert oft eine ausgeprägte Feinschichtung (Lamination). Häufig erweisen sich diese Feinschichten als absolut planparallel, oft lässt sich aber auch eine ausgesprochene Schrägschichtung (Current lamination) oder eine Verfäلتelung durch submarine Rutschungen beobachten. Die Schichtflächen der Kieselkalke sind oft über und über mit Lebensspuren bedeckt, meist Helminthoiden, welche dem Gestein im Querschnitt eine charakteristische flaserige Textur verleihen. Im Dünnschliff erweisen sich die Kieselkalke als Spongolithe, die kieselig-kalkige, flaserig texturierte, pelitische Grundmasse ist völlig erfüllt von Spongiennadeln.

In verschiedenen Horizonten, besonders aber an der Basis über dem Conchodon-Dolomit, treten **Dolomite** auf. Durch ihre ausgeprägte Bankung, den zuweilen grossen Hornsteingehalt, besonders aber durch ihre flaserige Textur und die im Dünnschliff reliktilsch erkennbaren Spongiennadeln unterscheiden sie sich meist deutlich von den rhätischen Dolomiten. Daneben treten aber auch im unteren Lias grobkörnige, helle Dolomite auf, deren ursprüngliches Gefüge völlig verwischt ist.

Untergeordnet treten psammitische und psephitische Gesteine auf: Kalkarenite mit mengenmässig wechselnden Anteilen von bioklastischen und lithischen Komponenten, grobe Breccien und Konglomerate. Bei der Alpe Bolgia sind solche Breccien und Kalkarenite mit Blöcken von Riffkalcken assoziiert, welche von P. LEHNER als autochthone Riffe mit Riffschutt gedeutet wurden. Sie wurden auf Bl. Tesserete als «**Breccien mit hellen Kalken**» aus-
geschieden. Aus neueren Untersuchungen von D. BERNOULLI

(1964) geht jedoch deutlich hervor, dass es sich um während des unteren Lias eingesedimentierte Blöcke rhätischer Gesteine handelt. Die Gesteine, welche sich an den einzelnen exotischen Riffkomplexen beteiligen, Korallenkalke, Oolithe, Spergenite, bioklastische Kalkarenite, zeigen bezüglich ihrer Mikrofazies sowie ihres Fossilinhalts deutliche Analogien zum Rhät der Luganer Schwelle, wie es von F. WIEDENMAYER (1963) aus dem Gebiet von Tremona beschrieben wurde (siehe Phototafel, Fig.1 und 2). Das rhätische Alter der betreffenden Gesteine wird ausserdem durch *Thecosmilia* cf. *clathrata* (EMMRICH) und *Triasina hantkeni* (MAJZON) auch paläontologisch dokumentiert (Fossilbestimmungen von E. FLÜGEL, für welche auch an dieser Stelle bestens gedankt sei). Die assoziierten Breccien und Kalkarenite hingegen zeigen deutliches «graded bedding» und sind durch weitere typische Gefügemerkmale als Turbidite gekennzeichnet (vgl. Phototafel, Fig.3). Unter den Komponenten, welche mehrere cm Durchmesser erreichen können, überwiegen atypische Dolomite (Hauptdolomit oder Rhät) und z.T. dolomitisierte, authigene Kalkarenite des Rhät. Daneben treten Dolomitpelite mit eckigen Quarzsplitterchen (Rhät), Broccatello¹), einzelne Ooide, bioklastisches Material und Einschlüsse von Kieselkalk auf. Die umgebenden Kieselkalke sind durch die Fossilfunde BISTRAMS (1903a) im Liegenden der exotischen Blöcke eindeutig als unterer Lias datiert. Die Turbidite der Alpe Bolgia lassen sich im Streichen gegen E bis Zocca della Nave verfolgen.

Resedimentationserscheinungen im lombardischen Kieselkalk beschränken sich nicht auf die mengenmässig untergeordneten grobdetritischen Einschaltungen, sondern spielen auch in den pelitischen Gesteinen eine bedeutende Rolle. Planparallele wie auch diskordante (Current lamination) oder verfältelte Lamination weist auf eine teilweise Resedimentation auch des pelitischen Materials. Submarine Rutschungen äussern sich in zahlreichen Diskordanzen innerhalb und zwischen den einzelnen Bänken, als Verfältelung der Feinschichtung innerhalb der Bänke, als Gleitfaltung ganzer Schichtpakete zwischen ungestörten Schichten oder auch nur in der wulstigen Ausbildung und im raschen Auskeilen einzelner Bänke.

Unter den Fossilien des lombardischen Kieselkalks finden wir grösstenteils Formen des neritischen Bereichs: Pharetronen, Seeigel, Seelilien, Brachiopoden, Schnecken, Muscheln. Mit Ausnahme der seltenen Cephalopoden treten sie meist in Breccien gehäuft auf,

¹) Unter die Bezeichnung Broccatello fallen reine, blassrosa, creme-farbene oder lichtgraue, feinkörnige Kalke mit feinstem Organodetritus und bunte bioklastische Kalke, welche im Bereich der Luganer Schwelle (Gebiet von Arzo-Tremona) den unteren Lias vertreten.

an denen sich in wechselndem Mass auch lithische Komponenten beteiligen. Diese Breccien stehen durch ihren Fossilreichtum in auffälligem Gegensatz zu den im allgemeinen fossilleeren feinkörnigen Kieselkalken. In den meisten Fällen lässt die plötzliche, episodische Einstreuung bioklastischen Materials keine Zweifel an der Allochthonie der Faunen, was durch die Gefügemerkmale der Breccien bestätigt wird. Neritisches Material wurde, z.T. durch turbidity currents, in tieferen Bereichen resedimentiert. Ebenso wie die lithischen Komponenten und die exotischen Blöcke lässt sich das bioklastische Material von der Luganer Schwelle, einer während des Rhät und des unteren Lias aktiven Hochzone unmittelbar W der Luganer Linie herleiten (siehe unten, Bemerkungen zur Paläogeographie von Rhät und unterem Lias).

