

Zur Metamorphose und Tektonik im südöstlichen Teil der Lepontinischen Alpen (Provincia di Como, Italia)

Autor(en): **Heitzmann, Peter**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **55 (1975)**

Heft 3

PDF erstellt am: **18.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-43084>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Zur Metamorphose und Tektonik im südöstlichen Teil der Lepontinischen Alpen (Provincia di Como, Italia)

Von *Peter Heitzmann**)

Mit 21 Figuren im Text und 2 Tafeln

Abstract

In the mapped area, north of Lake Como (Italy), the following tectonic units can be distinguished: 1. Southern Alps with gneisses, amphibolites and non-metamorphic dolomites. 2. Central Alps divided into a) Bellinzona-Dàscio zone with heterogeneous series of gneisses, amphibolites, ultramafics and marbles, including the Tonale series (blastomylonites) and the Meliolo-Sorico tonalite body (part of the Bergell intrusive complex); b) "Adula" complex with leucocratic gneisses and granitic mobilisates, including Novate granite intrusion in the eastern part. The units 1 and 2 are separated by the Insubric line (fault zone); the Central Alpine units *a* and *b* by the carbonates of the Paila zone. The Alpine metamorphism in the Central Alpine unit reached conditions of high amphibolite facies.

Structural analysis revealed the following tectonic evolution: 1. Overthrusting of the Lepontine-Pennine nappes (F_1 = juxtaposition of Bellinzona-Dàscio zone and "Adula" complex) and development of main foliation s_1 ; mylonitization of the future Tonale series. 2. Superposition of minor folds (f_2) and lineations (l_2). 3. Folding of the whole nappe complex (F_3) producing the major Cressim antiform and related minor folds (f_3). 4. Intrusion of the Bergell tonalites and granites. 5. Intrusion of the Novate granite. 6. Mylonitization along the Insubric line. 7. Reduction of the Insubric mylonite zone to a simple fault.

INHALTSVERZEICHNIS

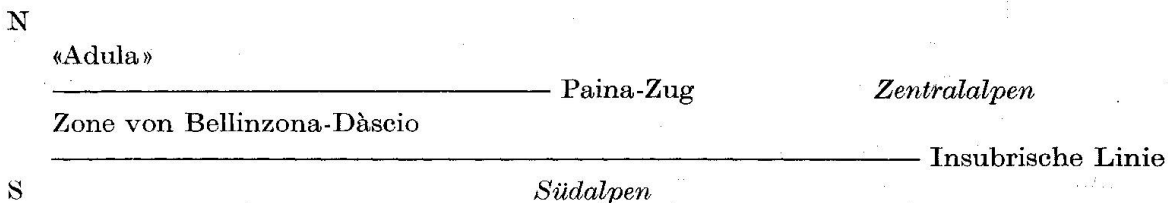
Zusammenfassung	469
Summary	470
Résumé	471
Riassunto	473

*) Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, rue Emile-Argand 11, 2000 Neuchâtel.

Einleitung	474
1. Geologischer Überblick	474
2. Petrographie	478
2.1. Allgemeines	478
2.2. Zentralalpen	478
2.2. 1. Mittel- bis grobkörnige (Kalifeldspat-)Plagioklas-Gneisse	479
2.2. 2. Fein- bis mittelkörnige (Kalifeldspat-)Plagioklas-Gneisse	480
2.2. 3. Amphibolite	480
2.2. 4. Ultramafitite	483
2.2. 5. Marmore	484
2.2. 6. Kalksilikate	485
2.2. 7. Graphitschiefer	486
2.2. 8. Tonalite	486
2.2. 9. Granite	487
2.2.10. Pegmatite	490
2.2.11. Anorthitgehalt von Plagioklas	490
2.3. Gesteine an der Insubrischen Linie	491
2.3.1. Tonaleserie	492
2.3.2. Mylonite	493
2.4. Südalpen	494
3. Metamorphose	495
3.1. Gneisse (und Granite)	495
3.2. Ultramafitite	497
3.3. Karbonate	500
3.4. Überblick	503
4. Strukturen	504
4.1. Planaren	504
4.2. Kleinfältelung und Lineationen	506
4.3. Die Cressim-Antiform	507
4.4. Die Insubrische Linie	508
4.5. Brüche	509
5. Tektonik	510
5.1. Allgemeines	510
5.2. Südalpen	510
5.3. Zone von Bellinzona-Dàscio	510
5.4. Der Bereich der «Adula»	513
5.5. Paina-Zug	514
5.6. Die Bergeller- und die Novate-Intrusion	515
5.7. Überblick über die tektonische Entwicklung	516
Literaturverzeichnis	518

Zusammenfassung

Das N des Comersees (Italien) gelegene Untersuchungsgebiet kann grosstektonisch in drei Hauptzonen gegliedert werden:



Das südalpine Kristallin (vor allem granatführende Glimmer-Kalifeldspat-Plagioklas-Gneisse und -Schiefer, Quarzite, Amphibolite) wird von nichtmetamorphen Dolomiten (Trias) überlagert.

Die Insubrische Linie selbst ist eine späte Bruchzone, doch gibt es Anzeichen verschiedener aufeinanderfolgender Deformationsphasen im Gebiet der heutigen Linie. Unmittelbar N der Insubrischen Linie findet sich eine Serie von Blastomyloniten (Tonaleserie), welche im W vom Tonalit-Zug Melirolo-Sorico (Teil des Bergeller Intrusiv-Körpers) abgeschnitten wird. Beide Zonen sind im Bereich der Linie äusserst stark mylonitisiert.

Die eigentliche Zone von Bellinzona-Dàscio wird vor allem von fein- bis mittelkörnigen (Hornblende-)Biotit-Plagioklas-Gneissen und Amphiboliten aufgebaut, doch findet sich daneben in Linsen von Zentimeter- bis Kilometer-Bereich ein ganzes Spektrum von Gesteinen von sauren granitoiden Plagioklas-Kalifeldspat-Gneissen bis zu Ultramafiten und Marmoren. Dabei kann eine Dreiteilung in zwei eher homogene Serien (im N und S) und einen stark heterogenen Mittelteil vorgenommen werden.

Im Paina-Zug finden sich Marmore und Kalksilikatfelse wechsellagernd mit Gneissen und Amphiboliten. Die Mächtigkeiten schwanken sehr stark, eine Korrelation einzelner Schichten in verschiedenen Profilen kann nicht durchgeführt werden. Ob es sich bei dieser Karbonatzone um mesozoische Sedimente handelt, kann nicht entschieden werden; einzig auf Grund struktureller Evidenzen (Misoixer-Forcola-Paina-Zone) muss dies aber als wahrscheinlich angenommen werden.

Im Bereich der «Adula» treten vor allem helle granitoide Zweiglimmer-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneisse auf, daneben finden sich überall kleinere granitische Mobilisate. Im Ostteil sind Ausläufer des Novate-Granit-Stockes aufgeschlossen. Während in der Zone von Bellinzona-Dàscio Schieferung und Stoffbänderung durchgehend subvertikal stehen, bilden sie im Bereich der «Adula» eine weite aufrechtstehende Grossfalte, die Cressim-Antiform, welche gegen SE eintaucht. Die alpine Metamorphose erreichte Bedingungen der höheren Amphibolit-Fazies (lokale Aufschmelzungen, Sillimanit + Kalifeldspat; Olivin + Orthopyroxen + Klinopyroxen, Olivin + Orthopyroxen + Tremolit; Calcit + Quarz + Diopsid, Calcit + Tremolit + Diopsid, Calcit + Dolomit + Forsterit); dies lässt auf Temperaturen um 700° C und Drucke von mindestens 4000 Bar schliessen.

Auf Grund einer Analyse der Gross- und Kleinstrukturen und ihrer Beziehungen zu den Intrusionen lässt sich folgende zeitliche Abfolge ermitteln:

1. und 2. Deckenbildung im lepontinisch-penninischen Raum. Die tektonischen Einheiten «Adula» und Zone von Bellinzona-Dàscio kamen in unmittelbarem Kontakt. In beiden Einheiten wurde die Hauptschieferung (s_1) ausgebildet; lokal überprägt von späteren Kleinfalten (f_2) und Lineationen (l_2). Wahrscheinlich in dieser Zeit war auch eine Aktivität im Bereich der zukünftigen Insubrischen Linie, nämlich die Bildung von Myloniten, welche später metamorphisiert wurden (Tonaleserie).

3. Verfallung des Deckenkomplexes mit der Cressim-Antiform als Hauptstruktur (F_3). In der Begleitung dieser Grossfalte kam es in geeigneten Gesteinen zur Kleinfältelung (f_3), jedoch wurde keine achsenebenen-parallele Schieferung ausgebildet. Manchmal jedoch liegen granitische Mobilisate parallel zur Achsenebene. Die alpine Metamorphose hat wahrscheinlich zu dieser Zeit ihren höchsten Grad erreicht.

4. Intrusion des Bergeller Körpers mit dem Tonalit-Zug von Melirolo-Sorico (mindestens 30 Mio. Jahre). Der Tonalit-Zug wurde ungefähr parallel zur Hauptschieferung (s_1) während der Intrusion deutlich vergneisst (s_4). Nachher drangen Gänge in den Tonalit ein, welche diskordant zur Gneisstextur (s_4) stehen.

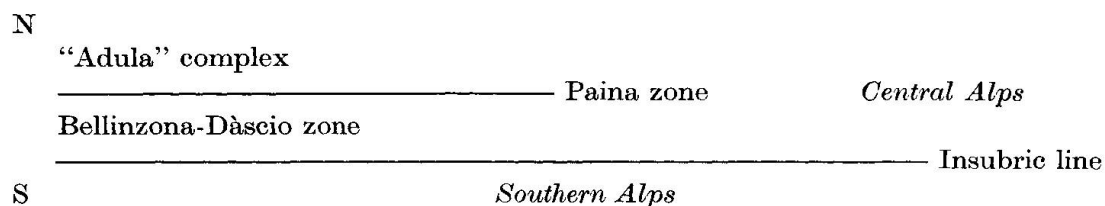
5. Intrusion des Novate-Granites (ca. 25 Mio. Jahre) im N der Cressim-Antiform. Alle Kontakte im Mittel- und Kleinbereich sind deutlich diskordant, im Gefüge und im Grossbereich ist jedoch eine leichte Einregelung festzustellen.

6. Die Gesteine direkt N der Insubrischen Linie (Tonaleserie und Tonalit) wurden mylonitisiert (s_6) und die Gänge im Tonalit verfaltet (Achsenebene von f_6 parallel s_4 und s_1). Eindringen von diskordanten und konkordanten Pegmatiten.

7. Südalpine Dolomite gerieten während der weiterdauernden Deformation entlang der Insubrischen Linie in deren Einflussbereich und wurden total zerbrochen. Die «Insubrische Aktivität» beschränkte sich zum Schluss auf eine oder wenige diskrete Bruchflächen.

Summary

The mapped area is situated north of Lake Como (Italy) and can be divided geologically into the following tectonic units:



The Southern Alpine crystalline complex consists of garnet-bearing mica-alkalifeldspar-plagioclase-gneisses and -schists with quartzites and amphibolites, and is overlain by unmetamorphosed dolomites (Trias).

The Insubric line in this area is a late fault zone containing unmetamorphosed Southern Alpine dolomites. However there is evidence that it marks the site of repeated movement in successive episodes. Immediately north of the line, a zone of blastomylonites occurs (the Tonale series), which is cut by the Melirolo-Sorico tonalite body (part of the Bergell intrusive complex). Both these units show strong superimposed mylonitization in the neighbourhood of the Insubric line.

The Bellinzona-Dàscio zone proper consists mostly of medium to fine grained (amphibole-)biotite-plagioclase-gneisses and amphibolites. There is a complete spectrum of other rock types (acid granitoid plagioclase-alkalifeldspar-gneisses to ultramafic rocks and marbles) in lenses from a few centimeters to a few kilometers in size. The zone can be subdivided into two more homogenous parts to the north and south and a very much heterogeneous part in the middle.

Marbles and calcsilicates interbedded with gneisses and amphibolites are found in the Paina zone, which is of very variable thickness. There are no lithological but structural reasons for mesozoic age.

To the north, the "Adula" complex is composed mainly of leucocratic granitoids two mica-plagioclase-alkalifeldspar-gneisses, but there are also smaller amounts of granitic mobilisate dispersed throughout. In the eastern part, the Novate granite intrusion crops out. Whereas the foliation and the compositional banding in the Bellinzona-Dàscio zone is everywhere subvertical, in the "Adula" complex it delineates a large upright antiformal structure, the Cressim fold, with plunge to the south-east.

The Alpine metamorphism must have reached conditions of the high amphibolite facies. This facies is characterized by the following parageneses: sillimanite + alkalifeldspar; olivine + orthopyroxene + clinopyroxene, olivine + orthopyroxene + tremolite; calcite + quartz + diopside, calcite + tremolite + diopside, calcite + dolomite + forsterite. These, together with the evidence of contemporary incipient anatexis, indicate temperatures around 700° C and pressures of at least 4000 bars.

Analyzing the structures and their relation to the intrusive bodies, the following tectonic evolution can be deduced:

1. and 2. Juxtaposition of the "Adula" complex and the Bellinzona-Dàscio zone, with large relative movement taking place along the Paina marble zone (equivalent to a phase of overthrusting and nappe formation in the Pennine zone as a whole). In both units the main foliation (s_1) developed and locally later minor folds (f_2) and lineations (l_2) were superimposed. Also there seems to have been activity in the area of the future Insubric line, resulting in the mylonitization of the future Tonale series.

3. Folding of the whole complex with the Cressim antiform as main structure (F_3). Minor folds related to this structure show no axial plane foliation, but occasionally discrete surfaces parallel to the axial plane which are marked by granitic mobilisates. This would indicate that the Alpine metamorphism reached its highest grades at this time.

4. Intrusion of the Bergell complex to which the tonalite of Melirolo-Sorico belongs (at least 30 m. y.). The tonalites show a gneissic texture (s_4), parallel to the main foliation (s_1), but apparently formed during the intrusion. Later veins intruded the tonalite, cutting discordantly across s_4 .

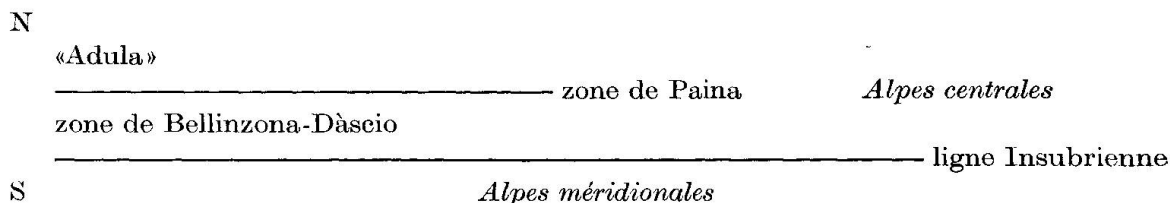
5. Intrusion of the Novate granite (about 25 m. y.) N to the hinge region of the Cressim antiform. All mesoscopic contacts are clearly discordant, but megascopic contacts and fabrics (s_5) are mostly found to be parallel to main foliation.

6. Rocks lying directly north of the Insubric line were mylonitized (s_6) and veins in the tonalite were folded (f_6) about axial planes parallel to s_4 and s_1 . Finally there was an intrusion of discordant and concordant pegmatites.

7. During the period of continuing deformation, the Southern Alpine dolomites were influenced by the activity of the Insubric line and were broken up totally. At the end of this period the "Insubric activity" was reduced to one or more simple faults.

Résumé

La zone étudiée, située au nord du lac de Como (Italie), peut être divisée en trois unités tectoniques:



Le complexe cristallin des Alpes méridionales, contenant des gneiss et des schistes à feldspath potassique, plagioclase et mica, des quartzites et des amphibolites, est recouvert de dolomites triassiques non métamorphiques.

Dans cette partie la ligne Insubrienne est une zone de jeunes failles, mais on trouve des évidences de diverses phases de déformation précédentes. Immédiatement au nord de la ligne se trouve une zone de blastomylonites («série du Tonale»), qui est tranchée à l'W par la zone de la tonalite Meliolo-Sorico, une partie du complexe intrusif de la Bregaglia. A l'W du territoire, la zone de la tonalite vient en contact avec la ligne Insubrienne. Les deux zones sont extrêmement mylonitisées le long de la ligne.

La zone de Bellinzona-Dàscio proprement dite est faite de gneiss à grain fin et moyen à plagioclase, biotite et (amphibole) ainsi que d'amphibolites. En outre on trouve des lentilles centimétriques à kilométriques des roches diverses, telles que des gneiss granitoïdes à feldspath potassique et plagioclase, des ultramafitites et des marbres. On peut diviser toute la zone en deux parties plutôt homogènes au nord et au sud, et une partie fortement hétérogène au milieu.

Dans la zone de Paina on trouve des marbres et des silicates calciques alternants avec des gneiss et des amphibolites. La puissance de la zone est très variable. Il n'était pas possible d'établir une corrélation des différents ensembles lithologiques d'une coupe à l'autre. Il n'y a pas des évidences lithologiques, mais seulement structurales pour l'âge mésozoïque de ces roches.

Dans la région de l'«Adula», on trouve surtout des gneiss clairs granitoïdes à feldspath potassique, plagioclase et mica. En outre il y a partout de petits mobilisats granitiques. A l'est, une partie du granite de Novate affleure. Dans la zone de Bellinzona-Dàscio, la foliation et le litage sont toujours subverticaux, mais dans la région de l'«Adula» ils décrivent un large pli droit, l'antiforme de Cressim qui plonge vers SE. Le métamorphisme alpin a atteint des conditions du faciès à amphibolites de haut degré (mobilisats granitiques, sillimanite + feldspat potassique; olivine + orthopyroxène + clinopyroxène, olivine + orthopyroxène + trémolite; calcite + quartz + diopside, calcite + trémolite + diopside, calcite + dolomite + forstérite). Ces paragenèses indiquent des températures d'environ 700° C et des pressions d'au moins 4000 bars.

En analysant les structures et leurs relations avec les intrusions diverses on peut conclure à l'évolution tectonique suivante:

1. et 2. Charriages des nappes lépontines-penniques. L'unité dite «Adula» et la zone de Bellinzona-Dàscio furent venues en contact. Dans les deux unités, on trouve la foliation principale (s_1). Parfois il y a des microplis (f_2) et des linéations (l_2) plus tardives superposées. En même temps, une déformation semble avoir affecté la région au N de la future ligne Insubrienne. Le résultat en fut la mylonitisation de la série du Tonale.

3. Plissement du complexe des nappes avec l'antiforme de Cressim comme structure principale (F_3). A la suite de ce pli majeur se formèrent des microplis (f_3), mais une foliation parallèle au plan axial ne s'était pas développée. Des mobilisats granitiques arrangés aux plans parallèles au plan axial indiquent que le métamorphisme alpin était arrivé aux degrés les plus hauts.

4. Intrusion du complexe de la Bregaglia avec la zone de la tonalite de Meliolo-Sorico (au moins 30 millions d'années). Les tonalites ont une structure gneissique (s_4) parallèle à la foliation principale (s_1). Après, des filons pénétrants la tonalite coupèrent cette structure planaire (s_4).

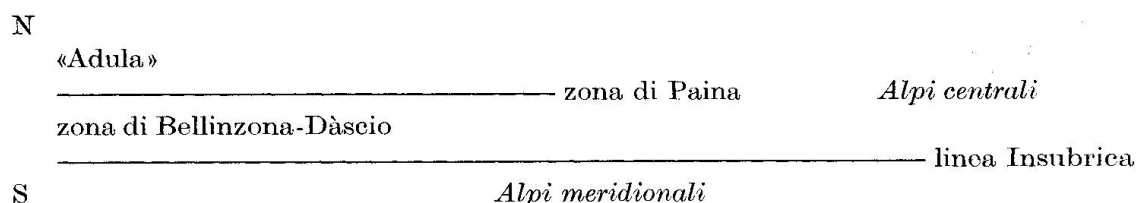
5. Intrusion du granite de Novate (25 millions d'années) au N de la charnière de l'antiforme de Cressim. Les contacts mésooscopiques sont discordants, les contacts mégascopiques et la structure (s_5) sont parallèles à la foliation principale (s_1).

6. Les roches situées directement au nord de la ligne Insubrienne (série du Tonale et tonalites) furent mylonitisées (s_6), et les filons dans la tonalite furent plissés (plan axial de f_6 parallèle à s_4 et s_1). Comme dernière activité intrusive on trouve des filons discordants ou concordants de pegmatites.

7. Les dolomites des Alpes méridionales furent totalement brisées par la déformation tardive le long de la ligne Insubrienne. Les dernières activités le long de la ligne se manifestèrent par une faille seule ou par un faisceau de failles.

Riassunto

La zona in esame è situata a nord del lago di Como (Italia) e comprende le principali unità tettoniche seguenti:



Il complesso cristallino delle Alpi meridionali (gneiss e scisti a plagioclasio, feldspato-potassico, mica e granato; quartziti e anfiboliti) è coperto da dolomiti triassiche non metamorfiche.

La linea Insubrica in questa parte è una zona di faglie giovani, ma ci sono delle evidenze di altre fasi di deformazione precedenti. A nord della linea Insubrica, una zona di blastomiloniti («la serie del Tonale») è limitata dalla zona della Tonalite Melirolo-Sorico (parte del complesso intrusivo della Bregaglia). Questa tocca la linea nella parte occidentale. Le due zone sono molto milonitizzate lungo la linea.

La zona di Bellinzona-Dàscio, propriamente detta, è costituita da gneiss a grana fine-media contenente plagioclasio, biotite e (orneblenda) e anfiboliti. Si trovano inoltre lenti (cm – km) comprendenti tutto lo spettro di rocce da gneiss granitoidi a feldspato-potassico e plagioclasio, a ultramafiti e marmi. È possibile distinguere in questa zona due parti piuttosto omogenee (a nord e a sud) separate da una zona molto eterogenea.

La zona di Paina è caratterizzata da marmi e silicati calcarei intercalati da gneiss e anfiboliti. La potenza di questa zona è molto variabile, e la correlazione fra i singoli strati non è dunque possibile. Non ci sono evidenze litologiche, ma strutturali per l'età mesozoica di questi sassi.

La regione dell'«Adula» comprende quasi unicamente gneiss leucocratici granitoidi a feldspato-potassico e plagioclasio e alcuni mobilisati granitici. Graniti appartenenti all'intrusione di Novate sono situati nella parte orientale. Nella zona di Bellinzona-Dàscio, la foliazione ed il litaggio sono sempre subverticali, ma nella zona dell'«Adula», essi descrivono un'ampia piega dritta, l'antiforme del Cressim che cade verso SE. Il metamorfismo alpino ha raggiunto le condizioni della facies alta a anfiboliti (mobilisati locali, sillimanite + feldspato-potassico; olivine + ortopiroxene + clinopiroxene, olivine + ortopiroxene + tremolite; calcite + quartzo + diopside, calcite + tremolite + diopside, calcite + dolomite + forsterite). Queste paragenesi indicano temperature di circa 700° C e pressioni di almeno 4000 bar.

L'evoluzione tettonica seguente può essere dedotta analizzando le strutture e le loro relazioni colle intrusioni:

1. e 2. Movimenti dei ricoprimenti lepontini-penninici. La unità dell'«Adula» e la zona di Bellinzona-Dàscio furono venute a contatto. La foliazione principale (s_1), localmente sovrapposta da pieghe minori (f_2) e lineazioni (l_2), è osservata nelle due unità tettoniche. Contemporaneamente una probabile attività tettonica agiva nei dintorni dell'odierna linea Insubrica causando la milonitizzazione della futura serie del Tonale.

3. Piegamento del complesso dei ricoprimenti coll'antiforme del Cressim come struttura principale (F_3), accompagnata da pieghe minori (f_3). Nessuna foliazione parallela al piano dell'asse è formata. Mobilisati granitici in piani paralleli al piano dell'asse indicano il grado alto del metamorfismo alpino in questo tempo.

4. Intrusione del complesso della Bregaglia colla zona della Tonalite di Melirolo-Sorico (età minima: 30 milioni anni). Le tonaliti hanno una tessitura gneissica (s_4) parallela alla foliazione principale (s_1). Più tardi, filoni discordanti alla struttura planare (s_4) introdussero nelle tonaliti.

5. Intrusione del granito di Novate (età: 25 milioni anni) al nord della piega dell'antiforme del Cressim. Frattanto che i contatti mesoscopici sono discordanti, quelli megascopici e la tessitura del granito (s_5) sono paralleli alla foliazione principale (s_1).

