

Geologischer Atlas der Schweiz Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt:

1313 Bellinzona

Topographie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 66)

Erläuterungen

verfasst von

AUGUST SPICHER † und EDUARD WENK

Mit Beiträgen von R. HANTKE, A. CODONI und J. HANSEN

Mit 4 Textfiguren und 2 Tafelbeilagen

1981

Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission

Publié par la Commission Géologique Suisse

Das Atlasblatt wurde publiziert mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds
zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung

VORWORT DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION

Das im Spätherbst des Jahres 1974 publizierte Atlasblatt 1313 *Bellinzona* weist eine bewegte und langwierige Entstehungsgeschichte auf. Bereits in den zwanziger und dreissiger Jahren erfolgten durch P. Knoblauch (†) und E. Kündig die ersten geologischen Aufnahmen für dieses Kartenblatt. Wie die Übersichtsdarstellung auf dem Atlasblatt aufzeigt, haben dann in den folgenden Jahrzehnten manche Geologen Neukartierungen und Revisionen ausgeführt. Erst Ende 1971 war es dann soweit, dass dem Büro der Kommission sämtliche für das Atlasblatt benötigten Originalkarten im Maßstab 1:25000 zur Verfügung standen. Nach umfangreichen redaktionellen Vorarbeiten konnte das Blatt dann im Februar 1973 in kartographische Bearbeitung gegeben werden.

Die Geologische Kommission dankt allen beteiligten Mitarbeitern – insbesondere den beiden Verfassern dieses Erläuterungstextes, Herrn Prof. E. Wenk und dem in der Zwischenzeit (Juni 1979) verstorbenen Dr. A. Spicher. Ferner ist sie folgenden Personen bzw. Institutionen zu Dank verpflichtet: Dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (finanzieller Beitrag an die Kartenerstellung), dem «Ufficio Geologico» in Bellinzona (geophysikalische Daten, Bohrergebnisse) und ausserdem den Herren Prof. Dr. R. Hantke, Dr. J. Hansen und cand. geol. A. Codoni (zusätzliche Informationen und Manuskriptteile).

Basel, im Januar 1981

Für die Schweizerische Geologische Kommission
Der Präsident:
Prof. Dr. W. Nabholz

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort der Geologischen Kommission	2
Einleitung	4
Gebiet nördlich der Iorio-Tonale-Linie	5
Alpin metamorphe Gesteine des Lepontins (Penninikum)	5
Karbonatische Gesteine	5
Gneisse granitoider Zusammensetzung	7
Paragneisse	11
Basische und ultrabasische Gesteine	11
Ganggesteine	13
Alpine bis postalpine Intrusiva	13
Tonale-Serie (? Ostalpin)	15
Metamorphose	15
Tektonik	20
Gebiet südlich der Iorio-Tonale-Linie	25
Präpermisches Kristallin der Südalpen	25
Gesteine vom Orthogneiss-Typus	25
Mischgneisse	26
Paragneisse	26
Amphibolite und Metaperidotite	28
Ganggesteine	30
Metamorphose und Alter	31
Tektonik	33
Quartäre Bildungen	33
Hydrologie	37
Mineralische Rohstoffe	38
Geophysikalische Daten	39
Literaturverzeichnis	40
Geologische Karten	44

EINLEITUNG

Der Felsgrund von Blatt Bellinzona gehört zwei geologisch grundverschiedenen Kristallinkörpern an, die in diesen Erläuterungen getrennt besprochen werden:

1. Der hier grossenteils steilstehende *Gesteinskomplex des Lepontins*, der aus penninischen Decken und aus vorwiegend schon vorhandenem Gesteinsmaterial während des alpin spätorogenen Temperaturmaximums neu gestaltet wurde, also eine in bezug auf Deformation und Kristallisation junge Bildung darstellt, mit einheitlicher Struktur und regional gleichartiger Metamorphose. Das Lepontin baut den breiten nördlichen Teil des Atlasblattes auf.
2. Das *präpermische Kristallin der Südalpen*, das am Südrand des Blattes aufgeschlossen ist. Es bildet einen Ausschnitt des im Verlaufe der alpinen Gebirgsbildung als zusammenhängender Block dislozierten, aber intern von der Alpenfaltung wenig in Mitleidenschaft gezogenen südlichen Rücklandes der Alpen. Die weiter im Süden (Blatt Lugano) diskordant auf dem Gneißsockel aufruhenden, gefalteten, jedoch unmetamorphen mesozoischen Sedimente beweisen das präpermische Alter der Gesteine dieses Kristallinblockes.

Die beiden Einheiten sind auf Blatt Bellinzona durch Lago Maggiore und Piano di Magadino 3–4 km weit voneinander getrennt. Am Ostrand des Blattes stehen sie aber im Kontakt. Die Grenze bildet die *Iorio-Tonale-Linie (Insubrische Linie)*.

Die Insubrische Linie¹⁾ ist eine der bedeutendsten Dislokationslinien der Alpen und reicht von Ivrea im Westen bis nach Dimaro im Osten, wo sie an die Judikarien-Linie stösst. Im Gebiet unseres Atlasblattes tritt sie gerade noch in der untersten Valle Morrobba anstehend auf. Südlich Pianezzo verläuft die Morobbia in einem 1 km langen, auffallend geradlinigen Schluchtabschnitt in einer Quetschzone. Bei der Brücke des Fussweges, der Pianezzo mit den Monti di Verona verbindet, ist ein Profil durch diese Dislokationszone gut aufgeschlossen: nördlich der starken Quetschzone, relativ scharf abgeschnitten, die Tonale-Schiefer, südlich der Störungszone die zerrütteten und verwalzten Paragneisse der Südalpen. Die Spuren der Insubrischen Störungszone sind bis ca. 2 km gegen Süden feststellbar, was KNOBLAUCH & REINHARD (1939) auch weiter östlich auf Blatt Iorio feststellen konnten.

Der grösste Teil der Insubrischen Linie auf Blatt Bellinzona ist unter den mächtigen Alluvionen des Piano di Magadino verdeckt. Allerdings haben die geoelektrischen Untersuchungen Hinweise für deren Verlauf ergeben (vgl. S. 39).

¹⁾ Die Insubrische Linie wurde eingehend beschrieben von CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS (1930) und von GANSSE (1948).

GEBIET NÖRDLICH DER IORIO-TONALE-LINIE

ALPIN METAMORPHE GESTEINE DES LEPONTINS (PENNINIKUM)

Diese Bezeichnung umfasst die Gesteinszonen der nördlich der Insubrischen Linie gelegenen zwei Drittel von Blatt Bellinzona. Sie repräsentieren klassisches Gebiet der Alpengeologie. Hier wurden Begriffe wie «Injektionszone der Alpen» (GRUBENMANN 1912, GUTZWILLER 1912) und «Wurzelzone» (ARGAND 1911, STAUB 1916) entwickelt – Begriffe, deren Inhalt und Bedeutung sich seither gewandelt haben. Im Kartengebiet treten auch die Karbonatgesteins-Züge von Castione und Bellinzona-Contra auf, welche die ersten Hinweise auf hochgradige alpine Metamorphose im Tessiner Gneissgebiet geliefert haben, und hier finden sich auch diskordante, postalpine Pegmatit- und Aplitgänge. Früh wurde der Granat-Olivinfels von Alpe Arami bekannt (GRUBENMANN 1908), der uns heute die Präsenz von Material tiefegelegenen Ursprungs anzeigt. Viele neue mineralparagenetische, geochemische, kristallchemische, kristallographische und isotopengeologische Studien befassen sich mit Material aus dem Kartengebiet und beleuchten dessen Probleme. Das Literaturverzeichnis gibt darüber Auskunft.

Beim Studium der geologischen Karte und der unten folgenden Gesteinsbeschreibung ist in Betracht zu ziehen, dass in solch einem hochmetamorphen Gebiet neben scharfen Stoffgrenzen auch mannigfaltige Übergänge zwischen verschiedenen Gesteinszonen auftreten, deren Darstellung Schwierigkeiten bereitet.

Karbonatische Gesteine (permo-triadisch und jünger)

(von A. CODONI)

M Marmore, übergehend in Kalksilikاتفelse und Calcit-Glimmerschiefer

Diese Sammelbezeichnung umfasst die Karbonatgesteine, bei denen eine geringmächtige Wechsellagerung (Zentimeter bis wenige Meter) der verschiedenen Untereinheiten vorliegt, so dass ihre kartographische Differenzierung nicht möglich ist. Die anschliessend beschriebenen Untereinheiten der Karbonatgesteine unterscheiden sich durch quantitative, nur untergeordnet durch qualitative Änderung der Mineralparagenesen. Im Felde ist die Verteilung der Mineralien im Gestein – infolge der selektiven Anwitterung – gut erkennbar.

M_c Calcitmarmor

Quarzreiche Phlogopit-Calcitmarmore, gut gebankt, mittel- bis grobkörnig. Diese hellen Marmore sind infolge lagiger Anordnung der Komponenten gebändert. Gelegentlich lassen die Phlogopit-Lagen Isoklinalfalten erkennen, welche in allen Stockwerken des Gebietes Castione-Pizzo di Claro angetroffen werden, aber nur bei farblich besonders kontrastierendem Gefüge hervorstechen. Wir vermuten, dass die Isoklinalfaltung einen Teil der intensiven Wechsellagerung und die grossen Mächtigkeitsschwankungen bedingt.

Mineralbestand:

Hauptgemengteil (über 10%): Calcit

Nebengemengteil (zwischen 5–10%): Quarz

Akzessorisch (unter 5%): Phlogopit, Anorthit, Diopsid, Titanit, Erz usw.

Es treten in diesen Gesteinen flachlinsige bis langgestreckte, parallele bis leicht zum Gesteinsgefüge diskordante Knauer auf mit der Zusammensetzung von Silikatmarmor (M_s) und Kalksilikatfelse (M_k).

M_s Silikatmarmor

Braunanwitternde Silikatmarmore, lagig bis feingebändert, mittel- bis grobkörnig. Sie bauen den Hauptteil des Castione-Hügels auf und bilden auch den Hauptteil des Profils in den Karbonatgesteinen von Al Galletto. Sie zeigen Fließgefüge, ausgeprägte Kleinfältelung und gelegentlich mesoskopische Isoklinalfalten.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile (über 10%): Quarz und Calcit

Nebengemengteile (zwischen 5–10%): Anorthit und Phlogopit

Übergemengteile (lagig variierend 1–10%): Skapolith, Diopsid, Grossular

Akzessorisch (unter 5%): Kalifeldspat, Helleglimmer, Aktinolith (sekundär durch Umwandlung aus Diopsid), selten Grammatit, Turmalin, Apatit, Titanit, Erz usw.

M_k Kalksilikatfelse (vom Typus «Castione nero»)

Mittel- bis grobkörnige, grobbankige, gebänderte bis felsige Gesteine, sehr reich an Kalksilikat-Mineralien. Im Gesamtverband treten sie regelmässig, wenn auch mengenmässig untergeordnet, auf. Am Castione-Hügel wird in zwei Steinbrüchen abgebaut, wobei unterschiedliche Ausbildungen festgestellt werden können. Im nördlich gelegenen Steinbruch ist das Gestein massiger und homogener im Gefüge, der Mineralbestand zeichnet sich durch Diopsid als Hauptgemengteil aus. Der südlich gelegene Steinbruch ist in einem Bereich angelegt, der grobkörniger und streifig ausgebildet ist, mit z. T. migmatischem Aussehen.

Untergeordnet treten migmatitisch-linsige Ausbildungen auf sowie gneissig-schiefrige Lamellen und Schichtpakete mit Aluminosilikat-Knauern.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile (über 10%): Quarz, Calcit, Anorthit, Diopsid, Biotit/Phlogopit

Nebengemengteile (zwischen 5–10%): Skapolith, Grossular

Akzessorisch (unter 5%): Hellglimmer, Erz, Turmalin ± Kalifeldspat usw.

M_m Kalkmylonite

Blaugraue, sehr feinkörnige, konkordante bis leicht diskordante, auskeilende, z.T. an Scherflächen gebundene Karbonatlagen. Der mittelkörnige Mineralbestand besteht aus gerundeten Kataklasten von Quarz, untergeordnet Anorthit, Diopsid, Calcit und gelegentlich Glimmer. Die Korngrenzen sowie die optischen Eigenschaften bezeugen eine starke dynamische Beanspruchung: verbogene Zwillingslamellen, Felderteilung der Körner mit leicht unterschiedlicher Auslöschung. Diese weisen keine kristallographischen Korngrenzen auf, sondern abgerundete, «abgeschlagene» Flächen. Die Körner schwimmen in einer kryptokristallinen Matrix, welche sich durch dunkle Pigmentbahnen und fluidale Anordnung der Relikt Körner auszeichnet. Vereinzelt kann Mikroboudinage mit zerrissenen Stengeln und umfließender Matrix beobachtet werden.

Gneisse granitoider Zusammensetzung

GO' Biotit- und Zweiglimmergneisse

Dieser helle, gut gebankte, fein- bis mittelkörnige Gneisstyp wurde im Südteil der Zone von Bellinzona am Ostrand des Blattes ausgeschieden; er entspricht den gleich umschriebenen Orthogneissen von P. Knoblauch auf dem angrenzenden Atlasblatt Iorio.

GO_R Albit/Oligoklas-Mikroklingneisse (Ruscada-Gneiss)

Diese kalireichen, vorwiegend leukokraten, mittelkörnigen, oft schlierig gelagten Zweiglimmergneisse sind teilweise augig und können in helle Adergneisse übergehen. Sie bilden ein Hauptgestein der Maggia-Zone, wo sie als Typus Ruscada den wesentlich dunkleren Cocco-Gneiss umhüllen und durchadern. PREISWERKS (1918) ursprünglicher Begriff «Ruscadagranitgneiss» musste nach der Entdeckung des Pertusio-Muldenzuges durch KÜNDIG (1934) und nach der Neukartierung des Gebietes durch BUCHMANN (1953) frisch abgegrenzt werden. Wir verwenden den Namen «Ruscada» in der Umschreibung von

BUCHMANN und berücksichtigen damit, dass das 1931 von PREISWERK analysierte und beschriebene Typengestein aus Val Tomeo stammt, wo es die Cocco-Gesteine begleitet und durchadert. In gleicher Assoziation und Ausbildung zieht diese Zone in SSE-Richtung zur NW-Ecke von Blatt Bellinzona, wo der Pfad Pianesco - M¹⁰ del Laghetto - Porchesio gute Aufschlüsse bietet. Diese Gneisse vom Typus Ruscada entsprechen also nicht denjenigen des Gipfels von Pizzo di Ruscada, die «Ganna-Gneiss» benannt sind, sondern jenen, welche den Südwesthang dieses Berges, westlich des Pertusio-Zuges, aufbauen.