Der lombardische Kieselkalk erreicht im Gebiet von Bl. Tesserete eine Mächtigkeit von gegen 2500 m (ohne dass seine Obergrenze erreicht wäre). Im Gebiet von Bl. Tesserete ist lediglich an seiner Basis unteres Héttangien nachgewiesen (A. VON BISTRAM, 1903a, S. CONTI, 1954). Im Gebiet von Bl. Lugano und von Bl. Mendrisio sind auch höhere Horizonte des unteren Lias paläontologisch belegt.

Fossilfundstellen: Die untersten dunkeln, Hornstein freien Horizonte des Kieselkalkes haben A. VON BISTRAM eine reiche Fauna, darunter Ammoniten des unteren Héttangien geliefert. Die reichsten Fundstellen dieser von BISTRAM und S. CONTI beschriebenen und abgebildeten Fauna befinden sich am Weg von Castello Val Solda nach der Alpe Bolgia, eine weitere, auf Bl. Tesserete nicht verzeichnete S der Alpe di Castello. Einem etwas höheren Horizont scheint die Fundstelle auf dem N-Grat des M. Boglia zu entsprechen. Eine weitere Fundstelle, welche P. LEHNER (1952, p. 128) zahlreiche verkieselte Brachiopoden geliefert hat, befindet sich wenig SE der Alpe Bolla.

Bemerkungen zur Paläogeographie von Rhät und unterem Lias

Um die Besonderheiten der Sedimentation des lombardischen Kieselkalkes zu verstehen, sind wir gezwungen, über die Grenzen von Bl. Tesserete hinauszugreifen. Dabei zeigt sich, dass der Luganer Linie, welche heute als N-S streichende steil E fallende Verwerfung westliche und östliche Luganer Alpen trennt, eine besondere Rolle in der paläogeographischen und auch in der späteren alpin-tektonischen Entwicklung zukommt.

Im Norien zeichnet sich erstmals die Ausbildung N-S verlaufender Hochzonen (Luganer Schwelle, Schwelle von Arolo) und Becken (Generoso-Becken, M. Nudo-Becken) ab. Dies äussert

sich zunächst nur in Mächtigkeitsunterschieden des Hauptdolomits zwischen Luganer Schwelle (max. 400 m) und Generoso-Becken (1000–1400 m). In rhätischer Zeit beginnt eine im unteren und mittleren Lias stark intensivierte Dehnungstektonik. Im Raum der Luganer Schwelle, deren paläotektonische Entwicklung von F. WIEDENMAYER (1963) in allen Einzelheiten studiert wurde, lassen sich die rhätisch-liasischen Bruchzonen unmittelbar nachweisen. Das in seiner Mächtigkeit gegenüber der kontinuierlichen Serie des Generoso-Beckens (gegen 1000 m) stark reduzierte Rhät (0–70 m) ruht transgressiv auf dem Hauptdolomit und ist in sprunghaft wechselnder Mächtigkeit auf die verschiedenen Schollen zwischen den rhätisch-liasischen Bruchzonen verteilt. Lithologisch vorherrschend sind authigene Kalkarenite (Oolithe, Spergenite, bioklastische Kalke), untergeordnet treten Dolomitpelite und dolomitische Mergel auf. Im selben Raum ruht der untere Lias mit einer Schichtlücke auf Hauptdolomit und Rhät. Er ist in ganz besonderer Fazies ausgebildet:

Massige, reine, helle, feinkörnige Kalke mit feinstem Organodetritus und bunte, bioklastische Kalke mit nesterweise verteilten Fossilien, welche unter der Bezeichnung Broccatello zusammengefasst werden, vertreten den unteren, tiefroten, massigen, Mn-führenden Cephalopodenkalke (Besazio-Kalk) den mittleren Lias. Broccatello wie Besazio-Kalk beteiligen sich ausserdem an der Bildung äusserst heterogener Breccien (Macchia vecchia), welche Gänge im liegenden Hauptdolomit bilden und eine oft komplexe Zusammensetzung aus Trümmern der Gesteinsunterlage sowie mehreren Phasen der überlagernden Sedimente aufweisen. Sie füllen Bruchspalten, sowie enge, scharf begrenzte Gräben im Hauptdolomit, deren Richtung deutlich mit der Luganer Linie in Beziehung steht.

Zu gleicher Zeit ging E der Luganer Linie die Absenkung des Generoso-Beckens vor sich (D. BERNOULLI, 1964). Während des Rhät waren hier Subsidenz und Sedimentation ungefähr im Gleichgewicht. Im unteren Lias verstärkte sich die Subsidenz. An Stelle des Conchodon-Dolomits, einer neritischen Ablagerung, treten monotone, bathyale Kieselkalke, welche durch zahlreiche synsedimentäre und frühdiagenetische Rutschstrukturen als Hangsediment gekennzeichnet sind. Die Gesteine der Luganer Schwelle (Hauptdolomit, Rhät (A. Bolgia), Broccatello und Macchia vecchia) treten im Kieselkalk als exotische Blöcke und als Komponenten der detritischen Einschaltungen auf. Ebenso stammen die neritischen Fossilien des Kieselkalks aus dem Bereich der Luganer Schwelle; der Fossilinhalt der bioklastischen Breccien des Kieselkalks stimmt mit demjenigen des Broccatello weitgehend überein.