6. Rocce direttamente al nord della linea Insubrica (serie del Tonale e tonaliti) furono milonitizzate (s_6) e i filoni nelle tonaliti piegati (piano dell'asse di f_6 parallelo a s_4 e s_1). L'ultima attività intrusiva è costituita da intrusioni di pegmatiti discordanti e concordanti.

7. Le deformazioni dell'attività tettonica lungo la linea Insubrica causarono la totale rottura delle dolomiti delle Alpi meridionali. Gli ultimi sintomi dell'«attività Insubrica» si manifestarono in un'unica o poche faglie.

EINLEITUNG

Bei der vorliegenden Arbeit handelt es sich um eine Zusammenfassung der Dissertation, welche am Geologischen Institut der ETH-Z unter Prof. Dr. A. GANSSE, Prof. Dr. V. TROMMSDORFF und PD Dr. A. G. MILNES ausgeführt wurde. Allen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, sei hier nochmals bestens gedankt. Die Originalarbeit und das Belegsmaterial sind am Geologischen Institut ETH in Zürich deponiert.

1. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Das untersuchte Gebiet liegt am NW-Ufer des Comersees in der Provinz Como, Italien. Es wird im N vom Grat Sasso Canale-M. Berlinghera, im W durch die Valle di Livo und das Val di Bares, im E durch die Mera und den Lago di Mezzola begrenzt.

Basierend auf den Arbeiten von KNOBLAUCH (1939), J. WEBER (1957) und FUMASOLI (1974), können in dieser Region folgende Zonen unterschieden werden (vgl. Fig. 1):

N

Bereich der «Adula»

Painazug

Zone von Bellinzona-Dàscio

Zentralalpen

Tonalitzug von Melirolo-Sorico

Tonaleserie

— Insubrische Linie

S

Südalpen

Die W-E-verlaufende Insubrische Linie (SPITZ, 1919; CORNELIUS, 1930) trennt die Südalpen von den Zentralalpen (GANSSE, 1968). Die Linie selbst ist eine junge Bruchzone, im N begleitet von einer geringmächtigen Mylonitzzone.

Die Südalpen werden von verschiedenen SW-NE-verlaufenden Gneiss- und Schieferzonen aufgebaut, die von der Insubrischen Linie abgeschnitten werden (EL TAHALAWI, 1965; FUMASOLI, 1974). Das Alter dieser Gesteine, ihre Metamorphose und Deformation ist präalpin, was neben stratigraphischen Evidenzen auch durch radiometrische Altersbestimmungen bewiesen wurde (HANSON et al., 1966; McDOWELL, 1970; PIDGEON et al., 1970; HAMET and ALBAREDE, 1973). Dem Kristallin stratigraphisch oder tektonisch aufgelagert, findet sich eine nicht metamorphe Sedimentserie, welche vom Karbon (Manno; GRAETER, 1951) bis ins Pliozän (Balerna; PREMOLI SILVA, 1965) reicht. Neben der mächtigen Bedeckung im S des Kristallins findet man auch innerhalb des Kristallins an Bruchzonen eingesunkene Reste von Sedimenten: Musso (LEPORI, 1961), Giggio (KNOBLAUCH, 1939), Sasso Pelo (FUMASOLI, 1974), Dubino (LARDELLI, in Vorbereitung).

Die Zentralalpen dieser Region gehören zum Ostteil der «Lepontinischen Gneissregion» (WENK, 1956). Die beiden tektonischen Einheiten Zone von Bellinzona-Dàscio und der südliche Bereich der Adula werden durch eine Karbonatzzone («Paina-Zug») getrennt. Strukturell kann eine Gliederung in die «Wurzelzone» und den «Deckenbereich» vorgenommen werden, wobei als Kriterium die allgemeine Orientierung der durchgreifenden Schieferung verwendet wird. Der gesamte Bereich mit steiler Lagerung N der Insubrischen Linie soll als «Wurzelzone» bezeichnet werden, ohne jedoch dabei eine genetische Bedeutung zu implizieren. Gegen N biegt die Schieferung in flachere Lagerung um, wobei sich ein allgemeines E- bis NE-Fallen der s-Flächen ergibt. Dieser «Deckenbereich» kann durch von N her verfolgbare mesozoische Sedimentzüge in einzelne Decken gegliedert werden (Fig. 1). Die wichtigste Trennung erfolgt zwischen Adula- und Tambodecke durch die Misoxer-Zone (FRISCHKNECHT, 1923; GANSSE, 1937; STROHBACH, 1965; W. WEBER, 1966), wobei über den weiteren Verlauf dieser Mulde von der Valle della Forcola aus die Ansichten kontrovers sind: Fortsetzung ins Bergell (ROLLE, 1881; STAUB, 1916) oder in die Bassa Valle della Mera (STAUB, 1958). Heute wird eine Weiterführung ins Bergell von SCHMUTZ

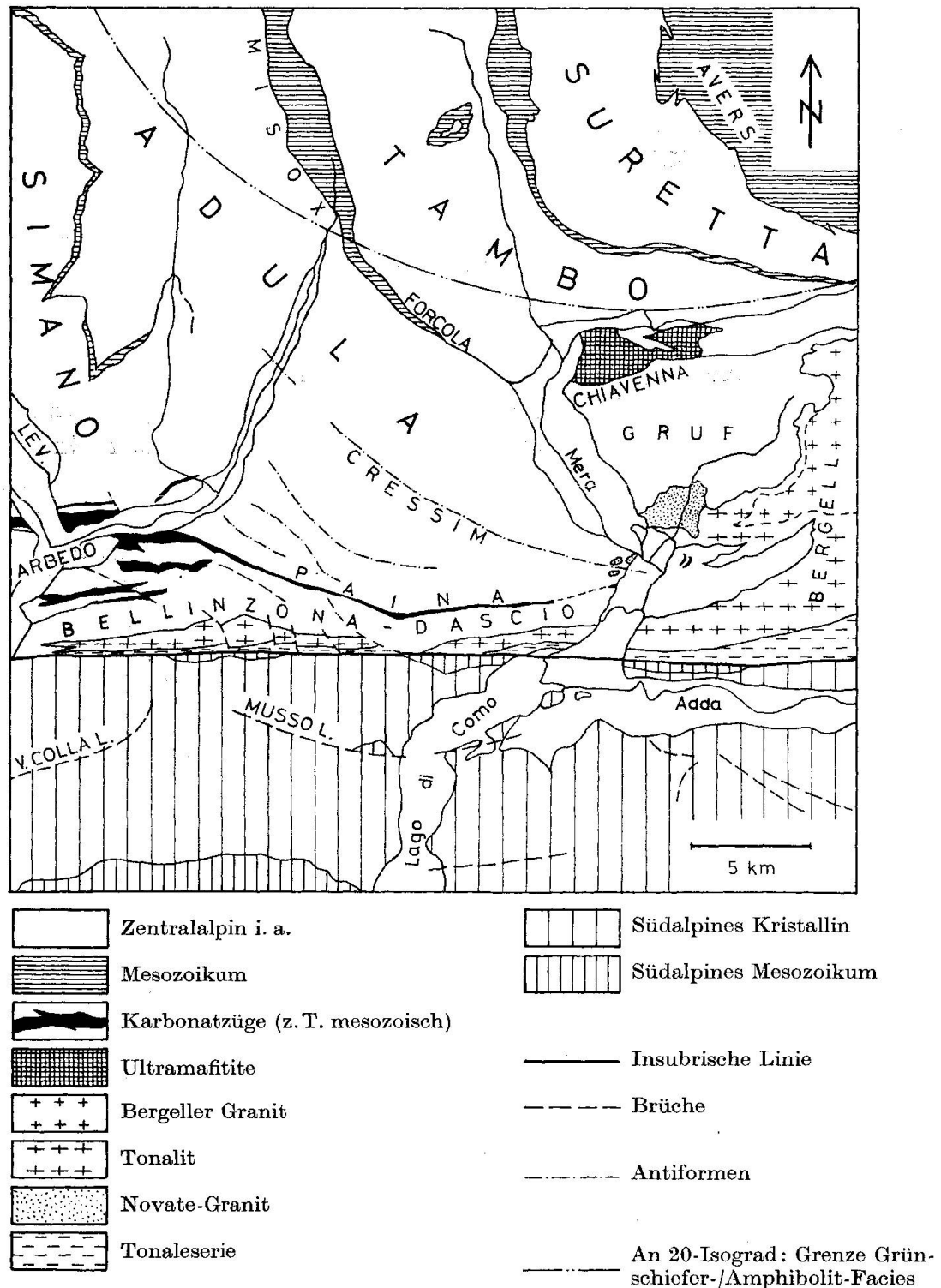


Fig. 1. Geologische Übersichtskarte.

(1974) abgelehnt, H. R. WENK (1973) deutet eine Fortsetzung Richtung Lago di Mezzola an. Da diese Züge gegen S auskeilen oder durch die zunehmende Metamorphose nicht mehr von vormesozoischen Metasedimentzonen zu unter-

scheiden sind, wird eine Gliederung fast unmöglich; auch ergeben sich Schwierigkeiten wegen der komplizierten Verfaltung, welche nach der Überschiebungsphase den ganzen Deckenstapel deformiert hat. Im Übergangsbereich gegen die «Wurzelzone» wird dieser Faltenbau zum prägenden tektonischen Element (KNOBLAUCH, 1939; BRUGGMANN, 1965; BLATTNER, 1965; HÄNNY, 1972; FUMASOLI, 1974). Die markanteste dieser Grossfalten, die Cressim-Antiform, zieht von der Valle Mesolcina (Fenster von Lostallo; KÜNDIG, 1926; BELLIN, 1929) über den P. di Cressim (HÄNNY, 1972) und die Valle Soè (BLATTNER, 1965) in das Gebiet des Lago di Mezzola (REPOSSI, 1916; E. WENK, 1956). Der weitere Verlauf gegen E ist umstritten: E. WENK (1956) und MOTICKA (1970) lassen die Antiform im Meratal gegen NE umbiegen und ins Val Codera hineinstreichen. Nach H. R. WENK (1973) endet die «Soè Anticline» am Lago di Mezzola.

Den südlichen Abschluss dieser Faltenzone bildet der Karbonatzug Castione-Traversagna-Bocchetta di Paina-Val Piana-A. Ruscallo-Lago di Mezzola («Paina-Zug»). Dieser Zug kann über die Karbonate von S. Giorgio (bei Novate) und durch die Alluvionen im Mera-Tal mit der Misoxer-Mulde in der Valle della Forcola verbunden werden (Umbiegen dieser Zone um die Cressim-Antiform).

Es bestehen Anzeichen (Auskeilen der Maggia- und der Arbedo-Zone), dass auch S des Paina-Zuges der gleiche Baustil (Falten mit steilen Achsen = «Schlingen») vorliegt (MILNES, 1974). Die stärkere Deformation hätte hier aber vor allem Isoklinalfalten erzeugt, auch ist die Zone im Einflussbereich der Insubrischen Linie stark zerschert und durch schiefstreichende Brüche in einzelne Blöcke zerlegt worden (FUMASOLI, 1974). Unmittelbar N der Insubrischen Linie findet sich die Tonaleserie (CORNELIUS und FURLANI-CORNELIUS, 1930), eine stark deformierte Schiefer-Gneiss-Serie mit Marmoren und Pegmatiten.

Das tektonische Gesamtbild dieser Region wird durch Intrusionen im E der lepontinischen Gneissregion stark kompliziert, andererseits aber werden für die Analyse der relativen Altersabfolge von Deformations- und Kristallisationsphasen markante Zäsuren gesetzt. Als grossen Körper findet man die Intrusivmasse des Bergells (Granite und Tonalite) (BALCONI, 1941; GYR, 1967; MOTICKA, 1970), von welcher ein Ausläufer von Tonalit in der Zone von Bellinzona-Dàscio nahe der Insubrischen Linie gegen W zieht («Tonalit-Zug von Melirolo-Sorico»; J. WEBER, 1957). Altersbestimmungen (GRÜNENFELDER und STERN, 1960; GULSON, 1973) ergeben ein Kristallisationsalter von ungefähr 30 Mio. Jahren. Eine jüngere Granitintrusion – ungefähr 25 Mio. Jahre alt (GULSON, 1973) – findet sich am westlichen Rand des Bergeller Körpers bei Novate, von wo aus Apophysen weit ins umgebende Gestein hineinreichen (PICCOLI, 1962).

Die Regionalmetamorphose hat während der alpinen Gebirgsbildung im ganzen zentralalpinen Teil Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht (WENK, 1962; E. NIGGLI und C. R. NIGGLI, 1965; TROMMSDORFF, 1966; WENK und KEL-

LER, 1969; TROMMSDORFF und EVANS, 1969; NIGGLI, 1970; WENK, 1970; EVANS und TROMMSDORFF, 1970; TROMMSDORFF und EVANS, 1974). «Abkühlalter» an Biotit ergeben für diese Region zwischen 25 und 15 Mio. Jahre (JÄGER, NIGGLI und WENK, 1967; JÄGER, 1970). Es ist zu beachten, dass dabei das Alter der höchstgradigen Metamorphose nicht bestimmt werden kann. Auch bleibt die Frage einer älteren, ebenfalls alpinen Metamorphose offen, wofür es aber Anzeichen in niedriger temperierten Gebieten gibt (VAN DER PLAS, 1959; NIGGLI, 1970).

2. PETROGRAPHIE

2.1. Allgemeines

Es soll ein kurzer Überblick über das Material, welches am Aufbau der verschiedenen tektonischen Einheiten beteiligt ist, gegeben werden. Für detailliertere Angaben, insbesondere über die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine, sei auf die Dissertation (HEITZMANN, 1974) verwiesen. Die Metamorphite werden nach dem dominierenden Gefügemerkmal benannt (Schiefer, Gneiss, Fels), wobei die Unterscheidung Schiefer/Gneiss nach WENK (1963) erfolgt. Die Gemengteile werden in der Reihenfolge mit zunehmendem Volumenanteil dem Stammnamen vorangestellt; in Klammern gesetzte Mineralien sind nur teilweise vorhanden, z. B. (Muskowit-)Biotit-(Kalifeldspat-)Plagioklas-Gneisse.

Für die Korngrößencharakterisierung wurde folgende vereinfachte Einteilung gewählt:

feinkörnig	< 0,1 mm
mittelkörnig	0,1–1,0 mm
grobkörnig	> 1,0 mm

Dabei wurde immer der Hauptanteil charakterisiert, Körner anderer Größenklassen können dabei untergeordnet auch noch vorkommen.

2.2. Zentralalpen

Es können in diesem Bereich zwei Gesteinsgruppen unterschieden werden: einerseits vormesozoische, polymetamorphe und daneben wahrscheinlich auch mesozoische, nur alpin metamorphe Gesteine, andererseits in diese Serien während der alpinen Orogenese intrudierte Eruptiva.

Die vorgenommene Gliederung richtet sich nicht unbedingt nach kartierbaren Einheiten, finden sich doch vielfach verschiedenste Gesteinstypen in so

innigem Verband oder gehen als Übergangstypen ineinander über, dass eine Auskartierung völlig unmöglich und auch irrelevant ist.

2.2.1. Mittel- bis grobkörnige (Kalifeldspat-)Plagioklas-Gneisse

Grobkörnige Gneisse kommen hauptsächlich im Bereich der «Adula» vor (über 50%). Sie bilden auch eine Riesenlinse im mittleren Teil der Bellinzona-Dàscio-Zone, die aus der Valle di Livo über Montalto bis in die Gegend NE Bugiallo verfolgt werden kann. Daneben finden sich überall kleinere Einschaltungen solcher Gesteine in den feineren Gneissen und Amphiboliten.

Meist handelt es sich um fast massige, vielfach augige bis grobflaserige Gesteine, welche in unregelmässigen Meter- bis 10-m-Bänken auftreten. Selten brechen sie nach einer vorgebildeten s-Fläche. Die hellen Mineralien treten in grobkörniger Ausbildung in Zentimeterlagen und in eckigen oder runden bis ausgezogenen Linsen auf. Dazwischen finden sich die dunklen Mineralien, meist zusammen mit feinkörnigem Quarz, eventuell auch Feldspäten. Wegen dieser Wechsellagerung, wie auch an den Glimmerblättchen selbst, kann eine gewisse planare Einregelung erkannt werden.

Unter dem Mikroskop zeigt sich ein regelmässiges, oft leicht orientiertes Quarz-Feldspat-Mosaik, wobei die Feldspäte, insbesondere die Kalifeldspäte, Tendenzen zu Idiomorphie aufweisen. Häufig findet man Myrmekit. In den Zwickeln dieses Mosaiks, aber auch in unregelmässigen Linsen und Lagen befindet sich feiner Quarz, oft zusammen mit Feldspäten und anderen Mineralien (Glimmer, Granat, Sillimanit, Titanit, Apatit, Orthit, Zirkon und Erz). Vereinzelt wurde auch Hornblende gefunden.

Sillimanit findet man in Büscheln von feinsten Fasern bis dünnen Nadelchen vor allem in Quarz-Glimmer-Lagen, selten im Mosaik zusammen mit Kalifeldspat, Muskowit, Biotit und Quarz. Mögliche Reaktionen, welche zur Bildung von Sillimanit geführt haben könnten, werden im Zusammenhang mit der alpinen Metamorphose diskutiert (3.1.). Sillimanit ist im ganzen Untersuchungsgebiet verbreitet, andere Aluminiumsilikate und auch Staurolith sind nicht gefunden worden (Fig. 2).

Betrachtungen im regionalen Zusammenhang ergeben folgendes Bild:

- BLATTNER (1965) findet in V. Soè und V. Garzelli in Glimmerschiefern Sillimanit und Disthen; Staurolith erwähnt er nicht.
- HÄNNY (1972) beschreibt Sillimanit und Disthen im ganzen Gebiet Bodengo-Forcola; Staurolith jedoch nur im N der Valli Piodella-Pilotera.
- FUMASOLI (1974) erwähnt Sillimanit-führende Gneisse in der Zone von Bellinzona-Dàscio. Im Pizzo-Paglia-Schlingenkomples treten sowohl Sillimanit als auch Disthen auf; Staurolith findet sich nirgends.
- Die regionale Verteilungskarte von WENK et al. (1974) bestätigt diese Be-

funde. Im Gebiet des Lago di Mezzola findet sich nur Sillimanit und kein Disthen; am E-Ufer liegt ausserdem ein einzelner Fundort von Stauroolith.

In bezug auf die *regionale Verteilung* von Stauroolith, Disthen und Sillimanit gilt also folgendes (Fig. 2):

Stauroolith: Der eine Ast des «Isograden obere Stabilitätsgrenze von Stauroolith» zieht weit im N des Untersuchungsgebietes aus dem Gebiet V. Piodella–untere V. Bodengo (HÄNNY, 1972; WENK et al., 1974) über die Bassa Valle della Mera in den Südhang des V. Bregaglia (SCHMUTZ, 1974); der andere Ast kommt aus dem mittleren V. Masino und wird im Gebiet SE des Lago di Mezzola an der Insubrischen Linie abgeschnitten (WENK et al., 1974).

Disthen: Der «Disthen-Isograd» folgt von W her der Grenze Zone von Bellinzona–Dàscio–Pizzo–Paglia–Schlingenkomples bis ins Gebiet der V. di Dosso (FUMASOLI, 1974), biegt dann aber gegen NE ab und zieht über V. Darengo–P. Anna Maria–V. Mengasca und über die Valle della Mera ins Bergell (WENK et al., 1974).

Sillimanit (z.T. als Fibrolith): Ist in der ganzen Region verbreitet.

2.2.2. Fein- bis mittelkörnige (Kalifeldspat-)Plagioklas-Gneisse

Diese Gneisse bilden zusammen mit den Amphiboliten die Hauptmasse der Zone von Bellinzona–Dàscio. Vor allem Hornblende-freie Varietäten sind zusammen mit den mittel- bis grobkörnigen Gneissen die Hauptvertreter im Bereich der «Adula».

Dominierendes Merkmal fast aller dieser Gesteine ist ihre gute Spaltbarkeit parallel zur makroskopisch sichtbaren, planaren Einregelung der Mineralien. Schon im Handstück ist ein Wechsel von hellen und dunklen Lagen zu erkennen, so dass vielfach auch Kleinfältelung im Zentimeter- bis Dezimeterbereich in diesen Gesteinen beobachtet werden kann.

Auch unter dem Mikroskop ist diese Wechsellagerung zwischen Quarz-Feldspat- und (Hornblende-)Glimmerlagen das hervorstechendste Merkmal. Meist handelt es sich nicht um durchgehende Lagen, sondern um extrem geplättete Linsen von Quarz und Feldspat (die Mineralien selbst sind meist auch eingeregelt), welche von Glimmer und Hornblende begrenzt werden.

2.2.3. Amphibolite

Zusammen mit den fein- bis mittelkörnigen Gneissen bauen die Amphibolite den grössten Teil der Zone von Bellinzona–Dàscio auf. N des Paina-Zuges konnten nur einzelne kleinere Linsen gefunden werden. Grössere Vorkommen finden sich am N-Rand des Tonalitzuges, wo ein 5–10 m breiter Streifen konstant durchzieht (Fig. 3), in der Umrahmung des Ultramafitit-Körpers von Dàscio und in einem mächtigen Zug, welcher von E Peledo in die Gegend N Bugiallo

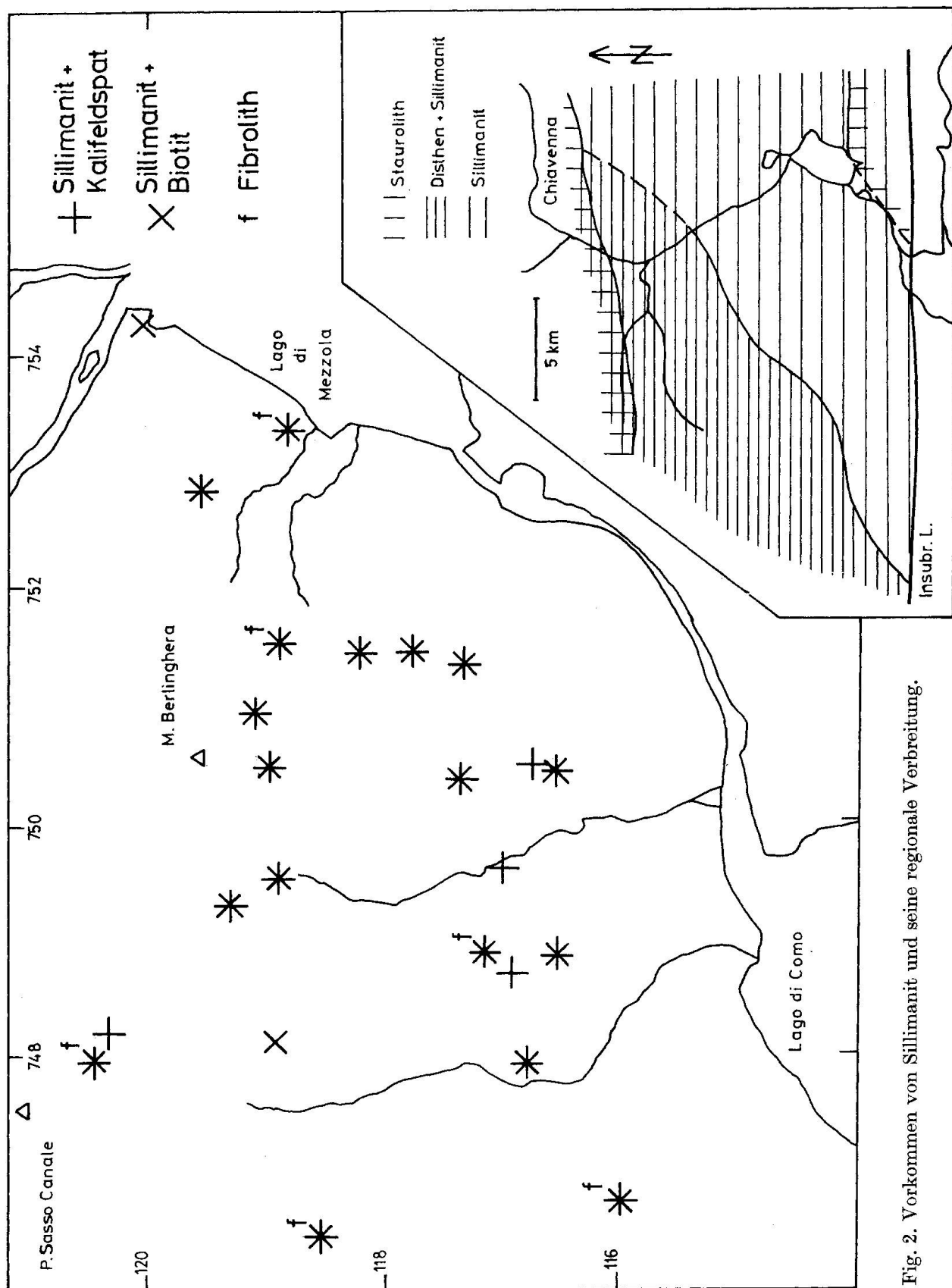


Fig. 2. Vorkommen von Sillimanit und seine regionale Verbreitung.

