

Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand : seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose

Autor(en): **Peretti, Adolf**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **78 (1985)**

Heft 1

PDF erstellt am: **16.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165642>

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.

Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose

Von ADOLF PERETTI¹⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Geologisch-petrographische Untersuchungen erlauben eine detaillierte informelle lithostratigraphische Gliederung des metamorphen *Monte-del-Forno-Komplexes*.

Die *Basis aus ophiolithischen Vulkaniten* umfasst Ultramafite, porphyrische Meta-Basalte, aphyrische Meta-Basalte mit Fe-Cu-Zn-Sulfid-Vererzungen sowie z. T. noch erkennbare Meta-Pillowlaven und Meta-Pillowbrekzien. Zur darüberliegenden *Rossi-Serie* gehören Fe- und Mn-vererzte Meta-Quarzite, Kalksilikatmarmore (metamorphe kieselig-mergelige Kalke) und Meta-Pelite mit Fe-Mn-Mineralisationen. Eine vergleichbare Abfolge mit analogen Lithologien findet man in den pelagischen Sedimenten von Oberjura bis Unterkreide im piemontesischen Bereich der Tethys. Für die Ophiolithe und diese assoziierten Sedimente am Bergell-Ostrand wird deshalb wegen ihrer äquivalenten Ausbildung ebenfalls ein mesozoisches Alter angenommen. Die Vererzungen in den Basalten und Quarziten könnten im Bereich eines Mittelozeanischen Rückens gebildet worden sein.

Die *Muretto-Serie*, im oberen Teil des Monte-del-Forno-Komplexes, wird hauptsächlich aus Meta-Sandsteinen mit wenigen Einschaltungen von Kalksilikatfelsen, Calcitmarmoren und ursprünglich tonreichen Meta-Sandsteinen aufgebaut. Sie weist lokal an ihrer Basis ein Konglomerat auf, zeigt Merkmale einer Flyschabfolge und könnte einer kretazisch bis alttertiären detritischen Serie entsprechen.

Die alpine Verformung im Monte-del-Forno-Komplex ist zumindest zweiphasig. Die ältere Hauptphase (F1) ist gekennzeichnet durch eine isoklinale Faltung und durch die Ausbildung der Hauptschieferung. Sie wird von einer jüngeren und schwächeren Phase (F2) in unregelmässiger und offenerer Falten gelegt. Die alpine Regionalmetamorphose erfolgte unter Bedingungen der höheren Grünschieferfazies.

Der Bergeller Granodiorit intrudierte im untersuchten Gebiet nach F1 und F2 und bewirkte im Monte-del-Forno-Komplex eine Kontaktmetamorphose, die maximal den Grad der höheren Amphibolitfazies erreichte.

ABSTRACT

Geological and petrographical investigations permit a detailed informal lithostratigraphic classification of the *Monte del Forno Unit*.

Basal ophiolitic volcanics include porphyritic and Fe-Cu-Zn-sulphide-bearing metabasalts and recognizable metapillow lavas and metapillow breccias. The *Rossi beds*, occurring in the lower part of the Monte del Forno Unit comprise Fe- and Mn-mineralized metaquartzites, calcsilicate marbles and Fe-Mn-mineralized metapelites. A comparable sequence with analogous lithologies occurs in the upper Jurassic to lower Cretaceous sediments of the Tethyan Piemont realm. On the basis of these similarities, a Mesozoic age has been assumed for the ophiolites and these associated sediments on the eastern flank of the Bergell Intrusion.

Genetic considerations of the ore-bearing horizons suggest that at least part of the Rossi beds were deposited in a mid-oceanic ridge environment.

¹⁾ Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

The *Muretto beds* in the upper part of the Monte del Forno Unit are made up of metaconglomerates, calcisilicate marbles, semipelites and metasandstones. These rocks show some features typical of flysch series, and could be Cretaceous to early Tertiary in age.

Alpine deformation in the Monte del Forno Unit is two-phased. The older main phase (F1) is recognizable by isoclinal folds and a dominant schistosity (Alpine regional metamorphism) and was succeeded by a weaker phase (F2) that produced irregular and open folds.

The Bergell granodiorite intruded after F1 and F2 and caused contact metamorphism of the Monte del Forno Unit that postdates the regional metamorphism.

1. Einleitung

FERRARIO & MONTRASIO (1976) haben eine neue tektonische Einheit, die «Monte-del-Forno-Serie», am Bergell-Ostrand eingeführt. Sie wird aufgebaut durch Gesteine, die STAUB (1946) noch als mesozoische Ophiolithe der Suretta-Decke und als prätriadische Gneise der Margna-Decke auffasste.

Angeregt durch die Neuinterpretation, erfolgte nun eine detaillierte Ausarbeitung der Lithostratigraphie in dieser neuen Einheit, die hier als Monte-del-Forno-Komplex bezeichnet wird. Zudem ist auch ihre Deformations- und Metamorphosegeschichte untersucht worden (Arbeitsgebiet siehe Fig. 1).

Die vorliegende Arbeit fasst die Ergebnisse von PERETTI (1983) zusammen und berücksichtigt auch Daten aus den Diplomarbeiten von KUBLI (1983), DIETHELM (1984) und GIERÉ (1984).

1.1 Geologische Situation

Der *Monte-del-Forno-Komplex* ist tektonisch zwischen die *Margna-Decke* und die *Suretta-Decke* (GIERÉ 1984) eingeschaltet (Fig. 1). Die beiden Decken bestehen aus einem schon voralpin metamorphen Basement und einer mesozoischen Sedimentbedeckung. Im Süden grenzt der Monte-del-Forno-Komplex an den *Ultramafitkörper der Val Malenco*.

Die «*Lanzada-Scermendone-Zone*», die im südlichen Bereich der Val Malenco auftritt, ist aufgrund ihrer Lithostratigraphie und ihrer tektonischen Stellung eine zur Suretta-Decke äquivalente Einheit (STAUB 1946, MONTRASIO, 1984).

Gegen Norden wird der Monte-del-Forno-Komplex diskordant von der *Engadiner Linie* abgeschnitten und hat darüber hinaus keine eindeutig zuzuordnende Fortsetzung. Eine denkbare Fortführung wäre in die Lizun-Grünschiefer (in Fig. 1 zum Monte-del-Forno-Komplex gestellt) oder in die *Platta-Decke* zu sehen. Letztere ist aber vom Monte-del-Forno-Komplex durch die zwischengeschaltete Margna-Decke getrennt.

Die tertiäre *Bergeller Intrusion* wird zur Hauptsache von älteren Tonaliten und einem jüngeren Granodiorit aufgebaut. Im Nordosten herrscht der Granodiorit vor, welcher hier die Suretta-Decke und den westlichen Teil des Monte-del-Forno-Komplexes durchschlägt.

1.2 Historische Entwicklung

CORNELIUS (1913, 1915) erklärt die Amphibolite und Grünschiefer am Bergell-Ostrand als posttriadische Ophiolithe und stellt sie zum sogenannten «Mittelschenkel der

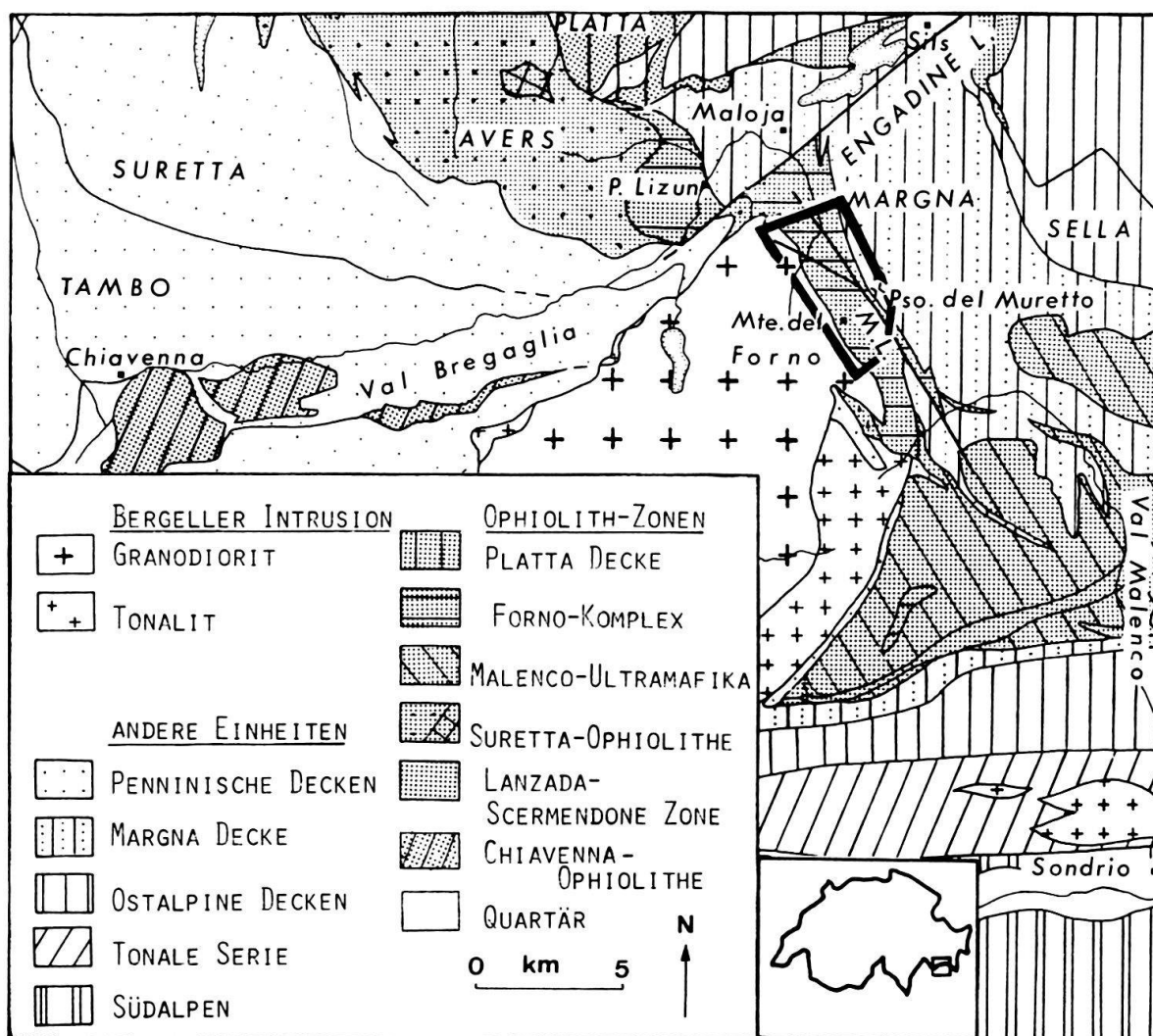


Fig. 1. Geologische Übersichtskarte des Bergell-Ostrands (nach TROMMSDORFF & NIEVERGELT 1985; Grünschiefer des P. Lizun jetzt zum Monte-del-Forno-Komplex gestellt). Arbeitsgebiet eingerahmt.

Rhätischen Decke». Der zunehmende Metamorphosegrad gegen den Granodiorit hin wird auf die tertiäre Bergeller Kontaktaureole zurückgeführt. Sie ist auch verantwortlich für die Bildung von Andalusit in den Metapeliten, welche zusammen mit Gneisen und Quarzitgneisen zum Kristallin der Rhätischen Decke gestellt werden.

STAUB (1918, 1921) fasst unter anderem den Grossteil dieser Amphibolite sowie die Meta-Pelite (Kinzigite) und die Quarzitgneise (Muretto-Quarzite) in der «Tieferen Fedoz-Serie» zusammen. Er sieht stratigraphische Übergänge zwischen diesen Gesteinen und stellt sie zum Altkristallin der neudefinierten Margna-Decke. Der Amphibolitfazies wird von STAUB (1918) ein prätriadisches Alter zugeordnet. Die Kontaktwirkung der Intrusion beschränkt sich für ihn auf wenige Meter.

Mit Hilfe detaillierter mikroskopischer Gefüge-Untersuchungen belegt CORNELIUS (1925) die kontaktmetamorphe Entstehung von Andalusit, was STAUB jedoch nie akzeptiert hat.