Chemisch analysierte Gesteine vom Typus Ruscada fallen in der Systematik von P. Niggli alle in die leukogranitische Gruppe und entsprechen aplitgranitischen bis engadinitgranitischen Typen. Sie sind Ca-arm; der Plagioklas ist durchwegs ein oberhalb der Peristerit-Lücke gebildetes Glied (An 8–17%).

In Valle di Cugnasco östlich von Cima di Sassello erscheinen einschliessreiche Gneisse, die als *inhomogene Zonen* ausgeschieden wurden.

GO_C Mesokrate Biotit-Andesingneisse, teilweise granodioritisch (Cocco-Gneiss)

Diese grob schwarz-weiss gesprenkelten und dank ihrem typischen Gefüge im Felde leicht erkennbaren, flatschig-flaserigen Gesteine, die charakteristische Biotitnester enthalten, sind spät entdeckt und von PREISWERK 1931 nach den abgelegenen Typenlokalitäten in Val Cocco und am Pizzo Cocco benannt worden. Sie sind charakteristische Kerngesteine der Maggia-Querzone. Alkalifeldspat führende Varietäten haben granodioritische Zusammensetzung; Hornblende und oft reichlich Epidot-Mineralien und Titanit führende Typen entsprechen Quarzdioriten. Auf Blatt Bellinzona fehlen die fast massigen Gesteine der Typenlokalitäten; aber die Cocco-Gneisse sind auch hier in gleicher Weise mit Ruscada-Gneiss assoziiert, von dem sie stellenweise diskordant durchadert werden. Gute Aufschlüsse bieten die schmale Strasse nach M^{ti} della Gana bei Koord. 712.800/117.550 sowie die schwer zugänglichen Felsschluchten nördlich von Mergoscia. Bereits KÜNDIG (NIGGLI et al. 1936, S. 125) hat darauf hingewiesen, dass die Cocco-Gesteine auf Grund von Paragenese, Gefüge und geologischer Stellung ein Äquivalent des Tonalit-Zuges bilden könnten.

GO_V Plattige Zweiglimmer-Oligoklasgneisse (Verzasca- und Vogorno-Gneiss)

Helle, Mikroklin führende Gneisse; entweder mittelkörnig mit grossen Glimmerblättchen (Verzasca-Gneiss) oder feinkörnig, mit Lagen

von mesokratem Gneiss (Vogorno-Gneiss). Helle Varietäten leuko-quarzdioritisch, dunkle quarzdioritisch. Diese typischen Vertreter von plattigem Tessiner Gneiss finden sich in der NW-Ecke und längs dem Nordrand des Atlasblattes. Sie sind im mittleren Teil des Verzasca-Tales am besten aufgeschlossen. Übergänge im gebänderte mesokrate Gneisse sind häufig. Verzasca- und Vogorno-Typ können lithologisch nicht durchgehend unterschieden werden.

Östlich vom Pizzo di Vogorno sind diese Gneisse zum Teil augig.

GO_a Aplitische Kalifeldspatgneisse, übergehend in Biotit-gneisse

Diese in tektonisch tiefen Serien auftretenden, hellen, teils augigen oder flaserigen Typen wurden in der Riviera nördlich von Gnosca und Castione ausgeschieden.

GI' Inhomogene Ader- bis Augengneisse

In der Literatur oft als «Injektionsgneisse» oder «Mischgneisse» bezeichnete, inhomogene Plagioklas-Alkalifeldspat-Adergneisse bis Augengneisse. Diese stofflich und strukturell sehr mannigfaltige, aber in groben Zügen einen überaus geschlossenen Charakter aufweisende Phlebit-Serie baut die Hauptmasse der Zone von Mergoscia-Arbedo, Orselina-Contra (Bellinzona-Nord) und Locarno (Bellinzona-Süd) auf, hat also weite Verbreitung auf dem Kartenblatt. Kennzeichnend ist, dass verschiedene geologische Zonen den gleichen Gesteinscharakter zeigen. Es handelt sich um selten ebenflächig spaltende, meist unregelmässig gelagte, oft gefaltete gneissige Gesteine mit hellen Augen, Linsen, Lagen, Adern und diskordanten lokalen Gängchen aus Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas in einer muskovit- und biotitreichen, bisweilen hornblendeführenden Hauptmasse. Die Kristallisation des hellen Adermaterials hat die Faltung begleitet und vielfach überdauert (in bezug auf die Diskussion Injektion *versus* anatektisches Mobilisat siehe S. 18/19). Stark leukokrate und alkalifeldspatreiche Varietäten dieser Gneisse gehen über in leukokrate Zweiglimmer-Albit/Oligoklas-Mikroklingneisse (GO_R), mesokrate Varietäten in Glimmerschiefer und mesokrate Biotit-Plagioklasgneisse (PG).

Besonders in der Zone von Orselina-Contra-Bellinzona-Nord sind Amphibolite und Silikatmarmore häufig in die Adergneisse eingeschaltet und eingefaltet. Beim Bau der neuen Verzasca-Strasse war die Adergneiss-Zone zwischen Gordemo und Fontöbbia hervorragend aufgeschlossen. Sehenswert ist heute noch das 500 m lange Strassenprofil südlich der Staumauer bei Selvatica. Besonders empfohlen werden die

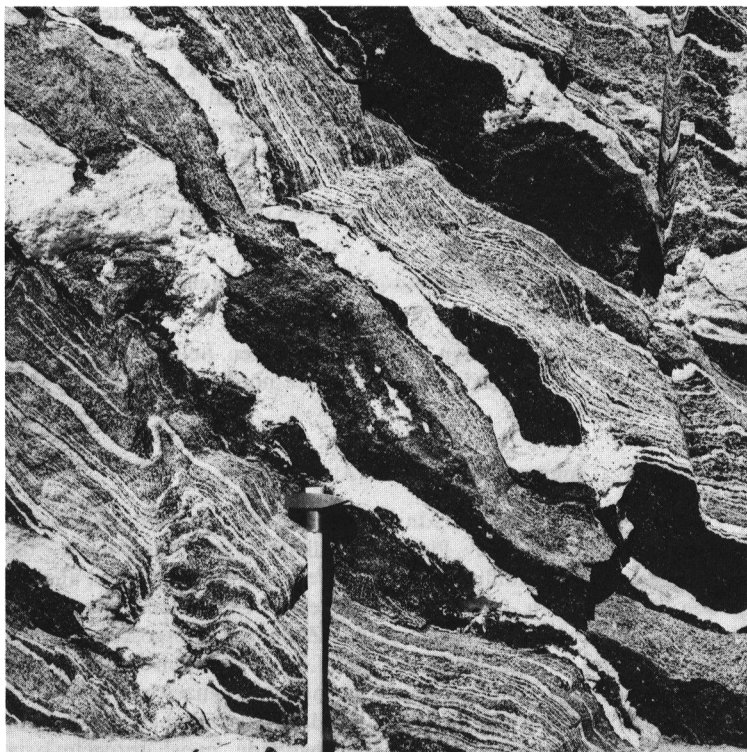


Fig. 1: Adergneisse. Neue Aufschlüsse an der Strasse Monte Carasso-Gorduno (Hammer ca. 45 cm).
Photo: F. Bianconi

Aufschlüsse an der Strasse Carasso-Gorduno bei Koord. 722.3/118.6 (Fig. 1).

Granatführende Zonen wurden z.B. östlich von Bellinzona ausgeschieden.

GI₄ Zweiglimmergneiss, mit mikroklinreichen Augen

Diese Varietät wurde an einem Aufschluss westlich von Costa, am westlichen Blattrand, ausgeschieden.

Paragneisse

PG Glimmerschiefer und mesokrate Biotit-Plagioklasgneisse

Die in allen Zonen auftretenden, meist geringmächtigen Züge von Metapeliten bestehen hauptsächlich aus Quarz, Andesin und Biotit, häufig auch aus Muskovit. Meist erst mikroskopisch erkennbare Nebengemengteile sind Granat und Disthen, bisweilen auch Staurolith. Fibrolithischer Sillimanit tritt nur lokal und in geringer Menge auf.

Eine *granatführende Zone* wurde östlich von Giubiasco ausgeschieden.

G_k Mesokrate Biotit-Plagioklasgneisse mit Quarz-Plagioklasknoten

Dieses von PREISWERK (NIGGLI et al. 1936, S.11) erstmals als «körneliger Gneis» aus dem Gebiet der Cima Lunga erwähnte und von DAL VESCO (1953, S.192, 207–211) als «gneiss biotitico picchiettato» eingehend beschriebene Gestein ist ein charakteristisches Glied der Zone von Castione s.l. Es lässt sich von Castione und Gnosca her gegen NW bis zur Cima Lunga, und von hier aus auf der Verzasca-Seite als Begleiter von Marmorzügen gegen Süden bis Val Carecchio lückenlos verfolgen. Typische Aufschlüsse dieses Knotengneisses finden sich knapp ausserhalb des NW-Blattrandes Bellinzona, NNW der Alpe Bardughè. Es handelt sich um einen graubraunen, feinkörnigen, oft muskovitführenden Biotit-Andesingneiss mit wenige Millimeter bis 2 cm grossen hellen Knötchen, bestehend entweder aus einem Plagioklas-Porphyroblasten oder aus einem Gemenge von Plagioklas und Quarz. Häufige Nebengemengteile im Korngefüge sind kleinkörniger Granat, Disthen und Turmalin. DAL VESCO (1953, S.227) parallelisiert das charakteristische Gestein mit Gliedern von Bündnerschiefer-Serien Graubündens; wir vermuten ebenfalls, dass es sich um kalkfreie sandig-tonige Bündnerschiefer handelt.

Basische und ultrabasische Gesteine

Am Amphibolite, übergehend in Hornblendeschiefer und Hornblende-Plagioklasgneiss

Amphibolite (vorwiegend gebänderte Plagioklasamphibolite) treten in gleicher Ausbildung und meist als schmale, langgestreckte Züge in allen geologischen Zonen auf, besonders in Adergneissen und Paragneis-

sen sowie als Begleiter von Marmorzügen und ultrabasischen Linsen. Im isometrischen, oft mosaikartigen Korngefüge sind Hornblende (50–65 Vol.-%) und Plagioklas (30–38%) Hauptgemengteile. In manchen Varietäten kommen entweder Biotit (0–10%) oder Klinopyroxen (0–8%) oder Epidot-Mineralien (0–10%), seltener Granat, nur ausnahmsweise Skapolith hinzu. Quarz, Titanit, Rutil und Erzminerale sind häufige Durchläufer (für nähere Daten siehe WENK & KELLER 1969; WENK et al. 1974). Im Vergleich zu den nördlich angrenzenden Gebieten sind die Amphibolite von Blatt Bellinzona ausgezeichnet durch einen relativ hohen, An 50% öfters übersteigenden Ca-Gehalt von Plagioklas und durch das Auftreten von diopsidartigem Pyroxen.

E Eklogite und Eklogitamphibolite

Eklogitische Gesteine wurden aus den Randzonen des Granat-Olivinfels-Körpers der Alpe Arami zuerst von GRUBENMANN (1908), später von DAL VESCO (1953), O'HARA & MERCY (1966), MÖCKEL (1969), ROST et al. (1974), BOCCHIO (1975) und ERNST (1977) beschrieben. Hauptgemengteile sind Granat, Omphacit und Symplektit, Nebengemengteile Disthen, Hornblende und Plagioklas. Übergänge in diablatische Eklogitamphibolite, Granatamphibolite und gewöhnliche Plagioklasamphibolite sind allgemein zu beobachten. Ein kleines weiteres Vorkommen an der Strasse NNW von Gorduno (Koord. 722.7/119.9) wurde von MÖCKEL 1969 beschrieben. WANG (1939, S.100) hat ein Vorkommen von eklogitischem Amphibolit an der Strasse M^{ti} di Ditto-M^{ti} di Motti untersucht, das auf der Karte als Amphibolit eingetragen ist.

U Ultramafische und ultrabasische Gesteine

Das grösste und am besten untersuchte Vorkommen von ultrabasischen Gesteinen auf Blatt Bellinzona ist dasjenige WNW der Alpe Arami, westlich von Gnosca (siehe die unter Eklogite genannte Literatur sowie BUISKOOL 1978). Ein südlich Arami auf Blatt 7, Ticino, der Geologischen Generalkarte der Schweiz 1:200000 als Serpentin-Ofenstein dargestelltes, von KÜNDIG kartiertes und von MÖCKEL (1969, S.70) als Blockschutt von granatführendem Peridotit erwähntes Vorkommen zwischen Stuella und Alpe Croveggio (Koord. ~718.9/120.2) fehlt auf der neuen Karte. Kleinere Aufschlüsse von Ultramafiten finden sich im Kartengebiet auf Alpe Bardughè (Koord. 710.450/121.850 sowie 710.6/121.5), in der Val della Porta (Koord. 714.1/120.1), bei M^{ti} di Ditto (Koord. 711.700/116.020; WANG 1939), NE von Pianazzo (Koord. 723.150/114.450), SE von Pedevilla (Koord. 722.500/115.540), M^{ti} Ravecchia (Koord. 724.5/115.8) und östlich von Bellinzona (Koord. 723.850/116.900).

Hauptgesteine der Alpe Arami sind gelbbraun anwitternde, dunkelgrüne *Enstatit-Diallag-Olivinfelse* mit wechselndem Gehalt an Amphibol, Klinochlor und Serpentin, ferner Kfino- und Orthopyroxen führenden *Granat-Olivinfelse* in verschiedenen Stadien der Kelyphit-Bildung und mit wechselndem Amphibolgehalt. Untergeordnet treten spinellführender Granat-Phlogopit-Amphibolfels, Aktinolithfels und Diallagfels auf. Übergänge in Eklogit, Granatamphibolit und Plagioklasamphibolit finden sich in den Randzonen des ultrabasischen Körpers. Bei den kleineren Vorkommen von ultramafischen Gesteinen ist der manchmal fehlende Kern von Olivinfels umgeben von früher als Topfstein genutzten Schalen von Talk-Tremolit-Enstatitfels und Talk-Klinochlor-Strahlsteinfels mit Randzonen von Aktinolithfels und Phlogopitfels.

Ganggesteine

Pg, Ap Pegmatite und Aplite

Pegmatitgänge überwiegen weitaus. Diese spätalpinen, grobkörnigen Quarz-Feldspat-Gesteine sind im Gebiet nördlich der Insubrischen Linie allgemein verbreitet. In die Karte wurde nur eine Auswahl von gut aufgeschlossenen Gängen eingetragen. Mit Ausnahme der Vorkommen im Gebiet der Bocchetta Cazzane (Koord. 714.7/121.5) lassen sie sich selten über grössere Distanz verfolgen. Neben den Hauptmineralien Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Hellglimmer und Biotit führen die Pegmatite wechselnde Mengen an Granat, Turmalin, Beryll, Zirkon, Monazit, Apatit, Erzen und seltenen Mineralien. Die in den Adergneiss-Zonen auftretenden pegmatoiden Linsen und Adern wurden nicht als Pegmatitgänge kartiert.