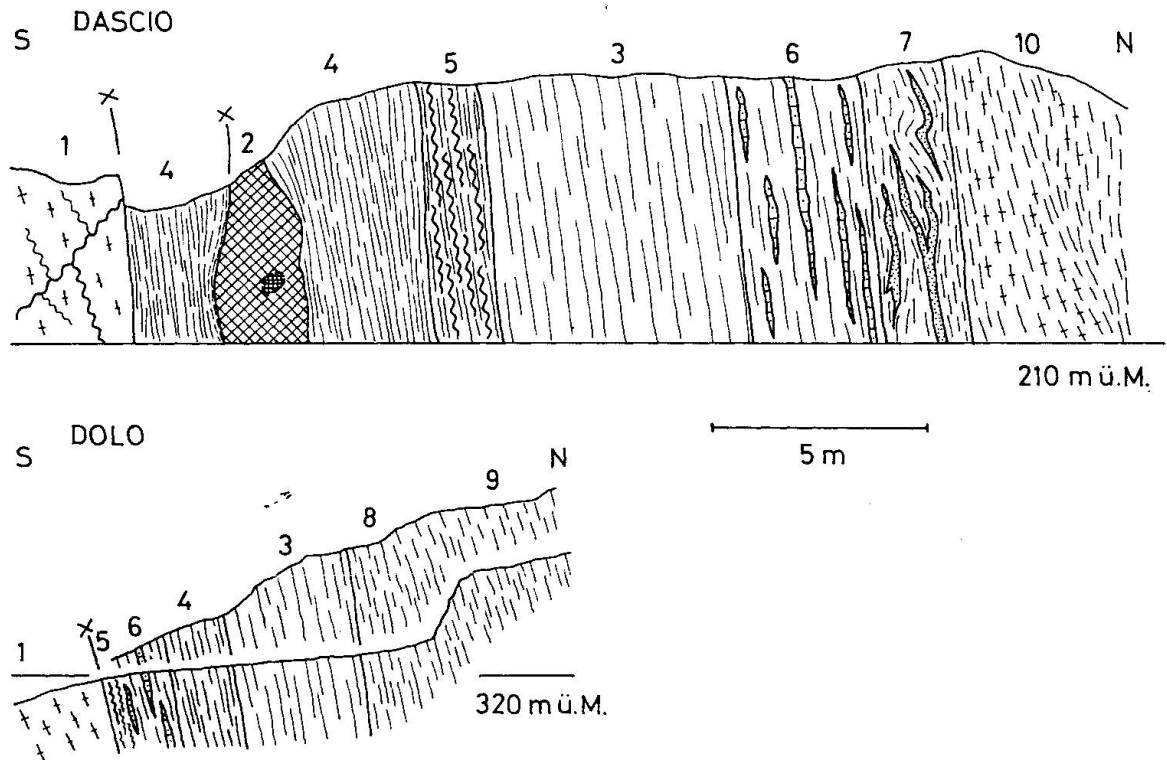


Fig. 3. Profile durch den N-Kontakt des Tonalit-Zuges.

- | | |
|--|---|
| 1 Tonalit | 7 Biotit-Plagioklas-Gneiss mit $\pm$ konkordanten Aplit-Gängen und -Linsen |
| 2 Ultramafitit mit Karbonatlinse | 8 Biotit-(Hornblende-)Plagioklas-Gneiss |
| 3 fein- bis mittelkörniger Amphibolit | 9 mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneiss |
| 4 feinkörniger, geschieferter Amphibolit | 10 mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneiss mit grobkörnigen (Kalifeldspat-)Plagioklas-Gneiss-Einschaltungen |
| 5 feinkörniger Amphibolit mit Ruschelzonen | |
| 6 fein- bis mittelkörniger Amphibolit mit Epidotfels-Lagen und -Linsen | |

verfolgt werden kann. Daneben finden sich überall kleinere Linsen und Lagen, wobei immer wieder, sowohl im Streichen als auch senkrecht dazu, Übergänge zu allen Varietäten von Gneissen beobachtet werden können. Im Handstück findet man die verschiedensten Typen, von massigen, unregelmäßigen bis zu ausgezeichnet planar orientierten, wobei im Verband mit Gneissen meist auch Amphibolite mit gneissiger Textur vorherrschen.

Das mikroskopische Bild widerspiegelt die Beobachtungen am Handstück: die massigen Typen zeigen ein ungeordnetes Netzwerk von Hornblenden (z. T. mit Biotit), die Zwischenräume werden von Plagioklas und anderen Mineralien (Quarz, Epidot, Titanit, z. T. Granat, Klinopyroxen) ausgefüllt. Bei den gneissigen Typen findet man den gleichen Aufbau, wie er auch bei den fein- bis mittelkörnigen Gneissen beobachtet werden konnte: Hornblendelagen und -linsen im Wechsel mit solchen von Plagioklas, wobei beim starken Überwiegen des Feldspates die Hornblende nur noch in einzelnen orientierten Blättchen vorkommt.

Der Chemismus der Plagioklase ist sehr variabel: An-Gehaltsmessungen am U-Tisch ergeben sowohl im einzelnen Schriff als auch über das ganze Gebiet verteilt eine enorme Variationsbreite (26%–75% An für Einzelmessungen, 32%–68% An für Durchschnittswerte an einem einzelnen Schriff). Oft sind die Einzelindividuen im Zentrum deutlich basischer als am Rand (Unterschiede bis 10% An). Der Übergang ist immer kontinuierlich, Zonen mit scharfen Grenzen sind nicht zu finden.

2.2.4. Ultramafitite

Ultramafitite beschränken sich im untersuchten Gebiet fast nur auf die Zone von Bellinzona-Dàscio. Im Bereich der «Adula» findet sich nur bei San Fedelino eine kleine Linse; sonst konnten E des Pizzo-Paglia-Schlingenkomplexes, in dem FUMASOLI (1974) eine Reihe von Ultramafitit-Linsen aufzählt, keine Ultramafitite mehr gefunden werden. Dies kann als Indiz dafür gelten, dass dieser Komplex nicht bis ins Gebiet P. Sasso Canale–M. Berlinghera hinüberreicht.

Das grösste Vorkommen von Ultramafititen findet sich im Körper, welcher vom Hügel P. 794 NNE Valdongo ostwärts in die Gegend zwischen Sirana und Dàscio verfolgt werden kann. Dort wird er an einem Bruch versetzt und streicht als schmaler Zug N Dàscio bis zum Lago di Mezzola. Kleinere Vorkommen befinden sich am N-Kontakt des Tonalites S Dàscio (Fig. 3; GANSSE, 1967, Fig. 2), in den Rebbergen unterhalb Burano und reine Klinopyroxenfelse im Amphibolitzug NE Peledo. Oft brechen die Gesteine entlang serpentinisierter Flächen, so dass man im ersten Moment an reine Serpentinfelsen denkt. Meistens ist eine Bankung im Dezimeterbereich zu beobachten, doch machen die Gesteine selbst einen massigen Eindruck. Ein primäres Layering konnte in den vielfach äusserst stark tektonisierten Gesteinen nicht gefunden werden.

Auf Grund der mikroskopischen Untersuchungen ergeben sich keine Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung für die verschiedenen Lokaltäten (mit Ausnahme des erwähnten Klinopyroxenfelsen). Es sind z.T. serpentinierte Orthopyroxen-Olivin-Felse und Tremolit-Felse. Beide Typen weisen einen stark variablen Gehalt an anderen Mineralien auf (Serpentin, Talk, Klinopyroxen, Anthophyllit, Chlorit, Magnetit).

— Orthopyroxen-Olivin-Felse: In einem Mosaik von Olivin (Korngrösse bis 1,2 mm) und riesigen (bis 5 mm), poikiloblastischen Orthopyroxenen (vor allem mit Olivin) liegen Nester von Chlorit und oft auch Erz (primäres Mosaik). Manchmal findet sich auch Tremolit dazwischen, und zwar in Einzelindividuen, Nestern oder Lagen. Dieses Mosaik ist meist stark zerbrochen, und zwar mehr oder weniger unabhängig von den ursprünglichen Korn Grenzen. Entlang dieser Bruchflächen hat sich Serpentin mit einer Mittelnah von Erz gebildet (sekundäre Maschenstruktur). Manchmal findet man (zusammen mit dem Serpentin oder allein) auch Talk. Oft liegen entlang

dieser Maschen kleinere (bis 0,5 mm), frische, polygonale Olivinkörner, welche nach der Maschenbildung entstanden sind. In einer weiteren Phase müssen die quer über alles hinweg gewachsenen Tremolitstengel (Länge bis 3 mm) und Chloritblättchen gleichzeitig gebildet worden sein, sprossen doch einmal der Chlorit, das andere Mal der Tremolit durch das andere Mineral hindurch. Selten findet sich auch Anthophyllit als quergewachsene Hornblende.

- Tremolit-Felse: Hier sind die relativen Altersverhältnisse schwieriger zu deuten, doch scheinen auch hier zwei Generationen Tremolit und Chlorit aufzutreten, wobei die erste Generation gleichzeitig mit dem Olivin (dieser ist zerbrochen und serpentiniert), die zweite nach der Maschenbildung kristallisierte. Je grösser der Tremolitgehalt, desto stärker ist eine Einregelung des Tremolites II zu beobachten, doch sind auch dann noch einzelne Individuen später quer gewachsen. Dies ist insbesondere auch bei Kleinfältelung zu beobachten.

2.2.5. Marmore

Marmore und Kalksilikate findet man praktisch immer zusammen, ihre Vorkommen sollen deshalb gemeinsam besprochen werden. Der Paina-Zug kann im Untersuchungsgebiet in kleinen Aufschlüssen von Barro im Val di Livo durch das Tälchen S Alpe la Pianca über Alpe Ruscallo ins Val Vincenzo verfolgt werden, wo das erste durchgehende Profil aufgeschlossen ist (Fig. 4). Eine weitere kontinuierliche Abfolge (Fig. 4), welche schon KOPP (1923) beschrieben hatte,

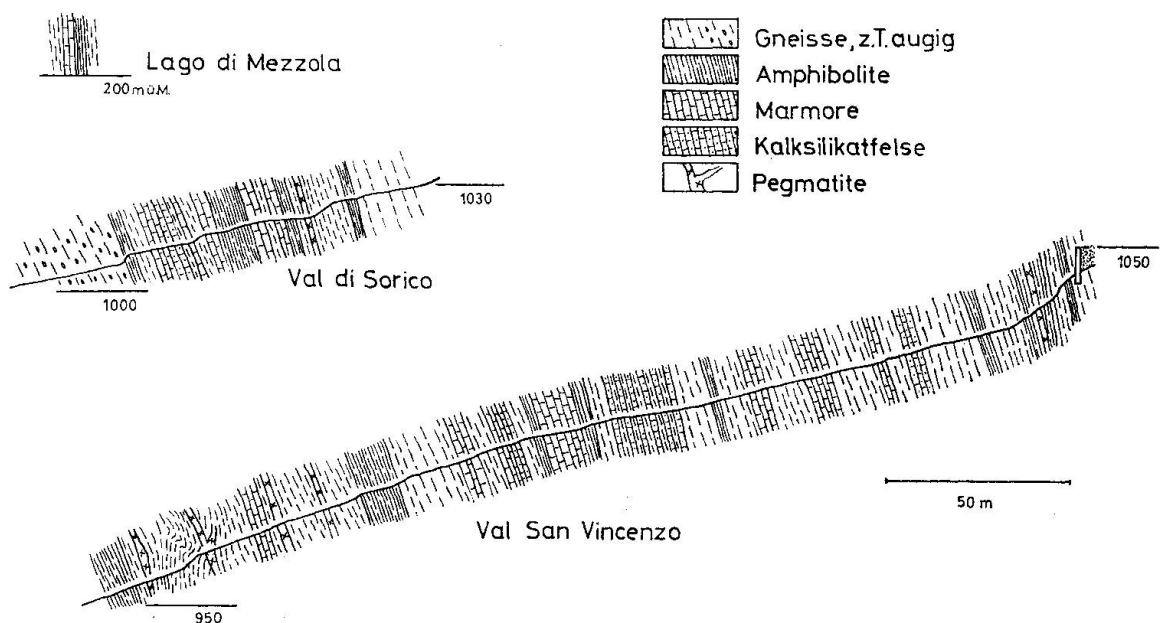


Fig. 4. Profile durch die Karbonat-Serie des Paina-Zuges.

findet sich im Val di Sorico. Im weiteren Verlauf findet sich nur noch der Karbonat-Aufschluss in der kleinen Bucht unterhalb Albonico, wo eine meterbreite Karbonatbank gegen E in den See hinausstreicht. Weitere kleinere Karbonatvorkommen ausserhalb des Paina-Zuges befinden sich N Bugiallo, am Passo Peschiera und ein etwa faustgrosses «Minivorkommen» im Ultramafitit am N-Rand des Tonalites bei Dàscio (Fig. 3).

Die hellen, weissen, dreckig-bräunlich anwitternden Gesteine brechen im Aufschluss meist in Dezimeter- bis 1-m-Bänken, ohne dass aber innerhalb der Bank oder im Handstück eine bevorzugte Orientierung festgestellt werden kann. Die karbonatischen Mineralien bilden ein massiges Gestein, wobei die andern Mineralien (Quarz, Plagioklas, Glimmer, Tremolit, Diopsid, Skapolith, Olivin, Titanit, Apatit, Erz) wahllos dazwischengestreut sind.

2.2.6. Kalksilikate

Im allgemeinen handelt es sich um Gesteine, welche im Verband mit Marmoren, Gneissen und Amphiboliten liegen. Ihre jetzige Zusammensetzung ist vor allem auf die regionale Metamorphose zurückzuführen. Andere Prozesse, insbesondere grössere Stofftransporte, sind wahrscheinlich auszuschliessen, sind doch die Kontakte zu anderen Gesteinen immer scharf ohne grössere Übergangszonen.

Dies gilt allerdings nicht für das Marmorvorkommen auf Passo Peschiera, wo nach der stärksten Deformations- und Kristallisationsphase ein Ausläufer des Novate-Granits in die Karbonate eingedrungen ist und am Kontakt diese Marmore durch Stoffzu- und -wegfuhr in Kalksilikate umgewandelt hat.

Betrachtet man aber die Mineralien, welche am Aufbau dieser beiden genetisch verschiedenen Gesteine (Paina-Zug und Passo Peschiera) beteiligt sind, finden sich weder gefügemässig noch mineralogisch Unterschiede. Es handelt sich vor allem um meist karbonathaltige Tremolit-, Klinopyroxen- und Skapolithfelse mit mehr oder weniger grossem Quarz- und Feldspatanteil.

Einzig die Gesteine vom N-Rand des Tonalites bei Dàscio sind Epidotfelse (in Amphiboliten) und nicht Kalksilikate im Verband mit Marmoren.

Die – je nach dominierendem Mineral – hellen bis grünlichen Gesteine sind meist massig, besonders wenn es sich um monomineralische Varietäten handelt. Nimmt der Glimmer- oder Hornblendegehalt (und damit oft auch der Feldspatgehalt) zu, finden sich eher gerichtete Texturen, wobei alle Übergänge sowohl in mineralogischer als auch in textueller Hinsicht bis zu den Gneissen und Amphiboliten vorkommen.

Aus dem mikroskopischen Bild lässt sich keine Altersabfolge ableiten. Die Mineralien bilden ein unregelmässiges Mosaik, wobei die Korngrösse (sowohl bei einer Mineralart als auch beim Vergleich verschiedener Mineralien) stark variiert.

2.2.7. Graphitschiefer

CATALISANO (1936) weist auf zwei Graphitschiefervorkommen bei A. Ruscallo und S. Bartolomeo hin. Auch Einheimische geben immer wieder Hinweise auf die «mine di grafite» von A. Ruscallo, wo noch in den vierziger Jahren in einem Stollen Graphit abgebaut wurde. Heute ist alles zerfallen, die Alp verlassen und Graphitschieferstücke findet man nur noch im Schutt. Bei S. Bartolomeo wurde überhaupt nichts gefunden, auch konnte niemand irgendeinen Hinweis auf eine ehemalige Abbaustelle geben.

Auf Grund der spärlichen Karbonat- und Gneissaufschlüsse und des ehemaligen Stolleneingangs muss das Vorkommen von A. Ruscallo am südlichen Kontakt des Paina-Zuges zur Zone von Bellinzona-Dàscio liegen. Im Handstück handelt es sich um einen weichen, silberglänzenden Schiefer, aus dem man einzelne Quarzkörnchen und Glimmerblättchen herauslösen kann. Im Dünnschliff zeigen sich in einer schwarzen Masse eingeregelter Linsen und Lagen von Quarz (dieser selbst bildet ein Mosaik), Kalifeldspat, Hellglimmer, Biotit und Erz. Der Hellglimmer zeigt manchmal eine leicht gelblich-bräunliche Färbung. Kalifeldspat und Hellglimmer sind oft erfüllt von feinen Sillimanitnadelchen. Die schwarze Masse selbst konnte im Anschliff als Graphit bestimmt werden, mit den Glimmern zusammen findet sich Hämatit.

Es könnte sich bei solchen Vorkommen, welche an Karbonatzüge (Trias?) gebunden sind, eventuell um Karbon handeln, doch gibt es keine Möglichkeit, dies mit Sicherheit zu bestimmen.

2.2.8. Tonalite

Vom Bergeller-Intrusionskomplex her zieht ein Ausläufer durch das Untersuchungsgebiet, der bis ins untere Val Morobbia verfolgt werden kann («Tonalit-Zug von Melirolo-Sorico», J. WEBER, 1957). Im N dieses Zuges liegen, immer von einem Amphibolitstreifen getrennt, die Gneisse der Zone von Bellinzona-Dàscio (Fig. 3); im S findet man E von Caino die Tonaleserie. Von Caino gegen W reichen die Tonalite bis an die Insubrische Linie und grenzen somit tektonisch an die südalpinen Sedimente des Sasso Pelo (Fig. 1).

Im Aufschluss erscheinen die grün gesprenkelten, oft auch ziemlich hellen Gesteine immer leicht planar texturiert, vor allem Hornblende und Biotit sind eingeregelt. Normalerweise bricht das Gestein jedoch nicht parallel zu dieser Planaren, sondern entlang von Kluftflächen, die meist leicht schief (bis 10°) zur Einregelung stehen. Der Tonalit-Körper ist durchsetzt von konkordanten bis diskordanten Gängen, die manchmal ebenfalls von tonalitischer Zusammensetzung, meist jedoch eher granitisch sind. In einem schmalen Streifen findet man im S des Tonalitzuges zwischen Valle di Livo und Caino den «Augengneiss von S. Antonio» (STAUB, 1916), allerdings ist er entlang der Insubrischen Linie vielfach stark mylonitisiert.

Das Dünnschliffbild wird von einem hypidiomorphen Plagioklasmosaik dominiert. Messungen an Plagioklasen ergaben einen An-Gehalt von 41% bis 54%. Zwischen den Plagioklaskörnern findet sich rundlicher bis lappiger Quarz. Auch Epidot ist oft am Mosaik beteiligt. Um solche Aggregate oder Einzelkristalle ziehen Lagen von Hornblende und Biotit, an welchen ausschliesslich eine bevorzugte Orientierung zu erkennen ist. Die beiden Mineralien sind vielfach stark miteinander verwachsen, oft sind beide chloritisiert.

Die mittel- bis grobkörnigen Gänge im Tonalit sind meist von granitischer Zusammensetzung (Fig. 6). Unter dem Mikroskop zeigt sich ein Mosaik von hypidiomorphen Feldspäten und Quarz mit unregelmässigen Umrissen. Oft ist das Gefügebild leicht porphyrisch.

Bei den «Augengneissen» handelt es sich um Hornblende-Kalifeldspat-Plagioklas-Gneisse, die meist stark laminiert sind und in Linsen Plagioklas-Einzelkristalle oder (Plagioklas-)Quarz-Aggregate enthalten. Der Übergang von der Tonaleserie zum «Augengneiss» ist kontinuierlich. Auch zwischen «Augengneiss» und Tonalit besteht keine scharfe Grenze: die Grösse der Augen nimmt ab und das Gestein wird allmählich gleichkörnig. Dieser Befund deutet auf eine Umformung von Tonaleserie-Gesteinen bei der Intrusion des Tonalites hin, eine solche genetische Interpretation vertreten auch J. WEBER (1957) und FUMASOLI (1974).

2.2.9. Granite

An der E-Spitze des Untersuchungsgebietes liegt die kleine Kapelle von San Fedelino, nach welcher die Italiener den Granit, der auf beiden Seiten des Lago di Mezzola ansteht, benannt haben (PICCOLI, 1962). Während heute auf der Novate-Seite die Steinbrüche noch voll in Betrieb stehen, sind die viel kleineren Anlagen auf der Ostseite, entlang der alten Hauptstrasse («strada regina»), schon lange verlassen. Man findet hier den Granit in kleinen Stöcken, daneben auch in vielen diskordanten und konkordanten Gängen. Wenn auch der Granit ein leicht orientiertes Gefüge aufweist (vor allem an den eingeregelter Glimmern zu erkennen) und sich meist in die allgemeine Gebirgsstruktur eingefügt hat, sind die Kontakte im Detail doch meist diskordant (Fig. 5).

Kontakterscheinungen, abgesehen von grobkörniger Ausbildung am Rand, findet man nur bei der Intrusion in Ultramafitite (Ostseite des Lago di Mezzola; CALLEGARI e MONESE, 1961, und PICCOLI, 1961) und Karbonate (San Giorgio; REPOSSI, 1915/16, und PICCOLI, 1962; Passo Peschiera).

Weit entfernt von diesen Graniten, die allgemein als «Novate-Granit» bezeichnet werden (San Fedelino liegt ganz am Rande des Intrusionsgebietes), finden sich auch in den Gneissen der Zone von Bellinzona-Dàscio und im Gebiet der «Adula» kleine, ganz lokale Granitaufschlüsse, meist konkordant eingelagert, manchmal ein wenig ins Nebengestein ausstrahlend. Diese Gesteine lassen sich

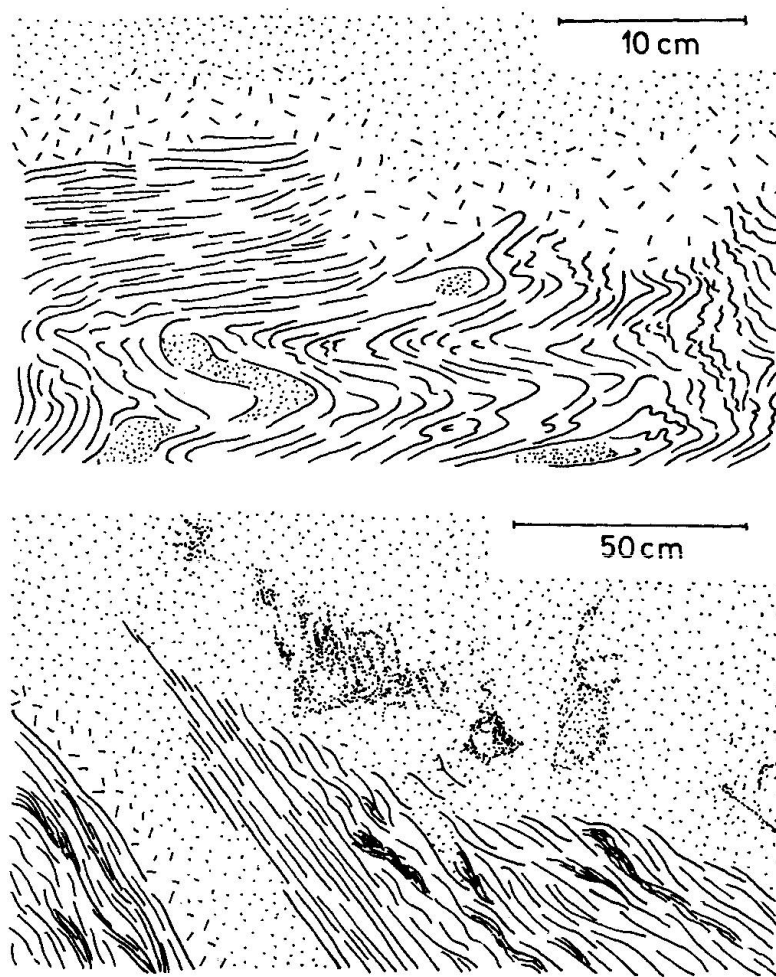


Fig. 5. Kontakte Plagioklas-Kalifeldspat-Gneisse – Novate-Granit am Monte Peschiera

weder im Handstück noch im Dünnschliff von den eindeutigen Novate-Graniten unterscheiden. Dass es sich um Apophysen der Novate-Intrusion handelt, scheint auf Grund der Feldbefunde wenig wahrscheinlich; eher könnte man diese Granite als lokale Aufschmelzungen ohne grossen Intrusionsweg deuten.