Auf der Berninakarte (STAUB 1946) werden die Amphibolite der ehemals «Tieferen Fedoz-Serie» nun als Teil einer mesozoischen Ophiolith-Zone (Malenco-Maroz) der

Suretta-Decke dargestellt. Die früher der gleichen Serie zugeordneten Kinzigite und Muretto-Quarzite mit stratigraphischen Kontakten zu den Ophiolithen gehören aber immer noch zur Margna-Decke.

Diese Widersprüche bleiben bei der Neukartierung des Bergell-Ostrands durch GYR (1967) bestehen, da keine Änderungen in der tektonischen Einteilung und der Frage nach der Kontaktmetamorphose gegenüber STAUBS Ansichten vorgenommen werden. Erst die Aufstellung einer stratigraphischen Abfolge in der «Monte-del-Forno-Serie» und ihr Vergleich mit ozeanischen Serien aus dem piemontesischen Bereich der Tethys (FERRARIO & MONTRASIO 1976) erlauben eine erfolgversprechende Neuuntersuchung dieser Region.

2. Lithostratigraphie (informell)

Der Monte-del-Forno-Komplex umfasst eine vulkanische Basis sowie sämtliche darüberliegenden Sedimente, welche in die Rossi-Serie (Forno-Serie s. str.; PERETTI 1983) und die Muretto-Serie aufgeteilt werden (Fig. 2).

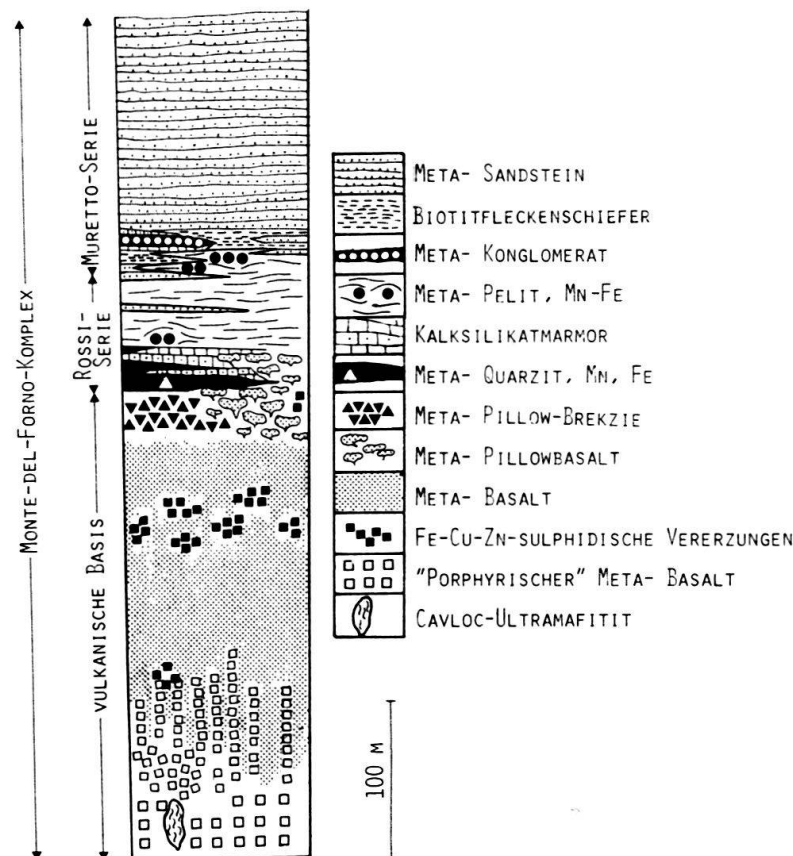


Fig. 2. Lithostratigraphische Gliederung des Monte-del-Forno-Komplexes in vulkanische Basis, Rossi-Serie und Muretto-Serie.

2.1 Vulkanische Basis

2.1.1 Lithologien (Fig. 2)

Die vulkanische Basis enthält neben wenigen an Brüche gebundenen Ultramafitvorkommen die grosse Masse der Forno-Amphibolite. Es werden stratigraphisch von unten nach oben folgende Typen unterschieden:

— «*Porphyrische*» *Meta-Basalte* (grobporphyroblastische Amphibolite von GYR 1967)
Typisches Merkmal sind zentimetergrosse eckig begrenzte Plagioklas-Aggregate, die nach GAUTSCHI (1980) und NIEVERGELT & TROMMSDORFF in FINGER et al. (1982) eine reliktsche magmatische Porphyrittextur (Plagioklas-Phänokristalle) repräsentieren.

Charakteristisch sind das gangförmige Auftreten dieser Gesteine (KUBLI 1983) sowie die Assoziation mit grösseren Ultramafitlinsen (GYR 1967, KUBLI 1983).

— *Meta-Basalte*

Sie sind häufig als getüpfelte Porphyroblasten-Amphibolite (GYR 1967) ausgebildet. Namengebend sind 0,5 mm bis 3 mm grosse, rundliche oder flaserige Plagioklas-Tüpfel, die metamorph gebildet wurden. Lagige Plagioklas-Anreicherungen in gebänderten Typen kommen ebenfalls vor, und das Fehlen der Tüpfel in hornfelsartigen Typen ist nicht selten.

Anzeichen für ehemals magmatische Phänokristalle fehlen. Hingegen lassen sich *Pillowstrukturen* (MONTRASIO 1973) sowie Niveaus mit *Fe-Cu-Zn-Sulfid-Vererzungen* (FERRARIO & MONTRASIO 1976; DE CAPITANI et al. 1981) feststellen. Es handelt sich dabei um linsenförmige Anreicherungen von Sulfiden (Magnetkies, Pyrit, Markasit, Kupferkies und Zinkblende) und von weniger häufigeren Oxiden (Magnetit, Illmenit, Hämatit und Rutil). Geochemisch kann gezeigt werden, dass vererzte gegenüber unvererzten Amphiboliten einen erhöhten Gehalt an Fe, Cu, Zn und S aufweisen (PERETTI 1983). Die in Amphiboliten vereinzelt auftretenden Kalksilikatfelse mit zonierter Anordnung von Kalksilikatmineralien werden von RIKLIN (1977) als ursprüngliche Interpillow-Kalke interpretiert.

Die *Epidotschlieren-Amphibolite* enthalten zentimeterbreite Epidotlagen, welche lateral auskeilen oder sich verästeln und ein netzartiges Muster bilden. Vereinzelt erkennbare Meta-Pillowbruchstücke und sich rhythmisch wiederholende Epidotlagen in den Epidotschlieren-Amphiboliten lassen vermuten, dass es sich um Meta-Pillowbrekzien bzw. Meta-Hyaloklastite handeln könnte.

2.1.2 Verbreitung

«Porphyrische» Amphibolite sind von der Region des Lej da Cavloc bis 500 m südlich des Muretto-Passes (DIETHELM 1984; GIERÉ 1984) verfolgbar (vgl. geol. Karte, Tafel).

Die grössten Vorkommen treten in der Region Alp da Cavloc auf (GYR 1967) und enthalten eine auffällige Konzentration von Ultramafitlinsen (Profil B, Fig. 5). Gegen den Rand dieses Verbreitungsgebietes lösen sie sich in einer mehrere Dutzend Meter breiten Übergangszone auf. Sie wird aus getüpfelten Porphyroblasten-Amphiboliten und «grobporphyrischen» Amphiboliten aufgebaut, welche jeweils meter- bis dezimetermächtig sind und wechsellagern (KUBLI 1983).

Die Übergangszonen sind am Südostende des Muretto-Passes und noch weiter südöstlich davon wieder anzutreffen. Die 20 m langen und dezimeter- bis meterbreiten parallelen Gänge von «porphyrischen» Meta-Basalten (Profil A, Fig. 5) treten an der Basis von getüpfelten Porphyroblasten-Amphiboliten, Epidotschlieren-Amphiboliten und Meta-Pillowbasalten auf. Innerhalb einer Fe-Cu-Zn-sulfidisch vererzten Zone in den Amphiboliten konnten die Gänge nur an einer Stelle (Koord. 776.090/136.820) festgestellt werden.

Die Vererzungen ihrerseits sind von der Val Bona bis in die Val Forno und gegen Norden bis zur Cima da Murtaira verfolgbar (Tafel), wo sie nach KUBLI (1983) innerhalb des Granodiorits anzutreffen sind. Die 50–100 m mächtigen Hauptvererzungszonen (Profil C und D, Fig. 5) sind an die Basis der ebenso mächtigen Epidotschlieren-Amphibolite und Meta-Pillowbasalte gebunden. Nahe zum Kontakt mit den überlagernden Meta-Sedimenten sind die Vererzungen nur an wenigen Stellen (Profil D, Fig. 5, und bei Koord. 776.240/135.510) und als volumenmässig unbedeutende Vorkommen feststellbar. Es sind die Meta-Pillowbasalte und Epidotschlieren-Amphibolite, die in ihrem Auftreten eng aneinander gebunden sind (Profil A, C und D, Fig. 5) und die meistens in direktem Verband zu den Meta-Sedimenten der Rossi-Serie stehen.

2.1.3 Interpretation

Grobporphyrische Amphibolite, getüpfelte Porphyroblasten-Amphibolite und Meta-Pillowbasalte sind nach KUBLI (1983) aufgrund ihrer Spurenelementgehalte mit unmetamorphen «Mid Ocean Ridge Basalts» (MORB) vergleichbar. Dies steht in Übereinstimmung mit den Ergebnissen, wie sie von RIKLIN (1977), GAUTSCHI (1980) und DE CAPITANI et al. (1981) ebenfalls mit Hilfe der Spurenelementgehalte ermittelt wurde. Dieser MORB-Charakter wird durch die Seltene-Erden-Gehalte einer Probe aus dem Cavlocgebiet (SCHUBERT 1979) und durch die Pb-Isotopenzusammensetzung in Plagioklasen und Pyriten eines Fe-Cu-Zn-sulfidisch vererzten Amphibolits bestätigt (PERETTI & KÖPPEL, in Vorb.). Diese Ergebnisse sowie Fe-Cu-Zn-Sulfid-Vererzungen (vgl. Kap. 3) und die Pillow- und Pillowbrekzien-Strukturen sind Hinweise dafür, dass die vulkanische Basis ursprünglich einen Teil einer ozeanischen Kruste bildete, wie sie heute im Bereich von Mittelozeanischen Rücken entsteht.

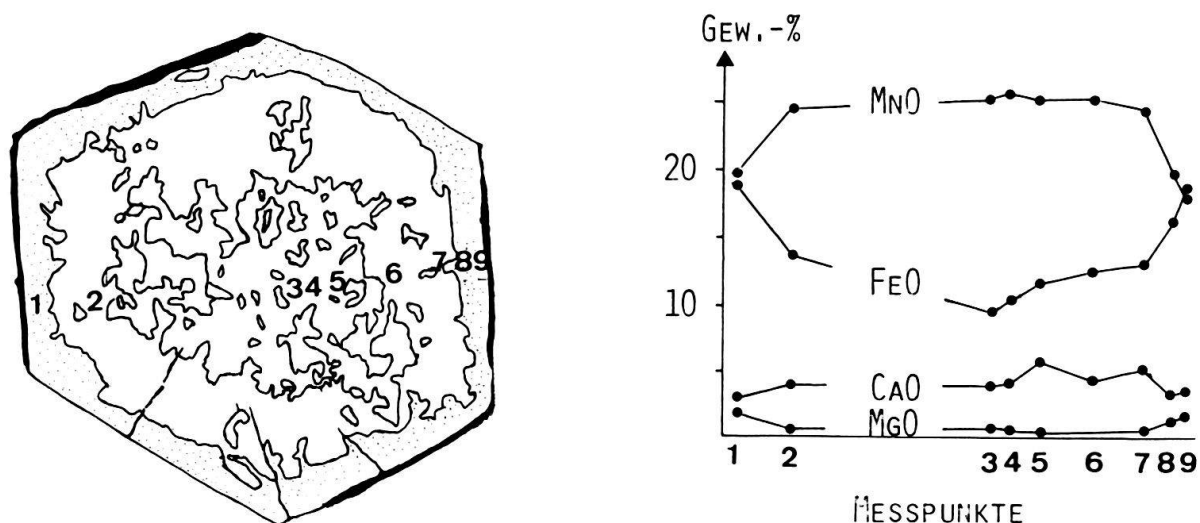


Fig. 3. Optische und chemische Zonierung von spessartinreichen Granaten aus den Fe-Mn-Vererzungen innerhalb von Andalusit-Granat-Biotitschiefern (Elektronenmikrosonden-Analysen Punkte 4, 7, 9 in Tab. 1).