Aplitgänge sind selten. Spektakulär ist der über fast 2 km verfolgbare, saigere, diskordante Gang, der aus dem Gebiet westlich der Alpe Mognora in NNE-Richtung zum Madone (Koord. 713.850/121.900) zieht. Er hat trondheimit-aplitische Zusammensetzung, ähnlich dem bekannten Aplit in der Verzasca bei Lavertezzo (Blatt 1293 Osogna).

ALPINE BIS POSTALPINE INTRUSIVA

To Tonalit

Östlich von Pianezzo setzt ein schmaler Zug eines Intrusivkörpers ein, der gegen Osten an Mächtigkeit zunimmt und über das Nordende des Lago di Como bis ins Val Masino verfolgt werden kann. Dieser Tonalit-Zug wurde von WEBER (1957) beschrieben; neuerdings sind die

Beziehungen zwischen Gefüge und Metamorphose im Kartengebiet von VÖGLER & VOLL (1976) untersucht worden.

Es handelt sich im Gebiet von Blatt Bellinzona um schwarz-weiss gesprenkelte Epidot-Hornblende-Biotit-Andesingneisse, die Kalifeldspat, Titanit und Orthit führen. Auffallend sind die oft idiomorphen, oszillierend zonaren Plagioklase und die idiomorphen Orthitkerne im Epidot. Massige Tonalite treten erst östlich des Atlasblattes, auf Blatt Iorio, vor allem auf Alpe Cugn und an der Strasse Gesero-Biscia auf.

WEBER (1957) hat richtig bemerkt, dass der Begriff «Tonalit» zu jener Zeit ungenau definiert war. Dies hat sich dank der jahrelangen Arbeit der IUGS-Subkommission für Systematik der Eruptivgesteine gründlich geändert (STRECKEISEN 1976). In Übereinstimmung mit den Gesteinen der Typenlokalität im Tonale-Adamello-Gebiet wurde der «Tonalit» neu definiert als ein plutonisches Gestein im Feld 5 des Dreiecks QAP . Wie aus BIANCHI et al. (1970, p. 123) hervorgeht, fallen fast alle Tonalite dieses Gebietes ins Feld 5. Entscheidend für die Trennung vom Quarzdiorit ist also heute die Linie $Q=20$ ($Q+A+P=100$), d. h. nicht mehr ein wesentlicher Gehalt an Hornblende, wie dies damals noch von BIANCHI et al. vertreten wurde. Dies hat zur Folge, dass von den sechs von WEBER genau untersuchten Typengesteinen des Zuges Pianezzo-Iorio-Dubino nur eines mit $Q=20,6$ knapp das Tonalit-Feld erreicht; die übrigen Gesteine sind als Biotit-Hornblende-Quarzdiorite zu bezeichnen bzw. als Epidot-Biotit-Hornblende-Andesingneisse. Schweizer Autoren sollten also in Zukunft zurückhaltender werden mit der Verwendung des Begriffes Tonalit für quarzdioritische Gesteine zwischen Ticino und Mera. Italienische Autoren haben diesen Gesteinszug von jeher vorsichtig als «serizzo» bezeichnet. Neue chemische und mineralogische Daten (RICHARDSON et al. 1976, H. R. WENK et al. 1977) zeigen, dass der Quarzgehalt dieser Gesteine östlich der Mera, am M^{te} Bassetta und im Val Masino zunimmt und dass dort echte Tonalite vorherrschen.

To_M «Augengneisse von Melirola»

Südöstlich von Giubiasco tritt ein dunkelgrauer, besonders in der Randzone stark gebänderter Gneisszug auf, der durch 1–2 cm grosse Augen von subidiomorphem bis idiomorphem Plagioklas (An 26–40%) gekennzeichnet ist. Gleich wie im Tonalit sind die Plagioklase normal bis oszillierend zonar, und es treten Orthitkerne im Epidot auf.

Im Kartengebiet sind Tonalit-Zug und Augengneiss-Zug voneinander getrennt. Auf dem im Osten anschliessenden Blatt Iorio treten sie aber von Valle di Prada an in Kontakt zueinander, und der Augengneiss wurde deshalb als südliche Randfazies des Tonalites bezeichnet und ursprünglich als Differentiationsprodukt des Tonalit-Magmas aufgefasst. Angesichts der lagenweisen Feldspat-Sprossung ist jedoch eher anzunehmen, dass der Augengneiss das im Gefolge der Platznahme des Tonalites feldspatisierte Nebengestein darstellt, also aus den gebänderten Blastomylonitgneissen der Tonale-Serie hervorgegangen ist (FUMASOLI 1974, S. 121).

TONALE-SERIE (?OSTALPIN)

P_T Muskovit- und Biotitschiefer bis -gneisse, Glimmerquarzite, schiefrige Amphibolite

Zwischen Iorio-Tonale-Linie und dem Augengneiss von Melirolo liegt eine Gesteinmasse, die gegen Osten durch das ganze Veltlin und über den Tonalepass hinaus verfolgt werden kann und dort grosse Mächtigkeit erlangt. Im Kartengebiet handelt es sich um einen 100–200 m mächtigen, tektonisch stark beanspruchten Komplex, der im ganzen einheitliches Aussehen hat, im einzelnen aber aus sehr verschiedenen Elementen zusammengesetzt ist. Die Hauptmasse besteht aus Glimmerschiefern. Dazu kommen graue bis braune Biotitgneisse, oft mit weissen Feldspat-Augen, ferner Glimmerquarzite und zahlreiche, zentimeter- bis metermächtige *Amphibolit-Lagen*. Südöstlich von Pianezzo, im geradlinigen, schluchtartigen Talstück der Morobbia, wurde in der Hauptquetschzone eine kleine Linse eines blauschwarzen, feingeschichteten Kalkes mit Calcit-Adern gefunden, bei der es sich wahrscheinlich um die gequetschte südalpine Trias handeln könnte, wie sie weiter östlich in grösserer Menge auftritt. Mylonite und Blastomylonite sind besonders am Südrand der Serie häufig.

Über die tektonische Stellung der Tonale-Serie kann im beschränkten Gebiet des Kartenblattes nichts ausgesagt werden; nach den Verhältnissen im Osten zu schliessen, handelt es sich sehr wahrscheinlich um einen ostalpinen Komplex.

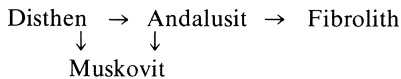
METAMORPHOSE

Der grösste Teil des Kristallins nördlich der Insubrischen Linie dürfte schon vor der alpinen Orogenese in metamorphem Zustand vorgelegen haben, allerdings in anderer Ausbildung als heute und in anderer geologischer Umgebung. Die jetzt nebeneinander gelagerten oder übereinander gestaffelten Gneissmassen waren damals weit voneinander entfernt. Wir wissen auch nicht, wie weit die granitoiden Gesteine vorher Eruptivgesteinscharakter besaßen.

Ein kleiner Teil des heutigen Kristallins bestand vor der alpinen Orogenese aus unmetamorphen permo-triadischen bis jurassischen Sedimenten und assoziierten basischen und ultrabasischen Eruptivgesteinen. Das allgemein angenommene mesozoische Alter dieser Gesteine ist allerdings weder paläontologisch noch isotopengeologisch belegt. Einwandfrei tertiären Alters sind die postkinematischen, diskordanten Applit- und Pegmatitgänge.

Auf dem Atlasblatt könnte also ein Nebeneinander von verschiedenen-altrigen Mineralparagenesen vermutet werden. Das Gegenteil ist indessen der Fall: In bezug auf Mineralassoziation, Gesteinsgefüge und Großstruktur bildet das diskutierte Kristallin eine geologische Einheit¹⁾, die lediglich durch Leitzonen besonderer stofflicher Zusammensetzung gegliedert werden kann. Die Umprägung von Mineralbestand und Gefüge, ferner die Verschweissung ursprünglich verschiedenartiger Krustensegmente zu einer Einheit ist auf die nach der Deckenüberschiebung erfolgte und – wie die Analyse der Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation zeigt – die anschliessenden Phasen starker Einengung, Plättung, isoklinaler Faltung und Schlingenbildung begleitende und überdauernde mesothermale Kristallisation zurückzuführen. Folgende Mineralparagenesen zeigen, dass der zentrale und nördliche Teil von Blatt Bellinzona zur höchstmetamorphen Zone des alpidischen Kristallisationshofes im Tessin gehört.

In *Metapeliten*, ehemaligen sandig-tonigen Sedimenten mit Tonerde-Überschuss $Al > (K + Na + 2 Ca)$ tritt *Disthen* als stabiles gesteinsbildendes Aluminosilikat auf, zusammen mit Andesin, Quarz, Biotit, oft auch Muskovit oder Granat. Sillimanit findet sich nur als feinfaserig-filziger Fibrolith, meist am Rand von Biotit-Flatschen als metastabiles Reaktionsprodukt. Erst 30 km weiter im Osten, östlich der Valle della Mera, tritt Sillimanit als normaler Gemengteil des Korngefüges auf und der *Disthen* verschwindet. Der in den oberen Tessiner Tälern den *Disthen* häufig begleitende *Staurolith* ist auf Blatt Bellinzona auf mächtigere Glimmerschiefer-Lagen beschränkt (z.B. Gaggio, Koord. 717.5/120.8; Bedretto, Koord. 720.050/120.500). Wir befinden uns also in der fibrolithführenden *Disthen*-Zone. *Andalusit* fehlt als Gemengteil des normalen Gesteinsgefüges. In tonerdereichen Gneissen und Schieferen treten jedoch als junge Bildungen Quarz-Knauer auf, die Makrokristalle von *Disthen* und *Andalusit* führen, untergeordnet auch *Fibrolith*. Erkennbare Umwandlungen verlaufen:



Die mit *Metapeliten* und *Amphiboliten* assoziierten Züge von *metamorphen Karbonatgesteinen* führen oft eine grosse Zahl von Mineralphasen. Bedeutsam sind die Paragenesen *Diopsid-Quarz-Calcit* \pm *Tremolit* (TROMMSDORFF 1966, 1972) und *Anorthit-Diopsid* (WENK

¹⁾ Schon GRUBENMANN (1912, S. 629) sprach am Geologenkongress 1910 in Stockholm von einer «geologisch und genetisch untrennbaren Einheit der Misch- und Injektionsgneisse der Region von Bellinzona und Locarno sowie des Verzasca- und Maggia-Tales».

1962, SCHWANDER et al. 1968) sowie das Auftreten von mikroskopischen gesetzmässigen Verwachsungen von Andesin mit Labradorit und von Labradorit mit Anorthit (WENK et al. 1975, WENK 1979). Wollastonit wurde bisher auf Blatt Bellinzona nicht gefunden; das von MITTELHOLZER (1936) und TROMMSDORFF (1968) beschriebene, vereinzelter Vorkommen bei Claro liegt auf dem nördlich anschliessenden Blatt Osogna.

Amphibolite bieten angesichts ihres oft mosaikartigen Korngefüges und ihrer einfachen Mineralparagenese besonders günstige Voraussetzungen für die Beurteilung des Metamorphosegrades. Bisweilen sind nur zwei, meist drei, selten mehr als vier Hauptgemengteile vorhanden. Von den zwei weitaus überwiegenden Kornarten – gemeine Hornblende und Plagioklas – eignet sich nur die letztere zur Charakterisierung des Metamorphosegrades (WENK et al. 1974); ausserdem ist das Auftreten von diopsidartigem Pyroxen bedeutsam. Wir befinden uns in der Zone der *Andesin/Labradorit-Klinopyroxen-Amphibolite* (WENK & KELLER 1969). Granat ist auffallend selten und gebunden an Kontaktzonen mit Ultramafititen. Epidot-Mineralien sind bevorzugte Nebengemengteile von Amphiboliten, die an Silikatmarmore grenzen.

Kennzeichnend für die alpine Metamorphose der *Ultramafitite* auf Blatt Bellinzona sind Paragenesen *Enstatit-Forsterit* \pm *Spinell*, *Diopsid-Enstatit-Forsterit* und *Tremolit-Enstatit-Forsterit* (EVANS & TROMMSDORFF 1970, TROMMSDORFF & EVANS 1974). Ob die granatführenden Ultramafitite bereits als solche aus dem oberen Mantel in die Kruste eingeschuppt wurden oder ob die Granatführung erst bei einer Hochdruckmetamorphose im Orogen erreicht wurde, ist noch nicht abgeklärt (ROST et al. 1974). Hier könnten also ausnahmsweise Relikte vorliegen.

Beurteilt nach diesen vier Gesteinsgruppen gehört das diskutierte Kristallin einheitlich zur tieferen Mesozone bzw. zum höhergradigen Teil der Amphibolit-Fazies. Wie passen nun die quantitativ vorherrschenden hellen Gneissmassen in diesen Rahmen?

Die grossen, z. T. inhomogenen *Gneisskörper von granitischer, granodioritischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung* mit Übergängen zu Paragneissen führen keine Indexmineralien; auch die Anwendung des Zweifeldspat-Thermometers begegnet hier Schwierigkeiten. Sie zeigen aber – vor allem in den Zonen Maggia, Bellinzona und Locarno – das sehr charakteristische Adergneiss-Gefüge, mit hellen Augen, Linsen, Lagen und Adern aus Quarz-Feldspat-Material in einer glimmerreichen Hauptmasse, und die Assoziation mit konkordanten und diskordanten *Pegmatit- und Aplitgängen*.

Schon KLEMM (1906, 1907), GRUBENMANN (1912) und GUTZWILLER (1912) haben die Phänomene der Adergneiss-Zonen im Raume von

Bellinzona beschrieben und sie als Granit-Intrusion (KLEMM) bzw. aplitisch-pegmatitische Injektion (GUTZWILLER) bezeichnet. Für KLEMM (1907, S.257) «besitzt der intrusive Granit, der auch liasische Gesteine injiziert und verändert hat, mindestens jurassisches Alter». GUTZWILLER datierte das Phänomen nicht in der geologischen Zeitskala, betonte aber (l.c., S.61), dass «die Injektion von den Pegmatit- und Aplitgängen ausgeht und dass die feinsten hellen Lagen und Äderchen der Injektionsgneise nichts anders sind als letzte Verzweigungen solcher Gänge». STAUB (1916, S.16), der als nächster die Region von Bellinzona und Val Morobbia untersuchte, erkannte, dass die Gänge und Adern von Pegmatit und Granataplit auch den südlich angrenzenden Tonalit durchsetzen, dass im Tonalit helle Schlieren von Zweiglimmergranit vom Typus Novate auftreten und dass die Injektion etwas jünger sein müsse als der Tonalit. «Die Injektion in den südlichen Gneisszonen des Tessins fällt ins mittlere Tertiär» (l.c., S.20). MITTELHOLZER (1936) kam in seiner gründlichen petrographischen Monographie des Gebietes Castione-Bellinzona ebenfalls zum wichtigen Schluss (S.158), dass «die Metamorphose der Sedimente gleichzeitig mit der Injektion erfolgte», wahrscheinlich im Oligocaen, spätestens im älteren Miocaen (S.159). Diese vor dem Einsatz der Isotopengeologie erfolgte Datierung entspricht angenähert den Werten der seitherigen isotopengeologischen Daten (siehe unten).

