

Geologische Führer zu den Exkursionen des Symposiums "Zone Ivrea-Verbano"

Objektyp: **Group**

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

Band (Jahr): **48 (1968)**

Heft 1: **Symposium "Zone Ivrea-Verbano"**

PDF erstellt am: **21.07.2024**

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.

**Geologische Führer zu den Exkursionen des
Symposiums „Zone Ivrea–Verbano,,**

Exkursionsführer für den Ultramafitit-Körper von Finero (Valle Cannobina, Provinz Novara, Italien)

Von *Günther Lensch* (Saarbrücken) *)

Mit 1 Textfigur

Allgemeines

Der Ultramafitit-Körper von Finero liegt etwa 20 km WSW von Locarno. Man findet ihn auf Blatt 16 Cannobio der Geologischen und der Topographischen Karte von Italien 1 : 100 000, sowie auf den Blättern 16 III NE Monte Limidario und 16 III NO S. Maria Maggiore der Topographischen Karte von Italien 1 : 25 000. Der langgestreckte Gesteinskomplex streicht WSW-ENE; seine Länge beträgt ca. 12 km, die grösste Breite ca. 2 km. Der Ausstrich an der Erdoberfläche bedeckt ein Areal von rund 16,5 km², davon liegen $\frac{3}{4}$ auf italienischem Gebiet, nur der östliche Zipfel gehört zur Schweiz. Zum Studium der mafischen und ultramafischen Gesteine eignet sich vor allem das Westende des Ultramafitit-Körpers in der Umgebung des Dorfes Finero. Das Zentrum und das Ostende liegen entlegen und ziemlich unzugänglich hoch in den steilen Hängen und Gräben, welche vom Gipfelgrat des Gridone nach Norden zum Valle Vigizzo/Centovalli hinabziehen.

Man erreicht Finero vom Lago Maggiore oder von der Valle Vigizzo aus auf einer schmalen, nicht asphaltierten Strasse, welche von Cannobio (Lago Maggiore) durch die Valle Cannobina nach Malesco (Valle Vigizzo) führt. Die Strasse ist nur mit PKW und kleinen Omnibussen befahrbar. Die kürzere Zufahrt ist die von Malesco aus; der längere Weg Finero-Cannobio empfiehlt sich bei gutem Wetter wegen der landschaftlichen Schönheit für die Abfahrt. Möglichkeiten zum Abstellen von Fahrzeugen finden sich an der Kirche in Finero sowie am Piano di Sale (Punkt 1 auf der beigegebenen Exkursionskarte). Wendemöglichkeit, auch für kleine Omnibusse, besteht ausser an den beiden genannten Orten noch an der Strassenabzweigung nach Cursolo. Diese Abzweigung befindet sich etwa 2 km talabwärts von Finero, unmittelbar hinter einem kurzen

*) Mineralogisches Institut des Saarlandes, 66 Saarbrücken 15.

Strassentunnel (gerade ausserhalb des unteren Randes der Exkursionskarte). Auch an dieser Stelle können Fahrzeuge geparkt werden. Schliesslich finden 2—3 Personenwagen bei einem Brunnen neben der Strasse bei Creves Platz.

Die Exkursion zeigt ein vollständiges Querprofil durch den ultramafischen Gesteinsverband. Die Gewölbestructur ist in diesem Profil aus den Lagerungsverhältnissen nicht zu erkennen. Sie deutet sich nur in der symmetrischen Anordnung der Gesteinszüge an. Das Streichen der Gesteine liegt zwischen 50° und 90° , bevorzugt bei Werten um 70° (Generalstreichen der Ivreazone in diesem Gebiet). Die S-Flächen (Lagentextur) fallen mit $60\text{—}80^\circ$ nach Norden, eine generelle Änderung des Fallwinkels ist im Profil nicht festzustellen.

Im Gelände und auf der beigegefügt Karte werden folgende Einheiten unterschieden:

Gesteine der Canavese-Zone: Chloritschiefer, Marmore, Kalkschiefer, Porphyre (als Gerölle im Fluss bei Finero!).

Pyroxen-Plagioklas-Fels: Gesteine des basischen Hauptzuges der Zone von Ivrea (Pyriklasite) südlich des Ultramafitit-Körpers und entsprechende Gesteine an seinem Nordrand (Testa Durone). Die Gesteine führen häufig Granat, jedoch nur untergeordnet Hornblende.

Hornblende-Pyroxen-Fels: Olivinfreie Gesteine im Verband des Ultramafitit-Körpers. Hornblende ist neben Pyroxen vorherrschend, dazu treten häufig Plagioklas und Granat.

Hornblende-Peridotit: Glimmerfreier, lherzolitischer Peridotit mit starker, oft vorwiegender Beteiligung von grüner Hornblende.

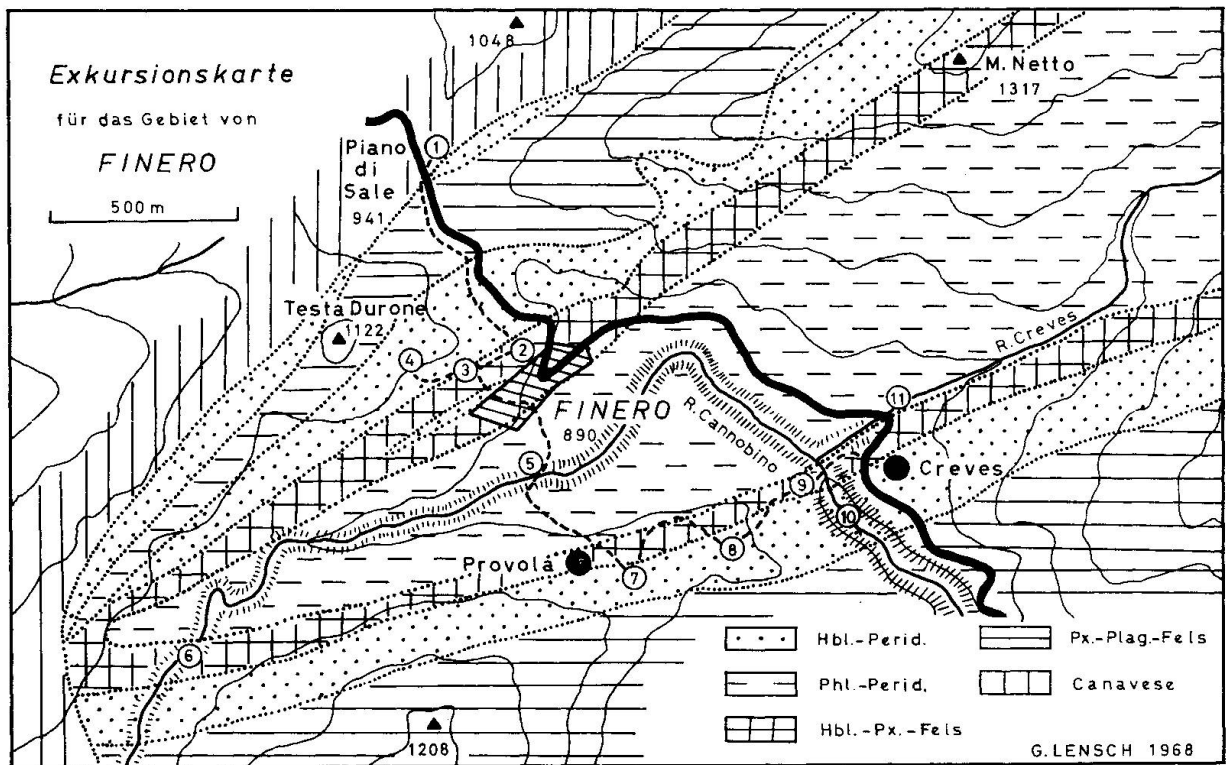
Phlogopit-Peridotit: Glimmerführender, oft glimmerreicher, lherzolitischer Peridotit mit oder ohne Hornblende.

Die Exkursion kann in einem halben Tag durchgeführt werden (ca. 4 Stunden für den Weg von Punkt 1 bis Punkt 11 der Exkursionskarte, ohne Punkt 6). Für eingehendere Beobachtungen, zum Sammeln und für längere Diskussionen empfiehlt es sich aber, für Finero — einschliesslich An- und Abfahrt — einen ganzen Tag vorzusehen.

Beschreibung der Aufschlüsse und des Exkursionsverlaufs

Punkt 1: Piano di Sale

Der Piano di Sale ist eine ausgedehnte Verebnung auf dem Anstieg von Finero nach Norden zu der Passhöhe (967 m), welche aus der Valle Cannobina zur Valle Vigezzo hinüberführt. Die Verebnung wird hervorgerufen durch den Wechsel von harten Pyroxen-Plagioklas-Felsen der Ivreazone zu Chlorit-Serizit-Schiefern der Canavesezone. Die Insubrische Linie, welche die beiden



Zonen trennt, zieht am Südrand der Verebnung entlang. Südwestlich der Strasse, im Wald in einem kleinen Graben, ist sie als Mylonitzone zwischen Pyroxen-Plagioklas-Fels und Chloritschiefer aufgeschlossen. Anstehende Gesteine der Canavesezone findet man am besten entlang der Strasse vom Piano di Sale zum Pass.

Südlich der Verebnung quert die Strasse einen Zug von Pyroxen-Plagioklas-Fels (Gesteine des basischen Hauptzuges auf der Nordflanke der Antiklinale von Finero). Zwischen Pyroxen-Plagioklas-Fels und Canavesezone sind an mehreren Stellen glimmerfreie Peridotite eingeschuppt. Eine Peridotitlinse ist unmittelbar neben der Strasse aufgeschlossen (Punkt 1 der Exkursionskarte). Das Gestein ist hier, im Kontakt mit der Insubrischen Linie, teilweise serpentinisiert.

Die Pyroxen-Plagioklas-Felse sind ziemlich dunkle Gesteine aus Klinopyroxen, Plagioklas und Granat, zu denen noch braune Hornblende und akzessorisch Orthopyroxen tritt. Sie zeigen häufig eine deutliche Flächen- und eine angedeutete Lineartextur, beides kommt in der Anordnung der Feldspäte zum Ausdruck. Die Textur geht zurück auf eine mechanische Beanspruchung. Nach der Kataklyse erfolgte eine teilweise Rekristallisation, begleitet von einer Reaktion zwischen Klinopyroxen und Granat unter Ausbildung eines Symplektits aus Hornblende, Plagioklas und Erz (Magnetit, Ilmenit). Vermutlich sind auch die braunen Hornblenden erst zu diesem Zeitpunkt entstanden. Spätere, epizonale Retromorphose — in diesem Aufschluss meist ohne jede Bewegung —

führte zur Chloritisierung der Granate und zur Uralitisierung der Pyroxene. Diese jüngere Retromorphose macht sich nur stellenweise bemerkbar, man erkennt sie makroskopisch an der Vergrünung des Gesteins.

Man folgt der Strasse bis zum Südrand der Pyroxen-Plagioklas-Felse, dann zweigt nach rechts ein breiter, gut angelegter Fussweg zur Wallfahrtskapelle ab. Der Weg führt durch Blockschutt aus Hornblende-Peridotit, kurz vor der Kapelle steht Hornblende-Pyroxen-Fels an.

Punkt 2: Wallfahrtskapelle über Finero

Von der Kapelle aus hat man einen Überblick über das Westende des Ultramafitit-Körpers von Finero. Die Felsen bei der Kapelle gehören zu einem Zug olivinfreier, feldspatführender Gesteine (Hornblende-Pyroxen-Fels), welcher überall den Phlogopit-Peridotit im Kern von dem Hornblende-Peridotit auf den Flanken der Antiklinale trennt. Gegenüber den Peridotiten tritt er als Rippe hervor. Der Phlogopit-Peridotit im Kern des Gewölbes füllt das Tal unterhalb Finero und streicht nach NE in die weite Mulde des Rio Creves. Auf dem Südflügel erkennt man die Hornblende-Pyroxen-Felse bei den Häusern von Provola, dahinter bildet der Hornblende-Peridotit wieder eine Verebnung bis zum Beginn der Gesteine des basischen Hauptzuges. Auch bei den Häusern der Siedlung Creves kann man den morphologischen Gegensatz beobachten, dann verwischt sich der Unterschied in den Nordhängen der Costa di Torriggia. Der Gipfel des Monte Torriggia, rechts über dem Talhintergrund des R. Creves, besteht aus Hornblende-Peridotit. Der Grat, welcher vom Gipfel nach rechts ins Tal des Cannobino hinunterzieht, besteht aus Pyroxen-Plagioklas-Fels des basischen Hauptzuges.

