

Geologischer Atlas der Schweiz Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

Foglio:

1296 Sciora

Topografia: Carta nazionale della Svizzera 1:25 000

(Foglio 70 dell'Atlante)

Note esplicative

di

HANS RUDOLF WENK

Tradotto dall'inglese da SILVIA FRISIA-BRUNI

Con 18 figure, 1 tabella e 1 tavola

1992

Herausgegeben von der Landeshydrologie und -geologie
Pubblicato dal Servizio idrologico e geologico nazionale

PREFAZIONE

Nel 1965 la Commissione geologica incaricò il signor dott. H.R. Wenk, su sua propria richiesta, dell'esecuzione di lavori di rilevamento geologico della Bregaglia (foglio Sciora) e del Ticino (foglio Osogna). Il signor Wenk - dal 1967 professore presso il Dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università di California a Berkeley - concentrò le sue ricerche, negli anni che seguirono, nella regione della Bregaglia; come risultato di cinque anni di intensa attività di rilevamenti, presentò, nel 1972, una prima versione dell'originale del foglio Sciora. Dopo alcune revisioni e ulteriori ricerche, nel 1975 la carta ha potuto essere compresa nel programma di stampa della Commissione e nel 1977 ha potuto essere pubblicata.

Per vari motivi la pubblicazione delle note esplicative del foglio Sciora è stata ritardata di diversi anni. Su desiderio della Commissione, l'autore di una versione inglese del 1982 di tali spiegazioni si è occupato egli stesso di farla tradurre in italiano.

Nel frattempo il professor Wenk pubblicò parti dei risultati delle sue ricerche in varie pubblicazioni scientifiche; le presenti spiegazioni forniscono tuttavia un quadro globale della geologia delle Alpi di Bregaglia. I graniti terziari e rocce metamorfiche di contatto di rara esistenza sono, in questo grandioso paesaggio alpino, esposte in tre dimensioni in un modo spettacolare. Con encomiabile impegno il professor Wenk ha proceduto alla rappresentazione cartografica di questa regione estremamente impervia, in parte di difficile accesso, e ne ha analizzato le rocce con tutti i metodi di cui dispone la scienza moderna.

Il Servizio idrologico e geologico nazionale ringrazia ufficialmente il professor Wenk per l'esemplare lavoro fornito nonché tutti coloro che hanno contribuito alla buona riuscita del foglio dell'atlante e delle spiegazioni.

Febbraio 1991

Servizio idrologico e geologico nazionale

INDICE

Prefazione	2
Introduzione	4
Litologia	6
Falde Pennidiche	6
Rocce carbonatiche e quarziti	6
Gneiss granitici leucocrati	7
Migmatiti del complesso del Gruf	8
Gneiss mesocrati e scisti pelitici	9
Rocce mafiche e ultramafiche	11
Complesso di Bregaglia	13
Quaternario	19
Tettonica	20
Rocce incassanti	21
Rocce granitiche terziarie	23
Zone di deformazione	27
Morfologia	28
Metamorfismo	29
Composizione chimica delle rocce granitiche	35
Età	39
Itinerari di particolare interesse geologico	41
Riassunto	53
Bibliografia	56
Carte geologiche	61