Gegenüber den Darstellungen der zitierten Pioniere kann eingewendet werden, dass sich nur für einen kleinen Teil des Quarz-Feldspat-Neosoms der Adergneise ein direkter Zusammenhang mit saigeren Zufuhrkanälen nachweisen lässt, die zudem rasch auskeilen. Abgesehen vom oben erwähnten (S.13), 2 km langen, schmalen Aplitgang SE des Pizzo di Vogorno, der einer *ac*-Kluft folgt, lassen sich Gänge, besonders Pegmatite, auch bei günstigen Aufschlussverhältnissen selten über mehr als 30 m verfolgen, und sie durchschlagen dann meist das Adergefüge des Wirtgesteins. Trotz der 2000 m betragenden Aufslusstiefe lässt sich keine Verdichtung der Gänge im Talniveau feststellen; ein Granitherd in der Tiefe ist bisher nicht belegt. Bei Annahme einer generellen Zufuhr der Stoffe aus der Tiefe via Gänge bleibt die gleichmässige Verteilung des aplitisch-pegmatitischen Adermaterials auf das Gesteinsgefüge von km-breiten geologischen Zonen rätselhaft. Beobachtungen können auch anders interpretiert werden: Regionale Entstehung des Quarz-Feldspat-Neosoms *in situ*, Sammelkristallisation und teilweise Wegfuhr entlang Fugen und Spalten. Ausgangspunkt für jede Deutung muss aber die Erkenntnis sein, dass – in allgemeiner Formulierung – das früh erkannte, besondere Phänomen dieser klassischen Region die Durchaderung des Wirtgesteins durch Quarz-Plagioklas-Alkalifeldspat-Material ist und dass diese hellen Phasen in Augen, Linsen, Lagen, Adern und Gängen

kristallisierten während und nach den Bewegungen, welche das unregelmässige, oft gefältelte Parallelgefüge der Adergneiss-Zonen schufen, also im Verlauf der tertiären Metamorphose. Auch VÖGLER & VOLL (1976) kommen zum Schluss, dass die Pegmatite und Migmatite der Zonen von Arbedo und Bellinzona alpinen Alters seien und dass das Temperaturmaximum die tertiäre Deformation überdauerte.

Ähnliche Erscheinungen sind im ersten Jahrzehnt unseres Jahrhunderts von nordischen Geologen in einem viel älteren Gebirge erforscht und aufgrund von Feldstudien als Ultrametamorphose, Pegmatit-Paligenese und als schrittweise Wiederauflösung von Grundgebirge – Anatexis – gedeutet worden, die schliesslich zur Wiedergeburt (Paligenese) von granitischem Magma führen kann. Diese Theorien haben 50 Jahre später durch Experimente von TUTTLE & BOWEN (1958) und durch WINKLER & VON PLATEN (1957–63) eine so gründliche Bestätigung erfahren, dass sie als Alternative zur Injektionshypothese berücksichtigt werden müssen. In der tieferen Mesozone entstehen aus wasserhaltigen Quarz-Feldspat-Glimmer-Gesteinen beträchtliche granitoide Schmelzmengen. Die Tessiner Adergneisse mit Quarz-Feldspat-Mobilisaten treten genau in dieser metamorphen Zone auf, in der *partielle Anatexis* erwartet werden muss. Hinweise auf solch eine Entstehung *in situ*, ohne weiträumigen Stofftransport aus der Tiefe, gibt u.a. eine Arbeit von STERN (1966), der zeigen konnte, dass die chemische Zusammensetzung heller und dunkler Glimmer aus konkordanten Pegmatiten der am Aufbau von Blatt Bellinzona beteiligten Zonen zwar regional deutlich variiert, dass aber jeweils Pegmatitglimmer und Nebengesteinsglimmer gut übereinstimmen. Dies gilt jedoch nicht für die seltenen mineralreichen und brettartigen Pegmatit-Quergänge, welche eine besondere Gruppe bilden und deren Biotit sehr Fe-reich (WENK et al. 1963) und deren Muskovit Ti-arm ist (WENK 1970). Diese Gänge dürften tieferen Ursprungs sein. Im Gange befindliche Untersuchungen an Adergneissen aus dem Profil der neuen Verzasca-Strasse zwischen Gordemo und Vogorno zeigen in ähnlicher Weise, dass – mit Ausnahme der Pegmatit-Quergänge – die Plagioklase der hellen Adern in der Regel mit denjenigen der dunkleren Matrix des gleichen Gesteins übereinstimmen.

Die beschriebenen alpin metamorphen Gesteine des Lepontins bilden also einen Ausschnitt aus dem höchstgradigen Teil des grossen Kristallisationshofes der Tessiner Alpen. Niedrigergradige, südliche Zonen fehlen auf Blatt Bellinzona; sie wurden längs der Insubrischen Linie abgetrennt und versenkt. Diese tektonische Linie ist somit postmetamorph.

Von JÄGER & FAUL sind 1959 die ersten Isotopenalter von Mineralien aus schweizerischen Gesteinen bestimmt worden; sie betrafen

Fundorte unmittelbar nördlich von Blatt Bellinzona. Seither sind Altersbestimmungen an 9 Lepontin-Lokalitäten auf Blatt Bellinzona ausgeführt worden. Die Rb-Sr-Alter von Biotit variieren zwischen 18 und 19 Millionen Jahren, K-Ar-Alter zwischen 16 und 18 M.J. und Rb-Sr-Alter von Muskovit zwischen 20 und 24 M.J. Diese Glimmeralter (JÄGER et al. 1967) werden als Abkühlungsalter, nach der letzten Metamorphose, interpretiert. Die U-Pb-Alter von Monazit aus zwei lepontinischen Gesteinen auf Blatt Bellinzona liegen zwischen 27 und 28 M.J.; sie werden als Kristallisationsalter gedeutet (KÖPPEL & GRÜNENFELDER 1975). Auch nach radiometrischen Daten ist also das Kristallin nördlich der Insubrischen Linie wesentlich jünger als das südlich daran anschliessende.

TEKTONIK

Wer die Situation von Blatt Bellinzona auf der Geologischen oder der Tektonischen Karte der Schweiz 1:500000 (1980) studiert, erkennt, dass in den stofflich mannigfaltigen, jedoch den gleichen Metamorphosegrad und ähnliches Gefüge aufweisenden, steil gestellten Gesteinsserien zwischen Castione und der Insubrischen Linie Elemente zusammengerafft sind, die sich gegen E, W und NW über 50 km weit verfolgen lassen. So zieht beispielsweise die Zone von Bellinzona s.l. als isoklinal gefaltete Steilzone gegen Westen durch die Valle Vigizzo zum Moncucco und bis in die Val d'Antrona, gegen Osten über den Lago di Mezzola bis zur Valle dei Ratti, worauf sie im Fenster von Bagni Masino nochmals auftaucht. Der Tonalitgneiss zieht bis zur Val Sissone im Malenco, während die granitoiden Gesteine der Maggia-Zone und die sie begleitenden Metapelite gegen WNW ausstrahlen und dann in nordwestliche und in nördliche Richtung umschwenken als steile Querzone.

Wie die Profiltafel (Taf. II) zeigt, biegen am Nordrand des Kartenblattes die Verbände der Zonen Maggia, Cangelo-Gaggio und Vogorno in flachere Lage um. Auf dem nördlich angrenzenden Blatt Osogna wird der Deckencharakter am überzeugendsten belegt durch den Verlauf der Castione-Cima Lunga-Zone, welche die subhorizontalen Gneisstafeln der Verzasca überdeckt. Die auf Blatt Bellinzona aufgeschlossenen steilen südlichen Teile der genannten Verbände können somit als Wurzelzone angesprochen werden – in neutraler Fassung dieses Begriffes. Ob allerdings die Decken aus der Steilzone stammen, ist auf Grund der geologischen Aufnahmen auf den Blättern Maggia, Osogna und Campo Tencia sehr fragwürdig geworden. Es dürfte sich bei den genannten Umbiegungen am Süd- und Westrand der Tessiner Kulmina-

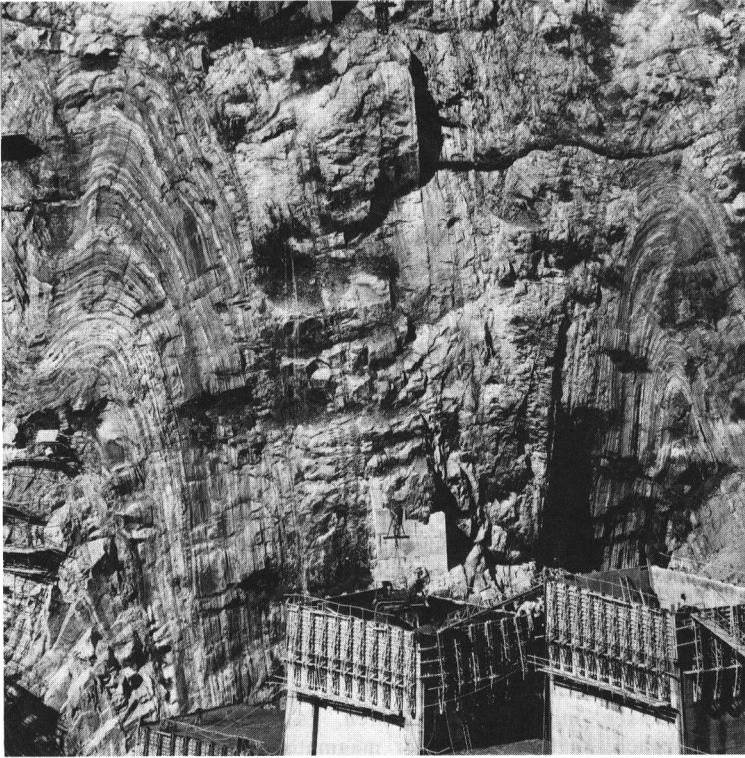


Fig. 2: Marmorfallen. Staumauer, Lago di Vogorno.

Photo: J. Mulhauser (die Vorlage zu dieser Figur wurde freundlicherweise vom Studio d'Ingegneria Dr. G. Lombardi in Locarno zur Verfügung gestellt).

tion eher um Schleppungen handeln, verursacht bei der Umfaltung von Decken.

Die gegen Westen zu nicht in die Val Maggia einschwenkenden, südlicheren Zonen, vor allem die Zone von Orselina-Contra (Bellinzona-Nord), zeigen einen anderen Stil (siehe Profile Taf. II und Fig. 2): eng gepresste isoklinale Falten mit steilstehenden Faltenebenen. Äquivalente Deckenteile dazu sind im Sopraceneri nicht nachweisbar. Es dürfte sich bei diesen Steilzonen jedoch ebenfalls um zusammengestauchte und transformierte Teile von ehemaligen Überschiebungsdecken handeln. Pioniere der Alpentektonik und Deckensystematik, wie ARGAND (1911) und STAUB (1916, 1923), haben noch Wurzeln der Dent-Blanche- und

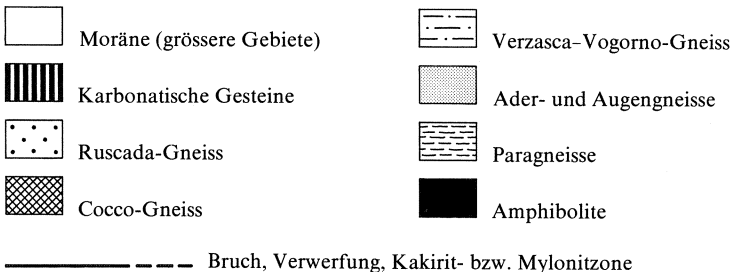
der Bernina-Decken im Streifen Locarno-Verzasca-Bellinzona gezeichnet; nach dem heutigen Stand der Kartierung ist dies ausgeschlossen.

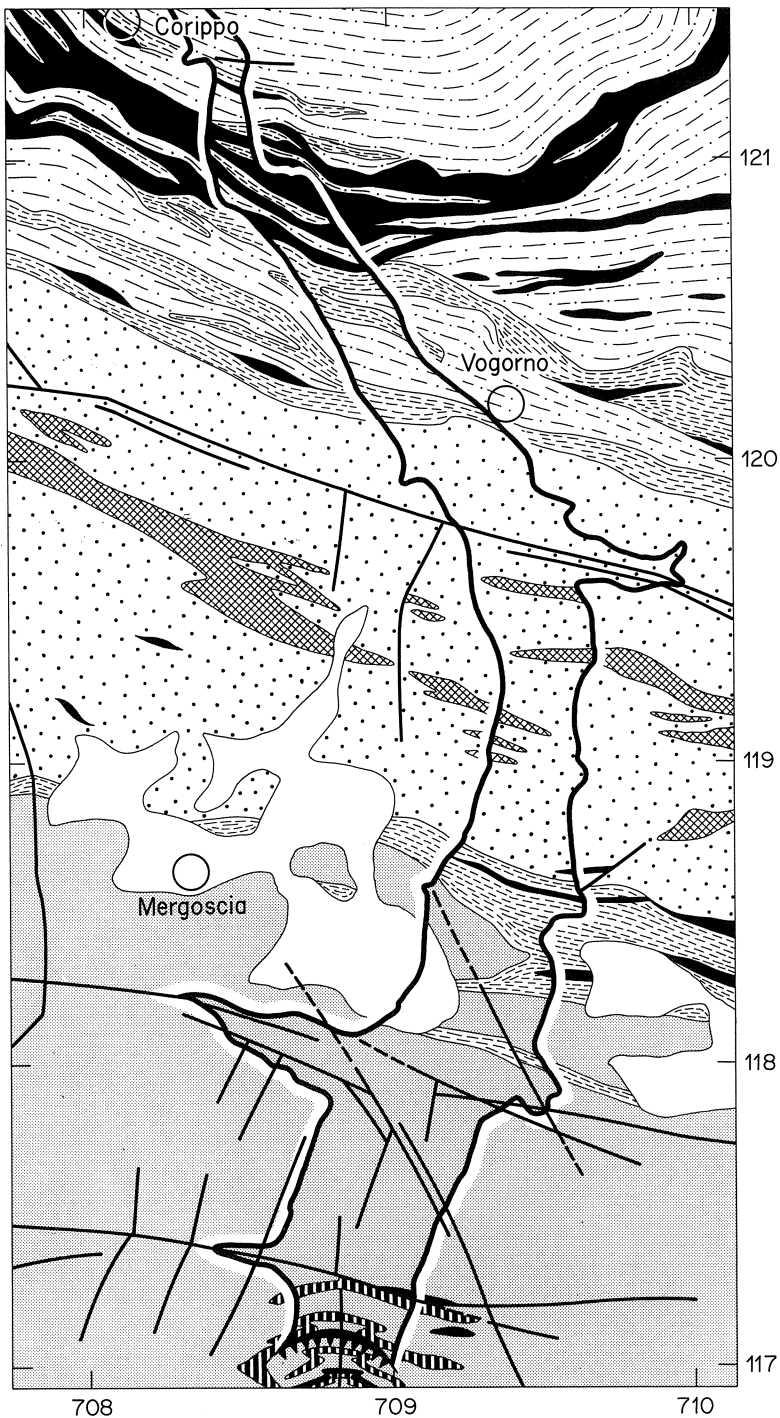
Die südliche Steilzone der Alpen, wie sie auf Blatt Bellinzona aufgeschlossen ist, entstand nicht bei der Deckenüberschiebung an der Wende Kreide/Alttertiär, sondern im Oligocaen/Untermiocen, im Verlauf der späteren Umfaltung und Umkristallisation in tiefen Bereichen des Orogens, im «mobile belt» (READ 1955) des Gebirges.