Punkt 3: Plateau westlich der Kapelle

Auf der Verebnung steht Hornblende-Pyroxen-Fels an. Das Gestein ist hier in Mineralbestand und Gefüge dem Pyroxen-Plagioklas-Fels bei Piano di Sale ähnlich. Orthopyroxen ist etwas stärker beteiligt, blassgrüne Hornblende — sonst für dieses Gestein charakteristisch — tritt zurück. Epizonale Retromorphose, auch mit Bewegung, scheint häufiger zu sein. Die Verwitterung lässt die Bänderung deutlich hervortreten; man findet rein pyroxenitische neben fast anorthositischen Lagen. Die einzelnen Bänder sind nur wenige Zentimeter mächtig.

In der geringmächtigen Übergangszone zum Hornblende-Peridotit stehen Pyroxenite und Pyroxen-führende Hornblendite an; im Südflügel (Punkt 10) sind sie schöner und mächtiger entwickelt. Bei der Kapelle sind aber einige Gesteine in dieser Zone (Pyroxen-Plagioklas-Fels und Peridotit) mit Alumi-

nium-Überschuss bemerkenswert, in denen neben grünem Spinell reichlich Sapphirin enthalten ist¹⁾.

Punkt 4: Blockhalde unter der Testa Durone

Die grosse Blockhalde bietet Gelegenheit zum Studium der Varietäten des Hornblende-Peridotits. Mit blossem Auge erkennt man Olivin, bräunlichen Orthopyroxen und tiefgrüne, chromhaltige Hornblende. Blassgrüner Klinopyroxen tritt neben der Hornblende zurück oder fehlt; fast opaker Spinell in hypidiomorphen Körnern ist immer vorhanden. Sehr selten findet man mikroskopisch etwas Phlogopit mit Hornblende verwachsen. Grosskörnige Hornblende tritt mengenmässig im Gestein oft stark hervor, sie ist auch lagenweise angereichert und verleiht dem Gestein eine gewisse Bänderung. Daneben findet man hornblendearme Varietäten bis hin zu Saxoniten und selbst Duniten.

Man folgt nun dem Weg, der vom Plateau zum Westende des Dorfes führt. Bei den ersten Häusern trifft man auf eine schmale Einlagerung von Peridotit im Hornblende-Pyroxen-Fels. Im Dorf wendet man sich zuerst etwas nach links, durchquert dann die Ortschaft und nimmt am unteren Ortsrand den Wiesenpfad, der nach rechts abwärts ins Flussbett und weiter nach Provola führt. An den wenigen Aufschlüssen in Finero kann man feststellen, dass der Hornblende-Pyroxen-Fels grobkörniger und hornblendereicher wird; der Phlogopit-Peridotit ist unter den Wiesen verborgen.

Punkt 5: Neue Brücke über den Fluss bei Finero

Wenige Meter vor der Brücke steht rechts neben dem Weg der Phlogopit-Peridotit an. Man erkennt makroskopisch Olivin, grüne Hornblende, bräunlichen Orthopyroxen und hellbraunen Glimmer. Das Gestein enthält ausserdem blassgrünen Klinopyroxen und opaken, hypidiomorphen Spinell. Im Flussbett findet man weitere Varietäten, teilweise mit viel grobblättrigem Phlogopit. Die Hornblende ist immer kleinkörnig (gleiche Korngrösse wie die übrigen Hauptgemengteile), man findet auch keine lagenweisen Anreicherungen wie im Hornblende-Peridotit. Lagentextur entsteht nur durch die Glimmerblättchen. Durch Zurücktreten von Hornblende und Pyroxen entstehen phlogopitführende Saxonite und Duniten. Gelegentlich beobachtet man im Phlogopit-Peridotit Schlieren von Chromit.

Falls man aus Zeitgründen nicht den etwas abgelegenen Punkt 6 besuchen kann, folgt man dem Weg jenseits der Brücke weiter und steigt zu den Häusern von Provola hinauf. Man überquert den Hornblende-Pyroxen-Fels und kommt in den Hornblende-Peridotit des Südflügels.

¹⁾ Sapphirin war bisher in den Ultramafititen von Finero und ihren Begleitgesteinen nicht bekannt.

Punkt 6: Stromschnelle im Cannobino-Oberlauf

Wenn genügend Zeit zur Verfügung steht, empfiehlt sich von der Brücke aus ein Abstecher in das Westende des Ultramafitit-Körpers. Der Hornblende-Pyroxen-Fels des Südflügels streicht dort durch den Fluss (das Flächengefüge fällt nur mit 30—40° nach Süden) und bildet eine Stromschnelle. Auf den glattgeschliffenen Felsen sind grossartig die Texturen in den gebänderten, grobkörnigen Gesteinen sichtbar. Man kann entweder im Flussbett aufsteigen oder einen der Pfade am Nordufer benutzen. Zum Rückweg folgt man einem der Steige, die vom Flussbett nach Provola laufen und gelangt so zum Punkt 7.

Punkt 7: Südlich Provola

Hinter den Häusern von Provola trifft man auf eine ziemlich ausgedehnte serpentinierte Zone im Hornblende-Peridotit. Serpentin tritt sonst nur entlang der Insubrischen Linie, nicht aber im Innern des Ultramafitit-Körpers auf.

Man kann von hier weglos im Streichen des Hornblende-Peridotits nach Osten zur Schlucht des Cannobino absteigen und trifft dann in halber Höhe des Hanges auf einen Weg, der von Daila zur Ponte Provola hinunterführt. Bequemer ist der gute Weg von Provola zur Brücke. Er führt zunächst am Nordrand des Pyroxen-Hornblende-Felses entlang, durchquert diesen dann und trifft im Hornblende-Peridotit auf den oben genannten Weg von Daila, auf dem man die Ponte Provola (Punkt 9) erreicht.

Punkt 8: Weg von Provola zur Ponte Provola

Die Felsen neben dem Weg bieten gute Aufschlüsse im Hornblende-Pyroxen-Fels des Südflügels. Das Gestein ist grobkörnig und stark gebändert. Man findet verschiedene Typen von Hornblenditen, Hornblende-Pyroxeniten mit und ohne Orthopyroxen sowie „gabbroide“ Gesteine aus grünlicher Hornblende, Klinopyroxen, Plagioklas, Granat, untergeordnet Orthopyroxen und gelegentlich Spinell. Granat tritt nicht selten in grossen Blasten auf. Die Texturen deuten auf intensive Bewegungen, welche von einer Kristallisation und Blastese unter Anwesenheit einer fluiden Phase begleitet waren und überdauert wurden. Die granoblastischen Gefüge zeigen keine Relikte früherer Kataklyse. Zeichen späterer mechanischer Beanspruchung und epizonaler Retromorphose sind selten; eventuell muss man dazu filzige Symplektite zwischen Granat und den übrigen Mafiten rechnen.

Der Hornblende-Peridotit enthält hier sehr grobkörnige Lagen und Schlieren von reiner, grüner Hornblende. Bei einigem Suchen kann man faustgrosse Spaltstücke von Einkristallen finden.

Punkt 9: Ponte Provola

Der Weg läuft aus dem Hornblende-Peridotit zurück in den Hornblende-Pyroxen-Fels. In dieses Gestein hat der Fluss einen schmalen Durchlass geschnitten, über den sich die alte Brücke spannt. Die glatten Felsen unter der Brücke zeigen schöne Bänderung und sind relativ arm an feldspatführenden Lagen. Neben dem Weg zu beiden Seiten der Brücke stehen dagegen feldspatreiche, schöne „Granatgabbros“ an. Beim Anstieg von der Brücke zur Strasse bei Creves trifft man auf frische Blöcke dieses Gesteins, die früher beim Strassenbau weggesprengt worden sind; günstige Gelegenheit zum Sammeln von Handstücken.

Die Brücke steht fast auf der Grenze zwischen Hornblende-Pyroxen-Fels und Phlogopit-Peridotit. Nach Norden, flussaufwärts, sieht man im Flussbett die Bänke des Phlogopit-Peridotits anstehen. Der von NE einmündende Rio Creves läuft hier genau auf der Grenze zwischen beiden Gesteinen. Eine Übergangszone ist nicht entwickelt, der Kontakt zwischen Hornblende-Pyroxen-Fels und Phlogopit-Peridotit ist tektonisch überprägt. Flussabwärts ist das Flussbett im Hornblende-Peridotit eingeschnitten. Man sieht zunächst eine hornblenditische, feldspatfreie Übergangszone, dann beginnen die Peridotite. In den Felsen zu beiden Seiten des Flussbettes kann man grüne, monomineralische Hornblendelagen erkennen.

Punkt 10: Cannobino-Schlucht unterhalb Ponte Provola

Der Weg von der Brücke nach Provola ist am Westufer von einem niedrigen Mäuerchen eingefasst, das sich etwa 100 m weit im Anstieg hinzieht. Vom oberen Ende des Mäuerchens läuft ein schmaler, kaum sichtbarer Steig hinunter ins Flussbett, er endet unten bei den hornblenditischen Übergangsgesteinen. Von dort aus kann man auf Felsen und Geröll das ganze Querprofil durch den Hornblende-Peridotit bis in die Gesteine des basischen Hauptzuges begehen. Flussaufwärts wird der Durchgang unter der Brücke von glatten Wänden versperrt.

In der Übergangszone findet man grobkörnige grüne und braune Hornblendite, teilweise mit Granat. Dazu kommen mittelkörnige Hornblende-Pyroxen-Gesteine, die dann zum Hornblende-Peridotit überleiten. Der Peridotit ist sehr reich an tiefgrüner Hornblende, die immer wieder in Zeilen und Bändern angereichert ist. Man beobachtet in solchen Bändern Verknäuelungen, die auch hier auf Kristallisation und Blastese während und nach einer Deformation deuten. Gegen den Südrand des Peridotits schalten sich olivinführende und olivinfreie Hornblende-Pyroxen-Lagen ein. Den Abschluss bildet eine 10 m breite Zone von tiefbraunen Hornblenditen mit etwas Granat, auf die eine Bank von granatführendem Pyroxen-Plagioklas-Fels folgt. Jenseits dieser Bank ist eine schmale Lage eines Silikatmarmors eingequetscht, dann setzt die

Serie der Gesteine des basischen Hauptzuges ein. Die Gesteine sind zunächst flasrig deformiert, teilweise mylonitisch, und unter Talk- und Uralitbildung vergrünt. Erst weiter flussabwärts werden sie ungestört.

Punkt 11: Ponte Creves

Von der Nordseite der Strassenbrücke führt ein Steig ins Bett des Rio Creves. Im Bachbett steht glimmerreicher Phlogopit-Peridotit an. Am Südufer stösst der Peridotit unter Hangschutt an den Hornblende-Pyroxen-Fels; der Kontakt ist an dieser Stelle nicht zugänglich. Von oben rutschen Blöcke von schönem, grobkörnigem Hornblendit mit viel Granat herunter, der in der Grenzzone ansteht.

Literaturhinweis

- LENSCH, G. (1968): Die Ultramafitite der Zone von Ivrea und ihre geologische Interpretation. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 48/1.
 VOGT, P. (1962): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Peridotitstock von Finero. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 42, 59—125.
 WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 30, 1—144.

**Excursion Guide for the Valle d'Ossola Section of the
Ivrea-Verbano Zone**

(Prov. Novara, Northern Italy)

by *Rolf Schmid* (Zürich)*)

Mit 2 Textfiguren und 1 Tafel

Remarks on the geology of the Ivrea-Verbano Zone between Loro-Vogogna (Insubric Line) and Ornavasso-Candoglia

1. Tectonics

The Ivrea-Verbano Zone is limited on the NW by the Insubric Line resp. by the carbonate and sericite-chlorite schists of the Canavese Zone. In the SE

*) Present address: Dr. R. Schmid, Institut f. Krist. u. Petrogr., ETH, Sonneggstr. 5, CH-8006 Zürich.