2.2 Rossi-Serie

2.2.1 Lithologien (Fig. 2 und 5)

Über der vulkanischen Basis folgt die Rossi-Serie mit folgenden Meta-Sedimenten von unten nach oben:

— *Meta-Quarzite* oder *gebänderte Quarzite* («Basale Quarzites» von FERRARIO & MONTRASIO 1976) und *Kalksilikatmarmore*; insgesamt max. 20 m mächtig (kieselig-karbonatische Fazies, Fig. 5)

Die gebänderten Quarzite werden durch zentimeter- bis dezimeterbreite Quarzitlegen und zwischengeschaltete millimeterbreite metapelitische Lagen aufgebaut. Der ursprüngliche Anteil an tonigem Material ist sehr variabel und erklärt die helleren und dunkleren Typen. Die Quarzite werden zudem charakterisiert durch das Auftreten schichtparalleler *magnetitreicher Horizonte* (FERRARIO & MONTRASIO 1976, PERETTI 1983), durch ein typisches Spurenelement-Spektrum mit Ba, V, Co, Cr, Ni, Zn, Rb (Cu, S, Sr, Ce) (PERETTI 1983)

Tabelle 1: Elektronenmikrosonden-Analysen von Granaten aus folgenden Lithologien der Rossi-Serie: a, b, c: aus Fe-Mn-Vererzungen innerhalb von Andalusit-Granat-Biotitschiefern (a, b: max. Spessartingehalte von Granatkernen; c: verschiedene Spessartingehalte gemäss Zonierung in Fig. 3); d aus Andalusit-Granat-Biotitschiefern (durchschnittlicher Spessartingehalt); e aus gebänderten Quarziten (max. Spessartin-Gehalt im Granatkern).

Fundort-Koordinaten	775 205/ 136 370	777 600/ 134 090	776 64 / 134 990	776 065/ 135 660	775 92 / 135 825
Al ₂ O ₃	21.061	20.524	20.475	20.589	21.364
TiO ₂	u.n.	0.250	u.n.	u.n.	u.n.
SiO ₂	37.057	35.350	38.010	37.953	38.076
MgO	0.123	0.340	0.523	0.711	1.314
CaO	4.648	3.226	4.607	3.419	4.523
<u>MnO</u>	<u>31.834</u>	<u>32.954</u>	<u>26.913</u>	<u>27.972</u>	<u>22.104</u>
FeO	5.691	7.089	9.409	10.611	13.683
Na ₂ O	u.n.	u.n.	0.026	u.n.	u.n.
K ₂ O	u.n.	u.n.	u.n.	u.n.	u.n.
Cr ₂ O ₃	u.n.	u.n.	u.n.	u.n.	u.n.
NiO	u.n.	u.n.	u.n.	u.n.	u.n.
ZnO	u.n.	---	u.n.	u.n.	u.n.
V	0.087	---	0.098	u.n.	u.n.
	100.503	99.733	100.062	101.255	101.065
a				b	
Fundort-Koordinaten	777 650/ 135 420			775 625/ 135 950	775 850/ 135 120
Pt.-Nr.	4	7	9		
Al ₂ O ₃	20.250	20.028	21.010	21.229	19.824
TiO ₂	0.162	0.165	0.109	u.n.	0.100
SiO ₂	37.769	37.681	38.240	37.710	37.021
MgO	0.269	0.505	1.735	1.557	0.269
CaO	5.076	5.220	3.950	2.984	3.573
<u>MnO</u>	<u>25.237</u>	<u>24.552</u>	<u>18.095</u>	<u>7.570</u>	<u>29.158</u>
FeO	11.521	12.417	17.500	<u>29.414</u>	10.226
Na ₂ O	0.022	u.n.	0.025	u.n.	u.n.
K ₂ O	u.n.	u.n.	u.n.	u.n.	0.014
Cr ₂ O ₃	u.n.	u.n.	u.n.	u.n.	u.n.
NiO	---	---	---	u.n.	u.n.
ZnO	---	---	---	u.n.	u.n.
V	---	---	---	u.n.	---
	100.305	100.568	100.663	100.465	100.185
c				d	e

und durch schlierenartige Einlagerungen von kalksilikat- und magnetitführenden amphibol-chlorit-spessartreichen Horizonten.

Als mächtigere Einschaltungen treten *Mn-Körper* auf (FERRARIO & MONTRASIO 1976), die zudem an Epidot-schlieren-Amphibolite gebunden sind. Die Mn-Verzungen kommen unabhängig von den Magnetit-Horizonten vor (in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus; Profil C, Fig. 5). Hellglimmerphyllite und Kalksilikatmarmore bis Kalksilikatfelse überlagern häufig die gebänderten Quarzite.

Die Kalksilikatmarmore enthalten typischerweise zentimeter- bis dezimetermächtige Quarzlagen. Fließende Übergänge zwischen gebänderten Quarziten und Kalksilikatmarmoren durch kontinuierliche Änderung im Karbonatgehalt sind feststellbar (GYR 1963, S. 56; Profil F, Fig. 5).

— *Meta-Pelite* (Kinzigite, STAUB 1946; Andalusit-Granat-Biotitschiefer, GYR 1967); ursprünglich etwa 50–100 m mächtig (pelitische Fazies, Fig. 5)

Eine wahrscheinlich schon sedimentär angelegte Wechsellagerung von tonreichen Lagen mit zentimeterdicken quarzreicheren Lagen zeichnet die Meta-Pelite aus. Lokal sind an Quarzlagen gebundene, schichtparallele *Fe-Mn-Verzungen* feststellbar (Fig. 4). Es handelt sich dabei um linsenartige Anreicherungen von millimetergrossen spessartreichen Granaten (Analysen a, b und c, Tab. 1; optische und chemische Zonierung siehe Fig. 3). Die normalerweise in den Meta-Peliten anzutreffenden Granate sind almandinreich (Tab. 1, d).

2.2.2 Verbreitung

Entlang einer über 3 km zu verfolgenden Kontaktzone zwischen den Forno-Amphiboliten und der Rossi-Serie (Profil C bis F, Fig. 5) sind es die gebänderten Quarzite, die auf einer Strecke von ungefähr 1,5 km als erste über der vulkanischen Basis auftreten. Die Kalksilikatmarmore, die in Profil E und F (Fig. 5) im Verband mit den gebänderten Quarziten vorkommen, können in anderen Profilen oft fehlen.

In den Profilen C und E (Fig. 5) und am Koordinatenpunkt 775.850/135.120 sind die gebänderten Quarzite und Kalksilikatmarmore innerhalb der Forno-Amphibolite eingeschaltet. Die Forno-Amphibolite in Profil E (Fig. 5), welche magnetitführende, dunkle gebänderte Quarzite, Kalksilikatmarmore und Glimmerphyllite überlagern, sind geringmächtige Meta-Pillowbasalte mit gut erkennbaren Pillowstrukturen.

Grössere Mn-Körper bleiben auf das von FERRARIO & MONTRASIO (1976) beschriebene Vorkommen (Profil C, Fig. 5) beschränkt. Die Mn-Vorkommen vom Muretto-Pass (PETERS et al. 1973) konnten anstehend nicht lokalisiert werden. Der Magnetitge

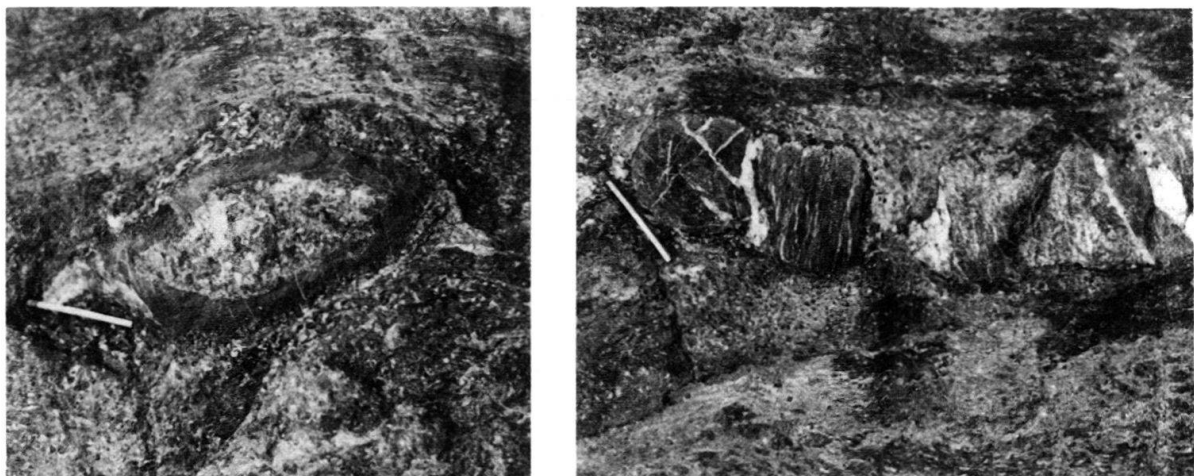


Fig. 4. Spessartin-Quarz-Boudin mit zentimeterbreitem spessartinreichem Rand (links) und von Quarzadern durchzogen (rechts). Grössenvergleich siehe Zündholz.

halt kann hingegen im ganzen Untersuchungsgebiet als typisches Merkmal der Meta-Quarzite angesehen werden (Profil B, C und E; Fig. 5).

Fehlen die gebänderten Quarzite, so folgen die Meta-Pelite direkt über Forno-Amphiboliten (siehe z. B. Profil A, Fig. 5). Die Fe-Mn-Vererzungen innerhalb der Meta-Pelite sind nahe der vulkanischen Basis (Profil C, D und F in Fig. 5; Granate a, Tab. 1) und am Kontakt zur hangenden Muretto-Serie (Profil G, Fig. 5; Granate b und c, Tab. 1) feststellbar. Über diesen oberen Fe-Mn-Vorkommen wird die Grenze zwischen der Rossi-Serie und der Muretto-Serie gezogen.

2.2.3 Interpretation

Die Abfolge mit Meta-Quarziten, Kalksilikatmarmoren (kieselig-karbonatische Fazies, Fig. 5) und darüberliegenden Meta-Peliten (pelitische Fazies, Fig. 5), die im Untersuchungsgebiet relativ konstant auftritt, wird als eine primäre sedimentäre Abfolge angesehen. Vermutlich infolge tektonischer Ausdünnung können in anderen Profilen (Profil A, Fig. 5) gebänderte Quarzite oder Kalksilikatmarmore fehlen. Vergleichbare Lithologien (abgesehen vom Metamorphosegrad) sowie auch der stratigraphische Übergang von Quarziten und Kalken zu den Peliten lassen sich auch in den metamorphen ozeanischen Serien der südlichen Tethys, der Platta-Decke (DIETRICH 1970), Arosa-Zone, Zermatt-Saas Fee-Zone (BEARTH 1967, 1974; BEARTH & SCHWANDER 1981; DAL PIAZ 1974; DAL PIAZ et al. 1979) und im Ligurischen Apennin (BARRETT 1982) feststellen. Geochemisch ist der Vergleich allerdings noch nicht untermauert. Aus der Gleichstellung mit den Ophiolith-Serien teilweise bekannten Alters folgt, dass für die Rossi-Serie ein mittelljurassisches bis unterkretazisches Alter denkbar wäre. Es wird vermutet, dass ein Teil der gebänderten Quarzite und Kalksilikatmarmore ursprünglich Radiolarite sowie pelagische Kalke waren. Die Annahme einer ozeanischen Herkunft der Sedimente wird durch die stellenweise Überlagerung durch Pillowlaven erhärtet (vgl. GARRISON 1974).