INTRODUZIONE

Il foglio Sciora dell'Atlante geologico della Svizzera comprende la parte centrale del massiccio Mäsino-Bregaglia dove affiora un impressionante lito-tipo - il granito di Bregaglia - già menzionato da STUDER (1851) e riconosciuto come plutone terziario da STEINMANN (1913) e CORNELIUS (1913) sulla base dei rapporti di contatto con le unità appartenenti alle falde Pennidiche superiori. STAUB (1918) fu il primo ad introdurre i termini «granito di Bregaglia» e «massiccio di Bregaglia» descrivendolo come un tipico caso di intrusione magmatica postcinematica. DRESCHER-KADEN & STORZ (1926) e (1929) suggerirono invece, sulla base di osservazioni strutturali, un'origine dovuta a ricristallizzazione concordante. Durante i quindici anni che seguirono, il dibattito fra i sostenitori delle due differenti ipotesi si mantenne acceso, ma senza sviluppi di nuove vedute (p.e. STAUB 1921, 1924a, 1958, 1960 versus DRESCHER-KADEN 1940, 1942, 1948, 1961, 1969). Alla fine degli anni '60 CRESPI & SCHIAVINATO (1966), GYR (1967), MOTICKSKA (1970), H.-R. WENK (1970) iniziarono nuovi dettagliati rilievi dell'area in esame. Essi furono poi affiancati da altri studiosi nell'intento di provvedere ulteriori dati di natura quantitativa (p.e. TROMMSDORFF & EVANS 1972, BUCHER 1977, GAUTSCHI & MONTRASIO 1978). In questo rinnovato dibattito l'origine del massiccio di Bregaglia divenne oggetto di attenzione internazionale.

La difficoltà dello studio del granito di Bregaglia emerge dal fatto che l'area è stata interessata da diversi fenomeni, che ne complicano il quadro geologico, quali granitizzazione ed attività magmatica in generale, metamorfismo regionale d'alto grado, deformazione legata o no al metamorfismo di contatto nelle vicinanze col granito. Tutto ciò accadde in una zona larga non più di 30 km, e a seconda di dove si inizia ad osservarla, e delle località a cui si presta più attenzione nello studio, si può giungere a conclusioni diametralmente opposte e purtroppo si sa quanto le osservazioni personali siano di cruciale importanza!

In queste note esplicative della carta geologica si cerca di non ignorare i dettagli in favore di un quadro uniforme generale; inoltre si cerca di stimolare il lettore ad andare di persona in campagna, osservare rocce e strutture geologiche, raccogliere campioni e analizzare struttura e tessitura al microscopio. Perciò vengono suggeriti alcuni itinerari per rendere familiari le località più interessanti e l'assetto geologico.

Secondo l'ipotesi più diffusa tra i vari studiosi che attualmente si occupano dell'area in esame, il granito di Bregaglia e le rocce granitiche associate (granitoidi) non si sono né formati per frazionamento da un originale magma basaltico a grande profondità, né sono il risultato di una pura ricristallizzazione metasomatica senza partecipazione di un fuso granitico; più verosimilmente il principale meccanismo che ha portato alla formazione di tali rocce è stata la rifusione di rocce pre-esistenti ed anatessi, accompagnata da modesti scambi chimici, omogeneizzazione e, subordinata, differenziazione.

Desidero vivamente ringraziare i molti amici e colleghi per l'aiuto che mi hanno dato e per il loro supporto e soprattutto la gente della Val Bregaglia - alla quale dedico questo lavoro - per la grande ospitalità offertami durante il lavoro di campagna ed in particolare gli amici Remo e Dina Maurizio coi quali ho passato molte ore piacevoli.

Le note esplicative sono state pubblicate in italiano dato che l'area coperta dal foglio Sciora si estende per tutta una zona nella quale tale lingua è parlata. Mi è stato possibile scrivere in questo bell'idioma perchè Silvia Frisia-Bruni (Milano) ha tradotto dall'originale versione in inglese, Bona Bianchi-Potenza, Rodolfo Crespi (Milano) e Remo Maurizio (Vicosoprano) hanno riveduto il manoscritto aggiungendovi preziosi suggerimenti.

Per tutti coloro che non hanno familiarità con l'italiano è possibile reperire una versione inglese di queste note esplicative: H. R. WENK 1986 «Introduction to the Geology of the Bergell Alps with Guide for Excursions», pubblicata in «Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubündens» (Ed.: J. P. Müller) che può essere richiesta quale estratto al Bündner Natur-Museum, Chur od al Museo Bregagliotto, Stampa.

LITOLOGIA

Nei paragrafi seguenti vengono brevemente descritte le varie unità rocciose affioranti nell'area coperta dal foglio Sciora. La loro classificazione si basa sulla petrografia, più che sulle unità tettoniche, dato che l'identificazione tettonica di queste rocce altamente metamorfosate, è spesso ambigua. I limiti tra i vari litotipi in questa zona di migmatiti mobilizzate e contatti magmatici sono quasi sempre transizionali; i limiti del foglio Sciora debbono essere considerati tenendo conto di questo fatto.