Das mikroskopische Bild ist für beide Varietäten (Novate-Granit und lokale Granite) das gleiche. Es zeigt ein Mosaik von hypidiomorphen Feldspäten und unregelmässig begrenztem Quarz. Dazwischen findet man schlecht eingeregelter Glimmer in Einzelblättchen und Paketen, manchmal sind auch Granatkörner eingestreut. Die mineralogische Zusammensetzung, insbesondere auch das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis, schwankt stark. Der Mittelwert liegt ungefähr bei Quarz : Kalifeldspat : Plagioklas = 1 : 1 : 1, also im Granitfeld, dies im Gegensatz zu CALLEGARI e MONESE (1961) und MOTICSKA (1970), deren Durchschnittswerte im Granodioritfeld liegen (Fig. 6). Es wäre zu prüfen, ob eventuell eine Kalifeldspat-reichere Randfazies und eine Plagioklas-reichere Kernfazies des Novate-Granits existiert, da das Zentrum des Intrusionskörpers irgendwo unter dem unteren Val Godera liegen muss. Dass im weiteren sehr viele Granite

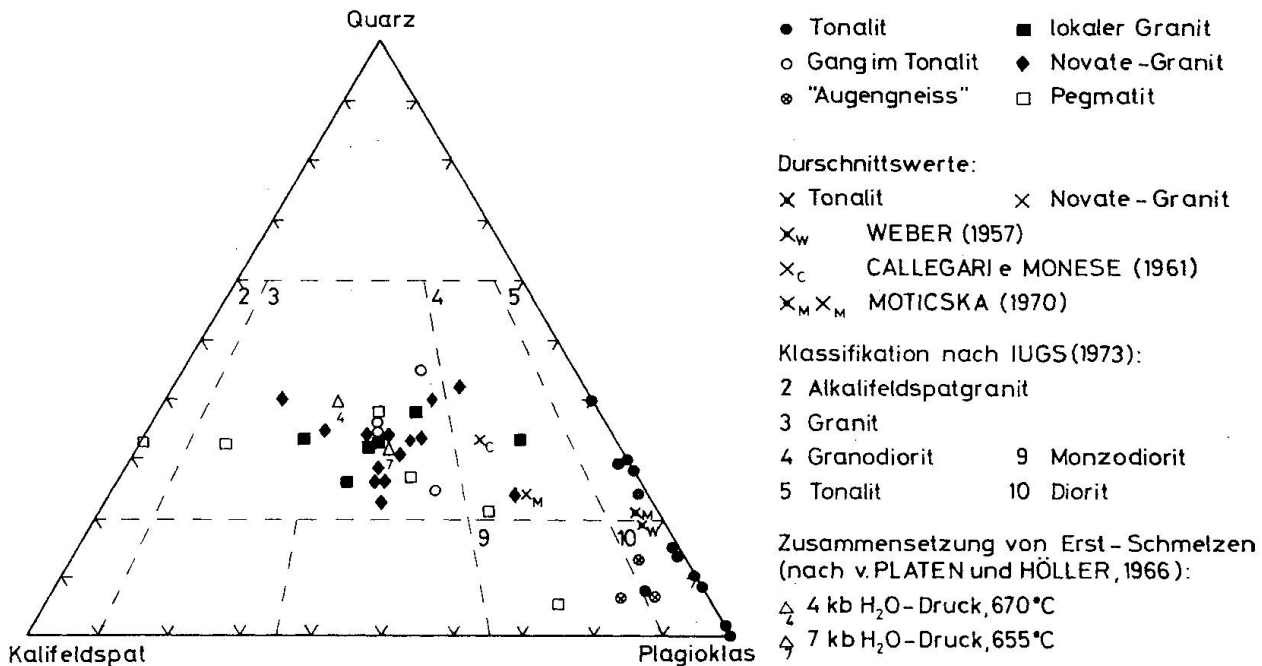


Fig. 6. Die Intrusiva im Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas-Diagramm.

auf der Verbindungslinie der eutektischen Punkte einer Schmelze mit $Ab/An = 2,9$ bei 4000 bar und 7000 bar (v. PLATEN und HÖLLER, 1966) liegen (Fig. 6), kann darauf hindeuten, dass die vorliegenden Granite eine fast eutektische Zusammensetzung haben.

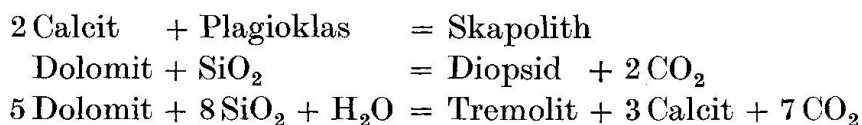
Kontakterscheinungen am Passo Peschiera

Während der Intrusion des Novate-Granites ist es zu einer randlichen Umwandlung der Marmore am Passo Peschiera gekommen, wobei sich folgende Abfolge beobachten lässt:

1. Novate-Granit.
2. Plagioklas-Fels.
3. Monomineralische Gesteine wie Skapolith-, Diopsid-, Tremolit-Felse und Calcit-Quarz-Plagioklas-Skapolith-Diopsid-Tremolit-Felse.
4. Calcit-Klinopyroxen-Tremolit-Felse und Dolomit-(Orthopyroxen-)Klinopyroxen-Tremolit-Felse.
5. Tremolit-(Calcit-)Dolomit-Marmore.
6. Calcit- und Dolomit-Marmore.

Dass es sich bei so vielen monomineralischen Gesteinen um Metasomatoseerscheinungen (ähnlich wie bei den Ultramafiten von Novate; CALLEGARI e MONESE, 1961) und nicht um eine einfache Kontaktmetamorphose handelt, darf mit Sicherheit angenommen werden.

Die Bildung dieser Phasen kann mit folgenden möglichen Reaktionen erklärt werden (Kalifeldspat wird der Einfachheit halber nicht berücksichtigt):



Im Marmor wären also vor allem SiO_2 und H_2O zugeführt und CO_2 weggeführt worden. Bei der Bildung von Tremolit und Diopsid wäre der Quarz aufgebraucht worden, am Granitrand hätte sich eine Quarz-arme Zone von Plagioklas-Fels gebildet, der mit Calcit zusammen zu Skapolith reagierte. Ein Gleichgewicht im Kontaktbereich ist wahrscheinlich dabei nicht erreicht worden.

2.2.10. Pegmatite

Sowohl in der Zone von Bellinzona-Dàscio als auch im Gebiet der «Adula» finden sich weit verbreitet Pegmatite als letzte, spät- bis postkinematische Intrusivphase. Während die spätkinematischen Pegmatite meist mehr oder weniger konkordant im allgemeinen Gesteinsverband liegen und oft eine leichte Verschieferung und/oder Verfaltung aufweisen, schiessen die letzten Gänge meist quer (mehr oder weniger senkrecht zur regionalen Faltenachse, d. h. in ac-Klüften) mit scharfen Grenzen durch das Nebengestein. Mineralogisch ergibt sich vor allem für das Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis eine enorme Variationsbreite, wobei auch der Quarzgehalt noch stark streuen kann (Fig. 6).

2.2.11. Anorthitgehalt von Plagioklas

An-Gehaltsmessungen an Plagioklasen durchgeführt nach der Methode von REINHARD (1931) und ausgewertet mit der Bestimmungstafel IX aus BURRI, PARKER und WENK (1967) führten zu folgenden Ergebnissen (vgl. Fig. 7):

1. Amphibolite (ohne Klinopyroxen-Amphibolite): Der An-Gehalt schwankt zwischen 26% und 68%, der Maximalwert zwischen 42% und 68%, der Mittelwert zwischen 32% und 60%.

Diese Werte passen ausgezeichnet in das regionale Muster (WENK und KELLER, 1969, Tafel I und II). Das Gebiet liegt im Bereich der Andesin- bis Labradorit-Amphibolite, also im Bereich der höheren Amphibolitfazies-Metamorphose. Ein merklicher Unterschied zwischen Quarz-, Epidot-, Biotit- und nebenmengteilmarmen Amphiboliten ist nicht festzustellen, alle An-Gehalte dieser Gesteine bewegen sich im gleichen Rahmen.

2. Bei den Klinopyroxen-Amphiboliten ist auch ohne benachbarte Kalksilikate eine Tendenz zu höheren An-Werten als bei den andern Amphiboliten festzustellen.

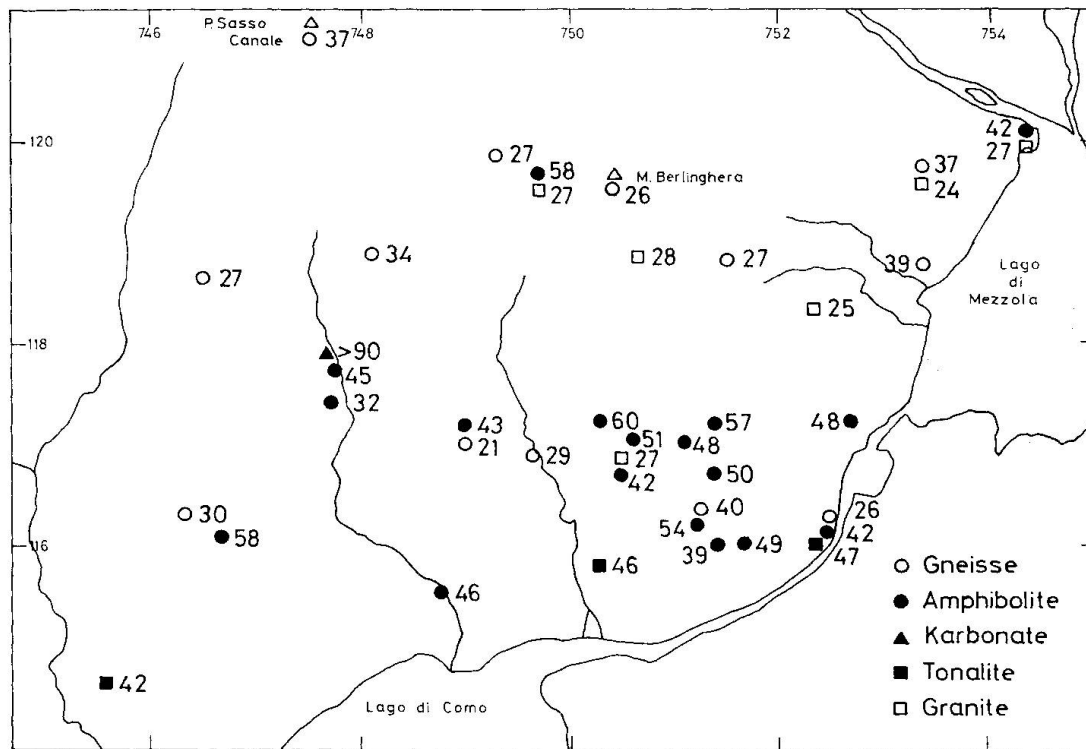


Fig. 7. Regionale Variation des An-Gehaltes von Plagioklasen (Mittelwert).

3. Die Streuung der Mittelwerte innerhalb einer Gesteinsgruppe bewegt sich innerhalb gewisser Grenzen, der An-Gehalt ist stark vom Pauschalchemismus abhängig:

Gneisse	21–40%
Amphibolite	32–60%
Karbonate	> 90%
Tonalite	42–47%
Granite	24–28%

Die An-Werte für Intrusiva (vor allem für Granite, weniger für Tonalite) variieren in einem sehr engen Bereich. Dies kann als Hinweis dafür gelten, dass nur in den sauersten Gneissen die kritische Temperatur für erste Schmelzvorgänge erreicht wurde, welche zur Bildung der Granite (sowohl der lokalen Granite als auch des Novate-Granits) führte (VON PLATEN, 1965).

2.3. Gesteine an der Insubrischen Linie

Auch wenn die Gesteine, welche in diesem Abschnitt besprochen werden, grosstektonisch zum Bereich der Zentralalpen gehören (sie liegen alle N der Insubrischen Linie), rechtfertigt sich doch eine gesonderte Behandlung, da ihre

Genese eng mit der Entstehung der Insubrischen Linie verknüpft ist. Vor allem das Gefüge dieser Gesteine wird nicht durch die regionale Metamorphose oder die damit verbundenen Intrusionen bestimmt, sondern ist ein Abbild von Deformationen, bedingt durch Bewegungen an der Insubrischen Linie.

Als Produkte dieser Prozesse finden sich einerseits Blastomylonite, wenn die Gesteine noch von der alpinen Metamorphose erfasst wurden (Tonaleserie), andererseits nicht rekristallisierte Mylonite, die nach der alpinen Metamorphose entstanden sind.

2.3.1. Tonaleserie

CORNELIUS und FURLANI-CORNELIUS (1930) bezeichnen als «Tonaleserie» die N der Insubrischen Linie liegende Schiefer-Gneiss-Serie mit Marmoren, umgewandelten basischen Eruptiva und Pegmatiten. Diese Serie findet man im Untersuchungsgebiet in einem bis 400 m breiten Streifen zwischen Tonalit und Insubrischer Linie (Fig. 8). Sie keilt bei Caino aus, da von dort gegen W der Tonalit direkt an die Insubrische Linie grenzt.

Die Serie wird vor allem von z. T. sehr quarzreichen, schieferigen Gneissen und Glimmerschiefern aufgebaut, in welche zahlreiche Lagen von schieferigen Amphiboliten eingelagert sind. Karbonatführende Gesteine oder Marmore finden sich nur selten. Pegmatite konzentrieren sich vor allem auf den N-Rand, den Kontakt zum «Augengneiss».

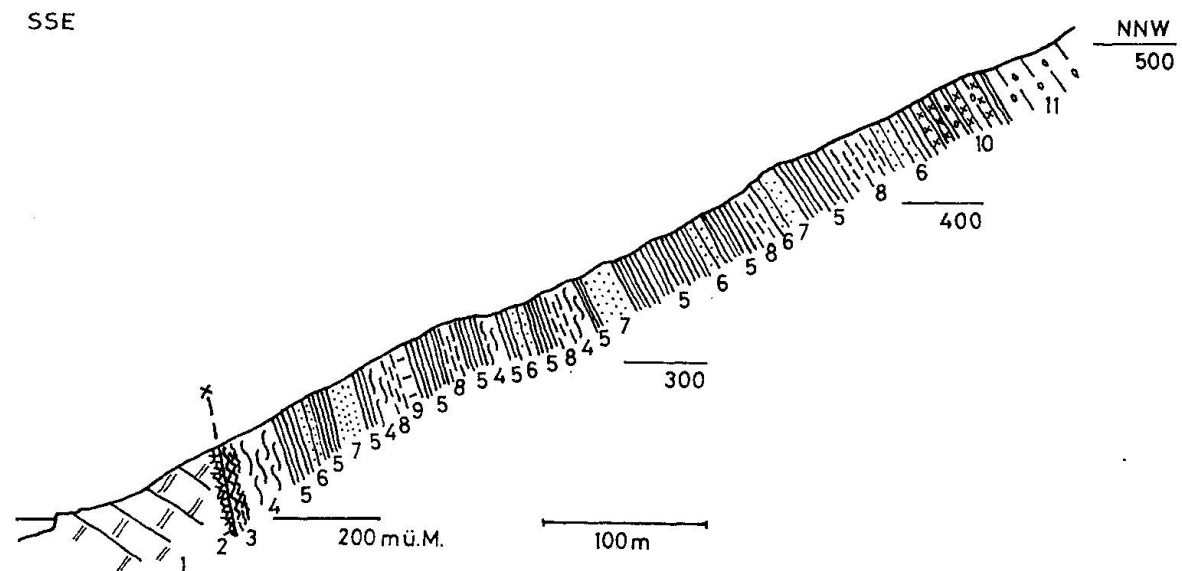


Fig. 8. Profil durch die Tonaleserie bei Creto.

- | | |
|--------------------------------|--|
| 1 Dolomit | 7 schieferiger Quarzit |
| 2 zerbrochener Dolomit | 8 schieferiger Amphibolit |
| 3 Mylonit | 9 Marmor |
| 4 glimmerreiche Ruschelzone | 10 Glimmerschiefer mit konkordanten Pegmatiten und Feldspatäugen |
| 5 Glimmerschiefer | 11 «Augengneiss» |
| 6 quarzreicher Glimmerschiefer | |

Im S-Teil durchschwärmen eine Reihe glimmer- und chloritreicher Ruschelzonen, die mit Bewegungen an der Insubrischen Linie in Zusammenhang stehen, die Serie. Im allgemeinen kann eine Zunahme des Chloritgehaltes von N nach S festgestellt werden.

Die Tonaleserie wird als breiter Streifen prämetamorpher Mylonite gedeutet, welche während der alpinen Metamorphose neu kristallisiert sind, wobei ihr ursprüngliches Gefüge aber nur teilweise überprägt wurde (Blastomylonite). Diese Mylonit-Zone bildete sich durch Bewegungen im Bereich der zukünftigen Insubrischen Linie. Nach der Metamorphose und der Tonalitintrusion beschränkte sich dann der Deformationsbereich auf einen viel engeren Streifen entlang der Linie, wobei sowohl die Tonaleserie als auch die an die Linie grenzenden Tonalite mylonitisiert wurden.

Diese genetische Interpretation der Tonaleserie deckt sich mit neueren genetischen Deutungen der Scisti di Fobello e Rimella (ISLER und ZINGG, 1974) und deren Fortsetzung ins Gebiet der Valle d'Ossola (südliche Phyllonitzzone von REINHARDT, 1966) als deformierte Zone N der Insubrischen Linie im W des Lago Maggiore. Diesen Verlauf der tektonischen Zonen und der Insubrischen Linie («distacco tectonico») hat schon REPOSSI (1915/16) angedeutet.

2.3.2. Mylonite

Die Insubrische Linie wird im N von einer schmalen Zone (5–50 m breit) stark deformierter Gesteine begleitet (Tonalite; Gneisse, Glimmerschiefer und Amphibolite der Tonaleserie). Oft ist in diesen Gesteinen noch ein Restbestand der ursprünglichen Mineralien zusammen mit viel Chlorit und Serizit zu erkennen, vielfach sind nur noch einzelne Quarzkörner in einer extrem linsig laminierten Grundmasse zu beobachten. Unmittelbar an der Linie selbst findet man manchmal von S her eingespiesste Dolomitfetzen, auch diese sind mylonitisiert.

Die Mylonitisierung nimmt gegen die Insubrische Linie hin zu, und es lässt sich eine gewisse Abfolge im «Verschwinden» der Mineralien feststellen:

- Biotit wird sofort chloritisiert, Reste sind äusserst selten.
- Hellglimmer überlebt den Biotit, wird aber vielfach zu Serizit zerrieben.
- Hornblende findet sich oft noch in einzelnen Individuen, die aber randlich chloritisiert sind.
- Epidot-Körner sind sehr resistent, sie zeigen noch ihre ursprüngliche Form. Sie werden erst mit den letzten Feldspäten zerstört.
- Dolomit wird randlich zerrieben, die Restkörner (ursprünglich Kern eines Korns) zeigen unregelmässige Formen.
- Feldspäte werden sehr schnell serizitisiert, ihre oft linsig verformten Umrisse verschwinden aber erst nach den mafischen Mineralien.
- Quarz ist das resistenteste Mineral. Oft bilden geplattete Mineralien Linsen

und Lagen. Auch in Gesteinen mit über 90% feiner Matrix (Ultramylonite) finden sich immer noch länglich-rundliche Körner oder schmale linsige Aggregate.

Die Gesteine zeigen nicht die geringste Spur von Rekristallisation. Sie müssen also nach dem Höhepunkt der alpinen Metamorphose (welche ja die Tonaleserie miterfasst hat) entstanden sein, allerdings mussten Druck und Temperatur noch genügend hoch gewesen sein, so dass Mylonite (Festgesteine) und nicht loses Gesteinsmehl entstanden.

Nur entlang der Insubrischen Linie findet man zwischen Myloniten im N und Dolomit-Breccien im S einen ungefähr 5 cm breiten Streifen von total zertrümmertem, feinem Gesteinsmehl. Diese letzte Zerstörungsphase ist unter weitaus niedrigeren p-T-Bedingungen abgelaufen als die Mylonitisierung.

2.4. Südalpen

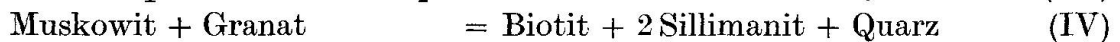
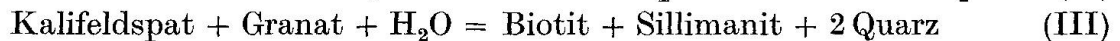
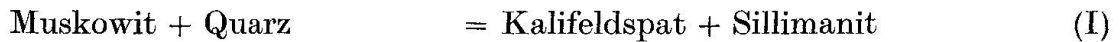
Zwischen Insubrischer Linie, Valle di Livo und Comersee liegt ein kleiner Fleck von südalpinem Grundgebirge mit daraufliegenden, nicht metamorphen, mesozoischen Sedimenten.

Der Kristallinanteil wird von FUMASOLI (1974) zur Domaso-Cortafo-Serie gezählt. Es handelt sich vor allem um fein- bis mittelkörnige, oft schiefrige (Hornblende-)Biotit-Plagioklas-Gneisse und fein- bis mittelkörnige, manchmal lagige Amphibolite. Im Kontakt zu den Sedimenten werden die Gesteine intensiv verschiefert und der Amphibolitanteil geht stark zurück. Diese Schieferlage ist immer an den Kontakt gebunden und sehr geringmächtig; es könnte sich um einen ehemals (vormesozoisch) verwitterten und nachher wegen seiner unmittelbaren Nähe zur Insubrischen Linie wieder verschieferten Teil des Kristallins handeln. (Das Kristallin selbst und die daraufliegenden Dolomite reagierten weniger stark auf diese Deformation.) Für petrographische Detailbeschreibungen sei auf FUMASOLI (1974) verwiesen.

Von den südalpinen Sedimenten, welche anderorts (A. Giggio: KNOBLAUCH, 1936; Sasso Pelo: FUMASOLI, 1974; Schlucht von Dubino: LARDELLI, in Vorbereitung) in mehr oder weniger vollständigen Perm-Trias-Profilen aufgeschlossen sind, findet sich im Ausläufer des Sasso Pelo ins Untersuchungsgebiet nur eine Masse blonder bis mittelgrauer Dolomite. Es sind massige, im Meterbereich gebankte Gesteine ohne erkennbare Schichtung. Gegen die Insubrische Linie zu werden diese Dolomite immer stärker zerbrochen. An der Linie selbst findet man lose Dolomitbreccien mit Komponenten von Millimeter- bis 1-cm-Grösse. Stärkere Deformation (Mylonitisierung) ist nur in den in die Mylonite eingespiessten Dolomitfetzen, nicht aber an den eindeutig südlich der Bruchfläche liegenden Gesteinen festzustellen.

kann man sich auf das Dreieck Al_2O_3 - KAlO_2 - FeO beschränken, für die Darstellung von Biotit und Granat wurde nach TRÖGER (1967) ein Mg/Fe -Verhältnis von 30 : 70 gewählt.

Betrachtet man die Paragenesen (1), (5), (6) und (8) (Fig. 10), lassen sich folgende Reaktionen ableiten (Quarz und H_2O immer vorhanden):



wobei es sich bei Reaktion (IV) um eine Kombination der Reaktionen (II) und (III) handelt (Fig. 10). Diese Reaktionen, (I) eher selten, (IV) ziemlich häufig, können auch im Dünnschliff beobachtet werden. Die Verwachsung von Biotit und Sillimanit dominiert stark gegenüber Kalifeldspat und Sillimanit.