Im zentralen Generoso-Becken erreicht der lombardische Kieselkalk eine Mächtigkeit von gegen 4000 m. Dabei zeigen – ausser den auf submarine Steilhänge weisenden Resedimentationserscheinungen – die sprunghaften Mächtigkeitszunahmen eine Beteiligung synsedimentärer Abschiebungszonen an, deren wichtigste mit der heutigen Luganer Linie zusammenfällt. Etwas jüngeren Alters, jedoch prinzipiell gleicher Art ist die Absenkung des M. Nudo-Beckens am E-Ufer des Lago Maggiore.

Während der alpinen Orogenese wurde die praeeexistente Bruchzone der Luganer Linie reaktiviert und verformt. Dabei nahmen die beiden Flügel der Linie, entsprechend ihrem verschiedenen Baumaterial eine völlig verschiedene strukturelle Entwicklung: ihre Strukturen interferieren miteinander. Die alten, mesozoischen Bruchsysteme werden damit zwangsläufig zu alpinen Transversalverschiebungen, an denen die verschiedenen Blöcke und ihre eventuell abgesicherten Sedimente horizontal und vertikal aneinander vorbei bewegt wurden.

TEKTONIK DES POSTHERCYNISCHEN DECKGEBIRGES

Der tektonische Aufbau des posthercynischen Deckgebirges läßt verschiedenartige, z. T. auch altersverschiedene Elemente erkennen:

1. Die Luganer Linie: Von S her kommend trennt sie in der SW Flanke des M. Boglia als steilstehende Verwerfung Kristallin der Val Colla-Zone und lombardischen Kieselkalk. W des M. Boglia, bei Preda grossa gabelt sie sich in zwei Äste, welche durch eine flache, z. T. etwas versackte und durch weitere Störungen unterteilte Trias-Scholle getrennt werden (Taf. I, Profil 3). Der westliche, weniger bedeutende Ast läßt sich bis NE oberhalb des Pian Soldino verfolgen, wo er durch die E-W streichende Querstörung des T. Varone (auf der Karte Val di Varod) abgeschnitten wird. Der östliche Ast, der durch Querstörungen und Sackungen einen etwas kapriziösen Verlauf erhält, läßt sich ebenfalls bis ins Val di Varod verfolgen, er trennt die einzelnen Trias-Schollen von Rhät und lombardischem Kieselkalk der eigentlichen Generoso-Masse. Die im Detail äusserst komplizierten Strukturen N und S des Val di Varod lassen sich als Interferenzerscheinungen zwischen der älteren, im wesentlichen rhätisch-liasischen Luganer Linie und der alpinen M. Gröna-Linie interpretieren.

Das rhätisch-liasische Alter der Luganer Linie ergibt sich vor allem aus den riesigen, sprunghaften Mächtigkeitschwankungen in Rhät und Lias beidseits der Linie und aus der Sedimentation des lombardischen Kieselkalkes. Die alpine Reaktivierung der Linie äussert sich vor allen in Transversalbewegungen.

2. N des T. Varone bildet die M. Grona-Linie die Grenze zwischen Kristallin und posthercynischem Deckgebirge. Es handelt sich um eine E-W streichende flexurartige Störung, längs welcher die geringmächtigen Serien zwischen Kristallin und Hauptdolomit stets tektonisch beansprucht sind und stellenweise abreißen.

3. Die Sedimente E und S von Luganer und M. Grona-Linie sind in WNW-ESE streichende Falten gelegt, deren Achsen mit $10-25^\circ$ gegen WNW einfallen. Es sind knieförmige, nach S vergente, asymmetrische Falten mit relativ flachen N- und steilen bis überkippten S-Schenkeln. Die Falten steigen treppenartig gegen N an, wobei die lithologisch stark verschiedenen Zonen von Hauptdolomit, Rhät und Kieselkalk jeweils einen eigenen Faltenotyp zeigen. In der Hauptdolomit-Zone des östlichen Val Solda kann von einer eigentlichen Faltung kaum mehr gesprochen werden. Die Dolomite dieser Zone machen vielmehr den Eindruck einer zerborstenen, von zahlreichen Störungen durchsetzten und verschuppten Platte, welche zuerst sehr steil, dann etwas flacher gegen N ansteigt. Regelmässige Faltenbilder zeigt das S anschliessende Rhät des Val Solda mit seiner reichgegliederten Alternanz von Mergeln, Kalken und Dolomiten. Im wesentlichen lassen sich von N nach S eine enge Synklinale und zwei von steilen Aufschiebungen begrenzte Antiklinalen unterscheiden (Tafel II, Prof. 1). Der Rhät-Zone des Val Solda schliesst sich im S die breite, durch zahlreiche Knickfalten und Stauchungen komplizierte Synklinale des M. Boglia an (Taf. II, Prof. 5 und 7). Ihr sind ausserhalb von Bl. Tesserete im S der Hauptdolomitsattel des T. Cassone und die Synklinale des M. Brè vorgelagert (Taf. II, Prof. 4). Trotz dem allgemeinen W-Fallen der Faltenachsen verschwindet der Hauptdolomit des Cassone gegen E sehr rasch unter dem lombardischen Kieselkalk, was auf eine primär tiefere Lage des Hauptdolomits, bedingt durch die rhätisch-liasische Tektonik zurückzuführen ist. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, dass im Bereich der Cassone-Antiklinale das Rhät in der reduzierten Fazies der Luganer Schwelle ausgebildet ist.

QUARTÄR

a **Alluvialböden** treten im Vedeggiotal und im unteren Cassaratetal, von Stampa südwärts, auf. Im übrigen sind von Schotter aufgefüllte Talböden nur lokale Erscheinungen, haben doch die meisten Täler schluchtartigen Charakter. Im oberen Malcantone findet sich ein von der Magliasina und einem linksseitigen Nebenfluss eingerahmter Alluvialboden S von Mugena bei Carroggio, ein kleinerer im obersten Val Colla S von Bogno. Auf der Karte nicht ausgeschiedene Reste von verkitteten, eisenschüssigen

älteren Alluvionen, die dem «Ceppo» und «Ferretto» der Lombardei entsprechen dürften, wurden im Dorf Isona und in der Schlucht unterhalb Medeglia beim Magnetkiesvorkommen gefunden.