FALDE PENNIDICHE (PENNINIKUM)

Il granito di Bregaglia si è messo in posto tra le falde Pennidiche in modo concordante a sud ed ovest, e discordante verso nord-est. Tali falde sono costituite da rocce metamorfiche di vario grado e composizione, p.e. rocce granitiche, calciche, pelitiche, carbonatiche, ultramafiche comprese tra la facies scisti verdi e la facies granulitica.

In questo paragrafo se ne dà una breve descrizione, ma per una discussione più completa (ed anche più soggettiva) delle relazioni intercorrenti tra granito di Bregaglia e rocce incassanti, si consiglia al lettore di consultare il capitolo riguardante struttura e metamorfismo.

Rocce carbonatiche e quarziti Karbonatgesteine, Quarzite

M **Marmi e calcefiri** – *Marmor und Kalksilikatfels*

Le rocce carbonatiche sono rare e, a parte l'area compresa tra la Cima di Vazzeda e la Valle Sissone, sono confinate in strette bande comprese tra altri litotipi. La metà circa delle rocce carbonatiche nell'area Vazzeda-Sissone hanno composizione dolomitica, l'altra metà sono marmi a calcite metamorfosati dalla tonalite.

Nell'alta Valle Sissone, infatti, si trovano bellissimi esempi di metamorfismo di contatto. Nella dolomia una importante associazione mineralogica è brucite (probabilmente pseudomorfa sul periclasio), dolomite e calcite. Nelle dolomie impure si ritrovano calcite-dolomite-spinello e calcite-diopside-forsterite caratteristiche di alta temperatura ($\sim 675^{\circ}\text{C}$) e tremolite-dolomite-forsterite-calcite di bassa temperatura ($\sim 570^{\circ}\text{C}$). Minerali del gruppo delle humiti sono comunemente associati alla forsterite (DÉVERIN 1937, E. WENK 1963). Nelle

rocce calcitiche sono frequentemente presenti wollastonite, anortite, grossularia, diopside e vesuviana. Una varietà blu di diopside è stata descritta da H. R. WENK & MAURIZIO (1970).

Relazioni di fase e trasformazioni metasomatiche, soprattutto sulla composizione delle fasi fluide, sono state studiate da BUCHER (1977).

Per quanto riguarda l'età, le rocce carbonatiche metamorfiche affioranti nelle Alpi Centrali sono state tradizionalmente attribuite al Mesozoico. Benchè non vi siano fossili nelle Alpi di Bregaglia che confermino tale ipotesi, tuttavia questo sembra ragionevole almeno per quanto riguarda le rocce carbonatiche dell'area Cima di Vazzeda e Passo di Scermendone (a sud dei Corni Bruciati).

Q Quarziti - *Quarzite*

Le rocce carbonatiche dell'area Cima di Vazzeda e Passo di Scermendone (a sud dei Corni Bruciati) sono associate alle quarziti, il che è tipico della stratigrafia delle Pennidi.

Gneiss granitici leucocrati **Leukokrate granitische Gneisse**

GO Gneiss plagioclasici a due miche e feldspato alcalino *Biotit-Muskowit-Alkalifeldspat-Plagiogklasgneiss*

Nella porzione nord-occidentale del foglio Sciora sono esposte le unità degli gneiss di Tambo, che costituiscono l'apofisi più orientale della falda Tambo in cui sono predominanti le rocce granitiche, e che si estende fino alla Valle Mesolcina (25 km). Le rocce affioranti in Val Bondasca sono gneiss a due miche, nettamente scistososi, costituiti da feldspati alcalini, muscovite, biotite e plagioclasidi. Essi vengono cavati a Promontogno e Soglio, poiché danno eccellenti lastre con superfici quasi perfettamente piate.