Die besondere Art des Gebirgsbaues und die gemeinsame Umformung von ursprünglich verschiedenaltigen Gesteinskomplexen kommen in der Strukturkarte (WENK 1955) besonders gut zum Ausdruck. Auf dem Atlasblatt ist an vielen Stellen die Orientierung des planaren und des linearen Parallelgefüges eingetragen. Die mit sichtbaren Faltenachsen übereinstimmenden Lineare der Gneisse verlaufen jeweils parallel zu den Faltenstrukturen benachbarter metamorpher mesozoischer Karbonatgesteine; sie sind alpidisch. Zum Verständnis des weiteren Zusammenhanges vergleiche man diese Zeichen (siehe auch den Auszug davon auf der Tektonischen Übersicht) mit den Faltenachsen der Tektonischen Karte der Schweiz 1:500000 (1980). Gleich wie die geologischen Verbände von N, NW und W her gegen die Region von Bellinzona konvergieren, strahlen auch die gegen Osten sukzessive steiler werdenden Faltenachsen diesem Brennpunkt zu. Die Gneisszonen Verzasca, Vogorno und Maggia tauchen nacheinander axial unter die Gebirgsoberfläche. Flachachsige Tektonik im W, NW und N geht schrittweise in steilachsige über. Bei Arbedo-Bellinzona und auf dem östlich anschliessenden Blatt Iorio ist ein wirbelartiges Schlingengebiet aufgeschlossen, mit Vortex-Strukturen. Es stimmt überein mit dem rheomorphen, anatektischen oder magmatisch injizierten Adergneiss-Gebiet der Typenlokalitäten.

Viel jünger als die Metamorphose-Ultrametamorphose und die parakristalline dreidimensionale Verformung und Verschlingung sind

Fig. 3: Die geologischen Verhältnisse im Bereich des Lago di Vogorno, 1:25000.





die im ganzen Supraceneri verbreiteten, in die Karte rot eingetragenen Systeme von Bruchzonen mit Kakiriten und Myloniten, die während der heute noch andauernden Emporhebung des Lepontins entstanden. Besonders ausgeprägt ist die Störung längs der Val della Porta. Längs dieser Linie wurden auch die nach der ersten Füllung des Lago di Vogorno eingetretenen Lokalbeben besonders weit vom Seeufer weg wahrgenommen bis Rienza und Mognora in der Val della Porta. Die vor allem im Gebiet von Vogorno und Berzona verspürten heftigen Lokalbeben, die seither fast erloschen sind, hatten während der aktiven Periode 1965–1967 hohe Frequenz (150 Hz), waren aber von kurzer Dauer (0,2–0,3 sec.); ihr Herd lag 100–400 m unter der Oberfläche (SÜSSTRUNK 1968). Die Beben sind hauptsächlich auf das Eindringen von Wasser in bestehende Kluftsysteme und Bruchzonen der kataklastischen Gneisse zurückzuführen. Dadurch wurde Reibung vermindert und infolge Zunahme des Porendruckes wurden latente Spannungen ausgelöst und Bruchzonen reaktiviert. Die epidotreichen Kakirite einer steilstehenden breiten Bruchzone wurden früher bei Comuna an der alten Talstrasse mit Pickel und Schaufel abgebaut und als Strassenschotter verwendet. Die 500 m nördlich des Staudammes gelegene Grube ist heute eingestaut. Figur 3 zeigt den Felsgrund des Seebeckens. Die postmetamorphen, auch die Aplit- und Pegmatitgänge durchschlagenden Brüche versetzen lokal geologische Zonen, doch ist aus der Karte kein systematisches Muster abzulesen. Im Gegensatz zu den Verhältnissen im Centovalli ist auch keine klare Beziehung zur Insubrischen Linie ersichtlich.

GEBIET SÜDLICH DER IORIO-TONALE-LINIE

PRÄPERMISCHES KRISTALLIN DER SÜDALPEN

Gesteine vom Orthogneiss-Typus

GO Flaserig-schiefrige Biotit-Plagioklasgneisse

Biotit-Plagioklasgneisse mit granitischem bis quarzdioritischem Mineralbestand sind besonders in der östlichen Blatthälfte verbreitet. Die U-förmige Schlingenbildung wird dort durch diese Gesteine gut hervorgerufen. Grob- bis dünnflaserige Ausbildung herrscht vor, seltener sind gneissig-körnige Varietäten vertreten. Ein besonders grobtexturiertes Gestein findet sich in der Valle di Verona (linkes Seitental der Valle Morobbia). Die Gesteine vom Orthogneiss-Typus zeigen nirgends einen scharfen Kontakt gegen das Nebengestein, sondern leiten durch allmähliche Übergänge zu den schiefrigen bis dünnflaserigen Misch- und Paragneissen über.

Mineralbestand:

Quarz	20-45%
Plagioklas (An 10-27%)	20-40%
Kalifeldspat (Mikroklin)	5-25%
Biotit	10-25%
Muskovit	5-20%
Akzessorien: Apatit, Titanit, Klinozoisit-Epidot, Granat, Turmalin, Chlorit (sek.), Prehnit, Erz	

Hornblendeführende Biotit-Plagioklasgneisse treten meist in den Randzonen gegen die Paragneisse und Amphibolite auf. Eine gemeine grüne Hornblende kann bis 25% des Mineralbestandes ausmachen. Der invers zonierte Plagioklas ist in diesem Gesteinstypus oft saussuritisiert und durchwegs etwas basischer (An 35-45%).

GO_a Aplitische Alkalifeldspatgneisse

Dieses leukokrate, meist rötlich anwitternde Gestein tritt lagenartig auf und ist hauptsächlich westlich des Monte Ceneri anzutreffen, wo es u.a. auch den Nordschenkel der südwestlich geöffneten, U-förmigen Schlinge von Piazzogna bildet. Im Gegensatz zu den Biotit-Plagioklasgneissen sind sie glimmerarm. In den mittel- bis feinkörnigen, flaserigen bis dünnlagigen Gneissen herrscht der grobgegitterte, selten perthitische Mikroklin über den Plagioklas (An 5-12%) vor. Diese aplitischen Gneisse zeigen gegen das Nebengestein eine scharfe Grenze.

Mischgneisse

GI Schieferige bis dünnfaserige Biotit-Plagioklasgneisse, Injektionsgneisse

Vom Orthogneis zu den Paragneissen findet ein allmählicher Übergang statt. Das Gestein wird dünnfaseriger, 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.

GI_k Schieferige bis dünnfaserige Zweiglimmer-Plagioklasgneisse mit Feldspatknotten

Am nördlichen Steilabhang der Pizzo di Corgella-Kette gegen den Piano di Magadino und die Valle di Morobbia treten in schieferigen Zweiglimmergneissen (G) nuss- bis faustgrosse Feldspatknotten auf, die geröllartig herauswittern und dem Gestein ein konglomeratartiges Aussehen verleihen. Diese Knoten bestehen aus Albit, der mit Orthoklas antiperthitisch verwachsen ist und auf den Spaltflächen schon makroskopisch eine starke Siebung erkennen lässt. Als Einschlüsse treten Quarz, Glimmerschuppen, Apatit und limonitisierte Pyritkörner auf. Randlich zeigen die Knoten oft einen dunklen Saum, der auf eine feine Erzbestäubung zurückzuführen ist. Diese Knotengneisse sind wenigmächtig, lassen sich aber im Streichen über weite Strecken verfolgen. Am schönsten und leichtesten zugänglich sind die Aufschlüsse nördöstlich der Monti del Tiglio.

Paragneisse

Paragneisse nehmen auf dem Kartenblatt den grössten Anteil am Bau des südalpinen Kristallins ein. Auf Grund des Mineralbestandes und der Textur lassen sich folgende Typen unterscheiden:

G_C Granulierter Biotit-Plagioklasgneiss (Ceneri-Gneiss)

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

Der Ceneri-Gneiss 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 Plagioklas-körner (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. Selten trifft man auf Linsen von grobkörnigem, weissem Calcitmarmor mit Graphitblättchen und Knauern von hellrotem Granat und Quarz. Wie die stoffliche Zusammensetzung, so sind auch Grösse und Gestalt der Einschlüsse grossen Schwankungen unterworfen. Von Schmitzen bis zu rumpfgrossen, wirt 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 im Westen anschliessenden italienischen Gebiet bis zum Lago Maggiore zu betrachten, wie es auf der geologischen Kartenskizze 1:100 000 von REINHARD (1953, 1964) dargestellt ist.

An der Cima di Medeglia (Blatt Tesserete) bildet der Ceneri-Gneiss den Kern einer steilachsigen, im Osten geschlossenen, gegen Westen sich öffnenden Schlinge.

G Schieferige Biotit-Plagioklasgneisse

Grosse Verbreitung kommt den \pm Muskovit führenden, grauen bis braunen, rostig anwitternden Biotit-Plagioklasgneissen zu. Mengenverhältnisse der Hauptgemengteile – basischer Oligoklas, Biotit, Muskovit und Quarz – und Korngefüge sind grossen Schwankungen unterworfen und bedingen strukturelle Vielgestaltigkeit, die durch das Auftreten von *Kalktonerdesilikat-Einschlüssen* (Ceneri-Gebiet) noch erhöht wird. Von den Übergemengteilen Andalusit, Sillimanit, Disthen, Staurolith, Granat und Hornblende tritt nur die letztgenannte makroskopisch in Erscheinung, weshalb auf der Karte *Hornblende führende* Varietäten ausgeschieden werden konnten.

H Hornfelsgneisse

Bei gleichem Mineralbestand wie demjenigen der schieferigen Biotit-Plagioklasgneisse unterscheiden sich die Hornfelsgneisse von die-

sen 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 Hornfelsgneiss-Komplex ein gebändertes Aussehen verleihen. Im Hornfelsgneiss sind, ähnlich wie im Ceneri-Gneiss, Kalksilikat führende Einschlüsse weit verbreitet.

Die Hauptverbreitung erreichen die Hornfelsgneisse im Ceneri-Tamaro-Gebiet (Blatt Tesserete), wo eine 2-3 km breite Zone das Gebiet in NE-SW Richtung durchzieht. Wenigmächtige Hornfelsgneiss-Bänke finden sich allenthalben in den schieferigen Paragneiss-Zonen. Wo die Mächtigkeit es gestattet, sind sie auf der Karte ausgeschieden.

Nur an wenigen Stellen können auf dem Schieferbruch der Biotitgneisse *Tonerdesilikat-Knoten* wahrgenommen werden, die im Querschnitt die typische Form des Chastolithes zeigen. Im Schliff stellt man fest, dass die Knoten aus einem feinfilzigen Glimmergewebe bestehen, worin Reste von Andalusit und Disthen schwimmen. Solche Knotenbildungen wurden auf dem Kartenblatt in der Valle del Trodo (Koord. 712.250/110.000) festgestellt.

Hornblende ist als Übergemengteil nur selten anzutreffen; häufiger finden sich in den Hornfelsgneiss-Zonen *Amphibolit-Lagen*, deren Mächtigkeit meistens nur wenige Zentimeter beträgt. Wo sie gehäuft auftreten oder grössere Mächtigkeit erlangen, wurden sie auf der Karte ausgeschieden.

Früher wurde ob Magadino-Ponte eine ca. 1½ m mächtige Bank von *Marmor* ausgebeutet, die heute nur noch schlecht aufgeschlossen ist. Neben Calcit ist Klinkzoisit das wichtigste Mineral.

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 dünnschieferige und nur ganz lokal massige Varietäten vertreten. Verbreitet sind Bänderamphibolite.

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

Unter den Hauptgemengteilen herrscht die grau- oder bläulichgrüne, oft auch fast farblose, aktinolithische Hornblende über den Plagioklas (Andesin, An 27–46%) 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 Amphibolit-Züge sind den Para- und Mischgneissen eingelagert, eine Tatsache, die neben andern für die Paratur dieser Amphibolite spricht.

In den seltenen Granatamphiboliten tritt neben einer bläulichgrünen Hornblende und Andesin (invers zoniert) als Hauptgemengteil noch Granat auf, der in rundlichen Porphyroblasten ausgebildet ist. In der vorwiegend granoblastischen Struktur finden sich hie und da diablastische Partien von Hornblende und Plagioklas, was auf eine gewisse Verwandtschaft mit den Eklogitamphiboliten hinweist, aus denen sie durch fortschreitende Metamorphose entstanden sein könnten. Granatamphibolite finden sich in einer Linse bei der Alpe di Devre und in der Amphibolitplatte des Pizzo di Corgella.