2.3 Muretto-Serie

2.3.1 Lithologien (Fig. 2)

Die Muretto-Serie wird stratigraphisch von unten nach oben wie folgt aufgebaut:

— *Meta-Konglomerat*, einige Meter mächtig

Es handelt sich dabei um ein Meta-Konglomerat mit stark verformten, ehemals dezimetergrossen Fragmenten. Als solches ist es am Koordinatenpunkt 775.630/137.210 noch gut identifizierbar. Die Komponenten bestehen aus reinem Quarz und sind durch eine ursprünglich tonige Matrix, die jetzt in Form von Muskovit und Granat vorliegt, voneinander getrennt (KUBLI 1983).

— *Calcitmarmore* und *Kalksilikatfelse* (KUBLI 1983), einige Meter mächtig

— *Biotitfleckenschiefer*

Sie weisen im Gegensatz zu den Meta-Sandsteinen (siehe unten) einen deutlich erhöhten Tongehalt auf, der die Bildung von Glimmer und Plagioklas verursacht.

Erkennbar sind die Biotitfleckenschiefer an etwa 0,5 cm grossen und metamorph gebildeten Biotitflecken, die oft um ein Illmenitskelett herum gewachsen sind.

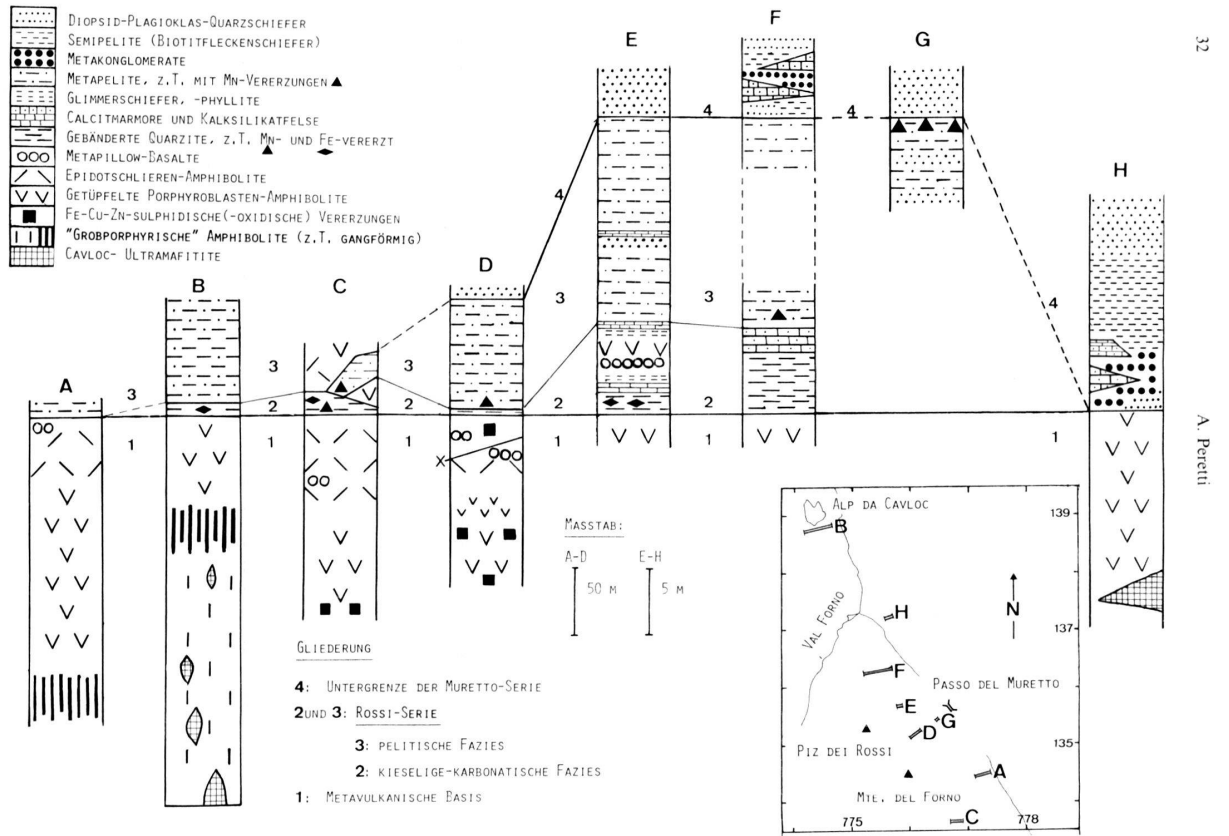


Fig. 5. Lithostratigraphische Profile im Monte-del-Forno-Komplex: Korrelation und Feingliederung der Rossi-Serie in kieselig-karbonatische und pelitische Fazies.

— *Meta-Sandsteine* (Muretto-Quarzite, STAUB 1946; Diopsid-Plagioklas-Quarzschiefer, GYR (1967)); ursprünglich einige hundert Meter mächtig.

Von CORNELIUS (1925) wurden sie als ehemalige Sandsteine mit dolomitischem Bindemittel angesehen. Diopsid und ein Anteil des Plagioklas sind metamorphe Neubildungen. Der restliche Anteil des Plagioklas sowie der relativ grosse Quarzanteil dürften detritisches Material sein. Dem Feldspatanteil nach sollte man das ursprüngliche Sediment als Subarkose bezeichnen.

Typisch sind 0,1 bis 1 m mächtige Bänke von Meta-Sandstein und zwischengeschaltete zentimeter- bis dezimeterdicke biotitreichere (tonreichere) Lagen. Bankungsparallel treten 0,1 m mächtige Quarzknauer (Meta-Konglomerate?) auf, die von einem dünnen Saum metamorpher Biotite umgeben sind. In den Meta-Sandsteinen sind bankungsparallel millimeterdünne Calcithorizonte eingeschaltet. Mögliche Sedimentstrukturen, wie etwa Gradierungen sind in den Meta-Sandsteinen nicht mehr sicher nachweisbar.

2.3.2 Verbreitung

Die Muretto-Serie hat die gleiche geographische Verbreitung wie die Rossi-Serie (Profile D bis G, Fig. 5). Meta-Pelite mit Fe-Mn-Vererzungen und Meta-Sandsteinen wechsellagern (Profil G, Fig. 5). In Profil E (Fig. 5) ist eine einzelne Meta-Sandsteinbank innerhalb grösserer Meta-Pelitvorkommen eingeschaltet.

Auf einer Länge von 350 m ist nach KUBLI (1983) ein metermächtiges Meta-Konglomerat zusammen mit Calcit-Marmoren, Kalksilikatfelsen und Biotitfleckenschiefern über den Forno-Amphiboliten und zugleich an der Basis von mächtigen Meta-Sandsteinen anzutreffen (Profil H, Fig. 5). Das Meta-Konglomerat tritt in Profil F (Fig. 5) in analoger Gesteinsassoziation wiederum an der Basis von Meta-Sandsteinen auf. Hier überlagert es aber Meta-Pelite der Rossi-Serie.

Im Kontakt Meta-Sandstein zu Zweiglimmergneis (Kontakt Muretto-Serie zu Margna-Decke) sind leicht hineinwitternde, stark ausgewalzte und boudinierte Aktinolithfels-Linsen eingeschaltet. An der Margna-Westflanke sind im Kontaktbereich grössere Forno-Amphibolitvorkommen (z. T. Fe-Cu-Zn-sulfidisch vererzt und «porphyrische» Amphibolite) dazwischengeschaltet (vgl. Tafel). Sie enthalten ebenfalls stark zerscherte Aktinolithfelse und Chloritschiefer (KÄLIN 1967; KUBLI 1983).

2.3.3 Interpretation

Die Wechsellagerung von Sandsteinen mit Tonlagen und die lateral über grosse Distanzen verfolgbaren Sandsteinbänke, Ton- und Karbonat-Horizonte geben der Muretto-Serie einen flyschartigen Charakter. Der Kontakt der Pelite der Rossi-Serie mit den Sandsteinen wird als sedimentär interpretiert (vgl. GYR 1967). In Profilen, in denen die Muretto-Serie direkt über der vulkanischen Basis auftritt, könnte die Rossi-Serie tektonisch ausgedünnt worden sein oder primär stratigraphisch fehlen.

Das Alter der Muretto-Serie lässt sich wie folgt abschätzen: Die bereits verfaltete Muretto-Serie wird bei la Margneta von einem der andesitisch-basaltischen Gänge (NIEVERGELT & DIETRICH 1977, GAUTSCHI & MONTRASIO 1978) durchschlagen (TROMMSDORFF & NIEVERGELT 1985). Die Gänge sind nach vorläufigen Ergebnissen von K-Ar-Datierungen an Hornblenden 40–45 Mio. Jahre alt (A. Deutsch und P. Nievergelt, pers. Mitt.). Nimmt man ein vorläufiges obereozänes Alter der Gänge an und berücksichtigt, dass die Muretto-Serie stratigraphisch jünger ist als die Rossi-Serie, ist für die Muretto-Serie ein kretazisches bis alttertiäres Alter denkbar.

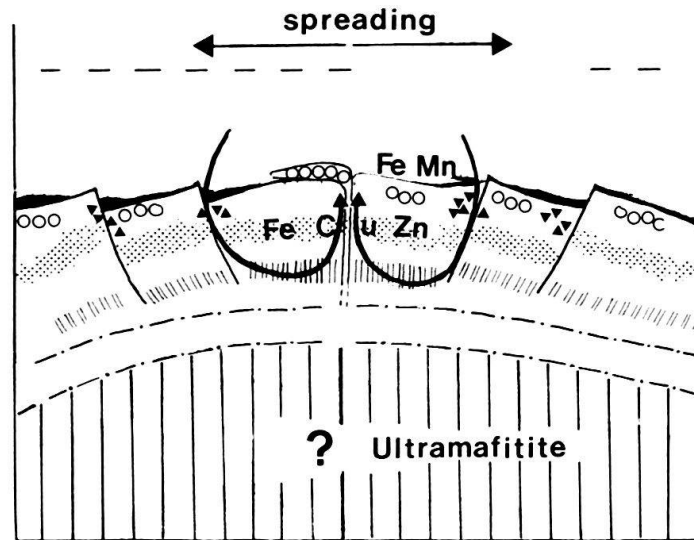
3. Paläogeographische Interpretation (Rossi-Serie)

Typischerweise treten die als ozeanisch interpretierten Sedimente der Rossi-Serie nur über ursprünglichen Basalten auf. Stratigraphische Kontakte von ozeanischen Sedimenten zu Ultrabasiten, wie sie beispielsweise in der Platta-Decke-Arosa-Zone vorliegen (vgl. Tab. 2), fehlen im Untersuchungsgebiet vollständig.

Ebenso bezeichnend sind in der Rossi-Serie das gemeinsame Vorkommen von Fe-Cu-Zn-Sulfid-Vererzungen in den Basalten und Fe- oder Mn-Vererzungen in den Quarziten (teilweiser Unterschied zu Platta-Decke-Arosa-Zone siehe Tab. 2). Diese Assoziationen von Vererzungen lassen sich auch in den Ophiolith-Serien der südlichen

Tabelle 2: Vergleich zwischen Platta-Decke, Arosa-Zone und Rossi-Serie.