Da Chiavenna a Promontogno il plagioclasio negli gneiss è unicamente albite. Procedendo verso sud, attraverso la Val Bondasca nel litotipo in esame la biotite prevale sulla muscovite ed il plagioclasio aumenta il contenuto in anortite fino al 25%. La tessitura diventa occhiadina con porfiroblasti di K-feldspato. Particolarmente verso il contatto con le sottostanti migmatiti del Gruf, gli gneiss di Tambo mostrano una struttura porfirica che assomiglia a quella del granito di Bregaglia. La composizione degli gneiss di Tambo è molto uniforme e corrisponde ad un vero granito, mentre quella del «granito di Bregaglia» è piuttosto una granodiorite (cf. p. 36).

L'età del loro metamorfismo è stata determinata radiometricamente col metodo Rb/Sr sulle miche, ed è 25 m.a. (JÄGER & HUNZIKER 1969). Originariamente si trattava di graniti ercinici come stabilito da datazioni col metodo U/Pb sugli zirconi (GULSON 1973).

Migmatiti del complesso del Gruf

Migmatite und isoklinal verfaltete Mischgneisse

GM **Gneiss migmatitici a feldspato alcalino e biotite-plagioclasio** *Migmatitische Biotit-Plagioklas-Alkalifeldspatgneisse*

Si tratta delle unità tettonicamente più profonde esposte nelle Alpi di Bregaglia, costituite da gneiss a biotite-oligoclasio e feldspato alcalino (Or 90-95%) piegato isoclinamente. Le rocce sono eterogenee, con fasi leucocrate, parzialmente mobilizzate, disperse in materiale mesocrato costituito da scisti biotitici, anfiboliti e - più raramente - ultramafiti e rocce silico-calciche in inclusioni (o sciami di inclusioni) con dimensioni variabili da pochi centimetri a un metro. È raro che non vi siano inclusioni lungo una distanza di 100 metri; non sono però distribuite in modo omogeneo, bensì spesso concentrate in zone di considerevole estensione laterale, alcune delle quali sono visibili sulla carta. Esse potrebbero essere considerate come orizzonti guida strutturali in questa unità che è, altrimenti, difficile da differenziare.

Le inclusioni, particolarmente quelle costituite da materiale pelitico, contengono associazioni mineralogiche tipiche di alta temperatura e pressione, nel campo delle facies granulitiche (H.-R. WENK et al. 1974). Infatti fenomeni di anatessi locale sono dovunque comuni. Di particolare interesse sono fasi granitiche megacrystalline simili al granito di Bregaglia.

Cordierite, sillimanite e iperstene sono minerali comuni, mentre corindone e saffirina sono componenti più rari. La saffirina di Coeder (coord. 760.7/125.2) è stata descritta in dettaglio (CORNELIUS 1916, CORNELIUS & DITTLER 1929, BARKER 1964, H.-R. WENK et al. 1974, ACKERMAN et al. 1975).

Con tali caratteristiche mineralogiche l'unità del Gruf sembra rappresentare alcune delle rocce metamorfiche di più alto grado nelle Alpi, forse il basamento, che si è giustapposto alle più alte falde Pennidiche durante un tardo stadio di rapido sollevamento.

REPOSSI (1916) indicò una certa rassomiglianza tra parti del complesso del Gruf e la zona dioritico-kinzigitica di Ivrea (Alpi Meridionali).

La composizione chimica delle migmatiti del Gruf è molto simile a quella del granito di Bregaglia, il che ne può indicare una relazione genetica (H.-R. WENK et al. 1977). Il complesso del Gruf costituisce una struttura anticlinale come documentato da alcuni orizzonti guida quali la zona di Siviglia (Siviglia-Zug). La struttura a pieghe isoclinali è molto tipica ad ogni scala.