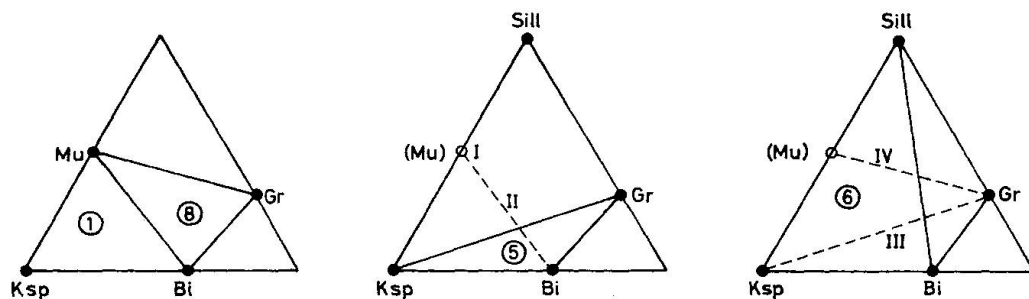


Fig. 10. Paragenesen und Reaktionen im Al_2O_3 - KAlO_2 - FeO -Diagramm (Erklärung im Text).

Bi = Biotit, Gr = Granat, Ksp = Kalifeldspat, Mu = Muskowit, Sill = Sillimanit

Experimentell wurde Reaktion (IV) nicht untersucht, ein Vergleich solcher Ergebnisse mit Feldbefunden wäre auch sehr problematisch (Berücksichtigung des CaO -Gehalts des Granates würde sofort zur Erweiterung des Modellsystems um 2 Komponenten [CaO und Na_2O] führen, da als CaO -Phase auch Plagioklas hinzugefügt werden müsste). Die Ergebnisse der experimentellen Untersuchung von Reaktion (I) (EVANS, 1965; ALTHAUS et al., 1970) ergeben, in Kombination mit folgenden Daten, eine erste Angabe über die p-T-Bedingungen (Fig. 11):

- Die Reaktion Staurolith + Muskowit + Quarz = Al_2SiO_5 + Biotit + H_2O (HOSCHEK, 1968, 1969) ist vollständig abgelaufen, was der Hochtemperatur-Seite in Fig. 11 entspricht.
- Die Linie der Bildung von Erstschnmelzen mit $\text{An}/\text{Ab} = 2,9$ von VON PLATEN und HÖLLER (1966) ist überschritten worden. Vollständige Aufschmelzung ist allerdings nicht erreicht worden, der Bereich des «anatektischen Endzustandes» ist – wenn überhaupt – nur unwesentlich überschritten worden.
- Als Aluminium-Silikat findet sich nur Sillimanit, nie Andalusit oder Disthen. Wählt man die Grenze Andalusit/Sillimanit von RICHARDSON, GILBERT and

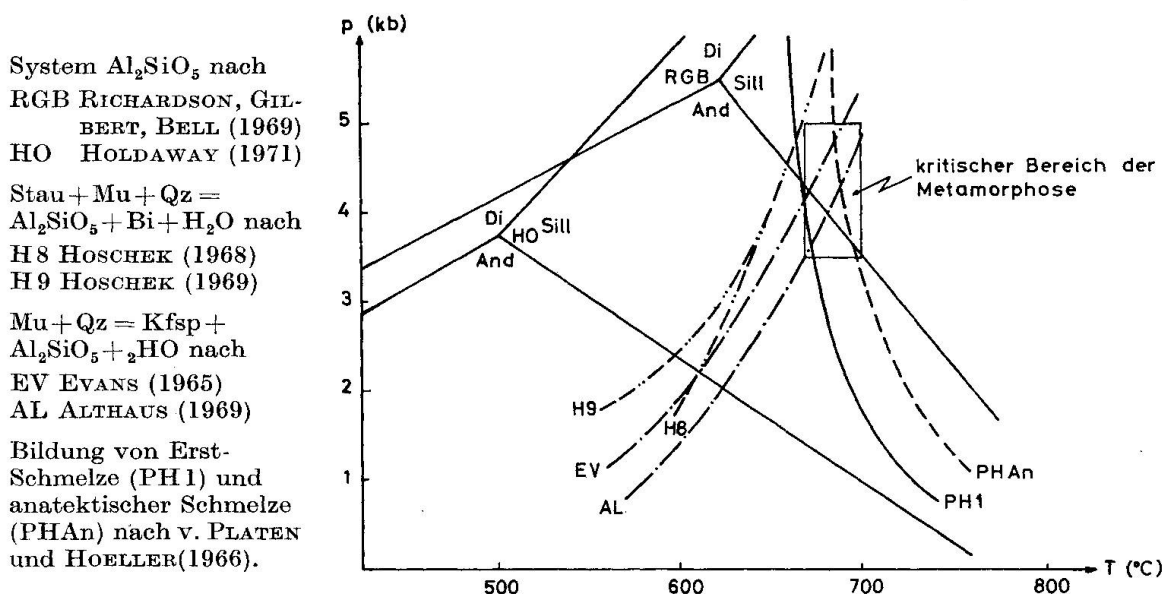


Fig. 11. Reaktionen in pelitischen Gesteinen im p-T-Diagramm.

BELL (1969), müsste die Kombination der Kurve von Reaktion (I) (EVANS, 1965; vor allem aber ALTHAUS et al., 1970) mit der Kurve der Bildung der Erstschnmelze (VON PLATEN und HÖLLER, 1970) zur Bildung von Andalusit führen. Nimmt man die Ergebnisse von HOLDAWAY (1971), wo die Grenze Andalusit/Sillimanit für gleiche Temperaturen bei viel niedrigeren Drucken verläuft, erhält man Sillimanit (Fibrolith wird dabei allerdings nicht berücksichtigt).

Unter Berücksichtigung dieser Unsicherheiten ergeben sich aus den obigen Vergleichen für die pelitischen Gesteine folgende Metamorphosebedingungen (Fig. 11):

$$p = 3500 \text{ bar bis } 5000 \text{ bar}$$

$$T = 670^\circ \text{ C bis } 700^\circ \text{ C}$$

Da die An/Ab-Werte zum Teil höher liegen als VON PLATEN und HÖLLER (1966) angeben, lassen sich auch noch Annahmen für leicht höhere Temperaturen gut vertreten.

3.2. Ultramafitite

Aus den mikroskopischen Untersuchungen können folgende Punkte festgehalten werden:

- Neubildung von Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen, Tremolit, Anthophyllit, Chlorit und Erz während der Kulmination der alpinen Metamorphose.
- Neubildung von Tremolit und Chlorit nach dem Überschreiten des Höhepunktes der Metamorphose.

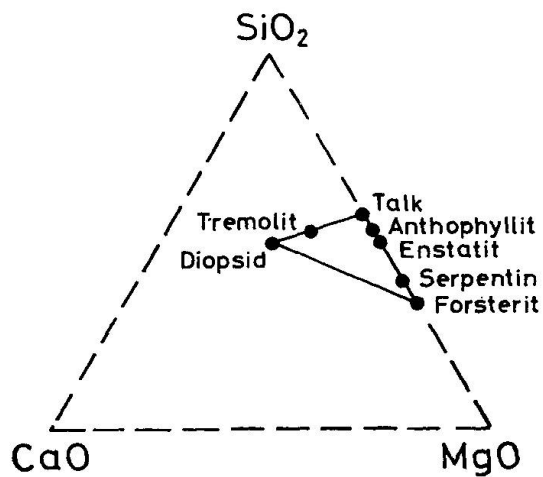


Fig. 12. Das System $\text{SiO}_2\text{-CaO-MgO-H}_2\text{O}$: Projektion von H_2O aus auf die $\text{SiO}_2\text{-MgO-CaO}$ -Ebene und die darin auftretenden Phasen.

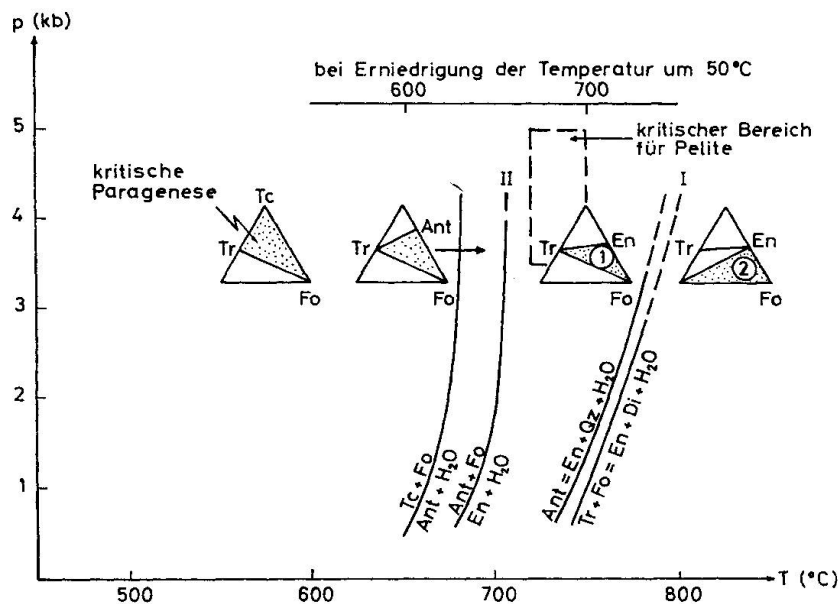
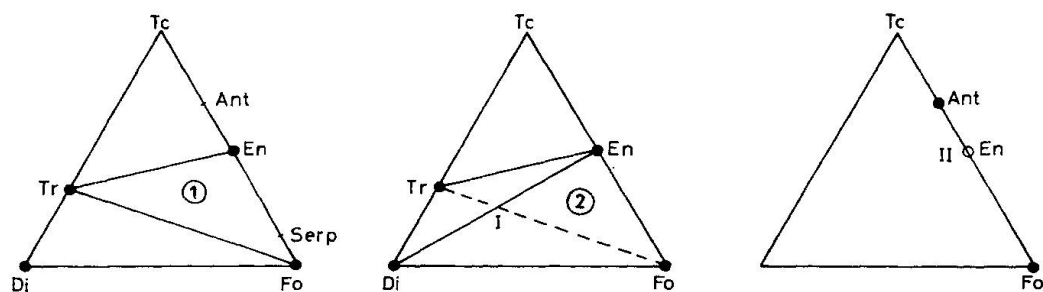


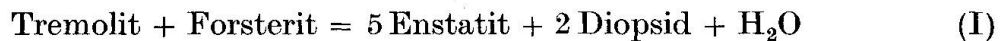
Fig. 13. Paragenesen und Reaktionen im Talk-Diopsid-Forsterit-Diagramm und im p-T-Diagramm (Erklärung im Text).

Ant = Anthophyllit, Di = Diopsid, En = Enstatit, Fo = Forsterit, Serp = Serpentin, Tc = Talk, Tr = Tremolit.

Im Teilsystem $\text{MgO-CaO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (Fig. 12) (EVANS and TROMMSDORFF, 1970) können folgende Paragenesen als kritisch zur Bestimmung des höchsten Metamorphosegrades betrachtet werden (Fig. 13):



wobei zwischen (1) und (2) folgende Reaktion abläuft:



Paragenesen mit Anthophyllit können nicht zur Beurteilung herangezogen werden, da in den betreffenden Gesteinen die Reaktion



unter Neubildung von Anthophyllit und Olivin eingefroren ist (Abbau von altem Enstatit).

Für die Paragenesen (1) und (2) ergeben sich im genannten Teilsystem bei Drucken um 4000 bar Temperaturen von über 750 °C (Fig. 13), wobei die Grenze der Diopsid-Bildung nur wenig überschritten worden sein dürfte, da die Bildung von Diopsid eher selten ist.

Verglichen mit den Gneissen, ergeben sich in diesem Modellsystem also bedeutend höhere Temperaturen. Es müssen jedoch folgende Punkte noch berücksichtigt werden:

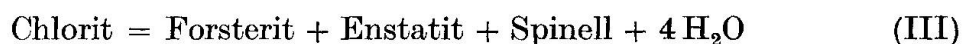
— Verhältnis $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$: Dass eine CO_2 -haltige Gasphase vorhanden war, ergibt sich durch den Karbonateinschluss in der Linse vom Tonalit-Nordrand bei Dàscio. Auf Grund mineralogischer Vergleiche dürfen die Metamorphose-Bedingungen der Ultramafitit-Vorkommen als ähnlich angenommen werden.

Eine Erniedrigung der Umwandlungstemperatur von Reaktion (II) um 30° C bedingt einen CO_2 -Anteil in der Gasphase von über 50% (GREENWOOD, 1967 a). Teilweise muss deshalb mit recht hohen CO_2 -Partialdrucken gerechnet werden.

— Einfluss von FeO und MnO: Die Kurven (Fig. 13) wurden für das reine System $\text{MgO-CaO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ bestimmt. Die Substitution von MgO durch FeO und MnO (ausgedrückt durch eine Änderung der H_2O -Aktivität) ergibt bei konstantem Druck eine Erniedrigung der Gleichgewichtstemperatur. Die Reduktion dürfte sich je nach Reaktion für ungefähr 10% FeO + MnO im Rahmen von 10° C bis 50° C bewegen. Auf Grund dieser beiden Erweiterungen des Systems kann eine Verschiebung der Gleichgewichtskurven um ungefähr 50° C zu niedrigeren Temperaturen unbedingt vertreten werden (Fig. 13).

Als weiteres Teilsystem kann das System $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (FAWCETT and YODER, 1966) herangezogen werden, wobei als neue Phase Chlorit hinzu-

kommt, welche in den untersuchten Gesteinen in der Paragenese Olivin-Orthopyroxen-Chlorit auftritt. Es sei aber bemerkt, dass mit dieser Paragenese immer Magnetit vorkommt, allerdings nicht dem betrachteten Teilsystem zugehörig. Grüner Spinell, wie er N und W des Untersuchungsgebietes auftritt (SCHMUTZ, 1974; TROMMSDORFF and EVANS, 1974), wurde nicht gefunden. Die Umwandlungstemperatur der Reaktion



wurde also knapp nicht erreicht. Chlorit tritt allerdings meist als sehr späte Bildung auf, eine Bestimmung des stärksten Metamorphosegrades ist daher auf Grund dieser Beurteilung wahrscheinlich nicht möglich. Aus den Experimenten von FAWCETT and YODER (1966) ergibt sich für Reaktion (III) im reinen System bei 4000 bar eine Umwandlungstemperatur von 780° C. Aus den schon diskutierten Gründen (CO₂-Partialdruck; FeO-MnO-Anteil; vgl. TROMMSDORFF and EVANS, 1969) ist jedoch auch in diesem Fall mit einer beträchtlichen Reduktion der kontinuierlichen Reaktion mit Chlorit und Spinell in veränderlicher Zusammensetzung (TROMMSDORFF and EVANS, 1974) zu rechnen. Temperaturen um 700° C sind auch in diesem Teilsystem zu erwarten.

3.3. Karbonate

Ein Vergleich der Al₂O₃-freien Paragenesen mit denjenigen von TROMMSDORFF (1966) ergibt folgende kritische Vergesellschaftungen (Fig. 14):

Diopsid – Quarz – Calcit (3 a)

Diopsid – Tremolit – Calcit (3 b)

Forsterit – Calcit – Dolomit (4 a)

(Nummern nach TROMMSDORFF, 1966)

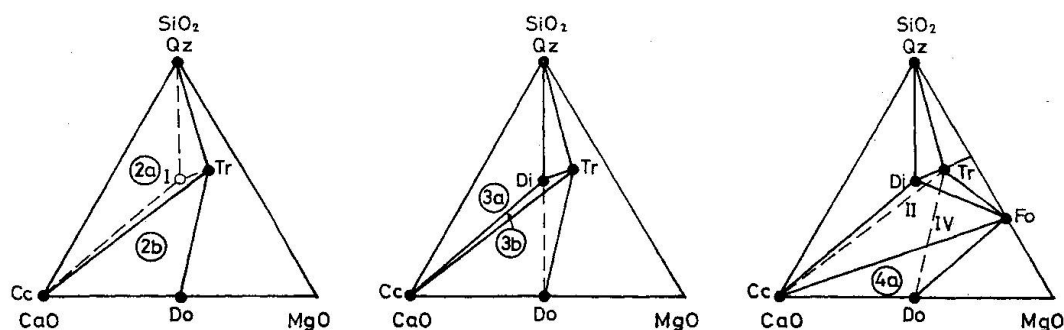


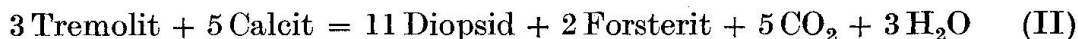
Fig. 14. Paragenesen und Reaktionen im SiO₂-CaO-MgO-Diagramm (nach TROMMSDORFF, 1966).

Cc = Calcit, Di = Diopsid, Do = Dolomit, Fo = Forsterit, Qz = Quarz, Tr = Tremolit.

Die Entstehung des Diopsids lässt sich mit der Reaktion



erklären (Maximum im T - x_{CO_2} -Diagramm bei $x_{\text{CO}_2} = 0,75$) (Fig. 15). Bei diesem Gasgemisch erhält METZ (1966) eine Umwandlungstemperatur von 540°C bei 1000 bar Gesamtdruck, SKIPPEN (1971) 540°C bei 2000 bar. Nimmt man eine Erhöhung der Temperatur um 40°C pro 1000 bar an (genereller Vergleich von METZ und TROMMSDORFF, 1968, und SKIPPEN, 1971), erhält man als Minimaltemperatur für den vollständigen Ablauf von Reaktion (I) bei 4000 bar 660°C bzw. 620°C . Die Paragenese Diopsid-Tremolit-Calcit (3b) ist stabil, bis die Umwandlungstemperatur der Reaktion



erreicht ist (Fig. 15). Nach SKIPPEN (1971) geschieht dies für $x_{\text{CO}_2} = 0,75$ und Gesamtdruck = 2000 bar bei 610°C (extrapoliert für $x_{\text{CO}_2} = 0,75$, Gesamtdruck = 4000 bar bei 690°C).

Da keine Paragenese mit Diopsid + Forsterit beobachtet wurde, muss dieser Temperaturwert als Maximaltemperatur betrachtet werden.

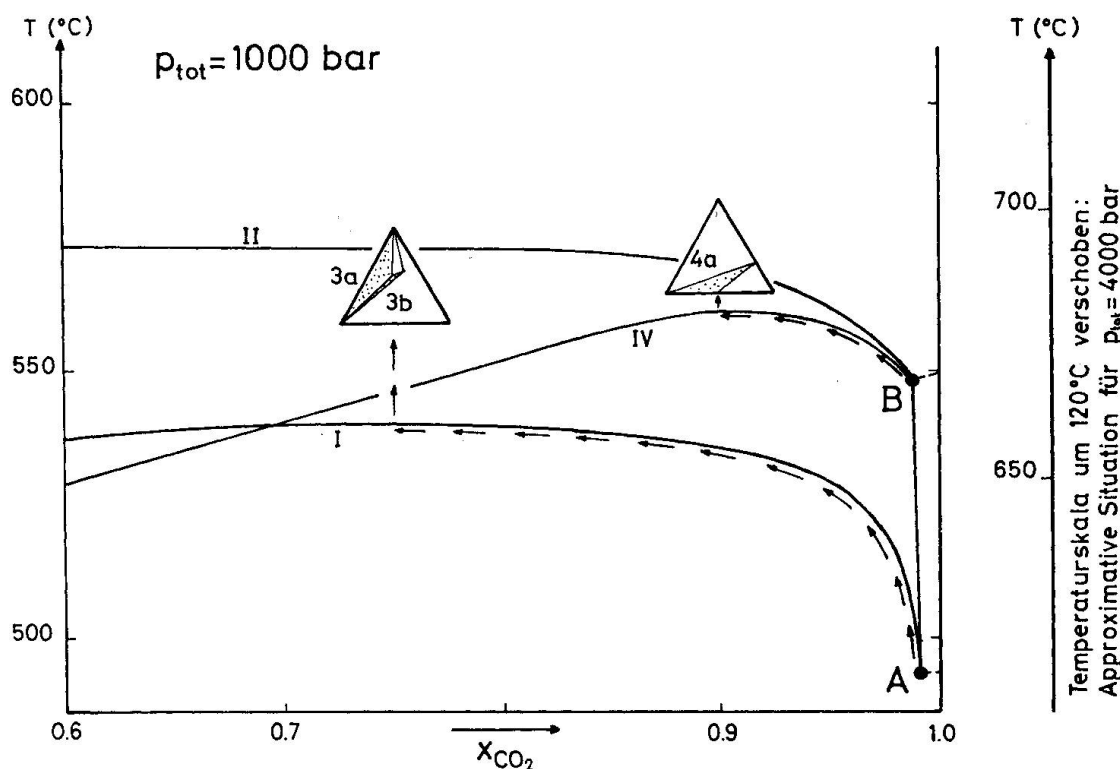
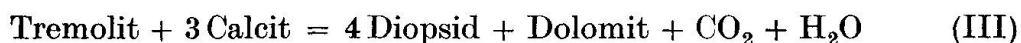


Fig. 15. Reaktionen im System SiO_2 - CaO - MgO - CO_2 - H_2O , dargestellt im T - x_{CO_2} -Diagramm (nach METZ und TROMMSDORFF, 1968, und SKIPPEN, 1971).

Isobar invariante Punkte: A: Quarz, Calcit, Dolomit, Tremolit, Diopsid.

B: Calcit, Dolomit, Tremolit, Diopsid, Forsterit.

Für die Entstehung der Paragenese Forsterit-Calcit-Dolomit (4a) kann der invariante Punkt A (Fig. 15) als Ausgangspunkt genommen werden. Nach vollständigem Ablauf der Reaktion



wurde der invariante Punkt B erreicht, worauf der weitere Metamorphoseverlauf durch die Reaktion



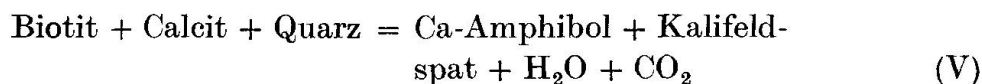
(Maximum bei $x_{\text{CO}_2} = 0,9$) bestimmt wurde. In den vorliegenden Gesteinen ist diese Reaktion eingefroren, so dass sich für $x_{\text{CO}_2} = 0,9$ folgende Maximalwerte ergeben:

660° C (extrapoliert für 4000 bar nach SKIPPEN, 1971),

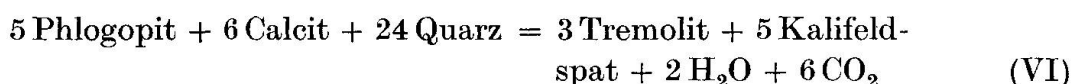
670° C (extrapoliert für 4000 bar nach METZ und TROMMSDORFF, 1968).

Ein weiteres Indiz für hohen CO_2 -Partialdruck gibt die Paragenese Calcit-Quarz, d.h. die Reaktion $\text{Calcit} + \text{Quarz} = \text{Wollastonit} + \text{CO}_2$ ist nicht abgelaufen, denn sie läuft bei einem Gesamtdruck von 4000 bar und Temperaturen unter 700° C nur bei einem $x_{\text{CO}_2} < 0,5$ ab (extrapoliert nach GREENWOOD, 1967b).

Aus den Kalksilikatparagenesen mit Kalifeldspat ergibt sich, dass die Reaktion



(CARMICHAEL, 1970), welche als Erweiterung der Reaktion



(HOSCHEK, 1973) aufgefasst werden kann, teilweise abgelaufen ist. Dabei ist anzunehmen, dass in CO_2 -reicherem Milieu die Paragenesen mit Glimmer, in den H_2O -reicheren Gesteinen solche mit Ca-Amphibol gebildet wurden. Anzeichen für teilweise niedrigeren CO_2 -Gasanteil finden sich in karbonatführenden Plagioklas-Kalifeldspat-Gneissen mit Granat und Epidot/Zoisit, welche nach STORRE (1970) und GORDON und GREENWOOD (1971) bei den in Frage kommenden Temperaturen nur im wasserreichen Milieu entstehen können.

Die dominierende Al-haltige Phase ist Skapolith, doch lassen sich wegen der Variation in der Zusammensetzung, dem breiten Vorkommensbereich und den nur spärlichen experimentellen Daten mit Hilfe dieses Minerals keine weiteren Aufschlüsse über die Metamorphosebedingungen der Karbonate erhalten.