VERGLEICHSPUNKTE	PLATTADECKE - AROSAZONE	ROSSI-SERIE UND IHRE VULKANISCHE BASIS
ALTER	Stufen des Juras und der Unterkreide (DIETRICH, 1970; WEISSERT, 1975)	vermutlich zwischen Mitte Jura und Unterkreide
LITHOLOGIEN (HAUPTUNTERSCHIED)	bedeutende Ultramafitit- und Ophicalcit-Vorkommen	keine Ophicalcit- und unbedeutende Ultramafitit-Vorkommen (Ev. durch Malenco-Einheit repräsentiert; GAUTSCHI, 1980)
VERERZUNGEN	Ni-Co-Fe-Cu-Zn an tektonisierte Serpentinite gebunden (DIETRICH, 1972; PHILIPP, 1982) Mn an Metaradiolarit geknuepft (GEIGER, 1948; SUANA, 1984)	Fe-Cu-Zn an Metabasalte gebunden (DE CAPITANI et al., 1981; PERETTI, 1983) Fe und Mn an Metaquarzit (FERRARIO und MONTRASIO, 1976), Fe-Mn an Metapelit geknuepft (PERETTI, 1983)
MODELLE: JURASSISCHE PALÄOGEOGRAPHIE IN DER TETHYS	Hinweise für Sedimentation im Bereich von ozeanischen Bruchzonen (BERNOULLI und WEISSERT, 1983)	Fuer die kieselige-karbonatische Fazies: Sedimentation im Bereich eines Mittelozeanischen Rückens (Modell Fig.6)
METAMORPHOSE	regionale Prehnit-Pumpellyit-Fazies bis Grünschiefer-Fazies (DIETRICH et al., 1974)	regionale obere Grünschiefer-Fazies; kontaktmetamorphe Ueberprägung durch Bergeller Intrusion
TEKTONISCHE STELLUNG	Platta-Decke liegt über der Margna-Decke	liegt unter der Margna-Decke



LEGENDE:







-  RADIOLARIT, z.T. VERERZT
-  PILLOWBASALT
-  PILLOWBREKZIE
-  APHYRISCHER BASALT, z.T. VERERZT
-  GANGFÖRMIGER PORPHYRISCHER BASALT
-  HYDROTHERMALE KONVEKTIONSZELLEN

Fig. 6. Modellhafte Rekonstruktion des Ablagerungsraums der Rossi-Serie in der südlichen Tethys (zwischen Mitteljura und Unterkreide).

Tethys, im nördlichen Apennin (BONATTI et al. 1976, FERRARIO & GARUTI 1980) und in den Westalpen (HUTTENLOCHER 1934, BRIGO et al. 1979, CASTELLO 1981) wiederfinden.

Folgt man in einer ersten Arbeitshypothese der erzgenetischen Interpretation von BONATTI (1975), könnten sich die Vererzungen durch hydrothermale Aktivität gebildet haben, wie sie heute im Bereich von Mittelozeanischen Rücken anzutreffen sind (vgl. EDMOND et al. 1979). Das gekoppelte Auftreten der Fe-Cu-Zn-Sulfid-Erze und Mn- oder Fe-Erze in der Rossi-Serie sowie das getrennte Auftreten der Fe- und Mn-Anreicherungen in den Quarziten der Rossi-Serie passen in dieses Modell. Eine hydrothermale Genese der Vererzungen in den Quarziten kann geochemisch erhärtet werden (PETERS in SUANA 1984). Die Pb-Isotopengehalte in Pyriten einer vererzten Amphibolit-Probe widersprechen der Annahme einer hydrothermalen Entstehung der Fe-Cu-Zn-Vererzungen nicht (PERETTI & KÖPPEL, in Vorb.). Die Quarzite der Rossi-Serie, die mit grösseren Mn-Körpern assoziiert sind, könnten im Bereich dieser tethyschen hydrothermalen Felder gebildet worden sein (Fig. 6). Dass sie teilweise von Pillowlaven überlagert werden, erhärtet diese Vorstellung.

Unter zusätzlicher Benützung des bereits diskutierten Charakters der vulkanischen Basis (Kapitel 2.1.3) und des Alters der Rossi-Serie (Kapitel 2.2.3) lässt sich folgendes Modell aufstellen:

1. Ab Mitte Jura: Bildung ozeanischer Kruste.
2. Zwischen Mitteljura und Unterkreide: Pelagische Sedimentation von Gesteinen mit kieselsäurereichen Chemismen über ozeanischer Kruste im Bereich eines Mittel-ozeanischen Rückens. Hydrothermale Aktivität in diesem Bereich (Fig.6) und Bildung der Fe-Cu-Zn-Sulfid-Erze in der vulkanischen Basis und der Fe- und Mn-Vererzungen in den Sedimenten (Quarziten).
3. Übergang zur Sedimentation pelagischer Kalke.
4. Teilweise Überlagerung der pelagischen Sedimente durch Pillowlaven.
5. Untere Kreide: Übergang zu Sedimentation von Tonen und Bildung von Fe- Mn-Vererzungen. Stopp der Erzbildung mit dem Einsetzen der Flysch-Sedimentation.

4. Tektonik

Der Monte-del-Forno-Komplex liegt tektonisch zwischen Suretta- und Margna-Decke und steht im Untersuchungsgebiet in direktem Kontakt zum Bergeller Granodiorit (Fig. 1 und Tafel). Tektonisch lassen sich innerhalb des Komplexes prä-intrusive (F1 und F2) von syn- bis post-intrusiven Deformationen (Muretto-Störung) unterscheiden. Die Regionalmetamorphose wird im ganzen Untersuchungsgebiet von der Kontaktmetamorphose überprägt (Fig. 7).

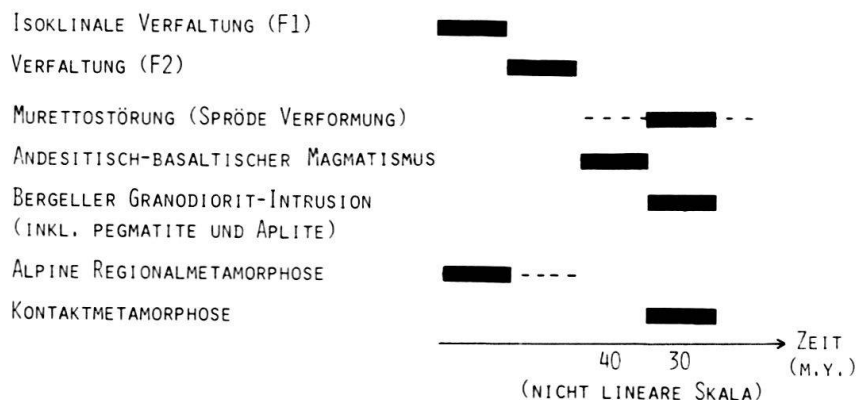


Fig. 7. Abfolge tektonischer und metamorpher Ereignisse im Monte-del-Forno-Komplex.

4.1 Prä-intrusive Faltungsphase F1

Die sedimentär angelegten Stoffbänderungen in den Lithologien des Monte-del-Forno-Komplexes (Quarzlagen in Meta-Peliten, ursprüngliche Karbonat- und Tonhorizonte in Meta-Sandsteinen, Epidotlagen in Amphiboliten) sind isoklinal (mit AE-Schieferung) verfaltet (F1, Fig. 10). F1, an grossräumigen Falten gebänderter Quarzite zu erkennen (siehe Südosten des Piz dei Rossi, Tafel), wird in Zone A (Fig. 9) vom Bergeller Granodiorit intrudiert. Die Faltungsphase F1 ist älter als die Bergeller Intrusion, da:

- der Monte-del-Forno-Komplex im wesentlichen Teil von der Intrusion diskordant abgeschnitten und in mehrere hundert Meter grosse Xenolithe aufgelöst wird (schön in der Val Forno zu erkennen; Tafel);

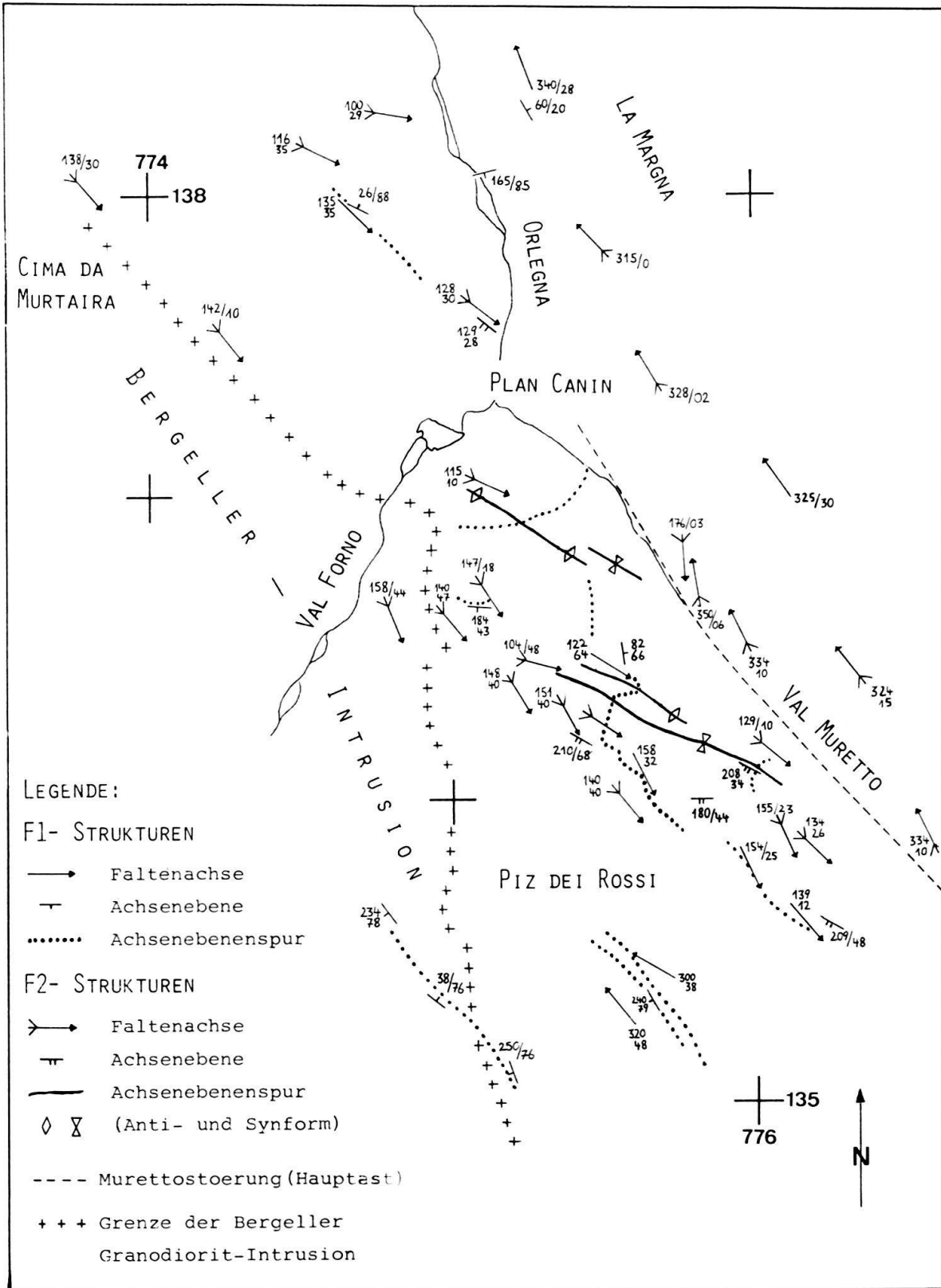


Fig. 8. Kartierte Strukturen im Monte-del-Forno-Komplex (ergänzt mit Daten von KUBLI 1983).