Gli gneiss del complesso del Gruf mostrano frequentemente una deformazione milonitica, che è ben distinta dalla deformazione cataclastica post-metamorfica. Infatti la tessitura lineata delle miloniti è concordante con quella delle rocce che costituiscono le falde stesse. Tali miloniti mostrano microstrutture e tessiture tipiche di ricristallizzazione dinamica e debbono quindi essere considerate rocce di alto grado metamorfico, simili alle classiche miloniti asso-

ciate allo Scorrimento di Moine (J.M. CHRISTIE 1963). Nella regione Bocchette della Tegiola - Pizzi dei Vanni affiorano letti di quarziti che mostrano una forte orientazione preferenziale dei singoli cristalli con microstrutture dovute a «simple shear» (H.-R. WENK 1984).

Gli gneiss affioranti nella Finestra di Bagni del Mäsino hanno una litologia simile a quella delle migmatiti del Gruf, benché sarebbe più indicato collegarli alla «zona della Valle dei Ratti», che si congiunge alla zona di Bellinzona ed affianca il complesso del Gruf verso sud (MOTICKA 1970).

GM_S Gneiss biotitici con megacristalli di labradorite
Biotitgneiss mit Labradorit-Megakristallen

La zona di Sivigia (Sivigia-Zug) contiene uno gneiss a iperstene, orneblenda, biotite e labradorite, in apparenza magmatico, ma prodotto da alterazione metasomatica di una breccia ultramafica, come si può osservare nel letto fluviale a sud di Sivigia.

Gneiss mesocrati e scisti pelitici
 Mesokrate Paragneisse und pelitische Schiefer

G Gneiss plagioclasici a due miche
Plagioklas-Biotit-Muskowitgneiss

Gli gneiss mesocrati, ricchi di biotite, non affiorano in grand' estensione, ma, piuttosto, come le rocce carbonatiche e le anfiboliti, formano letti sottili, molti dei quali sono di probabile origine metasedimentaria, associati a depositi di geosinclinale.

Alcune caratteristiche analisi chimiche vengono riportate nella tabella (p. 38; cf. anche H.-R. WENK et al. 1974), ma gli gneiss mesocrati e scisti pelitici sono molto più interessanti per le loro caratteristiche petrografiche che per il chimismo; contengono infatti minerali indice che aiutano a definire la storia metamorfica.

Gli gneiss sono molto ricchi di plagioclasio e biotite, inoltre contengono muscovite, sillimanite o fibrolite e granato e, più raramente, feldspati alcalini pertitici.

La sillimanite, in grandi individui ben cristallizzati è comune in tutta la Val Codera, alla base della Val d'Albigna ed in Valle Sissone (associata a mullite) e Valle Preda Rossa - Cataeggio.

Lungo il contatto orientale, avviluppanti le rocce ignee del granito di Breaglia, che contiene sillimanite nelle zone a inclusioni pelitiche, affiorano scisti andalusitici, che si estendono fino a Ceresco-Vöga sul lato settentrionale e fino

a Cataeggio a sud. Qui il confine tra il campo di esistenza dell'andalusite e quello della sillimanite interseca il campo di esistenza della cianite, che è comunemente associata a staurolite; infatti sono comuni campioni di roccia che, esaminati in sezione sottile, contengono tutti e tre gli alluminosilicati in questione (fig. 1) per cui probabilmente le condizioni del metamorfismo per questi scisti erano vicine al punto triplo. Affioramenti molto belli e facilmente accessibili si trovano lungo la nuova strada tra Ceresca e Vöga (coord. 762.30/132.75).