Breite **Terrassen** mit prägnanten **Erosionsrändern** sind besonders schön an beiden Talhängen des Cassarate-Unterlaufes entwickelt. Strasse und Trambahn nach Tesserete (rechte Talseite) und nach Cadro-Dino (linke Talseite) benützen diesen zur Verkehrsaufnahme prädestinierten alten Talboden. In höherem Niveau finden sich Terrassenreste bei Stabbio und Pian Soldino E von Cadro; im oberen Val Colla bei Bogno und bei Certara und weiter talauswärts bei Piandera, Scareglia und Insone.

Im Val d'Isona sind beim Dorf Isona und wenig unterhalb nur spärliche Terrassenreste erhalten geblieben. Von Medeglia bis zum Ausgang der Vedeggio-Schlucht bei Camignolo ist die alte Talsohle zu beiden Seiten der Schlucht gut erhalten. Bemerkenswert ist das Fehlen deutlicher Terrassierung im breiten N-S Haupttal des Vedeggio. Im Malcantone liegen die Dörfer auf terrassenartigen Verflachungen des Talhanges, das oberste Dorf Arosio auf einer breiten Hochterrasse.

Wenn im Haupttal des Vedeggio Terrassierung fehlt, so sind mächtige **Bachschuttkegel** zahlreicher und um so besser ausgebildet. Sie rühren alle von rechtsseitigen Zuflüssen her und haben den Vedeggio und, aus Sicherheitsgründen und zur Vermeidung von Hochwasserschäden, auch die Bahnlinie auf die linke Talseite abgedrängt. Die meisten Dörfer haben sich im Vedeggio-Haupttal auf solchen Schuttfächern angesiedelt.

Ausgedehnte Felder von teilweise mächtigem **Gehängeschutt** sind im Tamaro-Gradiccioli-Ferraro-Gebiet verbreitet, wo sie bis zur Talsohle des Vedeggio hinunter reichen. Sie sind nur spärlich mit ortsfremdem Moränenmaterial vermischt. Ebenfalls mächtige Gehängeschuttmassen bedecken die oberen Partien des Caval Drossa-Monte-Bar-Gazzirola-Kammes. Auch am Grenzkamm M. Boglia-Denti della Vecchia treten Gehängeschuttfelder unliebsam in Erscheinung, indem sie hier oft den Kontakt zwischen Grund- und Deckgebirge verhüllen. Unterhalb 1000–1200 m ist der Gehängeschutt oft mit erraticem Material vermischt.

Verkitteter Gehängeschutt von Lias-Kieselkalk ist auf die unteren Hänge zwischen Davesco und dem S Rand der Karte beschränkt.

Kleinere **Bergstürze** haben sich vielerorts ereignet. Von grösserem Ausmass sind die Felsstürze am N Hang des Val Colla im Abschnitt zwischen der Valle del Fiume Bello und dem Valle di Scareglia, wo das Dorf Albumo bedroht wurde und noch ist und Corticiasca geräumt werden musste. Rutschungen und Felsstürze

sollen, nach Aussagen Einheimischer, um 1890 begonnen und um 1895 sich stark gesteigert haben, ohne dass je grössere Massen einmalig zum Absturz gelangten. Zu einem Felssturz grösseren Ausmasses kam es auch im Tamarogebiet im oberen Val di Cusella in vorhistorischer Zeit, wo sich Felsmassen vom E Hang des Kammes zwischen Tamaro und Gradicioli lösten. Der Felssturz an der E Flanke des S. Bernardo-Kirchhügels ist interglazial. Die Bernardo-Gneis-Blöcke sind mit Erratikern vermischt. Eine mächtige, stark zerrüttete Bernardo-Gneis-Masse gelangte bis an den Ausgang eines kleinen Tälchens 700 m N von Canobbio.

Hakenwürfe und damit in Zusammenhang stehende **Sackungen** und **kriechende Blockmassen** machen den Bewohnern der Dörfer am N Hang des Val Colla, von Roveredo bis Scareglia, zu schaffen. Auch die Felsmassen in den obersten Talkesseln der Valle di Scareglia bei der Alpe Piandanazzo und des Vallone bei der Alpe Pietrarossa sind im Kriechen begriffen. Bedrohlich aussehende, tiefreichende und breitklaffende Erdspalten bei der Cima di Moncucco sind Anzeichen dafür, dass hier grössere Felsmassen im Begriffe sind, talwärts zu gleiten.

Im **Schichtverband abgerutschte Felsmassen** grösseren Ausmasses finden sich am W-Hang des M. Boglia, zwischen Davesco und Pregassona-Cureggia (Bl. Lugano). Das abgeglittene Schichtpaket umfasst Bernardo-Gneis, Verrucano-Servino-Konglomerate, Sandsteine und Quarzporphyrte und, als jüngstes Glied, Liaskalke und -Dolomite. Im grossen ganzen ist der Schichtverband erhalten geblieben; nur zwischen Soragno und Davesco sind die Liaskalke bis an die Front des abgeglittenen Schichtpaketes vorgeückt. Damit verbunden ging eine weitgehende Zertrümmerung der Kalkbänke. Nach erfolgter Absackung stürzten aus den übersteilen Felsabrisen **Liaskalkblöcke** nach. Vereinzelt gelangten bis nach Cadro, wo sie unten am Strässchen, das nach Villa führt, zerstreut in der Wiese liegen. Die Vorkommen von verkitteten Liaskalkbreccien sind an diese abgeglittenen Felsmassen gebunden. Die Absackung dürfte interglazial entstanden sein, als beim Abschmelzen des Eises der Druck auf die steile Bergflanke nachgelassen hatte.