AE	Gabbroide Amphibolite, Eklogitamphibolite; Pyroxen-, Hornblende-, Strahlstein- und Olivinfelse
U'	Peridotitische Gesteine und Serpentinite

Die Vorkommen von Metaperidotiten sind an flaserige Strahlstein-Plagioklasamphibolite, z. T. mit Relikten von Uralitgabbro, gebunden, in dem sie als Linsen und Schlieren auftreten. 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 und Karbonate angesiedelt. Monominerale Gesteine sind selten, gewöhnlich sind mehrere der erwähnten Mineralkomponenten vertreten. Die schlie-

rige Beschaffenheit verunmöglicht jedoch die Ausscheidung verschiedener Gesteinstypen, mit Ausnahme der Serpentine, die unter den Metabasiten die grösste Verbreitung haben und im Gelände oft durch weisse Verwitterungsrinden auffallen.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Metaperidotits liegt in der südöstlichen Kartenecke bei der Alpe di Devre am linken Talhang der Valle di Caneggio. Eine gegen 2 km lange, 300–400 m mächtige Zone verläuft in NE–SW-Richtung und macht im Ostteil die Schlingenbildung der übrigen Gesteinszone mit (SPICHER 1940).

Westlich der Ceneri-Senke gibt BÄCHLIN (1937) auf dem Kartengebiet einzig eine Linse eines Eklogitamphibolits im Tälchen von La Vigna, westlich von Vira, an.

Ganggesteine

Pegmatite, Aplite, Quarzgänge

Abgesehen von den Injektionsgneissen, zu deren wesentlichen Bestandteilen Lagen von aplitisch-pegmatitischer Zusammensetzung gehören, treten Aplite und Pegmatite auch als Lager- und Quergänge fernab von Injektionszonen in den Hornfelsgneissen auf. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Zentimetern und einigen Metern. BÄCHLIN (1937) scheidet südlich des Monte Ceneri einen Schwarm solcher Gänge im Hornfelsgneiss aus.

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. REINHARD (1964) hat diese basischen Ganggesteine für das ganze Sottoceneri in derart ausführlicher und umfassender Weise beschrieben, dass wir uns begnügen können, im folgenden eine Liste¹⁾ der Verbreitung der verschiedenen Gangvorkommen für das Kartengebiet aufzuführen:

δ_m Mikrogabbrodiorit

- Koord. 708.350/110.380, westlich Campe
- Koord. 708.750/110.800, Valle di Vira; Länge des Ganges ca. 500 m, verzweigt

¹⁾ Die Koordinaten gelten für die Gangmitte. Wo die Gänge im Streichen verfolgt werden konnten, wurde die Länge des aufgeschlossenen Ganges angegeben.

- Koord. 708.900/110.900, bei Rugabi; stockartig
- Koord. 709.660/110.800, Nordhang der Monti di Vira
- Koord. 710.600/111.250, südlich Magadino di sopra; Länge des Ganges ca. 200 m
- Koord. 711.750/111.650, Montitt, südöstlich Magadino di sopra; Länge des Ganges ca. 200 m

δ_{ds} *Hornblende-Diabasspessartit*

- Koord. 718.750/110.600, Westhang der Matro
- Koord. 719.200/110.400, Südosthang der Matro; Länge des Ganges ca. 70 m
- Koord. 719.500/110.000, nördlich Isona
- Koord. 721.025/110.710, Westende der Monti di Travorno; Länge des Ganges ca. 75 m.

δ_s *Hornblendespessartit*

- Koord. 711.410/111.970, neben SBB-Geleise östlich Ponte-Station
- Koord. 711.600/111.940, Steinbruch östlich Ponte
- Koord. 713.500/111.670, Sparavera, nördlich Monte Ceneri; Länge des Ganges ca. 1 km
- Koord. 713.400/111.580, Pioda, nördlich Monte Ceneri; Länge des Ganges ca. 100 m
- Koord. 713.650/111.560, Sparavera, nördlich Monte Ceneri; Länge des Ganges ca. 400 m
- Koord. 713.650/111.950, zwischen Quartino und Contone, am Hangesfuss
- Koord. 114.100/111.500, Casgnolo, nördlich Monte Ceneri
- Koord. 716.380/111.870, Am Hangesfuss, Cadenazzo; Länge des Ganges ca. 75 m
- Koord. 716.300/111.800, Cascina über Cadenazzo; Länge des Ganges ca. 350 m
- Koord. 716.250/111.670, Cascina über Cadenazzo; Länge des Ganges ca. 150 m
- Koord. 717.480/111.900, an der SBB-Böschung, östlich Cadenazzo
- Koord. 721.220/111.100, nördlich Monti di Travorno

δ_k *Kersantit*

- Koord. 713.000/111.800, südöstlich Quartino; Länge des Ganges ca. 420 m
- Koord. 714.800/111.650, südlich Contone; Länge des Ganges ca. 100 m
- Koord. 715.800/111.360, an der Monte Ceneri-Strasse
- Koord. 719.500/112.490, an der SBB-Böschung, östlich S. Antonino; Länge des Ganges 125 m

METAMORPHOSE UND ALTER

Südlich der Insubrischen Linie (Tonale-Linie) betritt man ein Kristallgebiet, das aus mesometamorphen Gesteinen der Amphibolit-Fazies besteht. Es handelt sich um die Ceneri-Zone des Kristallins der Südalpen. Die südöstlich anschliessende, durch die Caslano-Taverne-Gazzirola-Aufschiebung getrennte, schwächer metamorphe Val Colla-

Zone kommt auf Blatt Bellinzona nicht mehr zur Darstellung (siehe die Atlasblätter Tesserete und Lugano).

Alle Bearbeiter des Kristallins der Südalpen sind sich einig, dass diese Gesteine polymetamorph sind und dass die letzte Metamorphose spätestens während der hercynischen Orogenese erfolgt ist, und zwar aus folgenden Gründen:

- a) Südlich der Insubrischen Linie sind vom Passo di San Iorio bis ins Veltlin unmetamorphe Dolomite, Mergel und Rauhwacken der Trias (Anisien-Norien) längs der Störungszone eingeschuppt. Es handelt sich bei dieser gut gliederbaren Trias in ostalpiner Fazies um Relikte der Sedimentbedeckung des Kristallinsockels.
- b) Längs der Caslano-Taverne-Störung sind bei Manno, aber auch weiter südlich bis Caslano, unmetamorphe pflanzenführende Sandsteine, kohlige Schiefer und Konglomerate des Oberkarbons eingeschuppt. Die Komponenten der Konglomerate bestehen neben Quarzitgeröllen vorwiegend aus metamorphen Gesteinen der Südalpen.
- c) Die unmetamorphen Serien des Verrucano-Servino und der permischen Vulkanite im Luganese liegen diskordant auf dem metamorphen Kristallinsockel der Südalpen [besonders eindrucksvoll aufgeschlossen bei Arosio (Blatt Tesserete) und auf der Morcote-Halbinsel (Blatt Lugano)].

Wichtige Hinweise für die Fixierung des Metamorphosealters haben die Isotopen-Altersbestimmungen geliefert, die in den letzten Jahren in der Ceneri-Zone durchgeführt wurden (McDOWELL 1970, PIDGEON et al. 1970, KÖPPEL & GRÜNENFELDER 1971). McDOWELL hat durchschnittliche K-Ar-Alter an Glimmern und Hornblenden in Orthogneissen, Paragneissen und Amphiboliten von 310–330 M.J. bestimmt, während PIDGEON et al. U-Pb-Alterswerte von Zirkonen im Orthogneiss von 400–450 M.J., in Paragneissen von 425 und grösser als 1500 M.J. errechnet hat. Es scheint, dass die Gesteine vom Orthogneiss-Typus während einer starken kaledonischen Metamorphose aus Paragneissen, mit denen sie durch alle Übergänge verbunden sind, gebildet wurden. In einer hercynischen, vielleicht schwächeren Metamorphose wurde das Baumaterial der Ceneri-Zone zu den heute vorliegenden Gesteinen umgewandelt. Die alpine Orogenese hat keine Spuren hinterlassen mit Ausnahme einer starken Mylonitisierung längs Störungszonen. Das Ausgangsmaterial für einen Grossteil der Gesteine des südalpinen Kristallins dürfte älter als 1500 M.J. sein.

TEKTONIK

Auf Blatt Bellinzona kommt nur gerade der nördlichste Teil der Südalpen zur Darstellung, der keinen richtigen Einblick in die Wesenszüge des Baustils zu vermitteln mag. Wir verweisen deshalb auf die guten tektonischen Übersichten von REINHARD (1953, 1964).

Als erstes fällt das regionale südliche bis östliche Fallen der Schichten auf; es wird nur ausnahmsweise und auf beschränktem Raume durch westliches bis nördliches Fallen abgelöst.

Wichtigste Charakteristikum des Baustils in diesem nördlichen Teil der Ceneri-Zone ist der steilachsige Schlingenbau. Er tritt besonders deutlich südlich vom Lago Maggiore hervor, ist auch noch an der Cima di Medeglia (etwas südlich vom S-Blattrand) gut sichtbar, wo der Ceneri-Gneiss an der steilachsigen Schlingenumbiegung endet. Weiter östlich ist die Schlinge ebenfalls noch deutlich vorhanden, verliert aber an Prägnanz.

Die Bearbeiter des Insubrischen Kristallins haben stets hervorgehoben, dass sowohl das Baumaterial als auch der tektonische Stil grosse Ähnlichkeit mit demjenigen der Silvretta-Decke aufweisen. Auch die isotopischen Alterswerte bestätigen diese Annahme (MCDOWELL 1970, PIDGEON et al. 1970, GRAUERT 1966, GRAUERT & ARNOLD 1968). Das Kristallin der Südalpen dürfte als rückwärtiger Teil der Silvretta-Decke, getrennt durch die Insubrische Linie, betrachtet werden.

Der alpinen Orogenese ist lediglich die Reaktivierung alter und die Bildung neuer Brüche und Mylonitzonen zuzuschreiben. Besonders an der Insubrischen Linie sind die Gesteine der Südalpen innerhalb einer etwa 1–2 km breiten Zone äusserst stark zertrümmert worden. Im grossen und ganzen scheint sich der südalpine Gebirgsblock gegenüber der jüngsten Orogenese als starrer Rückland-Sockel verhalten zu haben.

QUARTÄRE BILDUNGEN

q_T Moränen der Talgletscher¹⁾

Das Eis des Tessin-Gletschers hat über Bellinzona bis auf rund 1600 m gereicht und über dem Ceneri, wo er zwischen Monte Tamaro und Camoghè auf breiter Front gegen Süden in die Valle Vedeggio überfloss, bis auf etwa 1500 m. Der höchste Erratiker im schweizerischen

¹ Wesentliche Teile dieses Abschnittes wurden von Prof. Dr. R. Hantke verfasst.

Anteil der Südalpen liegt auf der Südseite des Cucchetto (SW des Pizzo di Corgella) auf 1540 m.

Gut erhaltene Moränenwälle sind im Haupttal, besonders in tieferen Regionen, relativ selten. Bei Quartino und Cadenazzo scheinen noch Reste von Rückzugsstadien des Tessin-Gletschers vorzuliegen.

Unterhalb dem rund 1600 m erreichenden Maximal-Eisstadium zeichnet sich ein 180–200 m tieferer Eisstand auf der Hochfläche von Mornera, nordwestlich von Bellinzona und im Süden von Giubiasco auf gut 1400 m, nordöstlich von Cugnasco auf 1370 m und auf den Monti della Scesa nordöstlich von Gordola auf 1320 m durch Moränen und unbedeutende Rundhöcker ab.

Ein tieferer Eisstand wird bei der Mündung der Valle Morobbia und in der Valle di Caneggio, einem Seitental des Vedeggio, auf gut 1200 m, bei der Mündung der Valle Verzasca auf 1150 m durch Moräne und Erratiker belegt.

In einer nächsten Abschmelzphase, während welcher der Verzasca-Gletscher um 740 m mündete, dürfte der Tessin-Gletscher im Becken des Lago Maggiore noch bis Meina-Ispra gereicht haben. Gegenüber dem vorigen Stadium war die Eisoberfläche um rund 400 m zurückgeschmolzen. Damit dürften die Endlage von Meina-Ispra dem Hurd-Stadium (= Honau) und die Moränen zwischen 1150 m und 1250 m dem Sesto Calende-Stadium (= Zürich, = Bremgarten) entsprechen, die Randlege, die zwischen Bellinzona und Tenero von gut 1400 m auf 1320 m abfällt, dem Würm-Maximum, während die höchstgelegene wohl der Riss-Eiszeit zuzuweisen sein dürfte.

Die zwei Stadien von Quartino und von Cadenazzo dürften den Vitznau-/Goldau- und Gersau/Ibach-Ingenbohl-Stadien entsprechen. Die Moränen von diesen spätwürmzeitlichen Rückzugsstadien des Tessin-Gletschers sind auf beiden Talseiten gegen die Magadino-Ebene bemerkbar. Zwei äusserste Staffeln fallen einerseits gegen Quartino, anderseits von Bugaro gegen die Talsohle ab; innere Seitenmoränen zeichnen sich nordöstlich und östlich von Cugnasco ab. Vom linken Talhang lösen sich stirnnahe Wälle südöstlich von Cadenazzo, internere steigen gegen San Antonino bzw. gegen Gudo ab.

Meist sind die Moränen verschwemmt, was deutlich an der Abbau-stelle südöstlich von Camorino (Abbau von Moränenmaterial für die Verlegung des Ticino westlich von Bellinzona) zu sehen war.

Weitverbreitet an den Haupttalhängen sind *Rundhöcker*; besonders ausgeprägt sind sie im Ceneri-Gebiet.

4. Lokalmoränen

Lokalvergletscherung erfolgte auf Blatt Bellinzona vor allem im Vogorno-Gebiet. Im südalpinen Teil reicht eine kleine Moränenzunge des Camoghè-Gletschers in die obere Val di Caneggio.

Glazialgeologische Erkenntnisse können meist nur in einem grösseren regionalen Rahmen gewonnen werden, weshalb wir uns auf einige wenige Beobachtungen beschränkt haben.