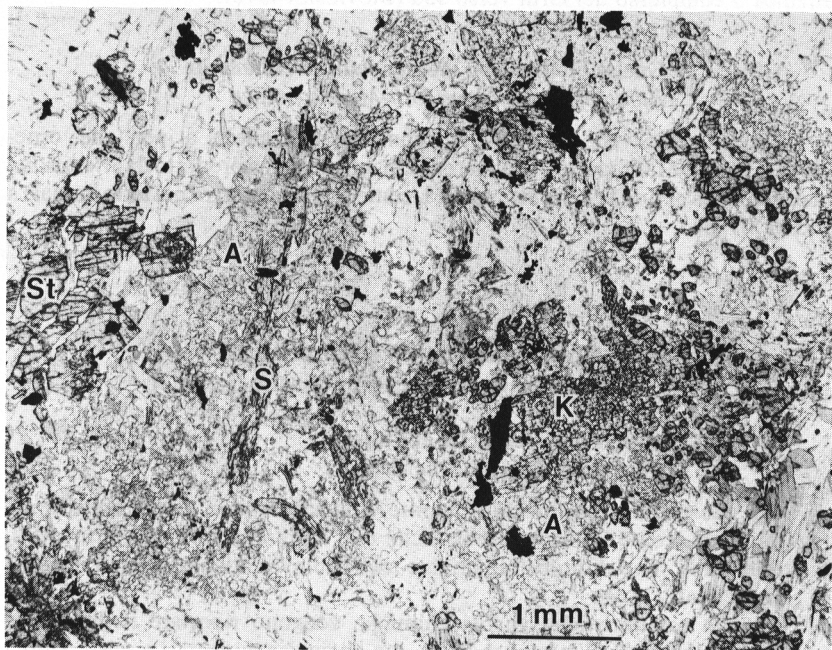


Fig. 1: Sezione sottile di scisto pelitico con tre silicati di alluminio proveniente da Cataeggio. K = cianite; A = andalusite; S = sillimanite; St = staurolite. Nicols incrociati.

G' Scisti a due miche e clinozoisite
Muskowit-Biotit-Klinozoisitschiefer

Scisti pelitici di basso grado metamorfico, a clinozoisite, affiorano a sud del massiccio del Disgrazia, nei pressi del Passo di Scermendone (coord. 777/122).

Rocce mafiche ed ultramafiche Basische und ultrabasische Gesteine

Am Anfiboliti ed orneblenditi – *Amphibolit und Hornblendefels*

Le anfiboliti sono composte in prevalenza da orneblenda e plagioclasio, occasionalmente contengono biotite e clorite e subordinatamente, se non del tutto assente, quarzo. In alcuni campioni di alto grado metamorfico, provenienti dalla zona di contatto col granito di Bregaglia, è presente anche diopside. La composizione del plagioclasio varia da oligoclasio a bytownite, dipendendo dalle variazioni del chimismo della roccia stessa e dal suo grado metamorfico. Sono frequenti fenomeni di intercrescita di plagioclasio calcico e sodico (oligoclasio-andesina-bytownite). In particolare a Corte Vecchia, Bagni del Màsino, si osserva una interessante intercrescita di oligoclasio-labradorite e anortite. Strutture porfiroblastiche e peciloblastiche sono tipiche nella zona di margine, mentre nella parte centrale di alto grado metamorfico, predomina la struttura lepidoblastica.

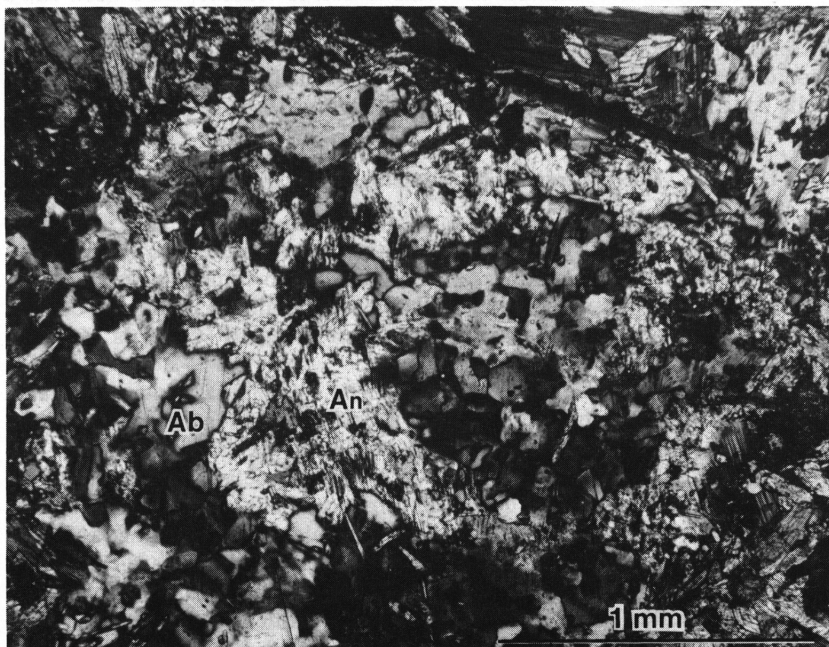


Fig. 2: Sezione sottile di anfibolite porfiroblastica con albite-anortite proveniente dall'Alp da Cavloc. Ab = albite; An = anortite.