3.4. Überblick

Auf Grund von Vergleichen von Mineralparagenesen in untersuchten Gesteinen (Gneisse, Granite, Ultramafitite, Karbonate) und experimentellen Daten aus Modellsystemen können für die alpine Metamorphose im Untersuchungsgebiet folgende Bedingungen gegeben werden, wobei im Gebiet selbst keine Unterschiede festgestellt werden können:

- Das Gebiet liegt im Bereich der höchstgradigen alpinen Metamorphose und wird charakterisiert durch:
 Gneisse mit Sillimanit + Kalifeldspat
 Saure Erstschnmelzen
 An-Gehalt von Plag in Amphiboliten 30%–60%
 Ultramafitite mit Olivin + Orthopyroxen + Klinopyroxen
 Olivin + Orthopyroxen + Tremolit
 Olivin + Anthophyllit
 Karbonate mit Diopsid und Olivin
- Die Temperatur lag um 700° C, der Gesamtdruck erreichte mindestens 4000 bar, stieg eventuell sogar noch höher.
- Der CO₂-Partialdruck schwankte stark. In sauren Gesteinen bestand die fluide Phase praktisch nur aus H₂O, während vor allem in Karbonaten und wahrscheinlich z.T. auch in den Ultramafititen x_{CO₂}-Werte > 0,75 erreicht wurden.

Diese Ergebnisse fügen sich gut ins regionale Muster ein:

- MOTICKA (1970) gibt für das E des Lago di Mezzola gelegene Gebiet 630° C bis 680° C und 2000 bis 4000 bar an.
- HÄNNY (1972) erwähnt Drucke von 4000 bar bis 5000 bar.
- SCHMUTZ (1974) gibt für den Nordrand des Bergeller Komplexes 670° C bis 690° C und 3500 bar bis 4000 bar an.

Über die Dauer dieser hochgradigen Metamorphose können unter Berücksichtigung der Strukturen folgende Angaben gemacht werden (Fig. 21):

- Aufschmelzung von Gneissen in den Schenkeln von Kleinfalten (f₃), die mit der Cressim-Antiform korreliert werden können (synkinematisch).
- Die postkinematische Intrusion des Novate-Granits (F₅) in die Marmore vom Passo Peschiera ruft als Kontakterscheinungen die gleichen Paragenesen hervor, wie sie in den regionalmetamorphen Marmoren des Paina-Zuges beobachtet werden können. Die hochgradige Metamorphose hat also die kinematische Hauptphase (ohne Berücksichtigung der sicher länger andauernden Deformation an der Insubrischen Linie) überdauert.

4. STRUKTUREN

4.1. Planaren

Das dominierende Strukturelement im zentralalpinen Bereich ist eine durchgreifende penetrative Verschieferung, verbunden mit einer Stoffbänderung und einer Einregelung der Mineralien in diese Planare. Besonders bei feineren Varietäten bricht das Gestein parallel zu dieser Planaren. Aber auch massigere Gesteine – vor allem Gneisse, seltener Ultramafitite und Marmore – zeigen noch Mineraleinregelung und Bankung.

Die Orientierung aller planaren Elemente (Schieferung, Bankung, Stoffbänderung, Einregelung) ist die gleiche. Auch ändert sich das regionale Muster nur wenig; vorherrschend ist ein W-E-Streichen. In der Zone von Bellinzona-Dàscio ist von W gegen E ein langsames Abdrehen gegen WSW-ENE festzustellen; im Bereich der «Adula» ausserhalb der Cressim-Antiform bleibt das Streichen konstant (Fig. 16).

Für das Alter der planaren Strukturelemente sind folgende Punkte entscheidend:

- Vom Passo della Forcola gegen SE liegt die durchgreifende Schieferung immer parallel zur Obergrenze der Adula (W. WEBER, 1966; HÄNNY, 1972). Es liegt deshalb nahe, die Ausbildung der Schieferung (s_1) in diesem Gebiet mit der Deckenbildung in Zusammenhang zu bringen, insbesondere da auch die sonst zur Adula diskordante Grufmasse (vgl. Strukturkarte von H. R. WENK, 1973) an der Basis von dieser kontaktparallelen Verschieferung beeinflusst worden ist (H. R. WENK, 1973; und eigene Beobachtungen).
- Im S liegt die allgemeine Streichrichtung der Planaren parallel zur Insubrischen Linie. Vor allem die äusserst intensive Verschieferung (s_6) der Tonaleserie und die Mylonitisierung der Tonaleserie und der Tonalite sind genetisch unbedingt mit der Aktivität entlang dieser Linie nach der Intrusion des Tonalites zu verknüpfen.

Die beiden Ereignisse – Deckenbildung einerseits und Mylonitisierung an der Insubrischen Linie andererseits – sind aber in der strukturellen Abfolge zeitlich weit auseinander gelegen (Fig. 21). Eine Erklärung für die gleiche Orientierung aller – auch der nicht gleichzeitig entstandenen – Planaren wäre die Ausbildung einer Schieferung im Zusammenhang mit der Deckenbildung (s_1) und einer weiterschreitenden Deformation vor allem im Süden parallel zu schon angelegten Planaren. Dass auch zwischen den beiden Deformationsphasen (s_1 und s_6) mit Deformationen zu rechnen ist, zeigen die Tonalite im Zug von Melirolo-Sorico, welche eine während der Auskristallisation entstandene Planartextur (s_4) aufweisen. Auch der Novate-Granit zeigt immer eine leichte, während der Kristallisation entstandene Einregelung (s_5 , l_5).

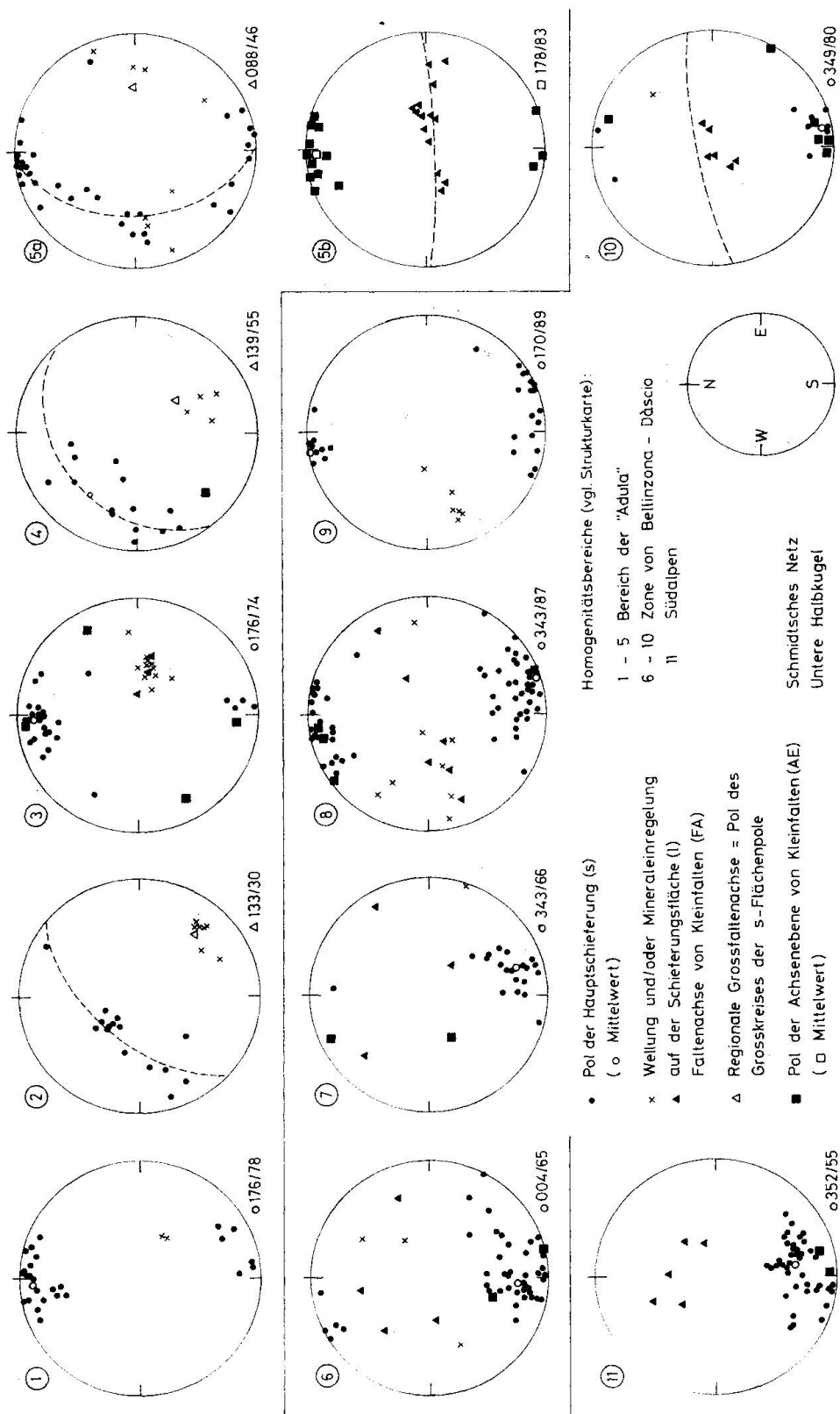


Fig. 16. Struktur-Diagramme.

4.2. Kleinfältelung und Lineationen

Während es bei den Planarstrukturen nicht möglich ist, einzelne Phasen anhand der Orientierung zu unterscheiden, lassen sich Kleinfalten (Fig. 17) und Lineationen meist einer von drei teilweise verschieden orientierten Faltungsphasen zuordnen.

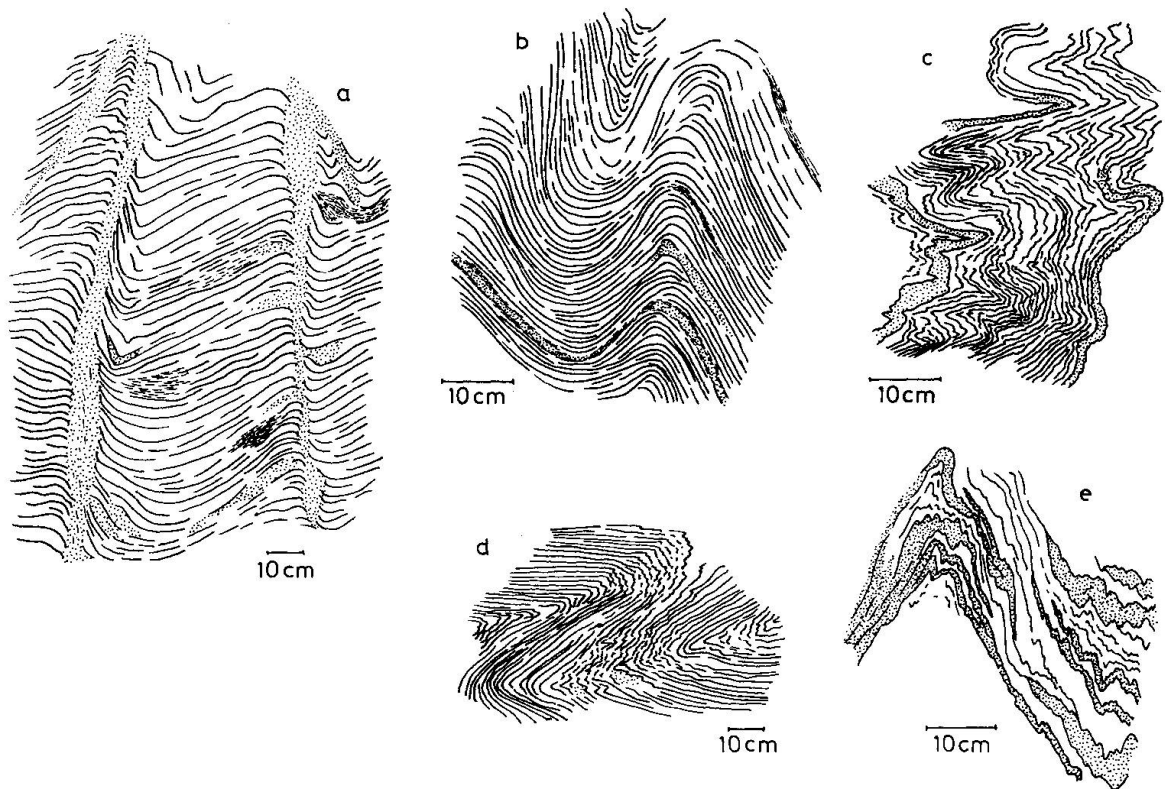


Fig. 17. Stil der Kleinfalten im Bereich der «Adula» (a, b, c) und in der Zone von Bellinzona-Däscio (d, e).

a) Monte Peschiera: mittel- bis grobkörnige Plagioklas-Kalifeldspat-Gneisse mit Aufschmelzungserscheinungen in den Faltenschenkeln. b) Sasso Canale: fein- bis mittelkörnige Kalifeldspat-Plagioklas-Gneisse. c) San Fedelino: feinkörnige Biotit-Plagioklas-Gneisse mit Quarzgängen. d) Montemezzo: fein- bis mittelkörnige Biotit-Plagioklas-Gneisse. e) Argino: feinkörnige Biotit-Plagioklas-Gneisse mit Quarzgängen.

Im ganzen Gebiet ist das dominierende Planargefüge (s_1) lokal im Zentimeter- bis Dezimeterbereich verfaltet oder fein gewellt, verbunden mit einer Mineral-einregelung. Selten werden diese Linearen (l_2 , f_2) zum dominierenden Strukturelement, so dass die Schieferung (s_1) verschwindet. Die Achsenebene der Kleinfalten (f_2) ist meist parallel zum allgemeinen s orientiert. Die Lineationen (l_2) können manchmal mit benachbarten Kleinfalten genetisch verknüpft werden. Sie treten aber oft auch unabhängig davon auf. Vorherrschend ist meist W-Fallen mit 30° – 60° . Am M. Peschiera findet man Lineationen (l_2), die durch parasitäre Kleinfalten (f_3) der Cressim-Grossfalte verbogen sind. Die erste Ge-

neration von Kleinfalten (f_2) und Lineationen (l_2) ist also nach Ausbildung der Schieferung (s_1), aber vor der Entstehung der Cressim-Grossfalte (F_3) entstanden.

Verknüpft mit der Cressim-Antiform (F_3) finden sich ebenfalls lineare Strukturen (f_3, l_3). Am Abhang des M. Peschiera gegen den Lago di Mezzola sind die mittel- bis grobkörnigen Gneisse im Dezimeterbereich verfaltet (Fig. 17). Die Achsenebenen dieser Falten (f_3) streichen E-W, und ihre Faltenachsen fallen konstant nach E. Im Gebiet des Passo Canale findet sich in fein- bis mittelkörnigen Gneissen eine Wellung mit Glimmereinregelung; diese Lineation (l_3) ist ebenfalls sehr konstant E-fallend parallel zur Grossfaltenachse.

Selten finden sich in den Tonalitgneissen verfaltete Gänge. Die Achsenebene solcher Falten (f_6) stimmt mit der planaren Einregelung der Mineralien im Tonalit (s_4) überein. Da die Gänge deutlich diskordant durch den Tonalit ziehen, muss ihre Intrusion in den Tonalit und somit auch ihre Deformation nach der Intrusion des Tonalites stattgefunden haben und kann zeitlich nicht mit den anderen Kleinfalten gleichgesetzt werden.

4.3. Die Cressim-Antiform

Die Cressim-Antiform, erstmals erwähnt von KOPP (1923), ist von WENK (1956) vom P. di Cressim bis an den Lago di Mezzola verfolgt worden. Auf Grund von HÄNNY (1972), BLATTNER (1965) und eigenen Aufnahmen wurde der genaue Verlauf dieser Grossfalte bestimmt (Fig. 18). Vom P. di Cressim bis in die Gegend des P. Anna Maria steht die Achsenebene mehr oder weniger senkrecht, ihr Streichen schwingt langsam aus einer NW-SE-Richtung fast in eine W-E-Richtung um. Vor dem Passo Canale kippt die Achsenebene um (S-Fallen) und richtet sich erst im Gebiet des M. Peschiera wieder auf, von wo sie in W-E-Richtung über den Lago di Mezzola ins Gebiet der V. dei Ratti hineinstreicht. Die Faltenachse steigt vom P. di Cressim bis zum Grenzgrat V. Bodengo–V. Soè an und fällt gegen E immer steiler werdend (30° – 50°) wieder ab.

Entgegen MOTICSKA (1970) biegt die Falte am M. Peschiera nicht gegen NE ins V. Codera um, sondern kann, wie schon WENK (1956) auf der «Strukturkarte des Gebietes zwischen Moësa und Mera» einzeichnet, bis an den Lago di Mezzola südlich S. Fedelino verfolgt werden. Ihre Fortsetzung muss also der Achsenebene folgend in östlicher Richtung gesucht werden, wo man bei Verceia und in der V. dei Ratti den gleichen Deformationsstil wie im Gebiet des M. Peschiera findet (Kleinfalten f_3 ; verfaltete, W-fallende Lineationen l_2).

Vom P. di Cressim gegen W ins Gebiet der V. Mesolcina kann vorläufig nur ein gegen W steiler werdendes W-Fallen der Faltenachse (steiler als die Topographie) als gesichert angesehen werden, woraus folgt, dass am Fusse des P. di Groven tektonisch höhere Einheiten zu finden sind als im Gebiet der V. Bo-

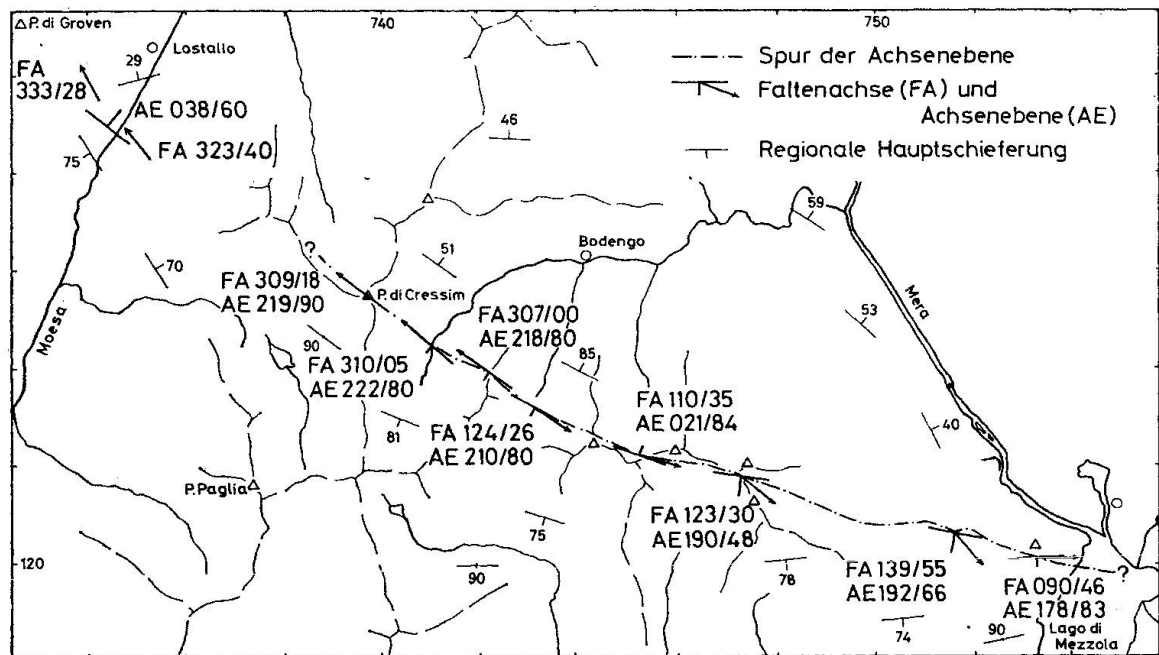


Fig. 18. Die Cressim-Antiform zwischen P. di Cressim und Lago di Mezzola (nach WENK, 1956; BLATTNER, 1965; BRUGGMANN, 1965; HÄNNY, 1972; FUMASOLI, 1974, und eigenen Aufnahmen).
Fig. 21. Schema der Phasenabfolge.

dengo–V. Soè. Die Gesteine im «Fenster von Lostalio» (KÜNDIG, 1926) liegen also tektonisch höher als die Einheiten in V. Bogengo–V. Soè im Bereich der Achsenkulmination der Cressim-Antiform. Ob es sich dabei um ein «Fenster» handelt, hängt vom Verlauf der Grenze zwischen der Adula und der darunterliegenden Simano ab, welche aber, wohl nicht zuletzt wegen der intensiven Deformation, welche den Komplex erfasste, noch nicht festgelegt werden konnte.

4.4. Die Insubrische Linie

Es soll nur erwähnt werden, was sich aus den Feldbefunden am kurzen Stück der Insubrischen Linie im Untersuchungsgebiet ableiten lässt, ohne dabei jedoch die grosstektonische Bedeutung dieser Struktur zu vernachlässigen. (Für die verschiedensten Deutungen sei auf FUMASOLI, 1974, verwiesen.)

Im N der Linie finden sich im E Tonaleserie und im W-Teil Tonalite – beide Einheiten sind entlang der Linie mylonitisiert –, im S steht im ganzen Gebiet Dolomit an. Anhand der Interpretation der Genese dieser Gesteine lässt sich ein Teil der Entwicklungsgeschichte der Insubrischen Linie ableiten.

Vor der letzten hochgradigen alpinen Metamorphose wurden zentralalpine Einheiten im Bereich der zukünftigen Insubrischen Linie mylonitisiert (heutige Tonaleserie). Diese Mylonite wurden von der alpinen Metamorphose erfasst und rekristallisierten zu Blastomyloniten. Nach der Metamorphose schränkte sich

der Deformationsbereich ein, die dabei entstandenen Mylonite wurden nicht mehr metamorphisiert (S-Teil der Tonaleserie und Teile der inzwischen eingedrungenen Tonalite). Später wurde die Mylonitisierung durch Kakiritisierung abgelöst, wobei auch die südalpinen Dolomite in den Deformationsbereich einbezogen wurden. Die heute sichtbare scharfe Linie ist auf die letzten Bewegungen zurückzuführen, die zu einer glatten Bruchfläche führten.

Folgende Punkte weisen auf den Bewegungssinn an der Insubrischen Linie hin:

- Im Untersuchungsgebiet zeigen Striierungen auf der Bruchfläche mehrheitlich Vertikalbewegungen an, daneben finden sich aber auch subhorizontale und schief laufende Lineationen. Der Sinn der Relativbewegung konnte nicht festgestellt werden.
- Auf Grund des Höhenunterschieds zwischen dem untersten Trias-Aufschluss (200 m ü. M.) und dem höchsten Tonalit-Gipfel (3300 m ü. M.) postulieren CORNELIUS und FURLANI-CORNELIUS (1930) eine relative Hebung des Nordteils gegenüber dem Südteil von mindestens 3000 m.
- Der gleiche Bewegungssinn resultiert aus dem Sprung der alpinen Metamorphose an der Linie. Nimmt man für die höchstgradige Metamorphose einen Druck von 4000 bar an, ergibt sich eine relative Hebung des Nordteils um 15000 m.
- Die im S an der Linie eingeschleppten, nicht mehr metamorphen Triasfetzen deuten einen umgekehrten Bewegungssinn an.

Auch wenn keine direkten Indizien vorliegen, können grössere Horizontalbewegungen nicht ausgeschlossen werden. Auf alle Fälle darf jedoch nur aus dem Striierungsmuster nicht auf bestimmte, grössere Bewegungen geschlossen werden, zeigen sich doch schon bei rezenten Brüchen mit geringen Sprungweiten, bedingt durch einzelne Erdbeben, sehr komplizierte Bilder, aus welchen sich alle möglichen Bewegungen herauslesen lassen (GANSSE, 1969).

Zusammenfassend kann sicher eine Vertikalbewegung festgestellt werden, der Hauptbewegungssinn führte zur relativen Hebung des Nordteils. Gegenläufige Vertikalbewegungen und eventuelle Horizontalbewegungen können aber nicht ausgeschlossen werden.