Eine weitere bedeutende Sackung findet sich am N-Hang des Denti della Vecchia-Grenzkammes, wo sich an der Cima dell'Oress (Bl. Porlezza) ein mächtiges Schichtpaket losgelöst hat und 100 bis 200 m talwärts gegliedert ist. Das Karbonvorkommen von Pozzetti liegt in diesem abegrutschten Schichtpaket, das auch Schuppen von Bernardo-Gneis und Phyllonit umfasst und im Deckgebirge bis zum Hauptdolomit reicht. Die Absackung dürfte hier durch eine Blattverschiebung ausgelöst worden sein. Der schnurgerade

Verlauf des Val di Capon, längs welchem der E-Rand der Sackung verläuft, deutet auf eine solche hin.

Fluvioglaziale Schotter sind besonders im terrassierten Gebiet des unteren Cassarate-Tales und im eingeebneten Gelände zwischen Cassarate und Vedeggio-Unterlauf verbreitet. Sie reichen im Val Colla bis jenseits Roveredo und im Val Capriasca bis nach Lelgio hinauf.

Moränenbekleidung von grösserer Ausdehnung, meistens aber geringer Mächtigkeit, ist an den Talhängen unterhalb 1000 m sehr verbreitet. Der über die Cenerilücke und den Rücken der Cima di Medeglia vordringende Tessingletscher hat das Gebiet überflutet und mit seinem Schutt überkleistert. Im W ragten das Tamaro-Gradiccioli-Massiv und der S anschliessende Grenzkamm über das Eismeer empor, im E waren es die das Val Colla einrahmenden Bergrücken. Die obere Grenze glazialer Schuttmassen liegt im N des Blattes bei ca. 1350 m; sie senkt sich leicht gegen S und befindet sich am S Rand der Karte auf ca. 1150 m. Zu mächtigeren Moränenablagerungen von 10 bis 30 m kam es nur lokal im Bewegungsschatten des Eisstromes und der Schmelzwässer. Staumoränen haben sich im Val di Serdena und in den Seitentälern des oberen Val Colla gebildet. Das Moränenmaterial ist gewöhnlich mehr oder weniger verwaschen, und die Abgrenzung gegen das Fluvioglazial ist schwierig zu ziehen. Das feinere Material – Sande und Kiese – wurde oft weggeschwemmt, und es blieben die grösseren Blöcke zurück, unter denen besonders Leventina-Gneisse und Gneisgranite des Gotthard vertreten sind. Solche **an Erratikern angereicherte Moränen** sind recht verbreitet. Als Beispiele seien nur erwähnt: Alpe Bolla – Pian di Scagn N M. Boglia und der ganze W- und N-Hang des Grenzkammes M. Boglia–Denti della Vecchia. Wolkenbruchartige Regen, wie sie im Tessin nicht selten auftreten, schwemmten die Erratiker auch in die Bachtobel, wo sie zu mächtigen Blockschuttmassen angehäuft sind. Als einziges zu Bauzwecken geeignetes Material werden die Blöcke oft gesprengt. So fanden z. B. die Erratiker im Val d'Usin am N-Hang der Denti della Vecchia Verwendung bei den grossen Hotelbauten in Lugano.

Durch ihre Grösse auffallende **erratische Blöcke**, mehrere unter ihnen über 100 m³ fassend, sind mit besonderer Signatur bezeichnet. Neben ortsnahem Material findet sich solches aus der Leventina und aus dem Gotthardgebiet. Vom Addagletscher herstammendes wurde auf Blatt Tesserete nicht festgestellt, reicht aber bis knapp an dessen S Rand. In Anbetracht der seltenen Vorkommen peridotitischer Gesteine im Einzugsgebiet des Tessingletschers sind Blöcke von Hornblende-, Pyroxen- und Olivinfelsen unter dem Moränenmaterial verhältnismässig häufig vertreten.

Ein **geschützter erratischer Block** von grobkörnigem Pyroxenfels ragt 500 m NE von Sala aus dem kärglich mit Baumgruppen bestandenen Wiesengrund (Koord. 717.86/102.50). Ein Block von Wollastonitfels mit bis 1 dm grossen Wollastonitsonnen liegt im Bachbett des Cassarate, 150 m flussaufwärts vom Brücklein des Fusspfades von Cagiallo nach Dino (Koord. 719.20/102.50). Blöcke von entkalktem Liaskieselkalk, wie sie in der Moräne um und S von Lugano häufig auftreten, wurden nur auf dem Kirchhügel von S. Rocco, zwischen Val d'Agno und Cassaratetal, festgestellt. Bei der Kapelle von S. Rocco ist unter den Erratikern Ceneri-Gneis reichlich vertreten. Auffällig ist der Reichtum an Blöcken von Melirola-Augengneis aus dem Morobbiatal in den Moränen des Talkessels von Curölgia am N Hang der Denti della Vecchia und im oberen Val Colla bei Piandera, Cimadara und Certara.

Die sehr zahlreichen und z. T. sehr mächtigen **Erratiker von Quarzporphyrtuff** im Malcantone sind schon KELTSERBORN (1923) und GRAETER (1952) aufgefallen und beide erwähnen, dass Blöcke auf Koten gefunden wurden, die 100 bis 200 m höher liegen als das Quarzporphyrtuff-Relikt bei Mugena-Arosio, von wo sie herkommen müssen. Das im Schatten des Eisstromes liegende Malcantone war offenbar von Toteis gefüllt, über das hinweg der Gletscher die bei Arosio abgehobelten Blöcke an die gegenüberliegenden Hänge hinauf verfrachtete. Im Malcantone, besonders in dessen S Teil, tritt erratisch derber Pyrit von porphyrischem Aussehen auf, dessen Ursprungsort unbekannt ist.