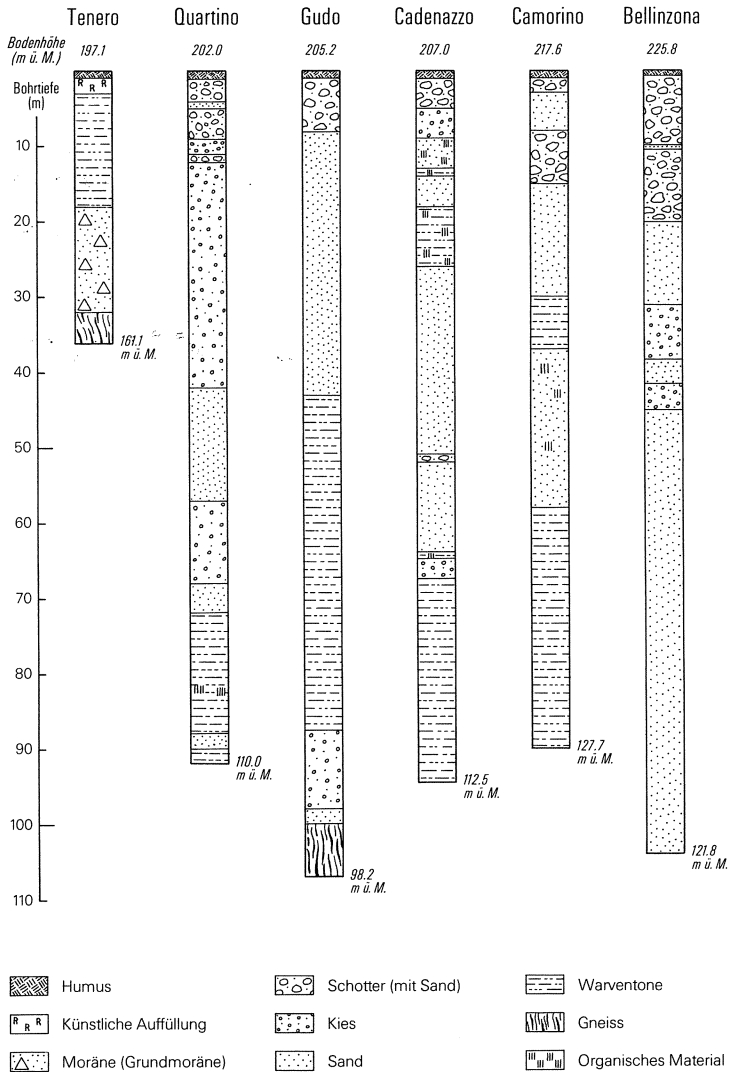


Fig. 4: Bohrprofile im Quartär des Piano di Magadino 1:1000.

Bachschtuttkegel (von R. HANTKE)

Die grossen Schuttkegel vor den Mündungen der Seitentäler in den Piano di Magadino sind in ihrer Anlage wohl als spätwürmzeitliche Sanderkegel zu deuten. Die Fächer von Tenero, Cugnasco und Quartino wären die ältesten, jene von Gudo und Cadenazzo etwas jünger, jene von Camorino, Giubiasco, Sementina, Gorduno, Arbedo und Gnosca noch jünger.

Durch den katastrophalen Ausbruch der durch den Bergsturz von 1512 gestauten Büzza di Biasca wurden die Ränder der Schuttkegel noch in historischer Zeit terrassenartig abgeschnitten.

a a_g a_s Alluvialböden, Schotter, Sande¹⁾

Die Alluvialbildungen, die den Piano di Magadino auffüllen, können nach den geophysikalischen Untersuchungen (vgl. S.39) gegen 500 m Mächtigkeit erreichen. Die in Figur 4 dargestellten sechs Bohrprofile geben einen repräsentativen Überblick über den Aufbau der quartären Talfüllung. Zu diesen Bohrungen können noch folgende ergänzende Bemerkungen gemacht werden:

- Moränenmaterial (Grundmoräne) konnte nur in der Bohrung Tenero nachgewiesen werden.
- Die Schotter sind meist gut gerundet und mit viel fluvialem Sand vermischt.
- Die Kiese und Sande sind häufig in Lagen oder als linsenförmige Körper angeordnet.
- In der Bohrung Camorino ist auf Kote 167,5 m ü. M. eine Torflage durchfahren worden.
- In Tonen und Silten kommen oft teilweise ziemlich grobe Warvenstrukturen vor.
- Die Bohrung Quartino lieferte auf Kote 119–120 m ü. M. zahlreiche Holzreste.
- Die Kiese und Sande zeigen in allen Bohrprofilen einen dreimaligen (evtl. viermaligen?) Farbwechsel. Diese Wechsel, die klimatisch bedingt sein könnten, sind nach oben scharf begrenzt, während gegen unten allmähliche Farbübergänge stattfinden. Eine direkte Korrelierung der Warven oder der Kies- und Sandkörper ist jedoch im heutigen Zeitpunkt noch nicht möglich.

Der schematische Querschnitt auf Tafel II (Profil 2a) lässt vor allem die grosse Mächtigkeit der *Warvenbildungen* erkennen. Diese nimmt – gemäss Interpretation der geoelektrischen Profile – von Westen nach Osten ab; in der Gegend von Bellinzona fehlen Warventone gänzlich. Sie erscheinen erst wieder weiter nördlich, im Gebiet von Biasca.

Die unteren Partien des auf Tafel II dargestellten Profiles sind möglicherweise viel tonreicher, als dort angegeben wurde. Es wäre auch denkbar, dass Grundmoräne vorhanden ist; allerdings fehlen diesbezügliche Hinweise.

¹⁾ Die vorliegenden Daten wurden freundlicherweise von «Ufficio Geologico, Sezione Cantonale delle Bonifiche Fondiarie e del Catasto» (Dr. J. Hansen) zur Verfügung gestellt.

HYDROLOGIE

Ehemalige Flussläufe

Die Tessin-Korrektion im Piano di Magadino, von der Tortsetta-Brücke bei Bellinzona bis zum Lago Maggiore, wurde 1888–1895 ausgeführt. Es wurde auf dem Atlasblatt versucht, anhand älterer Siegfriedkarten die früheren, sich oft verändernden Flussläufe des Ticino darzustellen.

Grundwasser (von J. HANSEN)

Aus hydrogeologischer Sicht wird das Blatt Bellinzona vom Grundwasserstrom des Ticino bestimmt. Dabei handelt es sich um den wichtigsten Grundwasserträger des Bellinzonese, aus dem fast alle Gemeinden ihr Wasser beziehen.

Das Grundwasser befindet sich in den groben, postglazialen Alluvionen des Ticino und steht in direkter Beziehung zu den Oberflächengewässern: es wird gespeist vom Ticino und seinen seitlichen Zuflüssen (Moesa, Morobbia, Riale di Sementina) und entwässert in die um die Jahrhundertwende angelegten Kanäle der Trockenlegung des Piano di Magadino. Diese nahe Beziehung zwischen Grund- und Oberflächenwasser zeigt sich besonders in der sehr wenig mächtigen Schwankung (0,5–1 m) des Grundwassers bei Hoch- bzw. Niedrigwasser.

Diese postglaziale Alluvialfüllung mit einer Mächtigkeit von ca. 20 m bei Bellinzona verringert sich auf ca. 4–5 m bei Cadenazzo und nimmt bis zum See noch weiter ab; entsprechend verliert sie auch ihre Bedeutung für die Wasserversorgung. Unterlagert werden diese Schotter und Kiese von sandig-siltigen Seeablagerungen, die aus der Zeit eines gegenüber dem heutigen Langensee-Niveau erhöhten Wasserspiegels stammen. Die groben Ablagerungen haben dabei eine mittlere Durchlässigkeit von ca. 2×10^{-3} m/sec und eine entwässerbare Porosität von ca. 10%.

Geologisch davon getrennt, aber hydrogeologisch in Kontakt mit dem Grundwasserstrom des Tessintals, ist das Grundwasser des Verzasca-Deltas. Es wird fast ausschliesslich von der Verzasca gespeist und ist demzufolge von deren Wasserführung abhängig.

Quellen (von J. HANSEN)

Auch die Bergflanken, welche die Talhänge bilden, enthalten Wasser, das in Form von Quellen zutage tritt. Dabei ist es wichtig, zwischen dem Gebiet nördlich und jenem südlich der Insubrischen Linie zu unterscheiden: Im ersteren Gebiet haben wir hauptsächlich eine E-W

bzw. W-E gerichtete Zirkulation, die durch N-S verlaufende Brüche unterbrochen wird; südlich der Insubrischen Linie hingegen sind die Quellen meist nur von sehr lokaler Bedeutung; sie sind immer an Moränen gebunden, die – wahrscheinlich zusammen mit dem verwitterten Insubrischen Kristallin – das Reservoir bilden.

Gemeinsames Merkmal aller Quellen im Bereich des Kartenblattes ist ihre geringe Schüttung. Diese erklärt sich durch das Fehlen von geeigneten Speichergesteinen (z. B. Karbonate).

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Ehemaliger Pegmatit-Abbau

Etwa 600 m südwestlich von Sementina, am Fussweg nach Oratorio S. Defendente, wurde in den Jahren 1903–1911 ein Granatpegmatit-Gang abgebaut und 5000 Tonnen Gestein gefördert. Die Feldspäte wurden für Keramikfabrikation in Sementina verwendet.

Kalksilikatfelse

In zwei Steinbrüchen wird am Hügel von Castione ein grosser Kalksilikatfels-Körper abgebaut. Im nördlich gelegenen Steinbruch ist das Gestein massiger und homogener im Gefüge; es wird als Schotter genutzt oder findet mit Bitumenzusatz im Autobahnbau für Deckbeläge Verwendung. Der südlich gelegene Bruch ist in einem Bereich angelegt, wo der Marmor grobkörniger und streifig ausgebildet ist mit z.T. migmatischem Aussehen. Dieser Eigenschaft verdankt er seine Beliebtheit zur Verwendung für Plastiken und als Fassadenverkleidung sowie in der Innenarchitektur.

Gasaustritte

Im Deltagebiet des Ticino und der Verzasca sowie bei Vira und Magadino sind Gasaustritte schon seit langer Zeit bekannt. Es handelt sich um ein Gas, dessen Methangehalt zwischen 60–98% schwankt. Im Zweiten Weltkrieg wurde es gefasst und komprimiert und als Ersatztreibstoff für Automobile verwendet (RICKENBACH 1947). Am nördlichen Ende des Lago Maggiore wurden in den vierziger Jahren täglich ca. 100 m³ Gas aufgefangen. Aber auch noch später erfolgte eine Nutzung dieser Gasvorkommen für verschiedene Zwecke.

Nach allgemeiner Auffassung handelt es sich um Sumpfgas, wenngleich WERENFELS (1939) auch Erdölgas nicht ausschliesst.

GEOPHYSIKALISCHE DATEN

Isohypsen der Felsoberfläche

Refraktions- und reflexionsseismische sowie geoelektrische Untersuchungen¹⁾ im Piano di Magadino haben interessante Resultate über die Morphologie des Felsuntergrundes dieser Alluvialebene geliefert.

Auf der Südseite der Ebene fällt die Felsoberfläche bis auf Meereshöhe sehr steil ab, während auf der Nordseite das Gefälle weniger steil ist und der Fels südlich Gudo in 100 m Tiefe sogar einen Sporn gegen Süden bildet.

Drei markante Depressionen in der Felsoberfläche unter der Ebene konnten festgestellt werden:

- im Profil Gaggiolo-Quartino reicht eine ovale Vertiefung bis auf - 250 m;
- im Profil Cugnasco-Contone reicht eine Depression sogar bis 350 m unter den Meeresspiegel;
- im Profil Gudo-San Antonino findet sich, südlich des Felsspornes, eine ca. 1½ km lange Rinne, die bis auf - 250 m reicht.

Fortsetzung der Insubrischen Linie

Neben der Ermittlung des Taluntergrundes haben die elektrischen Sondierungen noch einen weiteren Hinweis ergeben: Der Fels (diverse Gneiss-Varietäten) zeigt normalerweise einen spezifischen elektrischen Widerstand von 800-1500 Ω m. Im südlichen Teil des Tales verläuft hingegen eine 200-800 m breite Zone mit viel kleinerem Widerstand (250-300 Ω m), d. h. wir haben es hier mit einer Zerrüttungszone zu tun, die nichts anderes als die Fortsetzung der Insubrischen Linie sein kann (siehe auch Tektonische Übersicht).

¹⁾ Diese geophysikalischen Untersuchungen wurden von der «Fondazione Ing. C.M. Lerici del Politecnico di Milano» im Auftrag der «Sezione Cantonale delle Bonifiche Fondiarie e del Catasto, Bellinzona» ausgeführt. Wir danken diesem Amt in Bellinzona bestens für die Überlassung des Materials dieser sehr interessanten Untersuchungen.

LITERATURVERZEICHNIS

- ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 31/1, 1–25.
- BÄCHLIN, R. (1937): Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes (südliches Tessin). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 17, 1–78.
- BIANCHI, A., CALLEGARI, E. & JOBSTRAIBIZER, P.G. (1970): I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 27 (1969–70), 1–148.
- BOCCHIO, R. (1975): Le eclogiti retrometamorfiche di Gorduno (Cantone Ticino). – Period. Mineral. 44, 245–256.
- BOCCHIO, R., UNGARETTI, L. & ROSSI, G. (1978): Crystal Chemical Study of Eclogitic Amphiboles from Alpe Arami, Lepontine Alps, Southern Switzerland. – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 34/2, 453–470.
- BUCHMANN, H. (1953): Geologie und Petrographie des oberen Maggia-Tales zwischen Fusio und Broglio im NW-Tessin. – Diss. Univ. Basel.
- BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A. (1978): Petrofabrics, microtextures and dislocation substructures of olivine in a peridotite mylonite (Alpe Arami, Switzerland). – Leidse geol. Meded. 51/1, 1–36.
- BURRI, C. & KÜNDIG, E. (1934): Umgebung von Locarno. Exkursion Nr. 68. – Geol. Führer Schweiz, Fasc. XI, 838–845 (Wepf, Basel).
- CORNELIUS, H.P. & FURLANI-CORNELIUS, M. (1930): Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. – Denkschr. österr. Akad. Wiss. Wien (math.-natw. Kl.) 102, 29–301.
- DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene penninico. Studio geologico-petrografico delle Catena Gaggio-Basal (Cantone Ticino). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 33, 173–480.
- ERNST, W.G. (1977): Mineralogic study of eclogitic rocks from Alpe Arami, Lepontine Alps, Southern Switzerland. – J. Petrol. 18, 371–398.
- EVANS, B.W. & TROMMSDORFF, V. (1970): Regional Metamorphism of Ultramafic Rocks in the Central Alps: Parageneses in the System $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 50, 481–492.
- FUMASOLI, M.W. (1974): Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Iorio-Tonale-Linie im Westen von Gravedona. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 194 (Diss. ETH Zürich).
- GANSSER, A. (1948): The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48, 123–143.
- GRAETER, P. (1952): Geologie und Petrographie des Malcantone (südliches Tessin). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 31, 361–483.
- GRAUERT, B. (1966): Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). – Earth and planet. Sci. Lett. 1, 139–147.
- GRAUERT, A. & ARNOLD, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthard-Massivs (Schweizer Alpen). – Contr. Mineral. Petrol. 20, 34–56.
- GRUBENMANN, U. (1908): Der Granatolivinfels des Gordunotales und seine Begleitgesteine. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 53, 1–28.
- (1912): Über einige tiefe Gneise aus den Schweizeralpen. – Congr. géol. int. Stockholm 1910, C.R. XI, 625–631.
- GUTZWILLER, E. (1912): Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. – Eclogae geol. Helv. 12, 1–64.
- JÄGER, E. & FAUL, H. (1959): Age measurements on some granites and gneisses from the Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. 70, 1553–1558.

- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 134.
- KLEMM, G. (1906): Bericht über Untersuchungen an den sogenannten «Gneissen» und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen, III. – Sitzber. preuss. Akad. Wiss. 1906/1, 420–431.
- (1907): Bericht über Untersuchungen an den sogenannten «Gneissen» und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen, IV. – Sitzber. preuss. Akad. Wiss. 1907/1, 245–258.
- KNOBLAUCH, P. (1934): Umgebung von Bellinzona. Exkursion Nr. 67. – Geol. Führer Schweiz, Fasc. XI, 830–837 (Wepf, Basel).
- KNOBLAUCH, P. & REINHARD, M. (1939): Erläuterungen: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Bl. 516 Iorio (Nr. 11). – Schweiz. geol. Komm.
- KOENIGSBERGER, J. (1936): Magnetische Suszeptibilität von zentralschweizerischen Gesteinen und Areal susceptibility der alpinen Strecke von Flüelen bis Bellinzona. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 16, 209–214.
- KÖPPEL, V. & GRÜNFELDER, M. (1971): A Study of Inherited and Newly Formed Zirkons from Paragneisses and Granitised Sediments of the Strona-Ceneri-Zone (Southern Alps). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 51, 385–409.
- (1975): Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55, 129–132.
- KÜNDIG, E. (1934): Neue Gesichtspunkte in den Problemen der Tessiner Tektonik. – Eclogae geol. Helv. 27, 333–336.
- (1936): Morphologie, Tektonik und Petrographie. Ergänzungen und Bemerkungen zu: Morphologie der Valle Verzasca von F. Gyax. – Schweiz. Geograph 13, 92–99.
- MCDOWELL, F. W. (1970): Potassium-Argon Ages from the Ceneri Zone, Southern Swiss Alps. – Contr. Mineral. Petrol. 28, 165–182.
- MITTELHOLZER, A. E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 16, 19–182.
- MÖCKEL, J. R. (1969): Structural petrology of the garnet-peridotite of Alpe Arami (Ticino, Switzerland). – Leidse geol. Meded. 42, 61–130.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). – Eclogae geol. Helv. 58, 335–368.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. & KÜNDIG, E. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 71.
- O'HARA, M. J. & MERCY, E. L. P. (1963): Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites. – Trans. r. Soc. Edinburgh 65, 251–314.
- (1966): Garnet-peridotite and eclogite from Bellinzona, Switzerland. – Earth and planet. Sci. Lett. 1, 295–300.
- PIDGEON, R. T., KÖPPEL, V. & GRÜNFELDER, M. (1970): U-Pb Isotopic Relationships in Zircon Suites from a Para- and Ortho-Gneiss from the Ceneri Zone, Southern Switzerland. – Contr. Mineral. Petrol. 26, 1–11.
- PREISWERK, H. (1918): Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. II: Oberes Tessin- und Maggiagebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz 26/2.
- (1931): Der Quarzdiorit des Cocco massives (zentrale Tessinalpen) und seine Beziehungen zum Verzascagneis. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 11, 27–55.

- READ, H.H. (1955): Granite series in mobile belts. – Spec. Publ. geol. Soc. Amer. 62, 409–430.
- REINHARD, M. (1953): Über das Grundgebirge des Sottoceneri im südlichen Tessin. – *Eclogae geol. Helv.* 46/2, 214–222.
- (1964): Über das Grundgebirge des Sottoceneri im Süd-Tessin und die darin auftretenden Ganggesteine. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 117.
- REINHARD, M. & SPICHER, A. (1967): Bellinzona–Monte Ceneri–Lugano–Manno–Malcantone–Monte Caslano. Val Colla. Morcote-Halbinsel. Exkursion Nr. 25. – *Geol. Führer Schweiz, H. 5*, 431–440 (Wepf, Basel).
- RICHARDSON, D., CONDLIFF, E. & MOTTANA, A. (1976): Caratteri petrochimici del massiccio Val Masino–Val Bregaglia (Alpi Centrali). – *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol.* 32, 83–96.
- RICKENBACH, E. (1947): Erdölgeologische Untersuchungen der Schweiz. I. Teil, 5. Abschnitt: Erdgasvorkommen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, geotech. Ser.* 26, 80–88.
- ROST, F., WANNEMACHER, J. & GRIGEL, W. (1974): Die Ultramafitite der Alpe Arami und Croveggio, Tessin (Schweiz). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 353–369.
- RÜGER, L. (1934): Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphosen im Penninikum der Tessiner Alpen. – *Geol. Rdsch.* 25, 1–10.
- SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. & STERN, W. (1968): Zur Mineralchemie von Hellglimmern der Tessiner Alpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 48, 357–390.
- SCHWANDER, H. & WENK, E. (1965): Monazit als Kern pleochroitischer Höfe in Biotiten der Tessiner Gneisse. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 45, 797–806.
- (1967): Studien mit der Röntgen-Mikrosonde an basischen Plagioklasen alpiner Metamorphite. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 47, 225–234.
- SPICHER, A. (1940): Geologie und Petrographie des oberen Val d'Isone (südliches Tessin). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 20, 17–100.
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 46/1, 1–41.
- (1923): Tektonische Karte der Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 18 (1923/24), 231–234.
- STERN, W.B. (1966): Zur Mineralchemie von Glimmern an Tessiner Pegmatiten. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46, 137–188.
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. – *Earth Sci. Rev.* 12, 1–33.
- SÜSSTRUNK, A. (1968): Erdstöße im Verzascatal beim Aufstau des Speicherbakens Vogorno. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 148, 89–92.
- TEX, E. DEN (1971): Age, origin and emplacement of some alpidic peridotites in the light of recent petrofabric researches. – *Fortschr. Mineral.* 48, 63–74.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliges Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46, 431–460.
- (1968): Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 48, 655–666.
- (1972): Change in T–X during Metamorphism of Siliceous Dolomitic Rocks of the Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 52, 567–571.
- TROMMSDORFF, V. & EVANS, B.W. (1974): Alpine Metamorphism of Peridotitic Rocks. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 333–352.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – SiO_2 – H_2O . – *Mem. geol. Soc. Amer.* 74, 1–153.

- VOGLER, W.S. & VOLL, G. (1976): Fabrics and Metamorphism from Tonalite, Granitic Augen Gneiss und Tonale Series at the S-Margin of the Swiss Alps, E of Bellinzona. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 635–640.
- WANG, H.S. (1939): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 19, 21–199.
- WEBER, J. (1957): Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalit-zuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessintal und Comersee. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 37, 267–397.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessinalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 35, 311–319.
- (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42, 139–152.
 - (1967a): Airolo-Bellinzona. Exkursion Nr. 22. – Geol. Führer Schweiz, H. 5, 395–399 (Wepf, Basel).
 - (1967b): Valle Verzasca mit Routen: Bellinzona-Locarno und Locarno-Valle Maggia. Exkursion Nr. 24. – Geol. Führer Schweiz, H. 5, 418–430 (Wepf, Basel).
 - (1970): Distribution of Al between coexisting micas in metamorphic rocks of the Central Alps. – Contr. Mineral. Petrol. 26, 50–61.
 - (1977a): C-Zwillinge von Andesin in Cocco-Gneiss der Lepontinischen Alpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 57, 175–178.
 - (1977b): Zur Verbreitung und Paragenese von gesetzmässigen mikroskopischen Verwachsungen zweier und dreier Plagioklase im Lepontin. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 57, 460–463.
 - (1979): Bevorzugte Zusammensetzung und Variabilität der Plagioklase von Gesteinsserien der Verzasca. – N. Jb. Mineral. [Mh.] 12, 525–541.
- WENK, E. & KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 19, 157–198.
- WENK, E., SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. & STERN, W. (1963): Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessinalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 43, 435–463.
- WENK, E., SCHWANDER, H. & STERN, W. (1974): On Calcic Amphiboles and Amphibolites from the Lepontine Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54, 97–149.
- WENK, E., WENK, H.R., GLAUSER, A. & SCHWANDER, H. (1975): Intergrowth of Andesine and Labradorite in Marbles of the Central Alps. – Contrib. Mineral. Petrol. 53, 311–326.
- WENK, H.R., HSIAO, J., FLOWERS, G., WEIBEL, M., AYRANCI, B. & FEJÉR, Z. (1977): A Geochemical Survey of Granitic Rocks in the Bergell Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 57, 233–265.
- WERENFELS, A. (1939): Die Gasvorkommen im oberen Lago Maggiore. – Eclogae geol. Helv. 32, 221–227.
- WINKLER, H.G.F. & PLATEN, V. (1957–63): Experimentelle Gesteinsmetamorphose I–VII. – Geochim. cosmochim. Acta 13 (1957), 42–69; 15 (1958), 91–112; 18 (1960), 294–316; 24 (1961), 48–69 und 250–259; 26 (1962), 145–180; 27 (1963), 431–457.
- WINTERHALTER, R.U. (1957): Geologische Kartenskizze des linken Hanges des Tessintales zwischen Castione-Bellinzona-Valle Morobbia 1:25000. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 37, 9–10.

GEOLOGISCHE KARTEN

(mit Topographie)

a) *Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission:***Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000**

Blatt 7 Ticino, 1955

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XIX Bellinzona-Chiavenna, 1882

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000 (angrenzende Blätter)

Blatt 516 Iorio (Nr. 11), 1939

Blatt 1333 Tesserete (Nr. 39), 1962

b) *Nicht von der Schweizerischen Geologischen Kommission veröffentlicht:***Publikationen seit 1880**

BOSSHARD, L.: Tektonische Übersichtskarte des Gebietes zwischen Simplon und Bernhardin, 1:200 000. – In: Der Bau der Tessinerkulmination. – *Eclogae geol. Helv.* 19/2, S. 504, 1925 (Taf. 12), und in: Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio. – Dissertation Zürich, 1925.

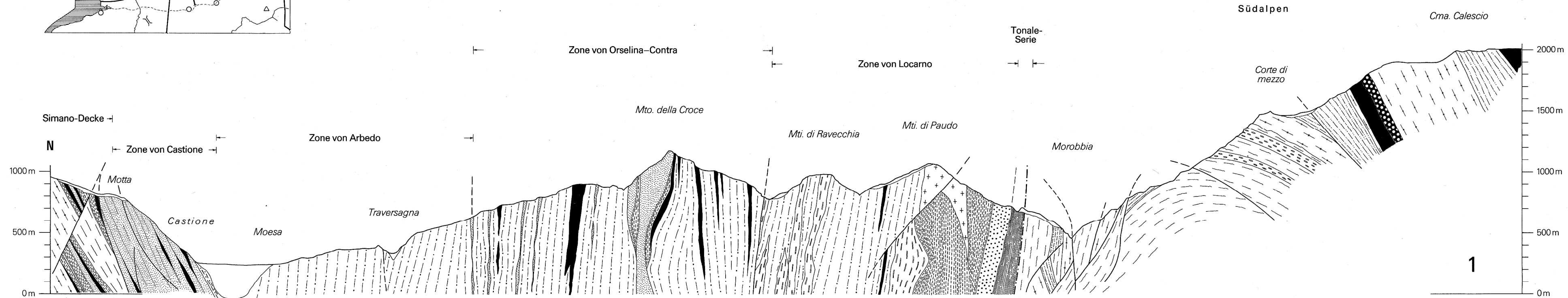
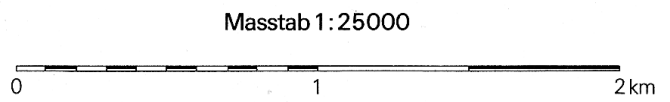
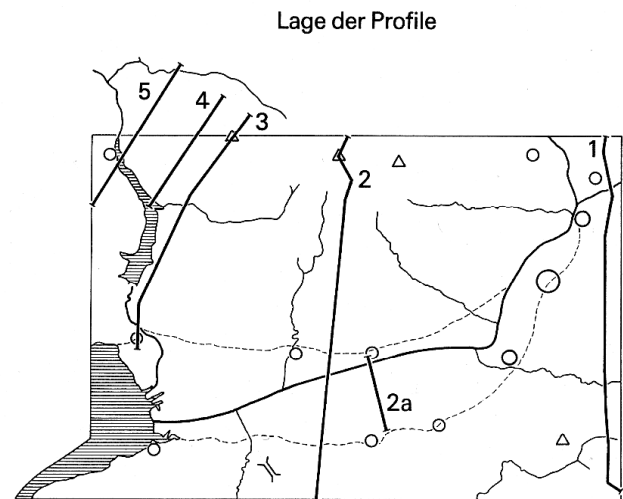
STAPFF, F. M.: Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Kil. 38–149 (Erstfeld–Castione), 1:25 000. – Im Auftrag der Direction der Gotthardbahn, Berlin 1885.

STRASSER, E.: Geologische Karte der Pizzo di Claro–Torrone Alto-Kette, 1:50 000. – In: Geologie der Pizzo di Claro–Torrone Alto-Kette, sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessintal. – Dissertation Zürich, 1928.

TARAMELLI, T.: Carta geologica della regione dei tre Laghi, 1:150 000. – In: I tre Laghi, studio geologico orographic. – Milano, 1903.

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Bellinzona (I)

von
A. Spicher †, E. Wenk, A. Codoni



- Alpin metamorphe Gesteine des Lepontins**
- Karbonatische Gesteine (M)
 - Biotit- und Zweiglimmergneisse (GO')
 - Verzasca- und Vogorno-Gneiss (GO_V)
 - Aplitische Kalifeldspatgneisse (GO'_a)
 - Adergneisse und Augengneisse (GI')
 - («Injektionsgneisse»)
 - Glimmerschiefer und Biotit-Plagioklasgneisse (PG)
 - Knotige Biotit-Plagioklasgneisse (G_k)
 - («Körneltgneiss»)
 - Basische und ultrabasische Gesteine (vorw. Amphibolite) (Am/U)
- Alpine bis postalpine Intrusiva**
- Tonalit (To)
 - «Augengneiss von Meliolo» (To_M)
- Tonale-Serie**
- Muskovit- und Biotitschiefer, lokal mylonitisiert (P_T)
- Präpermisches Kristallin der Südalpen**
- Flaserig-schiefrige Biotit-Plagioklasgneisse (GO)
 - Knotige Zweiglimmer-Plagioklasgneisse (GI_k)
 - Schiefrige Biotit-Plagioklasgneisse (G)
 - Hornfelsgneisse (H)
 - Amphibolite, Hornblendefelse usw. (Am' / AE)
 - Olivinfelse und Serpentinite (U')
- Quartär im allgemeinen**
- Iorio-Tonale-Linie
 - Bruch, Verwerfung