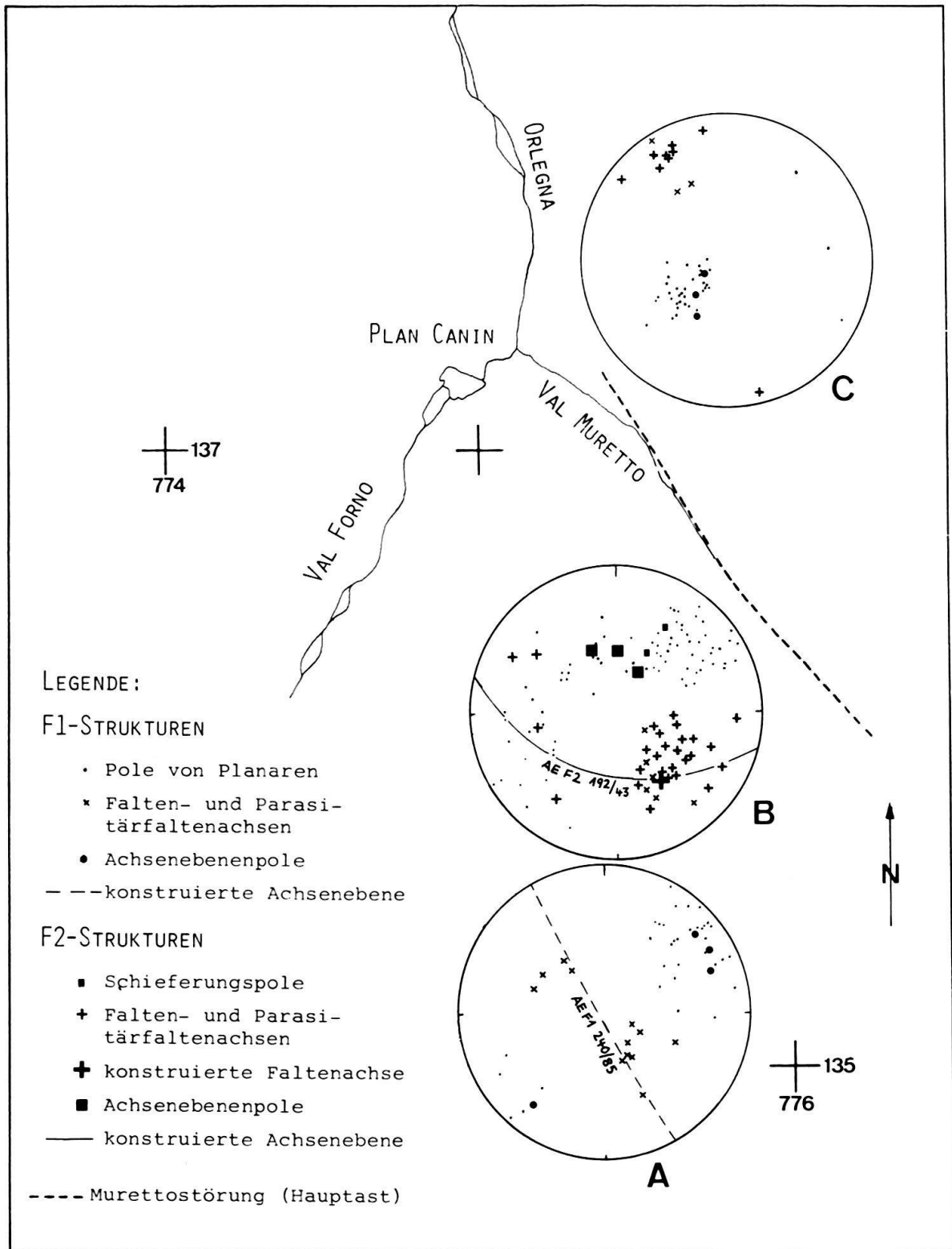


Fig.9. Stereographische Projektion der Strukturen im Wulffschschen Netz (untere Halbkugel), ergänzt mit Daten von KUBLI (1983). Zoneneinteilung: A = Zone mit Faltungsphase F1; B und C = zweiphasiges Faltungsgebiet (F1 und F2), getrennt durch einen Hauptast der Muretto-Störung.

- die Orientierung sämtlicher F1-Achsebenen, F1-Schieferungen und F1-Faltenachsen sich in der stereographischen Projektion im gleichen Bereich überlappen (Zone A, Fig. 9);
- die F1-Achsebenen der Xenolithe von Zone A diskordant zum Intrusionskontakt, aber parallel zu den Achsebenen am Piz dei Rossi (in grösserer Entfernung von der Intrusion) verlaufen (Fig. 8);
- die F1-Isoklinalfalten in Kontaktnähe (Koord. 775.170/135.730) von nicht gefalteten Apliten durchschlagen werden.

4.2 Prä-intrusive Faltungsphase F2

F1-Falten sind im Bereich der Zone B (Fig. 9) in einer späteren Faltungsphase F2 überprägt worden:

- Die F1-Achsebenen-Schieferungen sind gefaltet und liegen auf einem Grosskreis (Fig. 9).
- Die F1-Achsebenen werden verfaltet (Fig. 8).

Diese Falten von F2 sind offen und können teilweise auf kleinem Raum in leichte Wellungen übergehen. Die ursprünglichen F1-Achsebenen (Zone A; Fig. 9) schliessen mit F2-Achsebenen (Zone B; Fig. 9) einen Winkel von 56° ein, mit subparallel zueinander verlaufenden Faltenachsen (Fig. 10).

Das zweiphasige Faltungsgebiet erstreckt sich östlich und westlich der Val Muretto vom Muretto-Pass bis zur Cima da Murtaira und wird in der Val Forno vom Bergeller Granodiorit durchschlagen. F2 ist älter als die Intrusion, da:

- der westliche Schenkel einer grossräumigen F2-Antiform in der Val Forno, Rossi-Antiform südlich von Plan Canin (KUBLI 1983), diskordant von der Bergeller Granodiorit-Intrusion abgeschnitten wird (Profil C und D, Fig. 11);

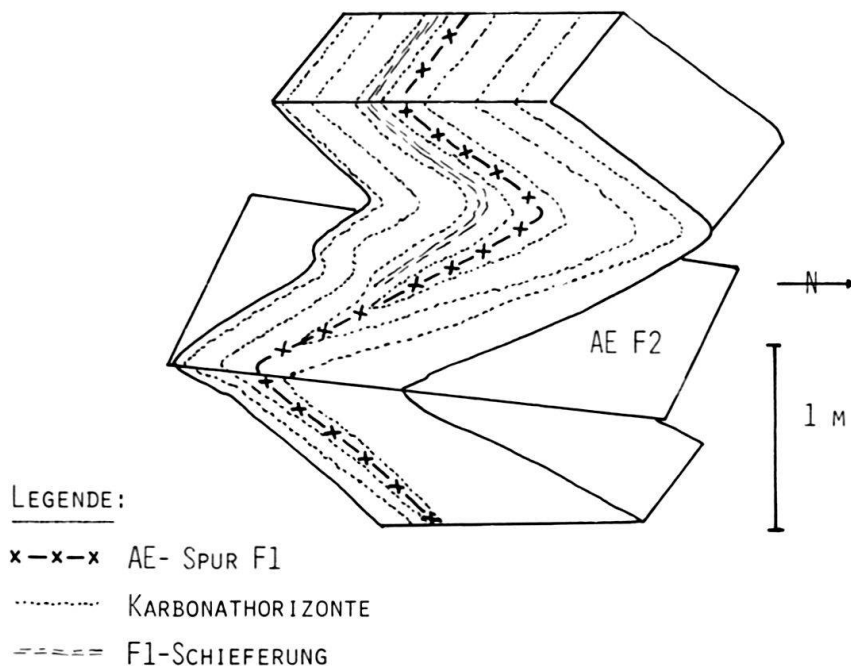


Fig. 10. Interferenzmuster von F1 und F2 in Meta-Sandsteinen. Die Faltenachsen verlaufen parallel (Fundort-Koord. 775.750/136.400).

- der westliche Schenkel der Rossi-Antiform gegen Norden an der Cima da Murtaira vollständig von Intrusivgesteinen ersetzt wird (Profil A und B, Fig. 11; KUBLI 1983);
- sich das Gebiet mit F2-Verfaltung südlich des Laghetto dei Rossi vom Intrusionskontakt ablöst und in der oberen Val Muretto bereits 1 km davon entfernt ist (Fig. 8; Profile E und F, Fig. 11).

4.3 Muretto-Störung

Die Muretto-Linie (GYR 1967, RIKLIN 1978) zieht von der italienischen Val Muretto über den gleichnamigen Pass nach Norden und teilt sich im Untersuchungsgebiet in eine Schar von parallelverlaufenden Störungen auf. Den Diskontinuitäten entlang treten rostfarben anwitternde Bruchbrekzien auf, bestehend aus Komponenten der jeweils benachbarten Lithologien und einer Matrix von Fe-reichem Dolomit, Calcit, Quarz und Erz (Kupferkies, Bleiglanz, Pyrit, Zinkblende und Fahlerz).

Die Zone B wird von der Zone C (Fig. 9) durch einen der Hauptäste der Linie im Talboden der Val Muretto getrennt, und die F2-Strukturen beider Zonen zeigen deutliche Unterschiede:

Die F2-Faltenachsen (Fig. 8) und auch die F2-Achsebenen beider Zonen (Profil E, Fig. 11) sind verschieden orientiert. Die Zone B ist um 75° gegen die Intrusion hin verkippt.

Diese Kippung könnte in einer aktiven Phase der Muretto-Störung (post F2) erfolgt sein. Der Granodiorit wird am Rand (Cima da Murtaira) von Digitationen der Muretto-Störung durchzogen (Profile A, B und C, Fig. 11), und es muss mit postintrusiven Bewegungen an der Störung (in bezug auf die randlichen Granodiorite) gerechnet werden.

4.4 Metamorphose

Die alpine Regionalmetamorphose erreicht in der näheren Umgebung des Untersuchungsgebiets (nordöstlich der Alp da Cavloc und in der Val Malenco) den Grad der

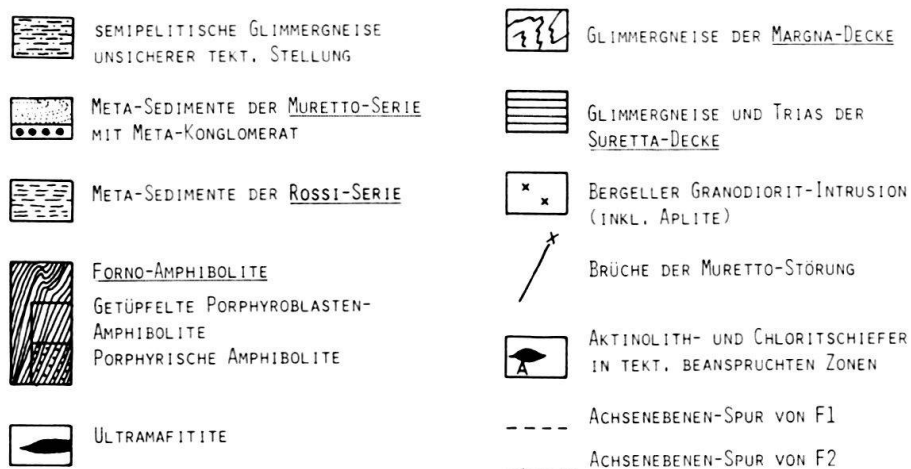
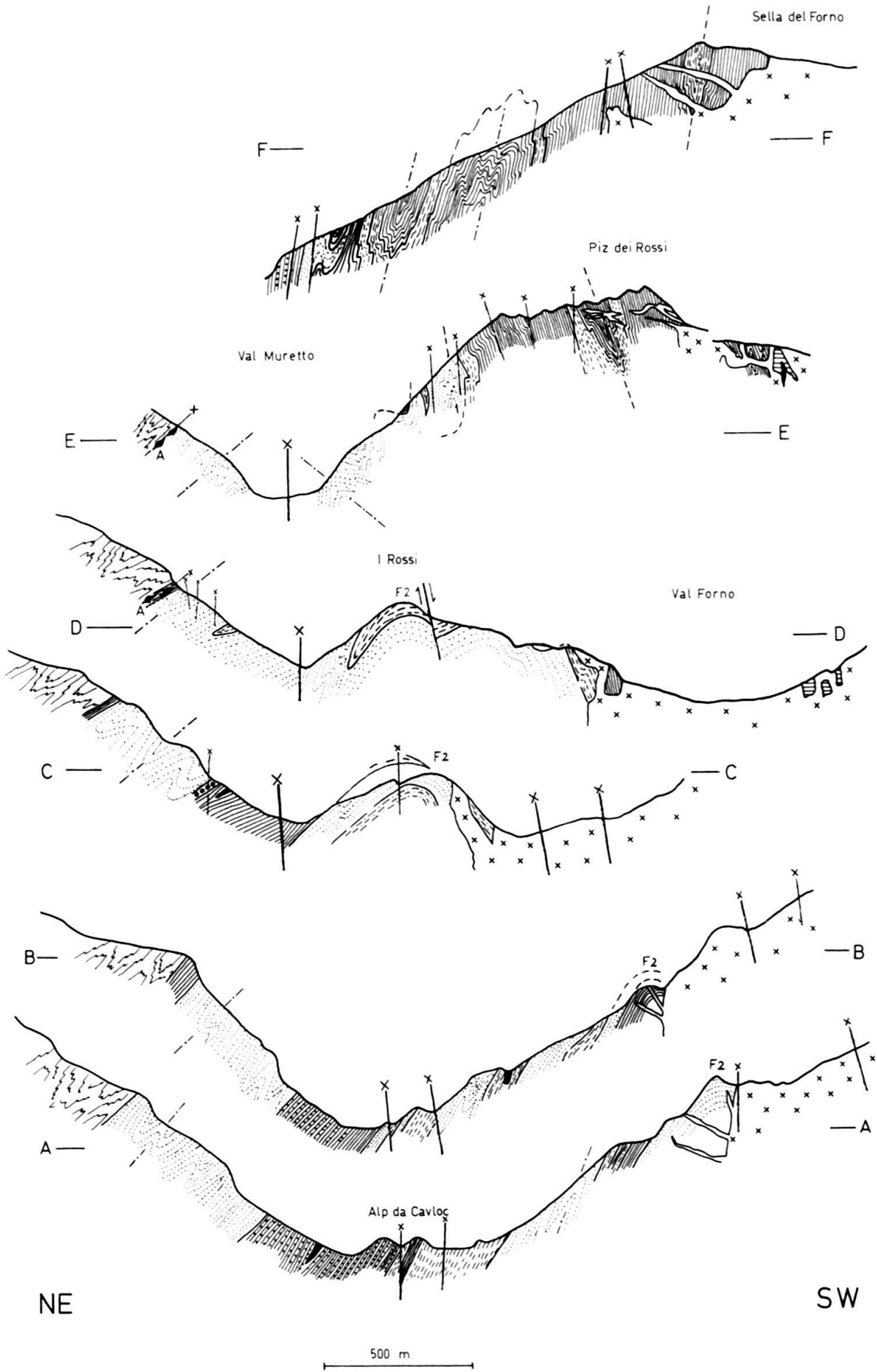