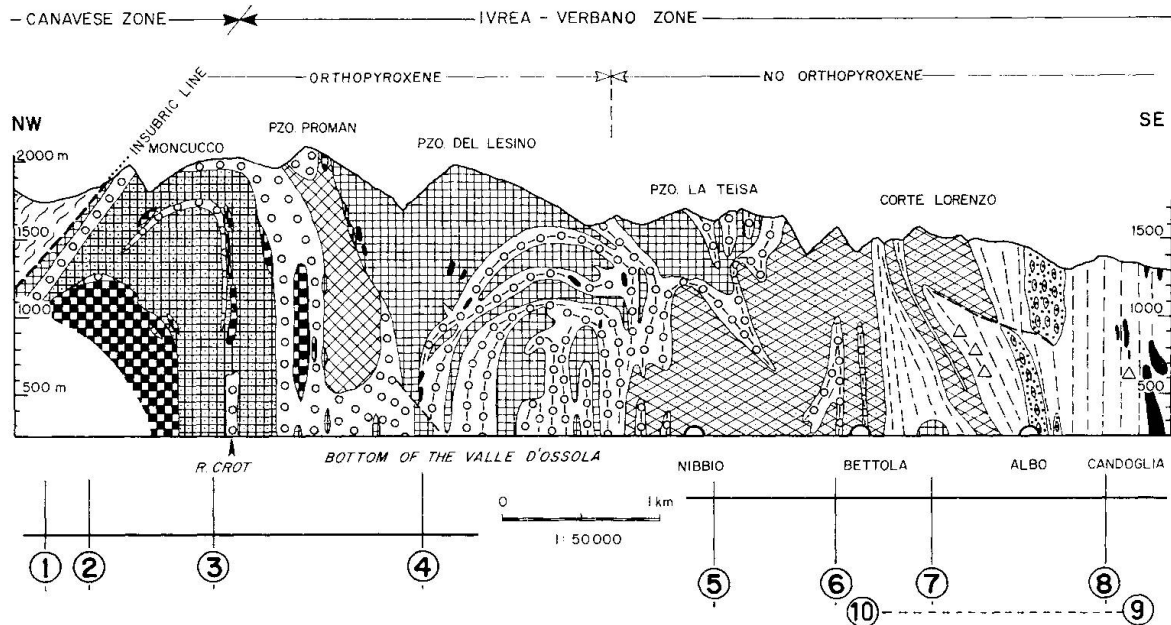


Fig. 1. Profile through the Ivrea-Verbano Zone on eastern side of the Valle d'Ossola, simplified after SCHMID (1967, table X), with positions of the observation points corresponding to this profile (no. 1—4, 9—10 on the western side, no. 5—8 on the eastern side of the Valle d'Ossola). Legend in Fig. 2.

it grades into the “formazione dei laghi” of the Strona-Ceneri Zone, which consists mainly of mica schists and gneisses of the amphibolite facies (partially also of the greenschist facies), intruded by granites of Hercynian age.

In the Valle d'Ossola region a transition between two lithologically different sections of the Ivrea-Verbano Zone takes place, in the direction of the regional strike. The south-western of these sections consists principally of paragneisses, while the northeastern one is chiefly composed of basic and ultrabasic metamorphites. Fig. 1 gives a profile through the eastern side of the Valle d'Ossola. It can be seen here that the Ivrea-Verbano Zone consists of a *northern* and a *southern antiform*. The axis of the northern antiform is horizontal and oblique to the direction of the lineations and fold axes, whereas the axis of the southern antiform is parallel to the lineations and dips 30° towards the NE (see SCHMID, 1966a, Fig. 1a/1b, p. 689, and SCHMID, 1967, tables IX, XII, XIII). It is possible to rotate the lineations of the northern antiform around the antiform axis in such a way that they lie parallel to each other in a common plane. The genesis of the northern antiform must therefore be younger than the genesis of the lineations. The shape of the subhorizontal northern antiform can also be observed on the western side of the Valle d'Ossola (between observation points 1 and 4, Fig. 2), whereas the top part of the southern antiform is no longer visible here because of the steep axial inclination of this antiform towards the NE.

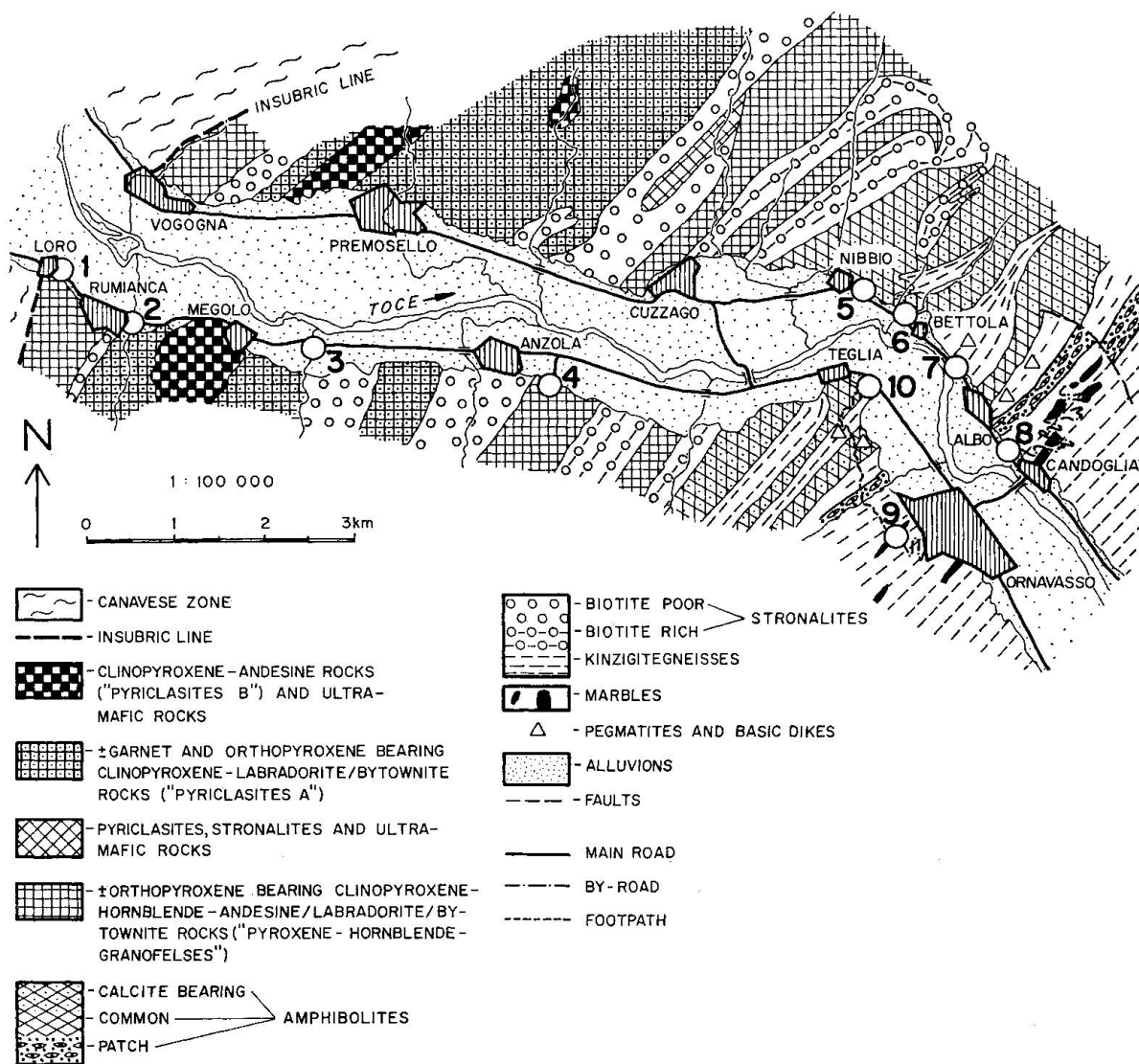


Fig. 2. Petrographical map of the lower part of the Valle d'Ossola, after SCHILLING (1957), BORIANI (1966) and SCHMID (1967), with observation points 1—10 of the excursion.

2. Metamorphic facies

Orthopyroxene is abundant in the basic rocks of the northern and southern antiform. A brown to green-brown hornblende is also present. In the neighbouring paragneisses the modal ratio $g = \text{garnet} / (\text{garnet} + \text{biotite})$ is in most cases higher than 0.5. These rocks belong to the *granulite facies* series. At the SE border of the southern antiform, one passes over to the *amphibolite facies* (sillimanite-almandine-orthoclase subfacies), orthopyroxene disappears, amphibole loses its brown color in the basic rocks, and biotite predominates over the garnet in the paragneisses. At the point where the basic rocks begin to disappear, the marble zone of Varallo-Candoglia-Ascona passes through the section. Here garnet occurs only sporadically in the paragneisses, and muscovite begins

to appear. The rocks in the neighbourhood of the marbles are frequently crossed by pegmatites. Basic dikes also occur, together with the pegmatites.

3. Petrography

The Ivrea-Verbano Zone is characterized by a high positive gravity anomaly which may be explained by the predominance of basic and ultrabasic rocks in its NW part. The core of the northern antiform (at Premosello and Megolo) consists of basic clinopyroxene-andesine rocks ("pyriklasites B") and ultramafic olivine, clinopyroxene or orthopyroxene and hornblende rocks. Its mantle is built up first by a thick series of \pm garnet and orthopyroxene bearing clinopyroxene-labradorite/bytownite rocks ("pyriklasites A") and some bronzite and olivine rocks, and then by a stromalite¹ layer. In the SE and NW of the northern antiform a thick mass of \pm orthopyroxene bearing clinopyroxene-hornblende-andesine/labradorite rocks ("pyroxene-hornblende-granofelses") lies on the stromalite layer. In the southern antiform these basic rocks occur in an alternating sequence with stromalites. The amphibolite of Nibbio, which contains finely dispersed calcite and microcline-garnet-diopside lenses, outcrops at the SE border of the southern antiform. The amphibolite of Nibbio marks the beginning of the amphibolite facies, where various fine banded amphibolites (including the patch amphibolites of Albo) alternate with kinzigite gneisses²).

4. Textural features

In the whole northern antiform, blastoclastic and blastomylonitic textures predominate in the basic rocks and stromalites (see Fig. 36, 37, 49 and 51 in the publication of SCHMID, 1967, pp. 1110, 1115 and 1117), whereas grano-, lepto- or nematoblastic textures (see Fig. 38, SCHMID, 1967, p. 1111) are characteristic in the SE part of the zone.

5. Structures

As a consequence of the fact that rocks in the northern antiform contain mafic grains which are principally isometric, the rocks in this region have a bulky appearance and its principal structural feature is the banding. In the SE, schist, gneiss and platy structures prevail.

In connection with the general blastoclastic or blastomylonitic textures, the basic rocks of the northern antiform have more or less distinct "Flaser"-structures

¹) „stromalites“ (after ARTINI and MELZI, 1900) are quartz-felspar rocks \pm garnet, biotite, sillimanite and graphite, in which the modal ratio $g = \text{garnet}/(\text{garnet} + \text{biotite})$ is higher than 0.5.

²) „kinzigite gneisses“ (in analogy to the definition of the stromalites) are quartz-felspar rocks \pm biotite, garnet, sillimanite and graphite, in which the modal ratio g is lower than 0.5.

(see Fig. 3 in the publication of SCHMID, 1968), which are absent in the amphibolites of the SE.

6. Changes of chemical composition of garnet and biotite in the paragneisses with decreasing metamorphic grade

In the zone of the granulite facies, the garnets of the paragneisses are composed primarily of almandine, pyrope, a bit of grossularite and a minor amount of spessartite. With decreasing modal ratio $g = \text{garnet}/(\text{garnet} + \text{biotite})$ of the host rock (\sim decreasing metamorphic grade), the ratio $m = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{II}})$ in the garnets decreases and the Mn content increases (up to 6% spessartite), but the Ca content does not show any important change (see SCHMID, 1965b).