Moränenwälle sind wenige erhalten geblieben. Einem kleinen Wall verdankt der Lago d'Origlio sein Dasein. Weitere Wälle finden sich an der E- und W-Kante des Plateaus von Comano-Porza.

Morphologisch tritt die Wirkung des eiszeitlichen Gletschers augenfällig in der ausgeprägten **Rundhöckerlandschaft** in Erscheinung, am stärksten in der N-S gerichteten Vedeggiotalung und in der Hügelregion zu beiden Seiten derselben: im Malcantone und im Gelände zwischen Vedeggio und Cassarate. Die Rundhöcker sind oft von **dünnere Moränenbedeckung** überzogen, die der abschmelzende Gletscher zurückgelassen hat.

Auf die höchsten Erhebungen beschränkt sind die wenigen Zeugen lokaler Eigenvergletscherung. Am N Hang des Gazziröla ist ein dreistufiges **Kar** erhalten mit **Lokalmoränenwällen**, die auf der Innenseite Seelein bergen. Ein ähnliches Kar findet sich unweit davon, an der NE Flanke des Monte Segor.

Über die diluvialen Ablagerungen und die Landschaftsformen der Umgebung von Lugano hat ANNAHEIM (1934; 1936) in zwei Arbeiten berichtet.

ZEICHEN

Ergiebige **Quellen**, vorwiegend Schuttquellen, treten am W. Hang des Grenzkammes M. Boglia–Denti della Vecchia und im oberen Talkessel des Valle Cusella am E Hang des Tamaro-Gradioli-Kammes auf. Die meisten sind gefasst und in Reservoirs geleitet und dienen der Trinkwasserversorgung von Lugano und der umliegenden Gemeinden.

Gipshaltige Quellen treten bei der Berghütte von Pairolo und ca. 300 m SW davon am N Hang der Denti della Vecchia auf (Koord. 724.30/102.48 und 724.06/102.28). Das Wasser einer solchen wurde analysiert; es ergab folgenden Gehalt an gelösten Stoffen:

$$\begin{aligned}\text{Ca}^{\cdot\cdot} &= 0,5360 \text{ g/l} \\ \text{Mg}^{\cdot\cdot} &= 0,0785 \text{ g/l} \\ \text{SO}_4'' &= 1,5690 \text{ g/l}\end{aligned}$$

Molekülverhältnis Ca:Mg = 4,09:1. Die Quellen stammen aus den gipshaltigen bunten Raiblermergeln. Infolge wenig tiefreichenden Ursprungs sind Ergiebigkeit und Mineralgehalt wetterabhängig und starken Schwankungen unterworfen.

Mit der Auslaugung des Gipses hängt auch die Bildung mehrerer **Dolinen** beim Passo Pairolo zusammen, und der Ort verdankt seinen Namen: Pairolo = paiuolo = Kessel diesen Gebilden.

Die **Faltenachsen** wurden nicht systematisch eingemessen. Diesbezügliche Beobachtungen drängten sich auf, wo die Kleinfältelung, ja Rollung so intensiv war, dass sie zu stengelliger Absonderung führte. Die Hornblendeschiefer, Sericit-Schiefergneise und Quarzite neigen dazu. Die gemessenen Faltenachsen fallen ausnahmslos steil (50–80°) \pm SW.

Wenig weit ausholende, gegen S gerichtete **Überschiebungen alpinen Alters** wurden W vom Tamaro, N von Mugena-Arosio im oberen Malcantone und E von Val Mara, zwischen Medeglia und Isonne, festgestellt.

Für Häuser- oder Strassenbau einigermaßen geeignete Gesteine sind in der Val Colla-Zone kaum, in der Ceneri-Zone etwas häufiger anzutreffen. Dementsprechend sind auch **Steinbrüche** selten. Der grösste jetzt noch betriebene befindet sich bei Taverne, wo Orthogneise der Ceneri-Zone gebrochen werden.

Linsen von nickelfreiem **Magnetkies** mit wenig Pyrit, Spuren von Kupferkies und kräftig ausgebildetem Eisernen Hut treten am W Hang des schluchtartigen, am Tamaro beginnenden und gegen die Magadinoebene sich öffnenden Valle del Trodo am N Rand der Karte und in den Schluchten des Vedeggio und des Treccio W Drossa–Medeglia (Val d'Isonne) auf. Die Vorkommen wurden während des ersten Weltkrieges in Stollen und im Tagebau abgebaut,

dasjenige von Medeglia auch im zweiten Weltkrieg. Die Arbeiten wurden, da vollständig unwirtschaftlich, bald wieder aufgegeben. Der Eiserne Hut von Pyrit und arsenkieshaltigen Quarzgängen am Torri 1 km NNW Fercoggia im oberen Malcantone ist vorzeiten abgebaut und das Gut an Ort und Stelle verhüttet worden.

Räumlich beschränkte Vorkommen von **Aragonit-Calcituffen** sind auf die Störungslinie zwischen der Ceneri- und der Val Colla-Zone im Abschnitt zwischen Gravesano und Agno beschränkt, mit deren Reaktivierung sie in Zusammenhang stehen dürften. Das bedeutendste Vorkommen im Vallone SW Gravesano wurde von einem Architekten in Lugano ausgebeutet. Die grossen Blöcke wurden zu dünnen Platten zersägt, die sich durch eine sehr schöne Zeichnung der hellgelb bis dunkelbraun schattierten Liesegangschen Ringe auszeichnen und zur Verzierung von Altären Verwendung fanden. Eine dekorative Platte ist im Naturhistorischen Museum von Basel ausgestellt.