Fig. 11. Tektonische Profile durch den Monte-del-Forno-Komplex (Lagen der Profile in der Tafel); nach KUBLI (1983), PERETTI (1983), GIERÉ (1984) und DIETHELM (1984).



Oberen Grünschieferfazies (GYR 1967; EVANS & TROMMSDORFF 1970; GAUTSCHI 1980). Sie wird im ganzen Untersuchungsgebiet von der Kontaktmetamorphose der Bergeller Granodiorit-Intrusion bis zum Grad der Amphibolitfazies überprägt (Kontaktmetamorphose in Metabasika vgl. GAUTSCHI 1980; in Meta-Peliten vgl. WENK et al. 1974). Dies ist im kontaktmetamorphen postkinematischen Wachstum der Andalusite in den Meta-Peliten belegt (CORNELIUS 1925). Das Ausmass der Kontaktaureole und die Zunahme des Metamorphosegrads gegen die Bergeller Intrusion gehen aus der Kartierung kontaktmetamorph gebildeter Mineralien in Ultramafititen und Metapeliten hervor (Fig. 12).

In Ultramafititen, mit verschiedenen Kontaktentfernungen zur Bergeller Granodiorit-Intrusion, sind einige der typischen kontaktmetamorphen Mineral-Paragenesen unterschiedlichen Metamorphosegrads (TROMMSDORFF & EVANS 1972) kartiert worden (PERETTI 1983 und KUBLI 1983):

Die Zone mit *Talk-Olivin-Tremolit* ist im Raum Alp da Cavloc bis zu einer Normaldistanz zum Kontaktausbiss von 500 m festgestellt worden (Fig. 12). In den entferntesten Vorkommen ist reliktscher *Antigorit* vorhanden, welcher die progressiv metamorphe Bildungsreaktion $\text{Antigorit} = \text{Olivin} + \text{Talk} + \text{H}_2\text{O}$ (TROMMSDORFF & EVANS 1972) anzeigt.

Von 500 m bis 10 m Kontaktabstand fehlen Ultramafititvorkommen, und das erste Auftreten von Anthophyllit kann nicht festgestellt werden. Am Kontakt zur Bergeller Granodiorit-Intrusion und in Xenolithen treten die folgenden typischen Paragenesen auf (Fig. 12):

Forsterit-Anthophyllit (oder *Mg-Cummingtonit*)

und an einer Stelle:

Enstatit-Olivin (Elektronen-Mikrosondendaten; PERETTI 1983).

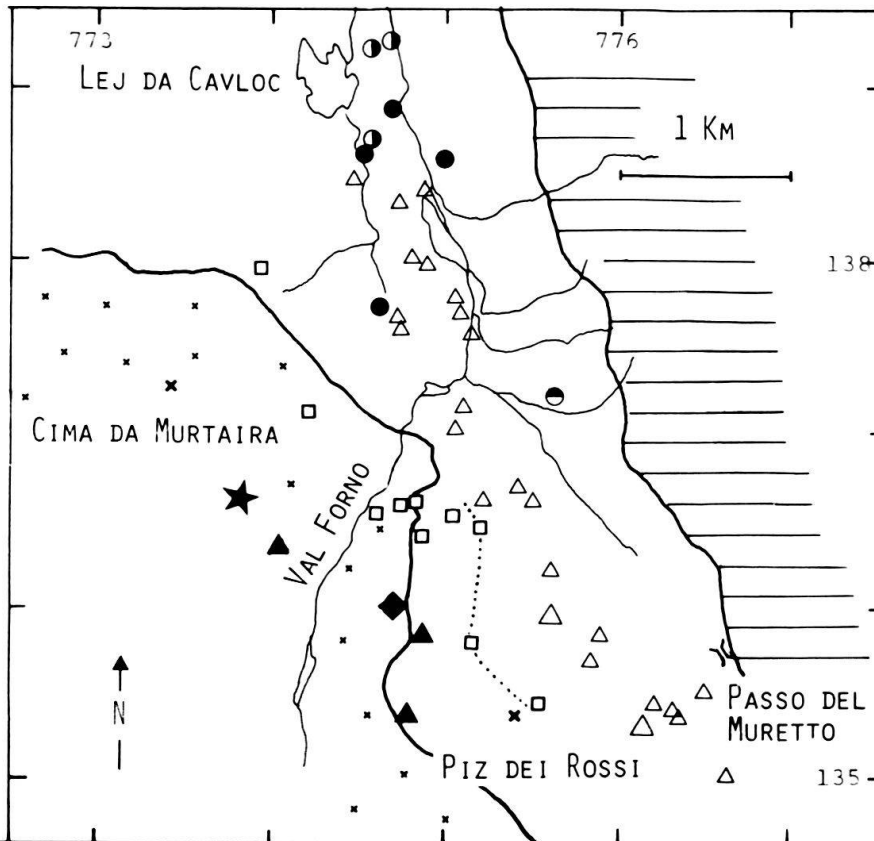
Die Bildung von Enstatit bei $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}} = 3$ kbar fordert Temperaturen von etwa 600–640 °C (TROMMSDORFF 1983). Die Zunahme der Kontaktmetamorphose gegen die Bergeller Intrusion hin wird durch einen Vergleich koexistierender Mineralchemismen von Spinell (Fig. 12) und Chlorit mit denjenigen, die von EVANS & FROST (1975) für verschiedene Metamorphosegrade bestimmt wurden, bestätigt (KUBLI 1983 und PERETTI 1983).

Andalusit tritt in den Meta-Peliten bis 1600 m vom Kontakt entfernt auf (Fig. 12). *Sillimanit* (Fibrolit) erscheint zum ersten Mal in einem Abstand von 200 bis 400 m (Sillimanitisograd, Fig. 12). Die Abfolge *Andalusit* → *Cordierit* → *Sillimanit* geht sowohl aus der Feldkartierung (*Sillimanit* kontaktnächste Bildung) als auch mikroskopisch aus der Generationsabfolge der Mineralneubildungen von kontaktnah entnommenen Proben (Koord. 774.820/136.580) hervor.

4.5 Interpretation

Eine zweiphasige prä-intrusive Tektonik äussert sich in F1 als der Hauptphase der Verformung (Platznahme des Monte-del-Forno-Komplexes) und in einer späteren F2-Phase (darauffolgende Ost-West-Kompression).

Die andesitisch-basaltischen Gänge der Val Malenco sind nicht deformiert, aber kontaktmetamorph überprägt worden (GAUTSCHI & MONTRASIO 1978). Die Gänge sind



ULTRAMAFITITE		
SIGN.	ZONE	PARAGENESEN
●		A-Fo-Tc-C/L-Chl
◐		Fo-Tr-C/L-Chl
●	Tc-Fo-Tr	A-Fo-Tr-Tc-C/L-Chl -Cr-Magnetit
▲	An-Fo-Tr	Fo-Tr-Tc-An-Ph-C/L-Chl -Ferritchromit
◆	E- Fo-Tr	Fo-Tr-Tc-An-E-Ph-C/L-Chl -Ferritchromit
★		Fo-Tr-D-An-C/L-Chl -Spinell
Abkürzungen: Fo=Forsterit, A=Antigorit, Tc=Talk, Tr=Tremolit An=Anthophyllit oder Mg-Cummingtonit, E=Enstatit, D=Diopsid, C/L=Chrisotyl/Lizardit, Ph=Phlogopit, Chl=Chlorit		
METAPELITE		
SIGN.	TYP.	PARAGENESE
△		Granat-Andalusit
△		Granat-Andalusit-Cordierit
□		Granat-Andalusit-Cordierit-Sillimanit
→		=zunehmende Metamorphose
.....		=Sillimanitisograd
* *		Bergeller Intrusion
▭		Margna-Decke

Fig.12. Kontaktmetamorphe Mineralzonierung in den Meta-Peliten der Rossi-Serie und in den Ultramafitlinsen.

deshalb im Zeitschema (Fig. 7) vorläufig zwischen F2 und die Bergeller Intrusion eingestuft. Zur Klärung dieser Einstufung wären weitere Untersuchungen an vergleichbaren Gängen in der Muretto-Serie bei der la Margneta (südöstlich Maloja) notwendig (MÜTZENBERG, in Vorb.). Im Gegensatz zu den Ansichten von STAUB (1918) ist der Bergeller Granodiorit von einer ausgedehnten Kontaktaureole begleitet (CORNELIUS 1913, 1915), und Kontakterscheinungen lassen sich im ganzen Untersuchungsgebiet nachweisen. Es wird ein genetischer Zusammenhang zwischen der Bergeller Granodiorit-Intrusion und der Muretto-Störung mit deren epigenetisch vererzten tektonischen Brekzien vermutet.

5. Schlussfolgerungen

Aus den Ergebnissen der Feldkartierungen lässt sich für den Monte-del-Forno-Komplex folgende Abfolge von Ereignissen postulieren:

1. Bildung ozeanischer Kruste in der südlichen Tethys (ab Mitte Jura).
 - 2.1. Ablagerung von kieseligen Sedimenten (Radiolarite u. a.) und Kalken über ozeanischer Kruste im Bereich eines Mittelozeanischen Rückens (zwischen Mittlerem Jura und Unterer Kreide). Hydrothermale Aktivität mit Bildung von Fe-Cu-Zn-Sulfid-Erzen in den Basalten und Fe- oder Mn-Vererzungen in den kieseligen Sedimenten.
 - 2.2. Wechsel zu toniger Sedimentation (Untere Kreide). Entstehung der Fe-Mn-Vererzungen (2.1 und 2.2 führen zum Aufbau der Rossi-Serie).
3. Flyschsedimentation während der Kreide und eventuell im Alttertiär (Muretto-Serie).
4. Deckentransport; Platznahme des Monte-del-Forno-Komplexes (F1) und Regionalmetamorphose.
5. Ost-West-Kompression (F2).
6. Andesitisch-basaltische Gänge durchschlagen die verfaltete Muretto-Serie.
 - 7.1. Tertiäre Granodiorit-Intrusion und kontaktmetamorphe Überprägung des Monte-del-Forno-Komplexes.
 - 7.2. Bildung teilweise epigenetisch vererzter tektonischer Brekzien (Muretto-Störung). Verkippung von Bergeller Rahmengesteinen (eventuell im Zusammenhang mit Muretto-Störung und Granodiorit-Intrusion).

Verdankungen

Für wertvolle Diskussionen sei P. Nievergelt, V. Trommsdorff, J. Ganguin, P. Brack, H. Weissert, S. Schmid, H. Furrer und V. Dietrich herzlichst gedankt. Ebenso T. Kubli für die Reinzeichnung der Karte.