A similar chemical change is observed in the garnets of the basic rocks and in the biotites of the paragneisses.

Genetic statements

1. The continuous variation in the metamorphic grade of all rock types (excl. dike rocks) from NW to SE and the uniform orientation of lineations (running parallel to megascopic fold axes and to the axis of the southern antiform) in the whole northeastern part of the Ivrea–Verbano body betray the influence of a regional thermo-dynamometamorphism connected with an orogenesis. Geological observations (relationship between Hercynian granites and the rocks of the Ivrea–Verbano Zone) indicate the Prepermian age of this metamorphism.

2. The blastomylonitic textures in the northwestern antiform as well as the grano-, lepto- and nematoblastic ones of the SE were probably formed during the same orogenic period, for the lineations that these textures produce in both cases lie parallel to each other.

3. The kelyphite-coronas around garnet in the pyriklasites, consisting of orthopyroxene and basic plagioclase, could arise only from the assemblage garnet + microgranular plagioclase, which has been produced by blastoclastic processes (see Fig. 49 and 51 in the publication of SCHMID, 1967, pp. 1115 and 1117). That means that they were formed after these processes, presumably under similar temperatures but lower pressures with regard to those of the regional metamorphism.

4. The basic and ultrabasic rocks must have entered the Ivrea–Verbano body not later than during the orogenesis. Their origin can actually not be deduced from the geologic relationship.

5. The “Schlieren”-migmatite structure of some kinzigite gneisses is due to the same regional metamorphism. The ratios g and m in these rocks are the same as in the corresponding nonmigmatitic ones.

6. The frequency in the appearance of the pegmatites and basic dikes seems to be similar for both rock types. The basic dikes often show signs of weak metamorphism. These facts indicate that the pegmatites and basic dikes probably intruded simultaneously and during the cooling period of the Ivrea-Verbano body.

7. After the orogenesis, but prior to the processes which in alpine time formed the Insubric Line in its recent state, the northern antiform, which was probably in its origin a NE-dipping antiform of synorogenic age (like the southern antiform), was deformed, creating a subhorizontal axis, presumably due to the action of differential movements along (an old establishment of) the Insubric Line.

The postorogenic age of the northern antiform is deducible from the fact that the lineations of the northern antiform are actually rotated around the axis of this antiform.

8. In Alpine time mylonites and distortions were produced along the Insubric Line, and the adjacent parts of the Ivrea-Verbano body have been penetrated by hydrothermal solutions, which gave rise to retrograde reactions in the greenschist facies and to partial mobilisation (albite-carbonate-quartz mobilisates). Secondary foliation in the southeastern part of the Ivrea-Verbano zone and a certain amount of "dry mylonitization" are possibly of higher age.

Observation points of the excursion (see excursion map, Fig. 2)

The aim of the excursion is to present some important rock types exposed in the Valle d'Ossola section of the Ivrea-Verbano Zone, and to demonstrate the decrease of metamorphic grade from NW to SE. Some of the following observation points (no. 1, 4, 5, 9-10) have been described formerly by SCHILLING (1957) in his excursion guide.

For the one day-excursion mentioned below, small busses with a transport capacity of less than 30 persons should be used. Lunch may be taken outside (e.g. beside the Chapel of Nibbio at point 5, where there is a water-cock on the other side of the road, or on the alluvial cone 300 meter W of Nibbio) or in a restaurant at Candoglia (Ristorante "Da Nino") resp. Mergozzo (Albergo "Due Palme"). The permission to visit the quarry of Anzola may be obtained from the owner, Sig. Moschini in Ornavasso.

Point 1: Chapel of Loro

The SE part of the chapel rests on \pm clinopyroxene bearing hornblende plagioclase rocks (*hornblende granofelses*), the NW part on mylonites of the *Insubric Line*. Above the houses of Loro, SW of the Chapel: sericite-chlorite

and carbonate schists of the Canavese Zone, containing inclusions of pyroxene-hornblende granofelses. Walking from the Chapel some hundred meters in direction SE (along the border of the Valle d'Ossola), the Alpine retromorphism, which is common in the Ivrea rocks along the Insubric Line, may be studied in detail in basic and ultrabasic rocks.

Ref.: SCHILLING (1957, p. 534), BORIANI (1966).

Point 2: Alluvial cone of the Riale Arsa E of Rumianca

Boulders of \pm garnet and hornblende bearing orthopyroxene³)-clinopyroxene-labradorite or -bytownite rocks (*pyriclasites*) and *stronalites* ($g > 0.9$) from the mantle of the northern antiform.

Point 3: Alluvial cone of the Rio dell'Inferno

Ultrabasic rocks (principally olivine rocks, in rare cases retromorphic garnet-peridotites), garnetiferous orthopyroxene³)-clinopyroxene-hornblende-andesine/labradorite rocks (*garnet-pyroxene-hornblende granofelses*), *pyriclasites* and *stronalites* from the mantle of the northern antiform.

Point 4: Quarry of Anzola

Orthopyroxene³)-clinopyroxene-hornblende-andesine / labradorite / bytownite rock (*pyroxene-hornblende granofels*), containing *pegmatitoides* (clinopyroxene-orthopyroxene; andesine/labradorite/bytownite-clinopyroxene-orthopyroxene³) \pm hornblende, apatite, scapolite, sphene and quartz). Garnet-clinopyroxene rocks in the contact zone between pyroxene-hornblende granofels, and \pm orthopyroxene bearing stronalite ($g \sim 0.9$ to 1.0) at the eastern border of the quarry. N-S striking mylonite. The labradorite and bytownite grains of the pyroxene-hornblende granofelses are unmixed into microscopic to sub-microscopic lamellae.

Ref.: HUTTENLOCHER (1942), JÄGER und HUTTENLOCHER (1955), SCHILLING (1957, pp. 534, 462—466), SCHMID (1967, pp. 993—1000), GRAESER und HUNZIKER (1968), NISSEN (1968).

Point 5: Quarry of Nibbio (behind the Chapel of Nibbio)

Amphibolite of Nibbio. The amphibolite is fine banded: the dark bands consist of green hornblende and plagioclase and minor amounts of clinopyroxene, the light bands of clinopyroxene, plagioclase and minor amounts of hornblende, scapolite, epidote and calcite. (Plagioclase: andesine, labradorite or

³) orthopyroxene present or absent.

bytownite). Accessories: ore, sphene and apatite. The amphibolite contains pegmatitoides, consisting of microcline and/or calcite \pm garnet, clinopyroxene, epidote, sphene, biotite, ilmenite, scapolite and quartz. In the outcropping amphibolite: vertically dipping layers of stronalite with modal ratios $g \sim 0.5$. In the lower part of the outcrop: entrance the tunnel of an abandoned mine (Ni bearing pyrrhotite; chalcopyrite and sphalerite).

Ref.: FAGNANI (1947), SCHILLING (1957, pp. 540—541, 502—511) and SCHMID (1967, pp. 1005—1006).

Point 6: Alluvial cone NW Bettola

Boulders of *kinzigite gneisses* with $g \sim 0.5$ and *amphibolites* of the type Nibbio. The biotite of the kinzigite gneisses gives a K-Ar age of 171 m.y.

Ref.: McDOWELL and SCHMID (1968).

Point 7: Between Bettola and Albo

(40 m before the underpass, left hand side)

Top part of a *pyroxene-hornblende granofels* fold. Isolated occurrence of this rock type among common amphibolites which may be seen 15 m above the fold.

Ref.: SCHMID (1967, p. 995).

Point 8: Church between Albo and Candoglia

Kinzigite gneiss (with $g \sim 0$ to 0.1) with quartz-felspar veins and lenses. Thin amphibolite band.

Points 9 to 10: Path from the Church "La Guardia" above Ornavasso to Teglia

Kinzigite gneisses, patch amphibolite of Albo, other amphibolites, pegmatites. Marvellous view of the structures on the other side of the Valle d'Ossola.

(The cars, which transported the participants to "La Guardia", will be sent to the final point 10 of the excursion, where they will find sufficient parking space.)

Ref.: SCHILLING (1957, p. 535—536, 511—512), BORIANI (1965), BORIANI e MINUTTI (1965), SCHMID (1967, p. 1039, at the bottom).

Literature

SMPM = Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.

RSMI = Rend. Soc. Mineral. Ital.

BORIANI, A. (1965): L'anfibolite a orneblenda e cummingtonite di Ornavasso. RSMI 21, 25—34.

— (1966): Lo stock gabbrico-orneblenditico di Loro (Val d'Ossola—Novara). Rend. Ist. Lomb. Sci. Lett., Cl. A., 100, 895—921.

- BORIANI, A. e MINUTTI, L. (1965): La cummingtonite di Ornavasso (Ricerche roentgenografiche). Rend. Ist. Lomb. Sci. Lett., Cl. A., 412—424.
- FAGNANI, G. (1947): Nota petrografica sulle rocce di Nibbio e Miggiandone (Val d'Ossola). Boll. Soc. Tic. Sci. nat., 42, 125—133.
- GRAESER, S. und HUNZIKER, J. C. (1968): Rb-Sr- und Pb-Isotopen-Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea-Zone. SMPM 48/1.
- HUTTENLOCHER, H. (1942): Beiträge zur Petrographie des Gesteinszuges Ivrea-Verbano. I. SMPM 22, 326—366.
- JÄGER, E. und HUTTENLOCHER, H. (1955): Beobachtungen an basischen Plagioklasen der Ivrea-Zone. SMPM 35, 199—207.
- JÄGER, E., NIGGLI, E., und WENK, E. (1967): Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 134, 1—67.
- MCDOWELL, F. W. and SCHMID, R. (1968): Potassium-argon ages from the Valle d'Ossola section of the Ivrea-Verbano zone (Northern Italy). SMPM 48/1.
- NISSEN, H.-U. (1968): A study of bytownites in amphibolites of the Ivrea-Zone (Italian Alps) and in anorthosites: a new unmixing gap in the low plagioclases. SMPM 48/1.
- PAPAGEORGAKIS, J. (1961): Marmore und Kalksilikatfelse der Zone Ivrea-Verbano zwischen Ascona und Candoglia. Diss. Univ. Basel. SMPM 41, 157—254.
- PEYRONEL PAGLIANI, G. e BORIANI, A. (1962): Miloniti e cataclasiti al limite fra „zona dioritico-kinzigitica“ e „zona Strona orientale“ nella bassa Val d'Ossola e il loro significato tettonico. RSMI 18, 137—156.
- PEYRONEL PAGLIANI, G. e BORIANI, A. (1967): Metamorfismo crescente nelle metamorfite del „Massiccio dei Laghi“ nella zona bassa Val d'Ossola-Verbania. RSMI 23, 351—397.
- SCHILLING, J. (1957): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der unteren Val d'Ossola. Diss. Univ. Bern. SMPM 37, 435—544.
- SCHMID, R. (1966a): Granatchemismus als Indikator des Metamorphosegrades in der Zone Ivrea-Verbano (Norditalien). SMPM 46, 683—687.
- (1966b): Struktureller Aufbau der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Norditalien). SMPM 46, 687—691.
- (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). Diss. Univ. Basel. SMPM 47, 935—1117.
- (1968): Schwierigkeiten der Nomenklatur und Klassifikation massiger Katametamorphite, erläutert am Beispiel der Zone Ivrea-Verbano (Norditalien). SMPM 48/1.

Topographical maps

1: 50 000

— Landeskarte der Schweiz, Blatt 285 Domodossola.

1: 25 000

— Carta d'Italia, Fogli 15 II SO (Villadossola)
 15 II SE (Premosello)
 30 I NO (Rumianca)
 30 I NE (Ornavasso)

Geological maps

1: 200 000

— Carta delle Alpi Nord-occidentali, Foglio E. F. HERMANN. Wepf, Basel.

— Carta geologica generale della Svizzera, Foglio 7 (Ticino). Schweiz. Geolog. Kommission. Kümmerly und Frey, Bern.