Im Zusammenhang mit der eiszeitlichen Vergletscherung steht die Auffüllung **alter Flussläufe** durch die diluvialen Schuttmassen und die Bildung epigenetischer Flußstrecken. Einer solchen entspricht das Bett des Vedeggio zwischen Mezzovico und Manno. Der alte Flusslauf liegt unter mächtigen Moränen, Schuttkegeln und Blockhalden begraben. Durch die Geschiebemassen der rechtsseitigen Zuflüsse wurde der Vedeggio auf die linke Talseite abgedrängt.

Viel kürzer ist die epigenetische Strecke des Cassarate durch den Talriegel von Canobbio-Soragno. Der alte Flusslauf ist hier unter Moräne und fluvioglazialen Schottern der Terrasse von Canobbio verschüttet.

WICHTIGSTE LITERATUR

- ANNAHEIM, H. (1934): *Diluviale Ablagerungen aus der Umgebung von Lugano*. Eclogae geol. Helv. 27/2.
- ANNAHEIM, H. (1936): *Die Landschaftsformen des Luganerseegebietes*. Geogr. Abh. gegr. von A. Penck. 3. Reihe, Heft 8.
- BÄCHLIN, R. (1937): *Geologie und Petrographie des M. Tamara-Gebietes (südl. Tessin)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 17/1.
- BEARTH, P. (1932): *Die Ganggesteine des Malcantone*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 12/1.
- BERNOULLI, D.: *Zur Geologie des Monte Generoso*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 118. Lfg. (im Druck).
- BISTRAM, A. VON (1903a): *Beiträge zur Kenntnis der Fauna des unteren Lias in der Val Solda*. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br., 13.

- BISTRAM, A. VON (1903b): *Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen*. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br., 14.
- CONTI, S. (1954): *Stratigrafia e Paleontologia della Val Solda*. Mem. descr. Carta geol. d'Italia, 30.
- ESCHER, B. G. (1911): *Über die praetriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi. Mit einem Anhang über das Scheidnössli bei Erstfeld und das Carbon von Manno bei Lugano*. Amsterdam.
- GEOLOGISCHER FÜHRER DER SCHWEIZ (im Druck). Basel (Wepf).
- GRAETER, P. (1951): *Geologie und Petrographie des Malcantone (südl. Tessin)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 31/2.
- JONGMANS, W. J. (1950). *Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz I*. Eclogae geol. Helv. 43/2, S.102.
- JONGMANS, W. J. (1960): *Die Karbonflora der Schweiz*. Beitr. Geol. Karte Schweiz. NF. 108. Liefg.
- KELTERBORN, P. (1923): *Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin)*. Verh. natf. Ges. Basel, 34.
- KUHN-SCHNYDER, E., & VONDERSCHMITT, L. (1953): *Geologische und paläontologische Probleme des Südtessins*. Eclogae geol. Helv. 46/2.
- LEHNER, P. (1952): *Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Brè und des M. San Salvatore bei Lugano*. Eclogae geol. Helv. 45/1.
- LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL (im Druck): Vol. I: Europe, Fasc. 7c: Suisse, Alpes Suisses et Tessin meridional. Paris, (Centre national de la recherche scientifique).
- MAGNANI, M. (1945): *Sulla presenza di terreni spettanti al Carbonifero nei monti di Menaggio (Valle Sanagra)*. Atti R. Accad. Sci. Torino, 80.
- MÜLLER, F. (1919): *Notiz über die Randzone des Dolomitgebietes zwischen östlichem Teil des Euganersee und Val Colla im Tessin (Schweiz)*. Centralbl. f. Mineral. Geol. u. Paläont. 1919, S.86–90.
- NEGRI, G., & SPREAFICO, E. (1869): *Saggio sulla geologia dei dintorni di Varese e di Lugano*. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. e Lett., Cl. Sc. mat. e nat. 11, serie 3, fasc. 2.
- NOVARESE, V. (1929): *La zona del Canavese e le formazioni adiacenti*. Mem. descrittive della Carta geol. d'Italia, 22.
- QUERVAIN, F. DE, & FRIEDLÄNDER C. (1942). 1. *Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine*. Beitr. Geol. d. Schweiz, geotechn. Serie 20. Lfg. Darin Kap. VI Südalpen. A Eruptivgesteine, Nos 6 bis 12 Ganggesteine, Nos 13 bis 61 permische Ergussgesteine.
- QUERVAIN, F. DE, & JENNY, V. (1956): 2. *Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine*. Ibid. 34. Lfg. Darin Kapitel VI Südalpen. A Eruptivgesteine, Nos 66–69 Ganggesteine, Nos 70–71 permische Ergussgesteine.
- REINHARD, M. (1953): *Über das Grundgebirge des Sottoceneri im südlichen Tessin*. Eclogae geol. Helv. 46/2.
- REINHARD, M.: *Über das Grundgebirge des Sottoceneri im Südtessin und die darin auftretenden Ganggesteine*. Beitr. geol. Karte d. Schweiz NF. 117. Lfg. (im Druck)
- REPOSSI, E. (1902): *Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio*. Atti Soc. ital. Sci. nat., 41.