LITERATURVERZEICHNIS

- BARRETT, T. J. (1982): Review of stratigraphic aspects of the ophiolitic rocks and pelagic sediments of the Vara Complex, North Appenines, Italy. – *Ofioliti* 7, 3–47.
- BEARTH, P. (1967): Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 132.
- (1974): Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolite der Westalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 385–397.

- BEARTH, P., & SCHWANDER, H. (1981): The post-Triassic sediments of the ophiolite zone of Zermatt-Saas Fee and the associated manganese mineralizations. – *Eclogae geol. Helv.* 74, 189–205.
- BERNOULLI, D., & WEISSERT, H. (1983): Sedimentary fabrics in serpentinite breccias (ophicalcites) and their significance, South-Pennine Arosa-Zone, Switzerland (Abstract). In: *Oceanic tectonics and metamorphism*. – *Ofioliti*, Suppl. 8, S. 7.
- BONATTI, E. (1975): Metallogenesis at oceanic spreading centres. – *Earth and planet. Sci. Ann. Rev.* 3, 401–431.
- BONATTI, E., ZERBI, M., KAY, R., & RYDELL, H. (1976): Metalliferous deposits from the Apennin ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centres. – *Bull. Geol. Soc. Amer.* 87, 83–94.
- BRIGO, L., DAL PIAZ, G. V., FERRARIO, A., OMENETTO, P., & ZUFFARDI P. (1979): Correlazioni fra paleogeografia e mineralizzazioni: Alcuni esempi delle Alpi. – *Mem. Soc. geol. ital.* 19, 727–734.
- CASTELLO, P. (1981): Inventario delle mineralizzazioni a magnetite, ferro-rame e manganese del complesso Piemontese dei calcescisti con pietre verdi in valle d'Aosta. – *Ofioliti* 6/1, 5–46.
- CORNELIUS, H. P. (1913): Geologische Beobachtungen im Gebiete des Forno-Gletschers (Engadin). – *Zbl. Mineral. Geol. Paläont.*, S. 246–252.
- (1915): Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamaassivs. – *Geol. Rdsch.* 6, 166–177.
- (1925): Über einige Gesteine der «Fedozserie» aus dem Disgraziagebiet (Rhätische Alpen). – *Separatabdr. N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil. Bd. LII, Abt. A*, S. 1–50.
- DAL PIAZ, G. V. (1974): Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (1re Partie: Considérations paléogéographiques). – *Boll. Soc. geol. ital.* 93, 437–468.
- DAL PIAZ, G. V., DI BATTISTINI, G., KIENAST, J.-R., & VENTURELLI, G. (1979): Manganiferous quartzitic schists of the Piemonte Ophiolite Nappe in the Valsesia-Valtourmanche area (Italian Western Alps). – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 32, 4–22.
- DE CAPITANI, L., FERRARIO, A., & MONTRASIO, A. (1981): Metallogeny of the Malenco metaophiolitic complex, Central Alps. – *Ofioliti* 6, 87–100.
- DIETHELM, K. H. (1984): Geologie und Petrographie des Bergell-Ostrandes II. – *Diplomarb. ETH Zürich*.
- DIETRICH, V. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. – *Eclogae geol. Helv.* 63, 631–671.
- (1972): Die sulfidischen Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 49.
- DIETRICH, V., VUAGNAT, M., & BERTRAND, J. (1974): Alpine Metamorphism of Mafic Rocks. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2–3, 291–332.
- EDMOND, J. M., MEASURES, B., MANGUM, B., GRANT, B., SCLATER, F. R., COLLIER, R., HUDSON, A., GORDON, L. I., & CORLISS, J. B. (1979): On the formation of metal-rich deposits at spreading crests. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 46, 19–30.
- EVANS, B. W., & FROST, R. B. (1975): Chrome-spinel in progressiv metamorphism, a preliminary analysis. – *Geochim. cosmochim. Acta* 39, 959–972.
- EVANS, B. W., & TROMMSDORFF, V. (1970): Regional Metamorphism of Ultramafic Rocks in the Central Alps: Parageneses in the System CaO–MgO–SiO₂–H₂O. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 50/3, 481–492.
- FERRARIO, A., & MONTRASIO, A. (1976): Manganese ore deposit of Monte del Forno. Its stratigraphic and structural implications. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 377–386.
- FERRARIO, A., & GARUTI, G., (1980): Copper deposits in the basal breccias and volcano-sedimentary sequences of the Ligurian ophiolites (Italy). – *Mineralium Depos.* 15, 291–303.
- FINGER, W., MERCOLLI, I., KÜNDIG, R., STÄUBLI, A., DE CAPITANI, C., NIEVERGELT, P., PETERS, T., & TROMMSDORFF, V. (1982): Bericht über die gemeinsame Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Oberengadin vom 21. bis 24. September 1981. – *Eclogae geol. Helv.* 75/1, 199–222.
- GARRISON, R. E. (1974): Radiolarian cherts, pelagic limestones, and igneous rocks in eugeosynklinal assemblages. – *Spec. Publ. int. Assoc. Sediment.* 1, 367–399.
- GAUTSCHI, A. (1980): Metamorphose und Geochemie der basischen Gesteine des Bergeller Ostrandes. – *Diss. ETH Zürich*.
- GAUTSCHI, A., & MONTRASIO, A. (1978): Die andesitisch-basaltischen Gänge des Bergeller Ostrandes und ihre Beziehung zur Regional- und Kontaktmetamorphose. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 58, 329–344.
- GEIGER, TH. (1948): Manganerze in den Radiolariten Graubündens. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 27.

- GIERÉ, R. (1984): Geologie und Petrographie des Bergell-Ostrands I. – Diplomarb. ETH Zürich.
- GYR, T. (1963): Geologisch-tektonische Untersuchungen im Gebiete des Fornogletschers. – Diplomarb. ETH Zürich.
- (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs. – Diss. ETH, Zürich.
- HUTTENLOCHER, H. F. (1934): Die Erzlagerstätten der Westalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 14, 22–149.
- KÄLIN, M. (1967): Petrographische und strukturelle Studien im SE der Margna-Decke. – Diplomarb., ETH Zürich.
- KUBLI, TH. (1983): Geologie und Petrographie der Fornoserie im unteren Val Forno. – Diplomarb., ETH Zürich.
- MONTRASIO, A. (1973): Strutture a pillow nelle anfiboliti del M. Forno (Pennidico medio-Alpi Retiche). – Atti Accad. naz. Lincei, Rend. Cl. Sci. fis. mat. nat. 54, 114–123.
- (1984): The «Lanzada–Scermendone zone»: An Ophiolitic unit of continental affinity in the Southern Rhaetic Alps (Prov. Sondrio–Italy). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 64, 111–129.
- MÜTZENBERG, S. (in Vorb.): – Diplomarb., ETH Zürich.
- NIEVERGELT, P., & DIETRICH, V. (1977): Die andesitisch-basaltischen Gänge des Piz Lizun (Bergell). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 57, 267–280.
- PERETTI, A. (1983): Geologie und Petrographie der Fornoserie. Piz dei Rossi. – Diplomarb. Univ. Zürich.
- PERETTI, A., & KÖPPEL, V. (in Vorb.): Geochemie und Pb-Isotopenverhältnisse einer sulphidischen Vererzung in den Amphiboliten des Monte-del-Forno-Komplexes.
- PETERS, Tj., SCHWANDER, H., & TROMMSDORFF, V. (1973): Assemblages among Tephroite, Pyroxmangite, Rodo-chrosite, Quartz: Experimental data and Occurrences in the Rhetic Alps. – Contr. Mineral. Petrol. 42, 325–332.
- PHILIPP, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina. VI: Grevasalvas–Lunghin. – Diplomarb. ETH Zürich.
- RIKLIN, K. (1977): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Bergell-Ostrand, nördlich der Valle Sissone (Prov. di Sondrio, N-Italien). – Diplomarb. ETH Zürich.
- (1978): Strukturen und Metamorphose im Bereich der südlichen Muretto-Linie. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 58, 345–356.
- SCHUBERT, K. (1979): Amphibolites from the Central Alps: REE-Patterns and their relations to the possible parent rocks. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59, 299–308.
- STAUB, R. (1918): Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 63, 1–18.
- (1921): Geologische Spezialkarten der Schweiz, Blatt 90. Geologische Karte des Val Bregaglia (Bergell).
- (1946): Geologische Karte der Berninagruppe 1:50000. Spez.-Karte Nr. 118. – Schweiz. geol. Komm.
- SUANA, M. (1984): Die Manganerzlagerstätten von Tinizong (Oberhalbstein, Graubünden). – Beitr. Geol. Schweiz. geotech. Ser. 64.
- TROMMSDORFF, V. (1983): Metamorphose magnesiumreicher Gesteine: Kritischer Vergleich von Natur, Experiment und thermodynamischer Datenbasis. – Fortschr. Mineral. 61/2, 283–308.
- TROMMSDORFF, V., & EVANS, B. W. (1972): Progressive metamorphism of antigorite schists in the Bergell Tonalite aureole (Italy). – Amer. J. Sci. 272, 423–437.
- TROMMSDORFF, V., & NIEVERGELT, P. (1985): The Bregaglia (Bergell)-Iorio Intrusive and its Field Relations. – Mem. Soc. Geol. Ital. (in press).
- WEISSERT, H. J. (1975): Zur Geologie der Casanna bei Klosters. – Eclogae geol. Helv. 68, 222–229.
- WENK, H.-R., WENK, E., WALLACE, J. (1974): Metamorphic mineral assemblages in pelitic rocks of the Bergell Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54, 507–554.

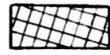
Manuskript eingegangen: 20. Juni 1984

Revision akzeptiert: 30. August 1984

Tafel

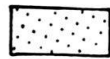
Geologisch-tektonische Karte zwischen Val Bona und Lägħ da Cavloc. Zusammengestellt nach Kartierungen von PERETTI (1983), KUBLI (1983), GIERÉ (1984) und DIETHELM (1984); südöstlich des Monte del Forno z.T. nach Kartierungen von FERRARIO & MONTRASIO (1976), mit eigenen Ergänzungen.

MONTE-DEL-FORNO-KOMPLEX



SEMIPELITISCHE GLIMMERGNEISE UNSICHERER STELLUNG

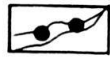
MURETTO-SERIE



DIOPSID - PLAGIOKLAS - QUARZSCHIEFER, z.T. MIT ZWISCHENLAGEN VON SEMIPELITISCHEN BIOTITFLECKENSCHIEFERN

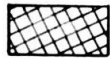


KALZITMARMORE UND KALKSILIKATFELSE

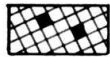


METAKONGLOMERAT, z.T. MIT KALKSILIKATFELS U. MARMOREN

ROSSI-SERIE



METAPELITE (ANDALUSIT - GRANAT - BIOTITSCHIEFER)



METAPELITE MIT Mn - VERERZUNGEN

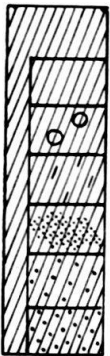


GEBÄNDERTE QUARZITE, z.T. MIT Mn - VERERZUNGEN



KALZITMARMORE UND KALKSILIKATFELSE IM VERBAND MIT GEBÄNDERTEN QUARZITEN

BASICA UND ULTRABASICA



FORNOAMPHIBOLITE

GETÜPFELTE PORPHYROBLASTENAMPHIBOLITE

META - PILLLOWBASALTE

EPIDOTSCHLIEREN - AMPHIBOLITE

AMPHIBOLITE MIT Fe-Cu-Zn - SULFIDISCHEN VERERZUNGEN

"GROBPORPHYRISCHE" METABASALTE, GANGARTIG

"GROBPORPHYRISCHE" METABASALTE



ULTRAMAFITITE, z.T. UNSICHERER TEKTONISCHER STELLUNG

MARGNA-DECKE



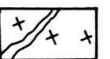
GLIMMERGNEISE

SURETTA-DECKE



GLIMMERGNEISE, TRIAS

BERGELLER INTRUSION



GRANODIORIT, APLITE, PEGMATITE



MURETTO-STOERUNG