1: 100 000

— Carta geologica d'Italia, Fogli 15 (Domodossola), 30 (Varallo). Servizio Geologico d'Italia.

1: 25 000 and 1: 33 333

— Boriani, A. (1966)⁴⁾

— SCHILLING, J. (1957)⁴⁾

— SCHMID, R. (1967)⁴⁾

Sguardo generale alla petrografia della Valle Strona (Novara)

Guida all'escursione

Di *Mario Bertolani* (Modena)*)

Con 1 figura nel testo

La valle Strona

La valle Strona si trova in Provincia di Novara, nelle Alpi Occidentali Italiane. Confina a N con la val d'Ossola, a S con la Valsesia e col bacino del Lago d'Orta. Il torrente Strona, che scorre al fondo della valle, nasce dal Lago di Capezzone, passa per la cittadina di Omegna, dove praticamente termina la valle e dove riceve le acque provenienti dal lago d'Orta, e si butta nel Fiume Toce a Gravellona.

Si tratta di una valle di erosione fluvio-glaciale, generalmente stretta, dirupata, impervia e rocciosa, tranne nella parte iniziale, dove, per la diversa natura della roccia e per il più recente abbandono dei ghiacciai, esistono conche più aperte e pendii più dolci.

La situazione geologica

La massima parte della valle Strona è compresa nella cosiddetta „Formazione Diorito-Kinzigitica“ di FRANCHI (1905) e NOVARESE (1933), che s'identifica, grosso modo, con la formazione degli Gneiss-Strona occidentali di GERLACH (1883) e di ARTINI e MELZI (1900). Il territorio sud-orientale invece è stato attribuito da FRANCHI e da NOVARESE alla Serie dei Laghi. La stessa zona

⁴⁾ Cited under literature.

*) Istituto di Mineralogia dell'Università di Modena (Italia).

veniva indicata da GERLACH, nonchè da ARTINI e MELZI, col nome di formazione degli „Gneiss-Strona orientali“. L'estremo lembo occidentale, nettamente diviso dal resto dalla Linea Insubrica, è stato attribuito da FRANCHI e da NOVARESE alla Falda del Canavese, ma forse è ancora meglio conosciuto col vecchio nome di „Scisti di Fobello e Rimella“, usato da ARTINI e MELZI secondo le prime indicazioni di GERLACH.

Le ricerche di questi ultimi anni hanno dimostrato che non vi è una netta divisione di carattere geologico-formazionale tra le varie parti della Valle Strona, ma esiste un'unica serie, sottoposta ad azioni di metamorfismo tettonico di diverso grado, ad azioni di retrocessione e a metamorfismo tipo iniezione (BERTOLANI, i.c.s.).

Detta serie è stata probabilmente interessata successivamente anche da apporti di nuove unità litologiche, che non hanno però modificato un gran chè la vecchia struttura della serie sopra indicata.

La Petrografia

Le rocce più diffuse nella valle Strona sono: gli gneiss biotitico-sillimanitici, detti anche gneiss kinzigitici, le anfiboliti o gneiss anfibolici e i calcefiri. Da essi derivano altri tipi litologici e su essi si sovrappongono nuove venute, tuttavia di entità modesta.

Gneiss biotitico-sillimanitici

Gli gneiss biotitico-sillimanitici sono rocce a scistosità marcata, colore bruno-violaceo, spesso chiazzato da metatecti feldspatici. La paragenesi è data da biotite, quarzo, sillimanite in fasci di aghetti e plagioclasio andesinico. Tra gli accessori sono frequenti l'apatite, lo zircone, l'ilmenite e soprattutto la grafite (BERTOLANI, TOGNETTI, SIGHINOLFI, LOSCHI 1963). Queste rocce appartengono alla facies delle anfiboliti ad almandino, subfacies a sillimanite-almandino-ortoclasio, con tendenza al passaggio alla subfacies a sillimanite-almandino-muscovite. Quest'ultimo minerale compare spesso come accessorio e tende ad arricchirsi verso l'alto della serie.

Anfiboliti

Le anfiboliti di alternano con gli gneiss biotitico-sillimanitici con giacitura perfettamente concordante. Sono rocce verde cupo, talvolta punteggiate di bianco in dipendenza dall'indice di colore più o meno elevato.

La paragenesi è semplice: orneblenda, plagioclasio, talvolta quarzo, biotite, accessoria, oltre a ilmenite o titanite. L'orneblenda è di tipo comune, il plagioclasio è o andesina o labradorite-bytownite (BERTOLANI, RIVALENTI 1966). Logicamente la facies è la stessa degli gneiss biotitico-sillimanitici.

Calcefiri

I calcefiri sono anch'essi in alternanza con le altre due rocce, ma il loro andamento può subire qualche variazione per fenomeni di plasticità. Accade in zone disturbate tettonicamente che il calcefiro ingloba lembi di rocce ad esso vicine, formando una vera e propria breccia a cemento calcitico.

I calcefiri contengono silicati in parte attribuibili alle frazioni non carbonatate del sedimento originario, in parte di arricchimento successivo. Tra i minerali più comuni abbiamo: tremolite, bytownite, clinozoisite, diopside, ortoclasio, titanite, quarzo, muscovite, flogopite, grafite, pirrotina; più rare biotite e tormalina (BERTOLANI 1968).

Forme di passaggio alle granuliti

Risalendo la valle, si procede verso la parte più profonda della serie. S'incontra così un metamorfismo di grado progressivamente più alto. La biotite degli gneiss biotitico-sillimanitici inizia la trasformazione in granato di tipo almandino-piropo. L'ilmenite passa a rutilo. Contemporaneamente si formano antipertiti. Si hanno così forme neno scistose feldspatico-granatifere, che rappresentano il passaggio a granuliti. Analogamente nelle anfiboliti l'anfibolo passa da orneblenda comune a orneblenda basaltica. Il plagioclasio subisce fenomeni di scapolitizzazione. Inizia contemporaneamente la disidratazione della roccia con formazione di pirosseno e di granato (BERTOLANI 1964c).

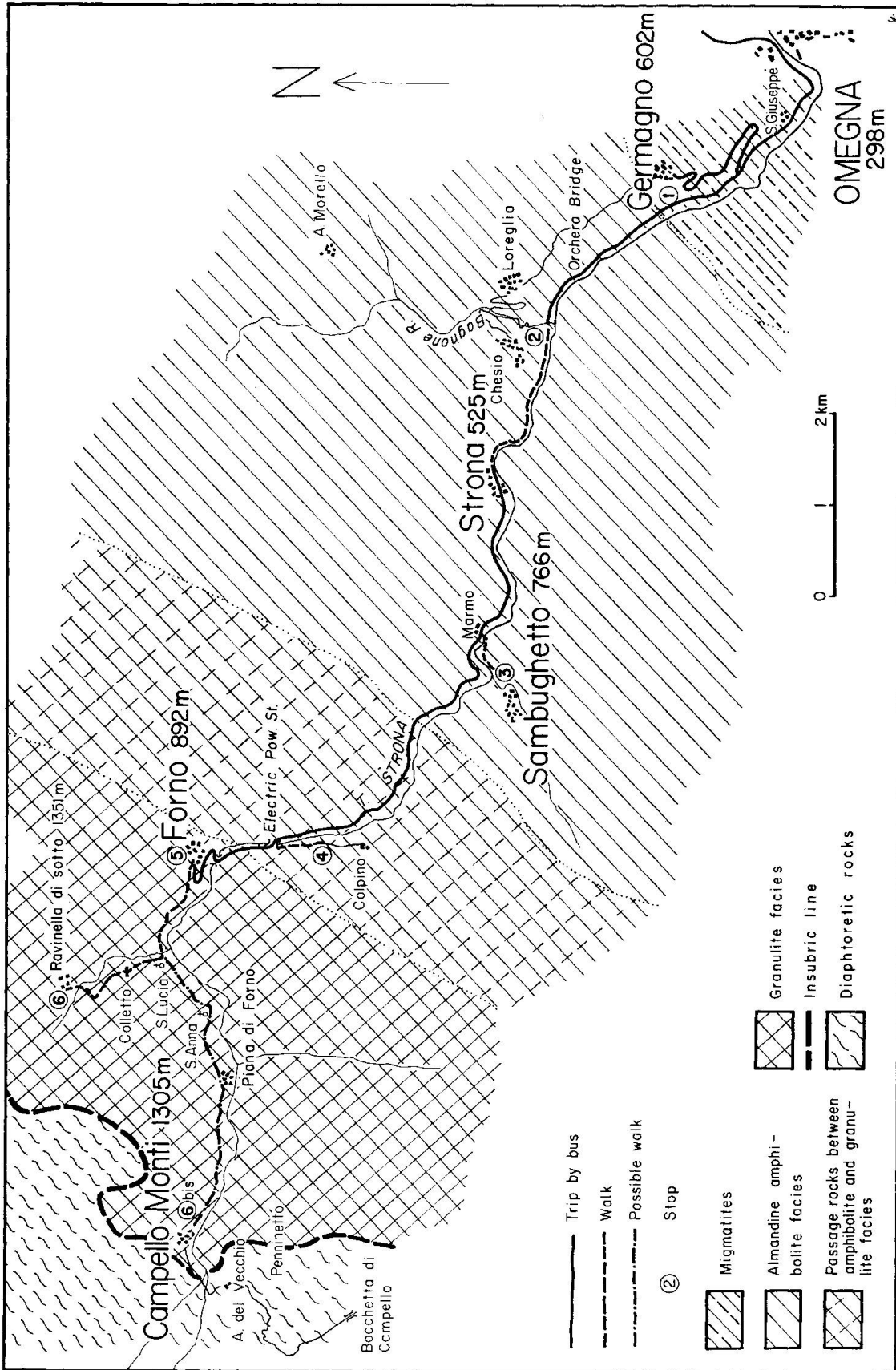
Anche i calcefiri, sebbene in modo meno vistoso, cambiano gradualmente la paragenesi. Scompare la tremolite, si arricchisce il diopside e compare la scapolite (BERTOLANI 1968).

Granuliti

Nella parte più alta della valle, tra Forno e Campello Monti, entriamo in piena facies granulitica (BERTOLANI 1964c). Si tratta di granuliti derivate sia dalla formazione di gneiss biotitico-sillimanitici, sia da quella di anfiboliti. Talvolta alla formazione di granuliti partecipano sia l'una sia l'altra roccia con fenomeni di ibridazione reciproca. Accade molto spesso che la trasformazione si sviluppa più rapidamente negli gneiss biotitico-sillimanitici che nelle anfiboliti, che, come si è detto, sono in alternanza. Avviene perciò che, mentre i primi sono già in subfacies di granulite pirossenica le seconde si trovano ancora in subfacies di granulite anfibolica.

Le granuliti derivate da gneiss biotitico-sillimanitici sono di tipo acido e prendono anche il nome di „stronaliti“ loro assegnato da ARTINI e MELZI (1900). Si tratta di rocce massicce formate da quarzo, micropertite o mesopertite, granato (priopo-almandino), grafite, rutilo.

Spesso compare la sillimanite, ma non più in ciuffi di aghetti, bensì in grossi cristalli. Altri accessori sono apatite e zirconio. La biotite può comparire in



resti più o meno numerosi. Sono frequenti anche granuliti acide in cui il feldspato è rappresentato da solo plagioclasio, sempre di tipo andesinico. La struttura è spesso blastomilonitica.

Le granuliti basiche sono di due tipi: uno formato da plagioclasio col 50—60% An, ornblenda basaltica, granato e pirosseno monoclinico, l'altro da plagioclasio, pirosseno rombico, più quarzo e talvolta biotite, ortoclasio e granato. Il primo tipo rappresenta un equilibrio di subfacies di granulite anfibolica, il secondo di subfacies di granulite pirossenica. Granuliti di quest'ultimo tipo sono frequenti, sotto forma di schlieren o di bande, nelle granuliti acide.

I granati delle granuliti basiche sono sempre miscele prevalenti di almandino-piropo, ma in essi si nota un notevole aumento di grossularia. Per questi tipi granulitici basici è stato proposto il nome di „pyriclasiti“ (SCHMID 1967) (DAWES 1968).