4.5. Brüche

Zum System von SE-NW-verlaufender Brüche (FUMASOLI, 1974), welche an der Insubrischen Linie abgeschnitten werden, kann der Bruch im V. di Gera gezählt werden, wo bis oberhalb P. 577 Kakiritzonen gefunden wurden. Die horizontale, rechtssinnige Verschiebung des Tonalit-Nordrandes ist allerdings gering. Der N-S-verlaufende Bruch im V. di Sorico (linkssinnig) kann vielleicht

mit dem ebenfalls N-S-verlaufenden Bruch Dàscio–Albonico–Passo Peschiera verglichen werden. Im Bereich der Cressim-Antiform findet sich eine riesige Anzahl von Brüchen, die vielfach senkrecht zur regionalen Faltenachse stehen (ac-Brüche). Für Bewegungen, im Traversagna–Paina-Zug, wie sie auf Grund der Mylonite und Kakirite in der V. Traversagna (GANSSEr und DAL VESCO, 1963) und V. del Dosso (FUMASOLI, 1974) angenommen werden müssen, können im Gebiet E V. di Livo keine Indizien gefunden werden.

5. TEKTONIK

5.1. Allgemeines

Das im Gebiet zwischen V. di Livo und Lago di Mezzola erarbeitete petrographisch-geologische Bild soll in seinen regionalen Rahmen gestellt und mit den Ergebnissen anderer lokaler und regionaler Untersuchungen verglichen werden (Fig. 19 und 20). Dabei soll dem Untersuchungsgebiet entsprechend das Hauptgewicht auf den zentralalpinen Teil gelegt werden. (Einen Überblick über die Beziehungen im Problemkreis Südalpen–Insubrische Linie–Zentralalpen gibt FUMASOLI [1974]; auch befasst sich LARDELLI [in Vorbereitung] mit der Fortsetzung der Insubrischen Linie ins Veltlin.)

5.2. Südalpen

Das kleine Gebiet, welches vom Kristallin der Südalpen eingenommen wird, bildet den östlichsten Teil der Domaso-Cortafo-Serie (FUMASOLI, 1974). Da aber nur derjenige Teil der Serie vertreten ist, welcher der Insubrischen Linie am nächsten liegt, finden sich keine von dieser Linie unabhängigen voralpinen Strukturen. Vielmehr liegen die Planaren in einer zur Insubrischen Bruchfläche parallelen Orientierung.

Die eventuell primär diskordant, sicher aber mit einer Schichtlücke (kein Servino) dem Kristallin aufliegenden Sedimente sind an die Insubrische Linie gebunden und während der letzten Aktivität entlang der Linie völlig zerbrochen worden. Die Sedimente wurden in die Bewegungszone hineingeschleppt, was vielleicht auf eine zeitweilige späte Gegenbewegung an der Linie (Hebung des S-Teils) hindeutet.

5.3. Zone von Bellinzona-Dàscio

Die Zone von Bellinzona-Dàscio, sensu lato, wird im S von der Insubrischen Linie, im N vom Paina-Zug begrenzt. Entlang der Insubrischen Linie kann die Tonaleserie als gesonderte Untereinheit abgetrennt werden.

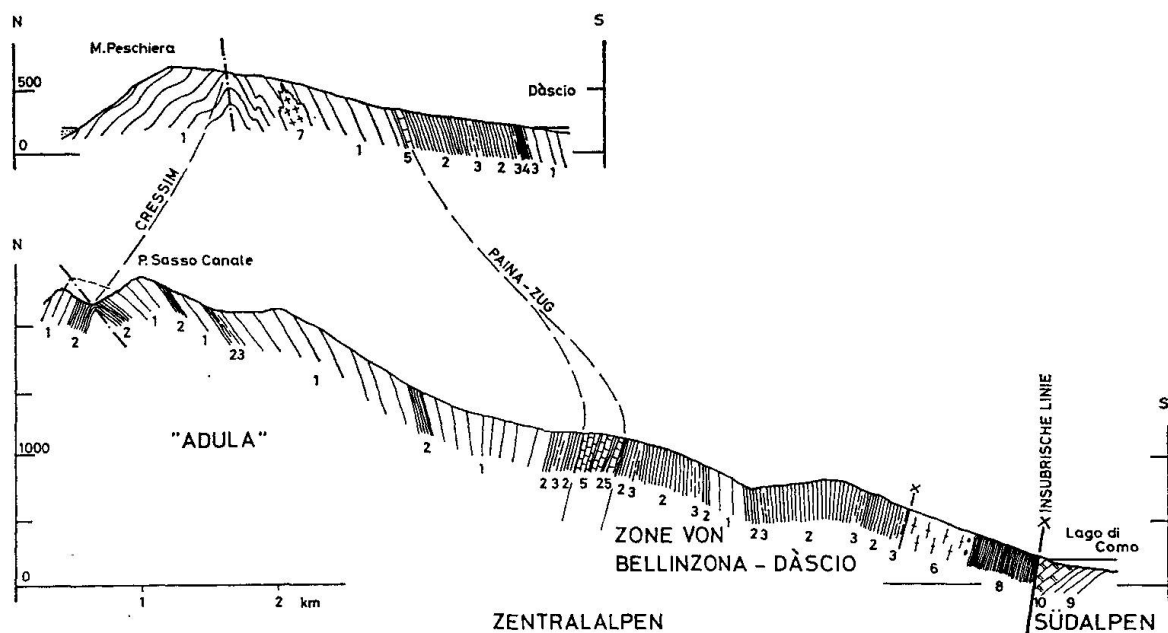


Fig. 19. Geologisch-tektonische N-S-Profil durch P. Sasso Canale und M. Peschiera.

- | | |
|---|-----------------------------|
| 1 mittel- bis grobkörnige Gneisse mit Mobilisaten | 6 Tonalit mit «Augengneiss» |
| 2 fein- bis mittelkörnige Gneisse | 7 Novate-Granit |
| 3 Amphibolite | 8 Tonaleserie |
| 4 Ultramafitite | 9 Gneisse und Amphibolite |
| 5 Karbonate | 10 Dolomit |

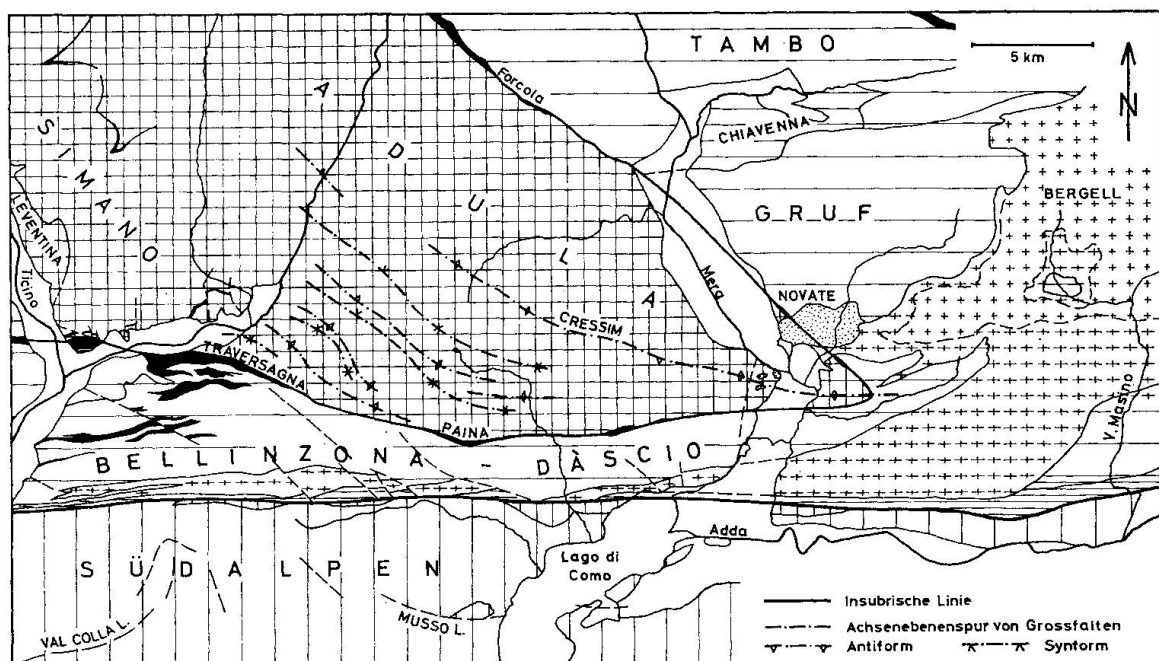


Fig. 20. Tektonische Karte des Gebietes zwischen Ticino und Val Masino (vgl. Fig. 1).

Eine Zweiteilung der Zone in einen Nord- und Südteil (KNOBLAUCH, 1939), die von FUMASOLI (1974) für sein Gebiet abgelehnt wird, ist auch für das vorliegende Gebiet nicht durchzuführen. Über das E-Ende des «Nordteils» kann nur eine strukturelle Abklärung der Verhältnisse im schweizerischen Gebiet dieser Zone Aufschluss geben, wobei es sich um eine isoklinale Umbiegung mit steiler Achse handeln könnte, ähnlich den Strukturen im N anschliessenden Schlingenkomplex. Hingegen lässt sich die von FUMASOLI (1974) vorgenommene Gliederung in drei lithologische Einheiten (ohne tektonische Implikation) ausgezeichnet nach E fortsetzen. Es müssen allerdings leicht andere Schwerpunkte gesetzt werden.

Die *südliche Serie* grenzt mit einem durchziehenden Amphibolitzug an den Tonalit-Zug von Melirolo-Sorico, wobei der Kontakt meist tektonisiert ist (Fig. 3). Im übrigen handelt es sich um eine monotone Serie von fein- bis mittelkörnigen (Hornblende-)Biotit-(Kalifeldspat-)Plagioklas-Gneissen mit wenigen grösseren Amphiboliteinschaltungen und einer Ultramafititlinse; gröbere Gneissvarietäten oder granitische Aufschmelzungen sind äusserst selten. Im Gegensatz dazu bildet die *mittlere Serie* eine sehr vielfältige Einheit von Gneissen und Amphiboliten, mit Einschaltungen von grobkörnigen, zum Teil flaserigen Gneissen (Montalto), Ultramafititen (Valdongo-Sirana-Dàscio) und wenigen Karbonaten (Bugiallo). Der Ultramafitit-Zug ist nur z.T. von Amphiboliten ummantelt, häufig finden sich auch Biotit-Plagioklas-Gneiss-Ultramafitit-Kontakte. Besonders in gebänderten Gesteinen dieser Serie finden sich die Kleinfalten (f_2) mit den W-fallenden Achsen am besten ausgebildet. Eine scharfe Abgrenzung gegen die beiden randlichen Serien kann nicht durchgeführt werden. Die *nördliche Serie* gleicht stark der südlichen, doch findet man häufiger unter den Gneissen grobkörnige Varietäten und mit diesen verknüpft auch lokale granitische Aufschmelzungen. Wo die N-Grenze anhand von Karbonatvorkommen (Paina-Zug) nicht eindeutig festgelegt werden kann, findet man einen fast fließenden Übergang in den Bereich der «Adula», doch ist im Grossbereich ein deutlicher Wechsel in der Lithologie festzustellen.

Die *Tonaleserie* muss in diesem Bereich ebenfalls zu dieser Zone gerechnet werden. Sie hat jedoch durch die Bildung der Insubrischen Linie einen andern Deformationsprozess durchgemacht.

In bezug auf die regionale Tektonik ist die Zone von Bellinzona-Dàscio unbedingt als geschlossene, tektonisch selbständige Einheit zu betrachten. Eine Gliederung in einzelne, diskrete Deckenwurzeln, wie sie STAUB (1958) vornimmt, kann weder durch lithologische noch strukturelle Indizien untermauert werden.

Der in diese Zone intrudierte Tonalit-Zug von Melirolo-Sorico (J. Weber, 1957) ist wegen seiner andersartigen Entwicklungsgeschichte als gesonderte Einheit zu betrachten, doch haben während der letzten Phasen der Aktivität an der Insubrischen Linie (Mylonitisierung) diese Intrusiva die gleiche Deformation durchgemacht wie Gesteine der Tonaleserie, so dass im untersuchten

Gebiet die beiden tektonischen Einheiten nur im Zusammenhang mit der Entwicklung der Insubrischen Linie betrachtet werden können.

5.4. Der Bereich der «Adula»

Der Bereich nördlich des Paina-Zuges ist petrographisch sehr uniform aufgebaut. Vorherrschend sind mittel- bis grobkörnige Plagioklas-Kalifeldspat- und Plagioklas-Gneisse mit oft sehr geringem Glimmergehalt. Dazwischen finden sich zentimeter- bis metergrosse Partien von granitischen Aufschmelzungen. Einzig im S-Teil gegen den Paina-Zug und im Kern der Cressim-Antiform am Sasso Canale finden sich feinere Gneissvarietäten, z.T. Amphibolite. Der ganze Bereich ist stark zerbrochen, oft sind ältere Brüche von Pegmatiten erfüllt.

Im Süden dieses Bereichs stehen die Planaren steil und streichen der allgemeinen Richtung folgend W-E bis leicht WSW-ENE. Sie biegen an der Cressim-Antiform um in ein allgemeines SE-NW-Streichen, wie es im südlichen Teil der Adula vorherrscht (W. WEBER, 1966; HÄNNY, 1972).

Da der Übergang aus diesen Partien der Adula (V. Forcola, V. Bodengo) ins Untersuchungsgebiet sowohl in petrographischer als auch in struktureller Hinsicht kontinuierlich ist, muss sicher auch der grösste Teil des Bereichs nördlich des Paina-Zuges zu diesem Deckensystem gerechnet werden. Ob im Gebiet des Passo Canale im Kern der Cressim-Antiform noch tektonisch tiefere Elemente aufgeschlossen sind, kann nicht entschieden werden. Auf alle Fälle darf nicht, angesichts der mehrphasigen Deformation, welche die beiden Einheiten Adula und darunterliegende Simano gemeinsam erfasst hat, auf Grund unbedeutender lithologischer Änderungen (z.B. einem Paragneisszug) auf eine grosstektonische Grenze geschlossen werden.

Dass im Bereich N des Paina-Zuges die Wurzelzone der Adula-Decke liegt, wurde von FUMASOLI (1974) mit Hinweisen auf BRUGGMANN (1965) und GANSER (1968), vor allem aber mit der Begründung, dass in seinem Untersuchungsgebiet die südlichste Grossstruktur eine Synform ist, abgelehnt. Es ist aber zu berücksichtigen, dass die Falten des Pizzo-Paglia-Schlingenkomples nicht aufhören, sondern (wie es schon FUMASOLI [1974] andeutet) immer enger werden und schliesslich als Isoklinalserie N des Paina-Zuges erscheinen. Der steilstehende Bereich der Adula N des Paina-Zuges ist also ein Gebiet, wo die Adula-Einheit «endgültig in die Tiefe verschwindet» (CORNELIUS und FURLANI-CORNELIUS, 1930, S. 264). Eine Bestimmung der ursprünglichen Überschiebungsrichtung ist aber wegen der äusserst komplizierten, mehrphasigen Verfaltung dieser Decken nicht mehr möglich. Eine genetische Interpretation des Begriffs «Wurzel» im Sinne dieser beiden Autoren («in der Richtung entgegen ihrer Bewegung»; op. cit., S. 264) wird aber dadurch hinfällig; als brauchbar erweist sich einzig ein rein beschreibender Begriff.

5.5. Paina-Zug

Die von KOPP (1923) geäußerte Vermutung über eine durchziehende Karbonatserie von Castione über Traversagna–Bocchetta di Paina–Barro (V. di Livo)–Lago di Mezzola kann heute auf Grund einer detaillierten Kartierung als gesichert betrachtet werden (KNOBLAUCH, 1939; FUMASOLI, 1974; und eigene Aufnahmen).

Die Serie besteht aus einer Wechsellagerung von Marmoren und Kalksilikaten mit dazwischengeschalteten Gneissen und Amphiboliten. Ob es sich dabei ganz oder teilweise um metamorphe mesozoische Gesteine handelt, kann unter der Betrachtung nur lithologischer Kriterien nicht entschieden werden, muss aber auf Grund struktureller Evidenzen als wahrscheinlich angenommen werden.

In tektonischer Hinsicht erfüllt der Paina-Zug die Funktion einer Trennzone zwischen der Adula-Einheit einerseits und der Zone von Bellinzona–Dàscio andererseits. Die Frage seiner östlichen Fortsetzung ist daher von grösster Bedeutung. Folgt der Grenzzug seiner Unterlage (Adula), muss auch er an der Cressim-Antiform verfaltet sein und gegen NW ziehen. Am E-Ufer des Lago di Mezzola biegt der Paina-Zug um und zieht, wahrscheinlich vertreten durch die Karbonataufschlüsse von S. Giorgio (REPOSSI, 1915/16; PICCOLI, 1962; MOTICKA, 1970), Val Codera (WENK, 1956) und La Montagnola (eigene Beobachtungen), gegen NW durch die Ebene der Bassa Valle della Mera, parallel zur Adula in die Forcola-Zone hinein. Diese Verbindung vom Lago di Mezzola zur V. della Forcola, welche auch E. WENK (1956), STAUB (1958) und H. R. WENK (1973) vorschlagen, ist aus lithologischen und strukturellen Gründen zwingend.

Zu diskutieren sind nun aber Konsequenzen, die daraus folgen:

1. Am Paina-Zug verschwindet die Adula endgültig gegen S. Gegen E verschwindet sie endgültig in der V. della Mera und V. della Forcola. Indizien für eine Bewegungsrichtung konnten aber bis heute nicht gefunden werden. Traditionellerweise wurde immer der südlichste Streifen der Adula als «Wurzel» (im Sinne von Herkunftsgebiet) bezeichnet. Dass jedoch neben den «üblichen» S-N-Bewegungen auch E-W-Bewegungen stattgefunden haben, zeigt sich nicht nur im ostalpinen Raum (SCHMID, 1973), sondern auch im lepontinisch-penninischen Gebiet finden sich Strukturen, die mit E-W-Bewegungen erklärt werden können. Verfolgt man den Verlauf der Strukturen im Tessin aus dem «Deckenbereich» in den «Wurzelbereich», stellt man ein Umbiegen aus einer N-S- in eine W-E-Richtung fest (WENK, 1955), besonders deutlich zeigt sich dies an der Maggia-Zone; aber auch die ostpenninischen Einheiten (Tambo, Suretta) zeigen dieses Umbiegen.

2. Über der Adula und der Grenzzone Misox–Forcola–Lago di Mezzola–Paina–Traversagna–Castione folgen als nächsthöhere Einheiten sich von N nach

S ablösend Tambo, Gruf, Zone von Bellinzona-Dàscio. Handelt es sich dabei um eine einzige tektonische Einheit oder um drei diskrete Einheiten?

Tambo und Gruf werden von alters her als zwei verschiedene Einheiten betrachtet (ROLLE, 1881); auch SCHMUTZ (1974) hält daran fest. Schwieriger gestaltet sich die Abklärung der Verhältnisse zwischen Gruf und Zone von Bellinzona-Dàscio. Dort, wo eine Trennung durchgezogen werden müsste, haben sowohl die Bergeller- als auch die Novate-Intrusionen «hineingespuckt». REPOSSI (1915/16) beschreibt alles als Zone Verceia-S. Cassiano; H. R. WENK (1973) erwähnt wohl beide Zonen, versieht sie aber in der tektonischen Skizze mit der gleichen Signatur. Vergleicht man die heterogene Lithologie der beiden Zonen miteinander, ergibt sich ebenfalls eine gewisse Übereinstimmung.

Über der Adula liegen also zwei (vielleicht sogar drei) verschiedene tektonische Einheiten, deren Kontakt diskordant zur Adula-Obergrenze liegt. Die beiden Einheiten Tambo und Gruf/Zone von Bellinzona-Dàscio müssen aber ebenfalls während der alpinen Orogenese aneinandergesetzt worden sein, da sie ja vorher durch den Mafitit-Ultramafitit-Komplex von Chiavenna (nach SCHMUTZ [1974] handelt es sich dabei wahrscheinlich um eine alpine Ophiolithsequenz) getrennt waren. Dieses «Aneinanderfügen» geschah aber vor der Überschiebung des ganzen Paketes Tambo-Gruf/Zone von Bellinzona-Dàscio über die Adula. Die Linie Misox-Mezzola-Castione stellt also nicht nur eine Trennung (Mulde) zwischen zwei Decken dar (analog zur Trennung Simano-Adula oder Tambo-Suretta), sondern trennt Grosseinheiten mit verschiedener tektonischer Geschichte.

5.6. Die Bergeller- und die Novate-Intrusion

Die beiden Intrusionen setzen für die regionaltektonische Synthese markante Zäsuren, handelt es sich doch um relativ kurze Ereignisse, die mit den heutigen Methoden auch absolut datiert werden können.

Für die Granite der Bergeller-Intrusion ergeben die neuesten Bestimmungen (GULSON and KROGH, 1973) ein Alter von mindestens 30 Mio. Jahren. Zu dieser Zeit war die Deckenbildung abgeschlossen und der Adula-Gruf/Zone von Bellinzona-Dàscio-Verband als Ganzes an der Cressim-Antiform (F_3) verfaltet. Die hochgradige Metamorphose hatte in den f_3 -Kleinfalten-Schenkeln zu Aufschmelzungen geführt. Die Deformationskräfte, welche während Phase F_3 gewirkt hatten, waren aber immer noch, wenn auch wesentlich schwächer, aktiv, so dass im älteren Tonalit eine Einregelung der Mineralien während der Kristallisation stattfand (vgl. auch MOTICSKA, 1970).

Die zweite Intrusion, die Intrusion des Novate-Granites, wurde mit ungefähr 25 Mio. Jahren datiert (GULSON, 1973). Auch zu diesem Zeitpunkt war noch ein schwaches Spannungsfeld vorhanden (gerichtete Intrusion, Einregelung der Mineralien) und die hochgradige Metamorphose noch nicht am Abklingen (Kon-

taktparagenesen am Passo Peschiera). Diese späte hochgradige Metamorphose deckt sich auch mit neuesten Alterswerten aus dem Mera-Raum, welche um 22–23 Mio. Jahre liegen (HÄNNY, GRAUERT and SOPTRAJANOVA, in press; KÖPPEL und GRÜNENFELDER, 1975).

5.7. Überblick über die tektonische Entwicklung

(Fig. 21)

Bei der folgenden tektonischen Geschichte soll nur auf die alpine Orogenese eingegangen werden, obschon die Gesteine unzweifelhaft auch eine viel ältere Entwicklung aufweisen (herzynische Alter von BLATTNER, 1965, und GULSON, 1973). Die vorliegenden Mineralparagenesen sind jedoch alpinen Alters; ältere Kristallisationsphasen und Deformationsphasen sind weitgehend überprägt worden.

PHASE	EREIGNISSE	STRUKTUREN				METAMORPHOSE		
		PLANAREN	LINEATIONEN	KLEINFALTEN	GROSSFALTEN	SCHWACH	MITTEL	STARK
1	Deckenbildung und -überschiebungen Anlage der Insubrischen Linie (Tonaleserie)	S ₁						
2	Verfaltung im mm- bis cm-Bereich (v.a.W.-fallend)		l ₂	f ₂				
3	Bildung der Cressim-Antiform (E.-fallend)		l ₃	f ₃	F ₃			
4	Intrusion des Tonalites, syngenetische Vergneissung	S ₄						
5	Intrusion des Novate-Granites, Einregelung	(S ₅)	(l ₅)					
6	Mylonitisierung an der Insubrischen Linie Verfaltung der Gänge im Tonalit	S ₆		f ₆				
7	Bruchbildung im Bereich der Cressim-Antiform und der Insubrischen Linie							

Fig. 21. Schema der Phasenabfolge.

Der Werdegang des heutigen Gebirges beginnt mit der Deckenüberschiebung, und zwar wurden in einer ersten Teilphase die Zone von Bellinzona-Dàscio/Gruf- und die Tambo-Einheit in unmittelbare Nachbarschaft gebracht, die dazwischenliegende Grenzzone (Mafitit-Ultramafitit-Komplex von Chiavenna; SCHMUTZ, 1974) erlitt eine erste Deformation. Eventuell auch in dieser ersten Phase wurde die Adula der Simano aufgeschoben, eine mögliche Erklärung für die komplizierten Kontaktverhältnisse zwischen diesen beiden Decken. Erst in einer zweiten Überschiebungsphase wurde der Tambo-Gruf/Zone von Bellinzona-Dàscio-Block als Gesamtmasse der Adula aufgeschoben (F₁). Die ehemals

tiefe Trennung zwischen den beiden Blöcken findet sich heute in der Linie Mi-sox-Mezzola-Castione. Verbunden mit dieser Überschiebungsphase wurde sehr wahrscheinlich die heute in der Adula und in basalen Teilen des Tambo-Gruf/Zone von Bellinzona-Dàscio-Komplexes dominierende Schieferung (s_1) parallel zur Überschiebung ausgebildet. Wann in der Entwicklung die Insubrische Linie zu «spielen» begann und die ersten dadurch bedingten Deformationen entstanden, kann nicht genau entschieden werden. Doch muss dieses Ereignis auch in einer frühen Zeit (vor F_2) angesetzt werden, wurde doch die zukünftige Tonaleserie vor dem Einsetzen der hochgradigen Metamorphose mylonitisiert.