- SCHMIDT, C. (1917): *Erläuterungen zur Karte der Fundorte von mineralischen Rohstoffen in der Schweiz*, S. 36. A. Francke, Bern.
- SCHMIDT, C. (1920): *Texte explicatif de la Carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse*. S. 109. A. Francke, Berne.
- SEITZ, O. (1917): *Über die Tektonik der Luganer Alpen*. Verh. natf.-med. Vereins Heidelberg N. F. 13/3.
- SITTER, L. U. DE, & SITTER-KOOMANS, C. M. DE (1949): *The Geology of the Bergamasc Alps*. Leidsche Geol. Med., 14 B.
- SPICHER, A. (1940): *Geologie und Petrographie des oberen Val d'Isonne (südliches Tessin)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 20.
- STELLA, A. (1894): *Contributo alla geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi centrali*. Boll. R. Comitato geol. d'Italia. Serie 3 Vol. 5 anno XXV. Roma.
- TARAMELLI, T. (1880): *Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi*. Spiegazione del foglio 24 Dufour. Materiali per la carta geologica della Svizzera, Vol. 17.
- TARAMELLI, T. (1903): I tre Laghi. Milano.
- VENZO, S., & MAGLIA, L. (1947): *Lembi carboniferi trasgressivi sui micascisti alla «fronte sedimentaria sudalpina» del Comasco e del Varesotto*. Atti Soc. ital. Sci. nat. 86.
- VONDERSCHMITT, L. (1953): *Faziesverhältnisse und mögliche Kohlenwasserstoff-Vorkommen des Sottoceneri*. Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing. 20.
- WEHRLI, L. (1918): *Die Kohlen der Schweizeralpen*. Eclogae geol. Helv. 14/5, S. 660.
- WEHRLI, L. (1925): *Das produktive Karbon der Schweizeralpen*, I. Teil. Beitr. zur Geol. d. Schweiz. Geotechn. Serie, 11. Lfg. S. 151.
- WIEDENMAYER, F. (1963): *Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona*. Eclogae geol. Helv. 56/2.
- Ausführliche Bibliographien in den Arbeiten von LEHNER (1952) und BERNOULLI (1964).

Geologische Karten

- Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000. Blatt 7 Ticino, 1955.
- Geologische Karte der Schweiz 1:100000. Blatt XXIV Lugano-Como. Von E. Spreafico, G. de Negri und M. Stoppani. 1876.
- A. von BISTRAM: Geologische Spezialkarte des Dolomitgebietes der Luganer Alpen, 1:50000. In BISTRAM (1903b).
- ESCHER, B. G.: Kartenskizze des Carbons von Manno, 1:25000. In ESCHER (1911).
- P. KELTSERBORN: Geologische Karte und Profile des Gebietes zwischen Ponte Tresa und Arosio (Malcantone), 1:25000. In KELTSERBORN (1922).
- E. REPOSSI: [Carta geologica] 1:100000. In REPOSSI (1902).
- T. TARAMELLI: Carta geologica della regione dei tre Laghi, 1:150000. In TARAMELLI (1903).
- Carta geologica d'Italia 1:100000. Foglio 17 Chiavenna, 1941.

Fig.1. Block von rhätischem Korallenkalk mit *Thecosmilia* cf. *clathrata* (EMMRICH), eingesedimentiert in unterliasischen lombardischen Kieselkalk. S A. Bolgia, Val Solda (Koord. 722.200/099.250).

Fig. 2. Dünnschliffbild des rhätischen Korallenkalkes Fig. 1 von Alpe Bolgia
Negativkopie, Vergr. 5,2 mal.

In einer kalkpelitischen Grundmasse mit feinverteiltem Organodetritus lassen sich knollige, biogene, kryptokristalline Massen mit eckig zerbrochenen oder schlierig undeutlichen Rändern erkennen. Die calcitisch-spätig rekristallisierten Korallen (*Thecosmilia* cf. *clathrata* EMMRICH, kleinkelchige Wachstumsmodifikation) sind oft angebohrt und von biogenem Material durchdrungen. Auf Korallen und Cyanophyceenknollen sitzen in dünnen Krusten Nubecularien. In Hohlräumen resedimentäre, geopetal angelagerte, gröbere Generation von Kalkpelit.

Mikrofaziell ist dieses Gestein gleichaltrigen Korallenkalken der Luganer Schwelle vergleichbar (F. WIEDENMAYER, 1963, S. Agata-Profil, Nr. 21 b,

Fig. 15).



Fig. 1.

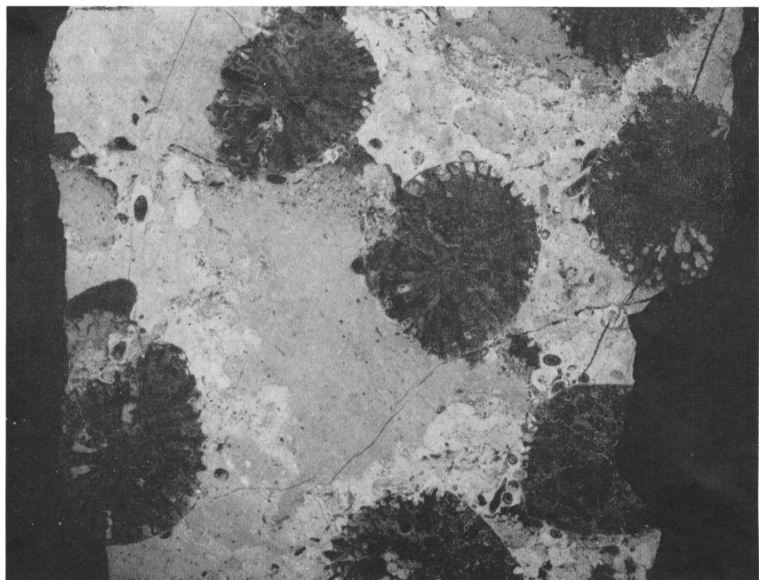


Fig. 2.



Fig. 3. Mit den exotischen Blöcken assoziierte Breccienbank. S Alpe Bolgia, Val Solda (Koord. 722.200/099.250).
Im unteren Teil der Bank ist deutliches graded bedding erkennbar, welches im oberen Teil von einer feinen, unregelmässigen Lamination abgelöst wird.