Rocce Mangesifere

Rocce particolari nella formazione granulitica sono quelle arricchite in manganese di Ravinella di Sotto, in territorio di Forno (BERTOLANI 1967). Sono impiantate sui calcefiri. Il colore di solito è bruno scuro, per produzione di ossidi di manganese. Presentano paragenesi sia con pirosseni mangesiferi, granati tipo grossularia-spessartite, quarzo, sia con silicati del gruppo della rodonite, granato, quarzo.

Vi si associano anfibolo, apatite, titanite, microclino.

Tra i pirosseni sono stati identificati: johannsenite; Mn-hedenbergite, schefferite. Tra i minerali rodonitici: rodonite, bustamite, pyroxmangite. Molto quarzo è di venuta successiva e in esso è stata accertata la presenza di oro (BERTOLANI 1964 d).

Le rocce mangesifere di Ravinella sono state interpretate come vecchi skarn coinvolti in ripetuti processi metamorfici.

Migmatiti

Scendendo a partire da Chesio e Loreglia, verso Omegna, si nota negli gneiss biotitico-sillimanitici un aumento di metatecti e di porfiroblasti feldspatici. Anche nelle anfiboliti compare l'ortoclasio, spesso con una rete di piccole vene. Le rocce biotitico-sillimanitiche perdono la marcata scistosità e divengono più massicce, con piani di frattura secondo tre direzioni ben marcate, che impartiscono alla roccia una fessurazione prismatica e un aspetto tabulare. Pian piano scompare la sillimanite e la biotite non si presenta più in grandi lamine, ma in piccoli cristalli di neoformazione. Compare, talvolta, veramente abbondante, il microclino. Il plagioclasio mantiene più o meno la sua composizione. Compare anche la cordierite e talvolta la tormalina e l'andalusite (BERTOLANI, TONETTI, SIGHINOLFI, LOSCHI 1963).

Nelle anfiboliti vi è la tendenza del passaggio da anfibolo a biotite.

L'insieme di questi processi porta a vere e proprie migmatiti, sia di tipo embrechtico listato e occhiadino, sia di tipo agmatitico. Queste migmatiti proseguono al di là della valle, fino a Quarna, dove raggiungono, la piccola massa granitica.

Rocce ultrafemiche

Oltre alle tre rocce di base, come abbiamo visto, anche più o meno trasformate in ambienti diversi, ne esistono altre di possibile nuova formazione, che in qualche caso possono venir attribuite a processi magmatici. Si tratta di masse ultrafemiche, di piccole manifestazioni mesosiliciche e di rocce di tipo filoniano, sia acide, sia basiche.

Le rocce ultrabasiche (LOSCHI-GHITTONI 1964) sono costituite da peridotiti e pirosseniti. I tipi più caratteristici sono nella zona di Campello Monti, in prossimità della Linea Insubrica. Le masse rocciose massicce, verdastre, non scistose nè orientate sono sede di manifestazioni metallifere a pirrotina, pentlandite, bravoite, calcopirite (BERTOLANI 1964 d).

Si passa da peridotiti quasi esclusivamente oliviniche, con poca orneblenda di tipo pargasitico e spinello di cromo, a peridotiti ricche in bronzite, sempre con spinello e orneblenda pargasitica e talvolta con pirosseno monoclinico. Eccezionale la presenza di plagioclasio molto calcico, accompagnato da clinozoisite. Vi sono infine pirosseniti a pirosseno rombico dominante, accompagnato da orneblenda pargasitica e pirosseno monoclinico. Inoltre le rocce ultrafemiche sono attraversate da filoni di gabbro anfibolico.

Alcune masse minori, poste tra Loreglia e Forno, sono costituite da un'associazione olivina, pirosseno rombico, orneblenda magnesiaca, pirosseno monoclinico, spinello. Esse non sono sede di manifestazioni metallifere e la loro origine magmatica è dubbia. Comunque portano i segni di una ricristallizzazione metamorfica di alto grado.

Gabbrodioriti

Gli affioramenti di rocce mesosiliciche sono dati da gabbrodioriti al Ponte Orchera e a Loreglia, formate da orneblenda comune, biotite, plagioclasio a media acidità (BERTOLANI, TOGNETTI, SIGHINOLFI, LOSCHI 1963).

Micrograniti e pegmatiti

Le manifestazioni filoniane acide sono molto diffuse in Valle Strona. Si tratta di filoni spesso, ma non sempre, concordanti con la scistosità; di potenza molto irregolare e con salbande poco nette, che attraversano la valle specialmente nel tratto tra Germagno e Massiola. I tipi fondamentali sono due: micrograniti sensu latu e pegmatiti.

I micrograniti precedono nella venuta le pegmatiti. Presentano grana generalmente minuta e una paragenesi: quarzo, plagioclasio andesinico, ortoclasio o microclino, biotite. Si tratta di solito di rocce classificabili più come microgranodioriti e anche microquarzodioriti piuttosto che veri micrograniti.

Le pegmatiti hanno grana variabilissima, spesso molto grossa. Le salbande non sono nette e sono frequenti i lembi di roccia incassante inglobati e semidigeriti.

La paragenesi più comune è data da quarzo, ortoclasio micropertitico o microclino, plagioclasio albitico, muscovite. Frequenti gli arricchimenti in quarzo. Specialmente i filoni che attraversano la parte più alta della serie hanno tormalina. Abbastanza comune anche il granato di tipo almandino. In qualche caso si ha presenza di biotite in grandi cristalli nerastri.

Nel gruppo di pegmatiti a monte di Forno è presente e spesso abbondante la grafite (ROCCATI 1921), interpretata come proveniente dai calcefiri a grafite che i filoni attraversano (BERTOLANI 1967). In alcuni casi le pegmatiti reagiscono con le rocce incassanti, formando minerali poco frequenti in manifestazioni filoniane acide. Ad esempio tra le anfiboliti si hanno pegmatiti a orneblenda (RIVALENTI i.c.s.).

Calcefiri silicizzati

In certo qual modo legati alle pegmatiti sono i calcefiri silicizzati (BERTOLANI 1967): infatti essi assumono notevole sviluppo là dove sono frequenti anche le pegmatiti. Si tratterebbe in entrambi i casi di mobilizzati sialici che in corrispondenza dei calcefiri anzichè depositarsi in fratture, reagiscono con le rocce carbonatate con cui vengono a contatto.

I calcefiri silicizzati possono divenire rocce olosilicatiche, ma conservano sempre nella loro composizione alte percentuali di calcio. I minerali che ricorrono più frequentemente sono la clinozoisite, la zoisite, la titanite, la tremolite, il plagioclasio calcico, nella zona granulitica la scapolite e inoltre ortoclasio, quarzo, tormalina, biotite, frequente la grafite.

La trasformazione del calcefiro è di solito periferica, ma il processo procede quasi sempre irregolarmente.

Filoni basici

I filoni basici sono rari. Ne sono stati osservati tre: a Chesio, a Luzzogno e a Marmo. La loro giacitura permette di considerarli anteriori alle venute pegmatitiche. La composizione mineralogica e la struttura dei tre sono uguali: intreccio di cristalli allungati di plagioclasio labradoritico, orneblenda verde e poca biotite. Raro il quarzo. La microstruttura non porfirica e il chimismo di tipo gabbrico fanno riferire questi filoni a beerbakiti (BERTOLANI, TOGNETTI, SIGHINOLFI, LOSCHI 1963). Sono note altre analoghe manifestazioni nella zona dei Laghi (CHELUSSI 1890, PREISWERK 1906, GALLITELLI 1937).

Diafioriti

A occidente della linea Insubrica, che passa per Campello Monti, si hanno rocce della facies degli scisti verdi, subfacies a quarzo-albite-muscovite-clorite. Esse sono separate dalla serie prima descritta da fasce milonitiche, di solito nerastre, dure, a frattura scheggiata.

Le rocce di basso grado di metamorfismo comprendono una serie che va dagli scisti sericitico-epidotico-cloritici agli scisti anfibolici, agli scisti calcarei (BERTOLANI 1964 b). Tutti presentano una foliazione molto accentuata.

Gli scisti sericitico-epidotico-cloritici, contengono sericite, quarzo, albite, epidoto, clorite, in diverse proporzioni. Non è raro trovare relitti di granato, biotite, pertite, grafite, che rivelano la loro precedente appartenenza a tipi di catazona. Analogamente gli scisti anfibolici contengono, accanto all'actinoto di neoformazione, orneblenda basaltica e anche pirosseno, originari delle vecchie rocce ad alto grado metamorfico. E' presumibile anche la derivazione degli scisti calcarei da calcefiri, per retrocessione metamorfica.

In definitiva gli scisti filladici della parte alta della valle, pressochè coincidenti con gli scisti di Fobello e Rimella di ARTINI e MELZI, non sono altro che rocce analoghe a quelle a E della Linea Insubrica, spesso di facies granulitica, soggetti a fenomeni di diaforesi in età presumibilmente alpina.

Genesi ed evoluzione metamorfica delle rocce della Valle Strona

La serie metamorfica della valle Strona, con le sue alternanze e con la regolare concordanza delle singole fasce può essere paragonata a una serie sedimentaria di tipo flyschoidale. Sull'origine sedimentaria degli gneiss biotitico-sillimanitici e dei calcefiri non vi sono dubbi (BERTOLANI 1964a). Invece è ancora discussa l'esatta natura della roccia che ha dato luogo agli gneiss anfibolici, anche se un'origine sedimentaria sembra più probabile (RIVALENTI 1966).

Originariamente il metamorfismo di queste rocce non doveva andare oltre la facies delle anfiboliti ad almandino, ma successivamente la parte più profonda della formazione si è trovata in ambiente di facies granulitica. E' avvenuta così una trasformazione nella paragenesi, a velocità diversa, in modo da dare granuliti più o meno tipiche in dipendenza specialmente dal tipo di roccia soggetta ad ultramorfismo. In questa fascia, della potenza di almeno 3 km si è verificata una forte disidratazione delle rocce e una fuga degli elementi maggiormente volatili o più facilmente mobilizzabili. La migrazione di questi elementi, unita a mobilizzazioni locali o forse anche a parziali fusioni, ha prodotto un fronte migmatitico in espansione verso l'alto. Nella zona interessata da queste mobilizzazioni e migrazioni o in quella immediatamente soprastante si sono formate concentrazioni pegmatitoidi, infiltrazioni negli gneiss biotitico-

sillimanitici e prodotti di reazione con le rocce carbonatate, che hanno dato i calcefiri silicizzati.

Nella parte più elevata della serie, dove presumibilmente si sono concentrati gli elementi più volatili, le rocce hanno subito una trasformazione pressochè completa, comprese le anfiboliti e si sono originati non più pegmatitoidi o metatecti, ma migmatiti a feldspatizzazione diffusa.

L'esistenza di una migmatizzazione progressivamente crescente verso il granito di Quarna, potrebbe far pensare a una stretta relazione tra detto granito e le migmatiti, che tuttavia necessita di ulteriore esame (BERTOLANI 1961).

Nella serie metamorfica derivata da una formazione sedimentaria è possibile pensare all'esistenza di manifestazioni magmatiche. Specificatamente possono venir attribuite alla formazione basica „Ivrea-Verbano“ le rocce basiche e ultrabasiche di Campello Monti. Dette rocce potevano già esistere, come intrusioni megmatiche nei sedimenti, prima del metamorfismo più antico, quindi avere subito gli stessi atti metamorfici dei parascisti. Oppure la loro messa in posto è da attribuire a fenomeni magmatici successivi al metamorfismo. Poco si può dire per le piccole manifestazioni gabbro-dioritiche della media valle, e per i pochi filoni basici.

Ultimo atto petrogenetico nella Valle Strona è senz'altro quello delle dislocazioni a W della Linea Insubrica, con conseguente laminazione degli gneiss preesistenti.