Im weiteren Verlauf wurde nun dieser Deckenstapel zum ersten Mal deformiert (F_2). Anzeichen dafür finden sich in den spärlichen Kleinfalten (f_2) und Lineationen (l_2), welche genetisch nicht mit der Cressim-Struktur (F_3) verknüpft werden können, da sie in dieser späteren Phase (F_3) wieder verfaltet wurden. Da aber diese verfallenen Falten und Lineationen sowohl in der Adula als auch im Gruf/Zone von Bellinzona-Dàscio-Komplex zu finden sind und die während der zweiten Überschiebungsphase (F_1) entstandenen Planaren (s_1) verfaltet sind, sind diese F_2 -Strukturen eindeutig nach den Überschiebungsphasen entstanden. Wahrscheinlich während Phase F_2 kam es zur ersten grossräumigen Verfaltung im Adula/Simano-Komplex, die heute durch die Synformen und Antiformen im Pizzo-Paglia-Schlingenkomples dokumentiert wird. Diese Falten werden von FUMASOLI (1974) aus geometrischen Gründen nicht mit der Cressim-Faltung verknüpft, auch nach MILNES (mündl. Mitt.) sind sie als älter zu betrachten.

Die nächste grossräumige Verfaltung (F_3) ergriff den gesamten Deckenstapel zwischen V. Mesolcina und V. dei Ratti. Im Gefolge der Grossfalte (F_3) mit meist steiler Achsenebene (Ausnahmen: Passo Canale, V. Meriggiana) wurde eine zweite Generation von Kleinfalten (f_3) und Lineationen (l_3) ausgebildet. Alle Grossfalten schwingen gegen S in eine W-E-Richtung um und werden enger, bis sie von einer Isoklinalserie nicht mehr zu unterscheiden sind. Der Metamorphosegrad erreicht zu diesem Zeitpunkt p-T-Bedingungen, die zu ersten lokalen granitischen Aufschmelzungen führten. Die Mylonite in der Insubrischen Deformationszone wurden dabei ebenfalls metamorphisiert (Blastomylonite der Tonaleserie).

Erst nach Abschluss der grössten Deformation (mindestens 30 Mio. Jahre) intrudierte im Bergeller Gebiet und in der Zone von Bellinzona-Dàscio der Tonalit. Da immer noch ein Spannungsfeld bestand (gleiches Feld wie beim Abschluss von Phase F_3), kam es zu einer syngenetischen Einregelung der Mineralien im Tonalit (s_4), ähnlich wie sie auch im Experiment erzeugt werden kann (NICKEL et al., 1967). Nach seiner Platznahme wurde der Tonalit, vielleicht im Zusammenhang mit der nächsten granitischen Intrusion, von einer Reihe von Gängen diskordant durchschlagen.

Die zweite Intrusion (Novate-Granit) vor ungefähr 25 Mio. Jahren beschränkte sich im wesentlichen auf ein kleines Gebiet im N des Umbiegungs-

bereichs der Cressim-Antiform an der Grenze Adula-Gruf/Zone von Bellinzona-Dàscio, also auf eine ausgesprochene Schwächezone. Die Ganggefolgschaft strahlte jedoch weit über dieses Gebiet hinaus (SCHMUTZ, 1974, korreliert die Gänge im Ophiolithkomplex von Chiavenna mit dieser Intrusion). Auch der Novate-Granit intrudierte noch in ein Spannungsfeld, zeigt er doch eine Mineraleinregelung und eine bevorzugte Spaltbarkeit (s_5). Die Metamorphose erreichte während der Intrusion immer noch Bedingungen der höheren Amphibolitfazies.

An der Insubrischen Linie kam es nachher (F_6) zu einer ausgedehnten Mylonitisierung von Gesteinen der Tonaleserie und Tonaliten. Wahrscheinlich während der gleichen Deformationsphase wurde der Tonalit subparallel zu den schon bestehenden Planaren zerschert, die Gänge im Tonalit wurden dabei verfaltet (f_6) (similar folds; RAMSAY, 1967). Die Metamorphose nahm langsam ab.

Der Deformationsbereich an der Insubrischen Linie wurde nun immer weiter eingeschränkt und konzentrierte sich zum Schluss auf eine oder mehrere diskrete Bruchflächen. Auch in der «Wurzelzone» selbst kam es, eventuell infolge Hebung des ganzen Gebietes, zu ausgedehnter Bruchbildung.

Heute kann das Gebiet als ruhig betrachtet werden, zeigen sich doch weder an der Insubrischen Linie noch in der «Wurzelzone» Anzeichen von seismischer Aktivität.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.

- ALTHAUS, E. (1969): The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. *Contr. Mineral. Petrol.* 16, 29–44.
- ALTHAUS, E., E. KAROTKE, K. H. NITSCH und H. G. F. WINKLER (1970): An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 325–336.
- BALCONI, M. (1941): Ricerche petrografiche sulla regione del Serizzo. *Period. Mineral.* 12, 175–297.
- BELLIN, J. (1929): Zur Geologie des östlichen Misox zwischen Valle della Forcola und Val Leggia. Diss. Univ. Zürich, 58 p.
- BLATTNER, P. (1965): Ein anatektisches Gneissmassiv zwischen Valle Bodengo und Valle di Livo (Prov. di Sondrio und Como). *SMPM* 45, 973–1071.
- BRUGGMANN, H. O. (1965): Geologie und Petrographie des südlichen Misox. Diss. Univ. Zürich, 155 p.
- BURRI, C., R. L. PARKER und E. WENK (1967): Die optische Orientierung der Plagioklase. Birkhäuser, Basel, 334 p.
- CALLEGARI, E. e A. MONESE (1961): Studio petrogenetico dei bordi di reazione metasomatici attorno a lenti ultrafemiche incluse nel granito di S. Fedelino. *Rend. Soc. mineral. ital.* 17, 147–192.
- CARMICHAEL, D. M. (1970): Intersecting isogrades in the Whetstone Lake area, Ontario. *J. Petrol.* 11, 147–181.

- CATALISANO, S. (1936): Appunti di geologia alpina. I risultati dei rilevamenti geologici eseguiti in Lombardia. (Foglio 1 : 100 000, Chiavenna.) Boll. r. Uff. geol. Ital. *61*, 1–41.
- CODONI, A. (in Vorbereitung): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Pizzo di Claro-Gruppe. Diss. Univ. Zürich.
- CORNELIUS, H. P. und M. FURLANI-CORNELIUS (1930): Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., *102*, 207–301.
- EL TAHALAWI, M. R. (1965): Geologie und Petrographie des nord-östlichen Comerseeggebietes (Provinz Como, Italien). Diss. ETH, Zürich, 199 p.
- EVANS, B. W. (1965): Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. Amer. J. Sci. *263*, 647–667.
- EVANS, B. W. and V. TROMMSDORFF (1970): Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: parageneses in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O. SMPM *50*, 481–492.
- FAWCETT, J. J. and H. S. YODER, Jr. (1966): Phase relationships of chlorites in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Amer. Mineralogist *51*, 353–380.
- FRISCHKNECHT, G. (1923): Geologie der östlichen Adula. In: JENNY, H., G. FRISCHKNECHT und J. KOPP (1923). Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. *51*, 65–94.
- FUMASOLI, M. (1974): Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Iorio-Tonale-Linie im Westen von Gravedona (Como, Italia). Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N. F. *194*, 230 p.
- GANSSEER, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. SMPM *17*, 291–523.
- (1967): Exkursion Nr. 42. In: Geologischer Führer der Schweiz. Hrsg. Schweiz. Geol. Ges.; Wepf, Basel, 856–863.
- (1968): The Insubric line, a major geotectonic problem. SMPM *48*, 123–143.
- (1969): The large earthquakes of Iran and their geological frame. Eclogae geol. Helv. *62*, 443–466.
- GANSSEER, A. und E. DAL VESCO (1963): Beiträge zur Kenntnis der Metamorphose der alpinen Wurzelzone. SMPM *42*, 153–168.
- GORDON, T. M. and H. J. GREENWOOD (1971): The stability of grossularite in H₂O-CO₂-mixtures. Amer. Mineralogist *56*, 1674–1688.
- GRAETER, P. (1951): Geologie und Petrographie des Malcantone (südliches Tessin). SMPM *31*, 361–483.
- GREENWOOD, H. J. (1967a): Mineral equilibria in the system MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. In: ABELSON (ed.): Researches in Geochemistry. Wiley, New York, *2*, 542–567.
- (1967b): Wollastonite: stability in H₂O-CO₂-mixtures and occurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada. Amer. Mineralogist *52*, 1669–1680.
- (1975): Thermodynamically valid projections of extensive phase relationships. Amer. Mineralogist *60*, 1–8.
- GRÜNENFELDER, M. und T. W. STERN (1960): Das Zirkonalter des Bergeller Massivs. SMPM *40*, 253–259.
- GULSON, B. L. (1973): Age relations in the Bergell region of the south-east Swiss Alps: with some geochemical comparisons. Eclogae geol. Helv. *66*, 293–313.
- GULSON, B. L. and T. E. KROGH (1973): Old lead components in the young Bergell Massif, south-east Swiss Alps. Contr. Mineral. Petrol. *40*, 239–252.
- GYR, T. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N. F. *66*, 125 p.
- HAMET, J. and F. ALBAREDE (1973): Rb-Sr geochronology of the Ceneri zone (Southern Alps). Fortschr. Mineral. *50*, Beiheft 3, 80–82.
- HAENNY, R. (1972): Das Migmatitgebiet der Valle Bodengo (östliches Lepontin). Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. *145*, 109 p.

- HAENNY, R., B. GRAUERT and G. SOPTRAJANOVA (in press): Paleozoic migmatites affected by high grade Tertiary metamorphism in the Central Alps, Valle Bodengo, Italy – a geochronological study.
- HANSON, G. N., M. R. EL TAHALAWI and W. WEBER (1966): K-Ar and Rb-Sr ages of pegmatites in the south central Alps. *Earth and planet. Sci. Lett.* 1, 407–413.
- HEIM, ALB. (1922): *Geologie der Schweiz*. Tauchnitz, Leipzig.
- HEITZMANN, P. (1974): Die «Wurzelzone» zwischen Valle di Livo und Lago di Mezzola (Provincia di Como, Italia). Diss. ETH Zürich, 137 p.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.* 271, 97–131.
- HOSCHEK, G. (1968): Zur oberen Stabilitätsgrenze von Staurolith. *Naturwissenschaften* 55, 226/27.
- (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.* 22, 208–232.
- (1973): Die Reaktion $\text{Phlogopit} + \text{Calcit} + \text{Quarz} = \text{Tremolit} + \text{Kalifeldspat} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. *Contr. Mineral. Petrol.* 39, 231–237.
- ISLER, A. und A. ZINGG (1974): Geologie der Sesia-Zona zwischen Rimella und der Valle Anzasca (Norditalien). *SMPM* 54, 81–90.
- IUGS, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973): Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Recommendations*. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 149–164.
- JÄGER, E. (1970): Radiometrische Altersbestimmung in der Erforschung metamorpher Prozesse. *Fortschr. Mineral.* 47, 77–83.
- JÄGER, E., E. NIGGLI und E. WENK (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.* 134, 67 p.
- KNOBLAUCH, P. und M. REINHARD (1939): Erläuterungen zu Blatt 516, Iorio. *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25000. *Schweiz. Geol. Komm.*
- KOPP, J. (1923): Bau und Abgrenzung der Simano- und Aduladecke im südöstlichen Misox. *Eclogae geol. Helv.* 18, 259–265.
- KÖPPEL, V. und M. GRÜNENFELDER (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. *SMPM* 55, 129–132.
- KÜNDIG, E. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. *SMPM* 6, 1–99.
- LARDELLI, T. (in Vorbereitung): Die Tonale-Linie im unteren Veltlin (Prov. Sondrio, Italien). Diss. Univ. Zürich.
- LEPORI, A. (1961): *Geologia della regione di Dongo con speciale riguardo alle lenti carbonatiche*. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich, 140 p.
- MCDOWELL, F. M. (1970): Potassium-argon ages from the Ceneri zone, southern Swiss Alps. *Contr. Mineral. Petrol.* 28, 165–182.
- METZ, P. (1966): Untersuchungen eines heterogenen bivarianten Gleichgewichts mit CO_2 und H_2O als fluider Phase bei hohen Drucken. *Ber. Bunsenges. Phys. Chemie* 70, 1043–1045.
- METZ, P. and V. TROMMSDORFF (1968): On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites. *Contr. Mineral. Petrol.* 18, 305–309.
- MILNES A. G. (1974): The structure of the Pennine zone (Central Alps): A new working hypothesis. *Bull. geol. Soc. Amer.* 85, 1727–1732.
- MOTICKA, P. (1970): Petrographie und Strukturanalyse des westlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens. *SMPM* 50, 355–443.
- NICKEL, E., H. KOCK und W. NUNGAESSER (1967): Modellversuche zur Fließregelung in Graniten. *SMPM* 47, 399–497.

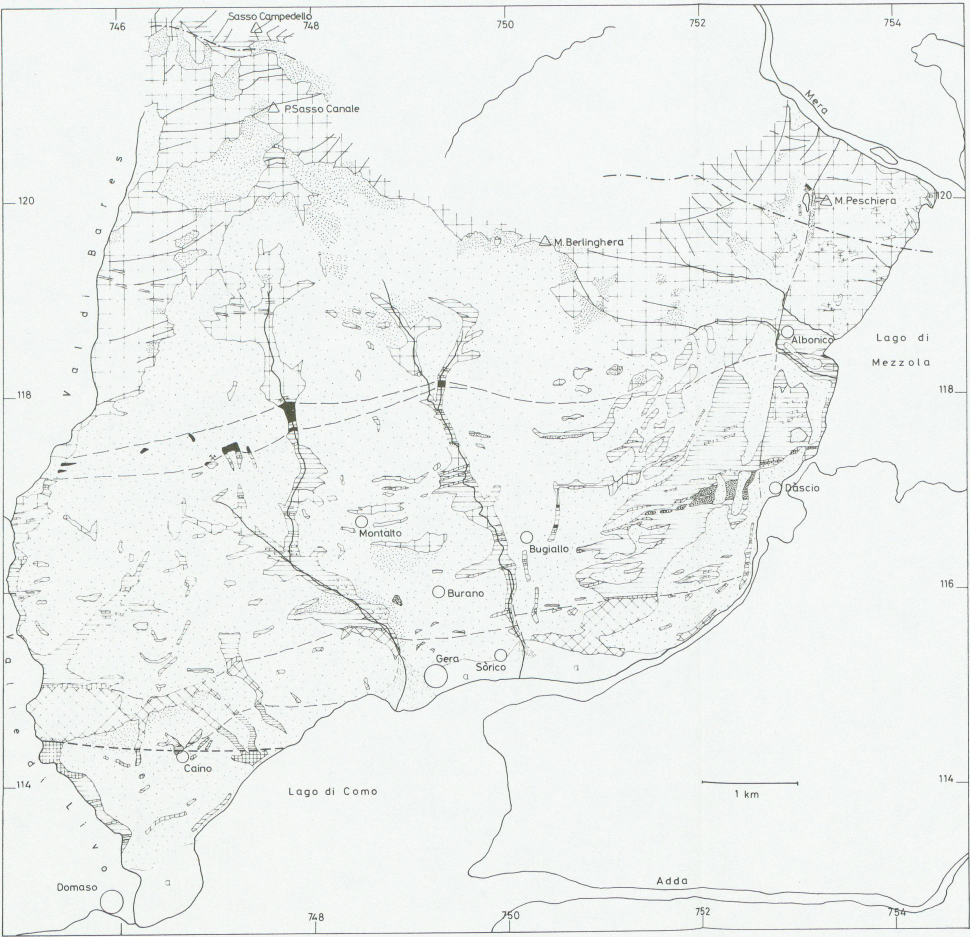
- NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. *Fortschr. Mineral.* 47, 16–26.
- NIGGLI, E. und C. R. NIGGLI (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizeralpen. *Eclogae geol. Helv.* 58, 335–368.
- PICCOLI, G. (1961): Metasomatismo e migmatiti nelle rocce verdi di Novate Mezzola (Sondrio, Alpi lombarde). *Rend. Soc. mineral. ital.* 17, 429–454.
- (1962): Le migmatiti del granito di San Fedelino (Alpi lombarde). *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 22, 133 p.
- PIDGEON, R. T., V. KÖPPEL and M. GRÜNENFELDER (1970): U-Pb isotopic relationships in zircon suites from a para- and orthogneiss from the Ceneri zone, southern Switzerland. *Contr. Mineral. Petrol.* 26, 1–11.
- PLAS, L. VAN DER (1959): Petrology of the northern Adula region, Switzerland. *Leidse geol. Meded.* 24, 415–602.
- PLATEN, H. VON (1965): Kristallisation granitischer Schmelzen. *Beitr. Mineral. Petrol.* 11, 334–381.
- PLATEN, H. VON und H. HOELLER (1966): Experimentelle Anatexis des Stainzer Platten-gneisses von Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kb H₂O-Druck. *N. Jb. Mineral. Abh.* 106, 106–130.
- PREMOLI SILVA, I. (1965): Il Pliocene di Balerna. *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 31, 176/77.
- RAMSEY, J. G. (1967): Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- REINHARD, M. (1931): *Universaldrehtischmethoden*. Wepf, Basel, 119 p.
- REINHARDT, B. (1966): Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien). *SMPM* 46, 553–678.
- REPOSSI, E. (1915/16): La bassa Valle della Mera. Parte I e II. *Mem. Soc. ital. Sci. nat.* 8/1 + 2, 1–186.
- RICHARDSON, S. W., M. C. GILBERT and P. M. BELL (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Amer. J. Sci.* 267, 259–272.
- ROLLE, F. (1881): Das südöstliche Graubünden und nordöstliche Tessin. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 23, 59 p.
- SCHMID, S. (1973): Geologie des Umbrailgebietes. *Eclogae geol. Helv.* 66, 101–210.
- SCHMUTZ, H. U. (1974): Der Mafitit-Ultramafitit-Komplex zwischen Chiavenna und Val Bondasca (Prov. Sondrio, Italia; Kt. Graubünden, Schweiz). *Diss. ETH Zürich*, 87 p.
- SKIPPEN, G. B. (1971): Experimental data for reactions in siliceous marbles. *J. Geol.* 79, 457–481.
- SPITZ, A. (1919): Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. *Verh. geol. Reichsanst.*
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen, mit tektonischer Übersichtskarte. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.* 46, 41 p.
- (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.* 103, 184 p.
- STORRE, B. (1970): Stabilitätsbedingungen Grossular-führender Paragenesen im System CaO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O. *Contr. Mineral. Petrol.* 29, 145–162.
- STROHBACH, H. (1965): Der mittlere Abschnitt der Tambodecke samt seiner mesozoischen Unterlage und Bedeckung. *Diss. Univ. Zürich*, 171 p.
- THOMPSON, J. B. (1957): The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Amer. Mineralogist* 42, 842–858.

- TROEGER, W. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien. Teil 2, Textband. E. Schweizerbart, Stuttgart, 822 p.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. *SMPM* 46, 431–460.
- TROMMSDORFF, V. and B. W. EVANS (1969): The stable association enstatite-forsterite-chlorite in amphibolite facies ultramafics of the Lepontine Alps. *SMPM* 49, 325–332.
- (1972): Progressive metamorphism of antigorite schists in the Bergell tonalite aureole (Italy). *Amer. J. Sci.* 272, 423–437.
- (1974): Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *SMPM* 54, 333–352.
- WEBER, J. (1957): Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Meliolo-Sòrico zwischen Tessintal und Comersee. *SMPM* 37, 267–397.
- WEBER, W. (1966): Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco. Diss. ETH Zürich, 248 p.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessinalpen. *SMPM* 35, 311–319.
- (1956): Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera. *Eclogae geol. Helv.* 49, 251–265.
- (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. *SMPM* 42, 139–152.
- (1963): Zur Definition von Schiefer und Gneiss. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 97–107.
- (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. *Fortschr. Mineral.* 47, 34–51.
- WENK, E. und F. KELLER (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. *SMPM* 49, 157–198.
- WENK, H.-R. (1973): The structure of the Bergell Alps. *Eclogae geol. Helv.* 66, 255–291.
- WENK, H.-R., E. WENK and J. H. WALLACE (1974): Metamorphic mineral assemblages in pelitic rocks of the Bergell Alps. *SMPM* 54, 507–554.
- WINKLER, H. G. F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. 2. Auflage. Springer, Berlin, 237 p.
- Karten:
- 1 : 500 000, Geologische Karte der Schweiz und Tektonische Karte der Schweiz. Schweiz. Geol. Komm.
- 1 : 200 000, Geologische Generalkarte der Schweiz, Blatt 8, Engadin. Schweiz. Geol. Komm.
- 1 : 100 000, Geologische Karte der Schweiz, Blatt 19, Bellinzona-Chiavenna. Schweiz. Geol. Komm.
- 1 : 100 000, Carta Geologica d'Italia, fogli 17, Chiavenna, e 18, Sondrio. Serv. geol. Ital.
- 1 : 25 000, Geologischer Atlas der Schweiz, Blätter 516, Iorio, und 1313, Bellinzona. Schweiz. Geol. Komm.

Manuskript eingegangen am 14. August 1975.

TAFEL 1

**Geologische Karte des Gebietes zwischen
Val Bares/Valle di Livo und Lago di Mezzola**
(Provincia di Como, Italia) von Peter Heitzmann



- Zentralalpen**
- Mittel- bis grobkörnige (Sillimanit)-Biot (Kalkfeldspat)-Plagioklas-Gneisse mit Einschaltungen von feinkörnigeren Varietäten und lokalen granitischen Aufschmelzungen (gepunktet)
 - Fein- bis mittelkörnige, oft gebänderte (Sillimanit)-(Muskowit)-Biot (Kalkfeldspat)-Plagioklas-Gneisse und (Hornblende)-Biot-Plagioklas-Gneisse mit Einschaltungen von Amphiboliten
 - Fein- bis mittelkörnige Amphibolite (nur grössere Vorkommen)
 - Ultramafite
 - Marmore und Kalksilikate
 - Tonaleserie
 - Tonalit mit „Augengneiss“ am Südrand
 - Novate-Granit
- Südalpen**
- Fein- bis mittelkörnige (Hornblende)-Biot-Plagioklas-Gneisse mit Einschaltungen von Amphiboliten
 - Fein- bis mittelkörnige Amphibolite (nur grössere Vorkommen)
 - Dolomit
- Quartär**
- Quartär i. a. (v. a. verschwemmtes und verrutschtes Moränenmaterial bedeckt mit Gehängeschutt und kleineren Schuttkegeln)
 - Gehängeschutt mit trockenem Schuttkegel
 - Bachschuttkegel / Alluvionen
 - Sackungen
- Symbole**
- Insubrische Linie
 - Brüche
 - Achsenebenenspur der Cressin-Antiform
 - Grenzen der tektonischen Einheiten
 - Verlassene Graphitmine auf A. Ruscallo

Leere Seite
Blank page
Page vide



(Provincia di Como, Italia) von Peter Heitzmann

-  Durchgreifende Schieferung in Metamorphiten (s. und SA)
-  Wellen und/oder Mineralienregelung auf der Schieferungseffache
-  Keine einheitliche Orientierung (bevorzugt W-Fallen) (L)
-  Einheitliche E-Fallen (parallel Cressim-Grossfaltenachse) (L)
-  Faltenachse von Kleinfalten f, und SA
-  Faltenachse von Kleinfalten f, (parallel Cressim-Grossfaltenachse)
-  Achsenebene von Kleinfalten
- 
-  Regionale Mittelwerte für Achsenebene und Faltenachse der Cressim-Anform
-  Spur der Achsenebene der Cressim-Anform
- 
-  Grenzen der Homogenitätsbereiche
-  (1) – (5) Bereich der „Adula“
-  (6) – (10) Zone von Bellinzona-Dasico
-  (11) Sudalpen
-  Insubrische Linie