Ammettendo con la massima parte degli Autori un'età precambriana o cambriana dei sedimenti originari, è da pensare che il primo metamorfismo tettonico sia di epoca pre-ercinica, mentre in periodo ercinico potrebbe aver avuto inizio la trasformazione granulitica e la conseguente mobilizzazione ionica, sviluppatasi con la formazione di letti pegmatitoidi e, verso la fine del ciclo, con formazione di migmatiti, vicina quindi a una epoca tardo-ercinica. Più incerto è il periodo dell'eventuale messa in posto delle rocce ultrafemiche di Campello.

Il metamorfismo alpino si sarebbe avvertito in modo intenso solamente sulla Linea Insubrica e a occidente di essa, e, solo moderatamente, lungo particolari linee di frattura, nelle altre parti della Valle.

Guida attraverso la valle Strona

Una visita geologico-petrografica accurata nella valle Strona necessita di alcuni giorni di tempo e del pernottamento in qualche centro abitato della valle per poter raggiungere gli affioramenti più lontani dalle vie di comunicazione. Tuttavia una rapida visita alle rocce fondamentali può effettuarsi anche in una sola giornata secondo le indicazioni seguenti:

1ª fermata: Germagno

Subito fuori Omegna, oltrepassato il ponte sullo Strona, s'incontrano le migmatiti. Sono rocce massicce a frattura prismatica, ben visibili nei tagli della strada. Alcune sono listate, altre omogenee, altre ancora ghiandolari. Affiorano anche nel letto dello Strona, formando spesso strettoie, marmitte e salti d'acqua. Una buona osservazione di tipi ghiandolari si può avere lungo la strada che da Canova del Vescovo porta a Germagno. Si tratta di rocce quarzoso-feldspatico-biotitiche, con grossi porfiroblasti di microclino. Un altro affioramento di facile accesso è a S. Giuseppe, presso la strada provinciale di fondovalle, dove le migmatiti sono a quarzo, microclino, plagioclasio, biotite, cordierite. Spesso è presente una muscovite leggermente ferrifera di colore verdino e resti di sillimanite, granato e grafite.

Poco oltre Germagno le migmatiti lasciano il posto a rocce della serie kinzigitica, spesso però parzialmente granitizzate. La strada carrozzabile, oltre Germagno, diviene molto stretta e conviene ritornare sulla Provinciale.

2ª fermata: dal ponte sul Bagnone a Strona

Proseguendo verso monte si attraversano zone di gneiss biotitico-sillimanitico, spesso con muscovite, di anfiboliti, contenenti anche ortoclasio, di pegmatiti, assai disturbate tettonicamente e talvolta laminate e retrocesse. Un'osservazione delle rocce e una eventuale campionatura sono convenienti a partire dal bivio per Chesio e Loreglia. Procedendo a piedi sulla Provinciale di fondovalle verso Strona, s'incontrano successivamente:

Grandi espandimenti pegmatitici formati da quarzo, ortoclasio o microclino, muscovite, ai quali si associano spesso tormalina in cristalli neri, biotite e granato bruno rosso. Queste pegmatiti sono di tipo metasomatico e di potenza molto variabile. Sono generalmente concordanti o quasi concordanti con la scistosità.

Gneiss biotitico-sillimanitici, chiamati anche gneiss kinzigitici. Sono rocce a marcata scistosità, di colore bruno violaceo per abbondante biotite e talvolta con evidente fibrosità causata dalla sillimanite. In questa zona si hanno forme abbastanza tipiche, appartenenti alla facies delle anfiboliti, subfacies a sillimanite, almandino, ortoclasio, scarsamente granitizzate. La composizione mineralogica è data, oltre che da biotite, sempre abbondante, e da sillimanite di tipo fibrolite, da quarzo, plagioclasio andesinico e grafite. La muscovite è scarsa e di solito localizzata lungo piani di dislocazione. Il granato è raro e manca l'ortoclasio (BERTOLANI i.c.s.).

Anfiboliti, scarse, in alternanza con gli gneiss biotitico-sillimanitici. Sono rocce di color verde cupo, a struttura orientata, ma non scistosa. Queste rocce, la cui origine è tutt'ora in discussione (RIVALENTI 1966), sono formate da orne-

blenda verde, dominante e da plagioclasio sia col 40% sia con l'80% An. Spesso vi si associa quarzo, oltre agli accessori, tra cui particolarmente diffusa la titanite (BERTOLANI, RIVALENTI 1966).

Peridotiti in nuclei ellissoidici avvolti negli gneiss biotitico-sillimanitici e con laminazione al contatto, posti al livello del piano stradale. Appaiono di color verde scuro per incipiente serpentizzazione, specialmente nella zona periferica. Queste peridotiti, evidentemente assottigliate per azioni dinamiche, si possono collegare con quelle più estese di Alpi Morello, poste a N del paese di Loreglia. Sono formate da olivina, pirosseno rombico, poco pirosseno monoclinico, orneblenda magnesiaca e spinello di cromo. Negli affioramenti posti lungo la strada vi è anche anfibolo tremolitico secondario (LOSCHI-GHITTONI 1964).

Filone basico; a pochi passi dalle lenti peridotitiche. L'aspetto è di roccia verde cupo, afanitica. La potenza di 50—70 cm, l'andamento verticale. E' tagliato da una pegmatite, che si è insinuata tra i piani di frattura della roccia basica. Le salbande sono nette. Questa roccia ha composizione chimica e mineralogica vicine a quelle delle anfiboliti. Infatti la paragenesi è data da orneblenda, plagioclasio e biotite, ma la microstruttura è notevolmente diversa, di tipo ofitico (BERTOLANI, TOGNETTI, SIGHINOLFI, LOSCHI 1963).

Calcefiro. Compare al termine dell'affioramento, circa a 1 chilometro dal bivio per Chesio e Loreglia. E' un grosso banco di roccia cristallina grigia, che si affianca a un grande nucleo pegmatitico bianco. L'andamento è verticale, concordante col motivo tettonico dell'intera zona; la scistosità non è manifesta. In questo calcefiro è stato riscontrato l'84,9% di calcite e il 15,1% di altri minerali, per lo più silicati, tra cui plagioclasio calcico, muscovite, ortoclasio, quarzo, tremolite, titanite, grafite (BERTOLANI 1968).

Associata alla pegmatite vi è anche una roccia microgranulare classificabile come microgranodiorite, composta da biotite, quarzo, plagioclasio andesinico, ortoclasio. Queste rocce microgranulari precedono geneticamente le pegmatiti.

Dopo un tratto di morenico ricompaiono i calcefiri, che spesso presentano il fenomeno della completa silicizzazione. Si forma una paragenesi a epidoto, actinoto, plagioclasio calcico, quarzo, ortoclasio, titanite. E' interessante osservare nel letto dello Strona, dove le rocce appaiono levigate dalle acque e ricche di marmitte, la plasticità dei calcefiri, posta in evidenza da pieghe circonvolute.

3ª fermata: Cava di Marmo

Atraverso alternanze di calcefiri, più o meno silicizzati e gneiss biotitico-sillimanitici, spesso con presenza di pegmatiti, si giunge a Marmo, dove è ben visibile sulla sponda destra dello Strona una grossa lente di marmo bianco, in cui è aperta una cava. Vi si accede con un breve tratto di strada carrozzabile di raccordo.

La roccia, nota col nome commerciale di „Marmo di Valle Strona“, è di colore bianco con qualche sfumatura grigia, a grana molto grossa. Qua e là vi sono liste arricchite in flogopite e bande di minerali metalliferi nerastri costituite da magnetite, pirrotina e calcopirite (BERTOLANI 1964 d). Al microscopio si notano anche ortoclasio, plagioclasio, quarzo, zoisite, titanite (BERTOLANI 1968). Un filone di baritina, di colore bianco come il marmo e circa con la stessa grana, attraversa la roccia carbonata. Al livello inferiore della cava si apre una cavità carsica naturale d'interesse paleontologico.

Per la visita alla cava occorre il permesso della Direzione.

4^a fermata: Ponte sullo Strona alla Centrale Elettrica

Dopo Marmo la strada provinciale attraversa un'alternanza di gneiss biotitico-sillimanitici e di anfiboliti. Le pegmatiti vanno scomparendo e i calcefiri diventano rari. Nelle anfiboliti, particolarmente abbondanti, l'orneblenda passa da verde a basaltica e compare il pirosseno monoclinico. Talvolta vi è anche la scapolite (BERTOLANI, RIVALENTI 1966).

Negli gneiss biotitico-sillimanitici appare il granato che diviene gradatamente sempre più abbondante. Al microscopio si nota anche la presenza di ortoclasio spesso antipertitico. La sillimanite tende a formare grossi cristalli allungati invece che fasci di aghetti. E' questa la zona che si può indicare di transizione tra la facies delle anfiboliti e la facies delle granuliti.

Queste rocce di passaggio e, in special modo, gli gneiss biotitico-sillimanitici granatiferi, si possono osservare al ponte sullo Strona presso la Centrale elettrica: o sulla sponda sinistra non lontano dal ponte o su quella destra, in corrispondenza di un valloncetto, che si raggiunge percorrendo per 350 metri con direzione S un sentiero che porta a Colpino.

Itinerario da Forno a Campello Monti

All'altezza di Forno si entra nella facies delle granuliti. Le rocce divengono molto più massicce, non scistose, spesso però zonate. Si ha un'alternanza di rocce granulitiche acide, le Stronaliti di ARTINI e MELZI (1900), e basiche, le Pyrielasiti di SCHMID (1966). Le prime derivano dalla trasformazione granulitica degli gneiss biotitico-sillimanitici, le seconde dalla trasformazione delle anfiboliti.

Affioramenti con rocce granulitiche fresche sono visibili lungo la strada tra Forno e Campello Monti e in special modo alla Cappella di S. Lucia, alla Cappella di S. Anna, a Piana di Forno.

A Campello Monti, sia sulla destra, sia sulla sinistra della strada affiorano rocce ultrafemiche. La massa più vasta e di più facile accesso è quella sulla destra, posta all'inizio dell'abitato. Si possono osservare pirosseniti nerastre a grana grossa, formate prevalentemente da iperstene e orneblenda basaltica.

Le peridotiti sono più chiare, verdastre, a grana più fine; contengono olivina, pirosseno rombico, poco pirosseno monoclinico, orneblenda di tipo pargasitico accessoria, spinello di cromo. Filoni di gabbro anfibolico, formato da orneblenda basaltica e labradorite, attraversano le rocce ultrafemiche (LOSCHI-GHITTONI 1964). Gallerie a diversi livelli e abbondanti discariche testimoniano una passata attività mineraria di sfruttamento della pirrotina nichelifera (BERTOLANI 1964 d).

Già lungo la strada tra Forno e Campello si possono osservare dislocazioni, testimoniate da miloniti e dalla brusca variazione dell'orientazione, ma le dislocazioni maggiori, che indicano il passaggio della Linea Insubrica, sono poco oltre l'abitato di Campello. Le miloniti sono potenti, nerastre, a frattura scheggiata e decorrono lungo tutta la linea senza soluzioni di continuità, contenenti solo lembi di rocce non ancora completamente milonitizzate (BERTOLANI 1964 b). Per osservare queste miloniti occorre prendere la mulattiera che porta ad Alpe del Vecchio. Spesso le miloniti, molto dure, formano salti d'acqua nello Strona. Nelle vicinanze si osserva una vecchia galleria per la ricerca di pirite aurifera (BERTOLANI 1964 d), che entra negli „Scisti di Fobello e Rimella“. Accanto ad essa si è conservato un calcefiro.

Guardando verso SE in direzione del costone del Penninetto, si riconoscono chiaramente gli scisti sovrascorsi sulle rocce della Formazione Ivrea-Verbano. Oltre la vecchia galleria iniziano gli scisti propriamente detti, attribuiti da NOVARESE (1929) e FRANCHI (1905) alla falda del Canavese, ma che in effetti sono risultati rocce di alto grado metamorfico retrocesse (BERTOLANI 1964 b). Scisti sericitici, epidotici e anfibolici, contenenti ancora molti minerali relitti di zona profonda, si possono osservare lungo la mulattiera, che, oltrepassata Alpe del Vecchio, porta in Valsesia attraverso la Bocchetta di Campello.

Itinerario da Forno a Ravinella di Sotto

Dalla Cappella di S. Lucia parte un sentiero che risale il fianco destro del vallone di Ravinella. Nel primo tratto attraversa granuliti acide, fino a q. 1100, dove s'incontrano rocce a orneblenda, plagioclasio, pirosseno e granato. Oltre la località Colletto si attraversano calcefiri, che appartengono al gruppo occidentale di rocce carbonatate della valle Strona. Sono ricchi in scapolite, di color bruno chiaro, diopside e grafite, identificabili molto bene anche ad occhio nudo (BERTOLANI 1968). Questi calcefiri sono tagliati da pegmatiti caratterizzate dalla presenza di grafite, anch'essa in lamine macroscopiche (ROCCATI 1921).

In corrispondenza del torrente che da Cima Ravinella scende allo Strona, e che occorre attraversare per raggiungere Ravinella di sotto, le rocce sono levigate su un'ampia superficie. Si osservano calcefiri di un bianco smagliante che inglobano plasticamente grossi lembi di pegmatite e frammenti di anfibolite. Più a valle si passa a rocce granulitiche sia di tipo acido sia tipo basico. Queste

ultime sotto forma di schlieren plagioclasico-iperstenici nella granulite quarzo-so-pertitico-granatifera.

A Ravinella di sotto, in rapporto con calcefiri, vi sono rocce granulari manganesifere, riconoscibili per una patina nerastra di ossidi di manganese (in prevalenza manganite e braunite) (BERTOLANI 1964d). Nella frattura fresca sono riconoscibili, per il colore roseo, la rodonite e un granato tipo grossularia-spessartite, talvolta arricchito in almandino per azione metamorfica. Cristalli verde cupo o verde violaceo appartengono invece a pirosseni manganiferi e a tipi bustamitici, identificabili con precisione solo al microscopio. Accompagnano i minerali manganesiferi, quarzo, microclino e plagioclasio, spesso provenienti da ibridazione da parte di pegmatiti (BERTOLANI 1967).

Riferimenti bibliografici

- ARTINI, E., MELZI, G. (1900). Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Mem. R. Ist. Lomb. Sci. Lett. 18, 219—390.
- BERTOLANI, M. (1961). Fenomeni di granitizzazione e di contatto nella zona di Quarna (Novara). Rend. Soc. Mineral. Ital. 17, 65—108.
- BERTOLANI, M., TOGNETTI, G., SIGHINOLFI, G., LOSCHI, A. G. (1963). Ricerche petrografiche nella bassa valle Strona (Novara). Rend. Soc. Mineral. Ital. 19, 41—67.
- BERTOLANI, M. (1964a). Considerazioni geo-petrografiche sulla valle Strona. Atti Soc. Tosc. Sci. nat. 71, S.A., 113—132.
- (1964b). Le metamorfiti dell'alta valle Strona (Provincia di Novara). Per. Mineral. 33, 301—332.
- (1964c). Le Stronaliti. Rend. Soc. Mineral. Ital. 20, 31—70.
- (1964d). Le manifestazioni metallifere della valle Strona (Novara). Atti Soc. Nat. Mat. Modena 95, 31—69.
- BERTOLANI, M., RIVALENTI, G. (1966). Gli gneiss anfibolici della Valle Strona (Novara). Per. Mineral. 35, 869—893.
- BERTOLANI, M. (1967). Rocce manganesifere tra le granuliti della valle Strona (Novara). Per. Mineral. 36, 1011—1032.
- (1968). Le rocce carbonatate e i loro derivati nella valle Strona (Novara). Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 24, 1—17.
- (i.c.s.). La petrografia della valle Strona (Alpi Occidentali Italiane). Boll. svizz. Mineral. Petrogr.
- CHELUSSE, F. (1890). Il diabase di Pettenasco sul lago d'Orta. Giorn. Mineral., Crist. Petrogr. 1, 316—320.
- DAWES, P. R. (1968). Contrasted types of metamorphism of basic intrusion in the pre-cambrian basement of the tasiussaq area, South Greenland. Medd. Grönl. 185, No 4, 47 pp.
- FRANCHI, S. (1905). Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbanò e sulle formazioni adiacenti. Boll. R. Com. Geol. d'Italia. 36, 270—298.
- GALLITELLI, P. (1937). Ricerche petrografiche sul granito di Baveno. Mem. Soc. Tosc. di Sci. nat. 46, 150—225.
- GERLACH, H. (1883). Die penninischen Alpen. Beitr. geol. Karte Schweiz 27.
- LOSCHI-GHITTONI, A. G. (1964). Le rocce ultrafemiche della valle Strona (Novara). Rend. Soc. Mineral. Ital. 20, 153—177.

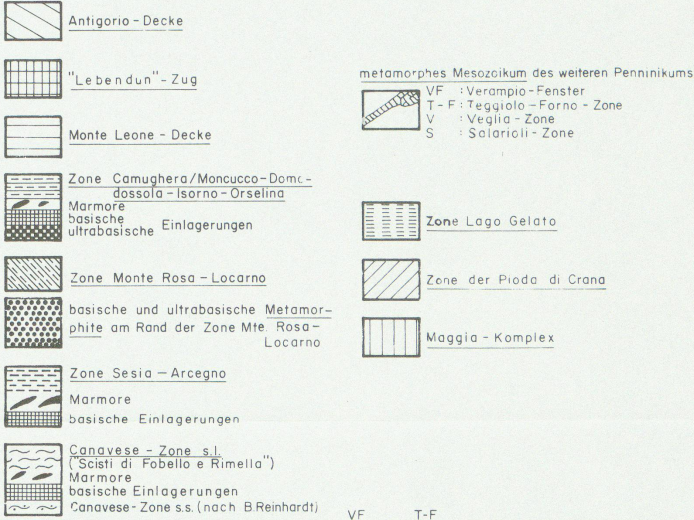
- NOVARESE, V. (1929). La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. descr. Carta Geol. d'Italia 22, 65—212.
- (1933). La formazione diorito-kinzigitica in Italia. Boll. R. Uff. Geol. Ital. 56, 1—62.
- PREISWERK, H. C. H. (1906). Malchite und Vintlite im Strona und Sesiagneiss, Piemont. Festschr. z. siebz. Geburtstag v. H. Rosenbusch. Stuttgart.
- RIVALENTI, G. (1966). Problema della genesi degli gneiss anfibolici della serie „diorito-kinzigitica“ delle Alpi Pennine. Per. Mineral. 35, 933—957.
- (1968). Una pegmatite ad anfibolo del M. Ebie Horn, valle Strona (Novara). Boll. svizz. Mineral. Petrgr. 48/1.
- ROCCATI, A. (1921). Pegmatite grafitifera della valle Strona (Lago d'Orta). Boll. Soc. Geol. Ital. 40, 205—208.
- SCHMID, R. (1967). Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (N-Italien). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 47, 935—1117.

Geologische Übersichtsskizze der Gegend nordwestlich des Lago Maggiore

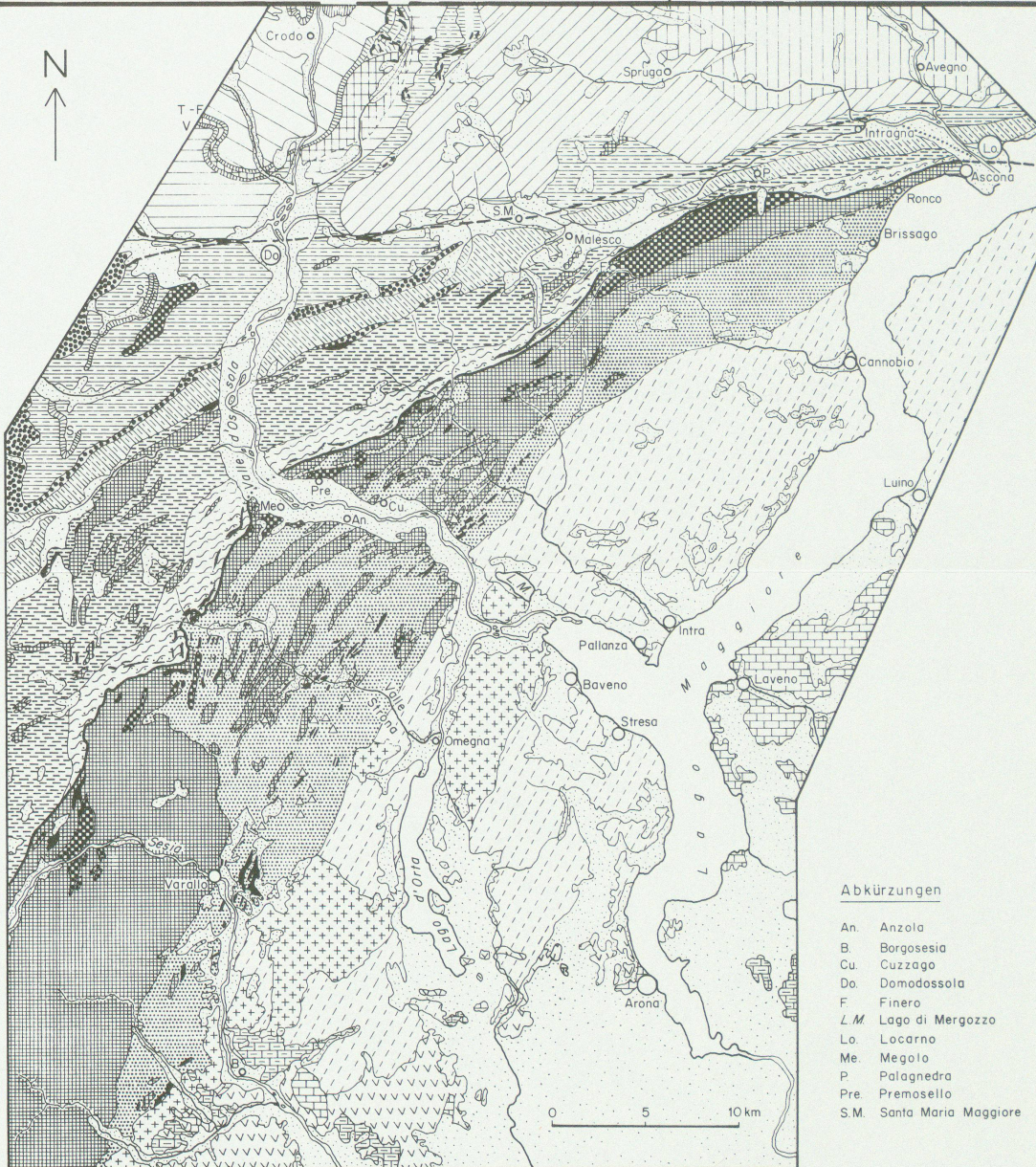
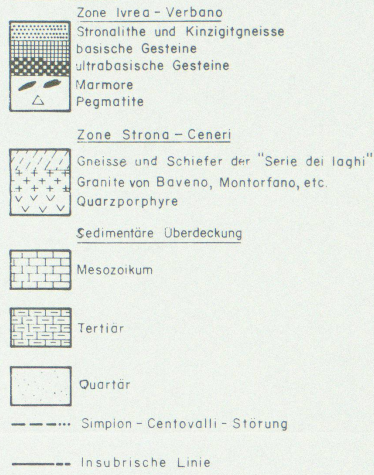
von Z FEJÉR und R SCHMID zusammengestellt
nach Vorlagen von F HERMANN (1937), P WALTER (1950), P BEARTH (1956), P KNUP (1958),
J. PAPAGEORGAKIS (1961), P VOGT (1962), H WIELAND (1966), B. REINHARDT (1966),
R. SCHMID (1967), G. LENSCH (1968) und M. BERTOLANI (1969)

L E G E N D E :

Lepontinische Gneissregion



Seegebirge ("Massiccio dei laghi")



Abkürzungen

- An. Anzola
- B. Borgosesia
- Cu. Cuzzago
- Do. Domodossola
- F. Finero
- L/M. Lago di Mergozzo
- Lo. Locarno
- Me. Megalo
- P. Palagnedra
- Pre. Premosello
- S.M. Santa Maria Maggiore