Vi è, come già accennato, una considerevole variabilità nella composizione chimica delle anfiboliti (tabella, p. 38), particolarmente nel contenuto in Mg (H.-R. WENK et al. 1977), comunque la generale distribuzione degli elementi è simile a quella delle anfiboliti affioranti nell'area del Ticino, più ad ovest (E. WENK et al. 1974). Il contenuto in acqua è più alto nei campioni provenienti dalla zona di più basso grado metamorfico. Gli effetti del metamorfismo di contatto sulle anfiboliti sono stati studiati da H.-R. WENK (1979) e GAUTSCHI (1980), anche se non sulle anfiboliti affioranti nella regione del foglio Sciora, ma su quelle che si trovano più a nord (Cavloc-Maloja) e più a sud (Val Ventina). Essi osservarono la coesistenza di pargasite ed actinolite nella aureola più esterna, il che indica condizioni metamorfiche in facies scisti verdi, o molto prossime a questa. Sempre nelle stesse rocce H.-R. WENK (1979) ha trovato albite e anortite coesistenti (cf. fig. 2).

Alcune anfiboliti mostrano strutture a cuscini (pillow structures) (p.e. coord. 776.6/134.0), e costituiscono una estensione della zona già segnalata da MONTRASIO (1973). Sono accompagnate da mineralizzazioni a manganese (FERRARIO & MONTRASIO 1976) che ne indicherebbero un'origine da basalti oceanici.

Le anfiboliti in vicinanza del contatto con la tonalite, sia a nord che a SW del Rif. Del Grande mostrano segni di mobilizzazione in situ, talora con estrema crescita dei cristalli che conferisce loro caratteristiche gabbroidi (coord. 777.3/130.3) e rassomigliano alle facies tonalitiche a sud dell'Adamello, nella zona di contatto all'Alpe Bazena (SCHIAVINATO 1946).

U **Rocce ultramafiche (oliviniti) - Olivinfels**

Le rocce ultramafiche affiorano in due grandi masse, la zona Disgrazia-Malenco e la zona di Chiavenna, quest'ultima estendentesi fino alla Val Bondasca (SCHMUTZ 1976). Lenti di tali ultramafiti sono comuni nelle migmatiti del Gruf, ed anche associate alle anfiboliti (Biv. Vaninetti, Valle del Conco), alla tonalite (Passo di Mello) ed al granito di Bregaglia (Cima da Murtaira, Vallun da la Trubinasca).

La maggior parte delle rocce ultramafiche è composta principalmente da olivina (Fo 10-20%), che spesso mostra alterazione idrotermale secondaria in talco, clorite, brucite e serpentino. L'enstatite è un accessorio comune. TROMMSDORFF & EVANS (1972) hanno studiato gli effetti del metamorfismo di contatto sulle ultramafiti del Disgrazia, dovuto all'intrusione della tonalite. Essi sono stati in grado di tracciare la trasformazione di un originale scisto antigoritico a scisti ad olivina; talco-tremolite-olivina; antofillite-olivina via via che ci si avvicina al contatto. Scisti antofillitici affiorano nei punti a coord. 776.4/123.8; e come inclusioni nella tonalite a coord. 776.3/127.75. L'antigorite nei fels olivini al contatto meridionale col massiccio del Disgrazia è interpretata come secondaria, sostituita dall'olivina, ed è particolarmente sviluppata in zone di deformazione (shear zones). Una mappa riassuntiva è stata pubblicata da BUCHER (1977; cf. fig. 3).

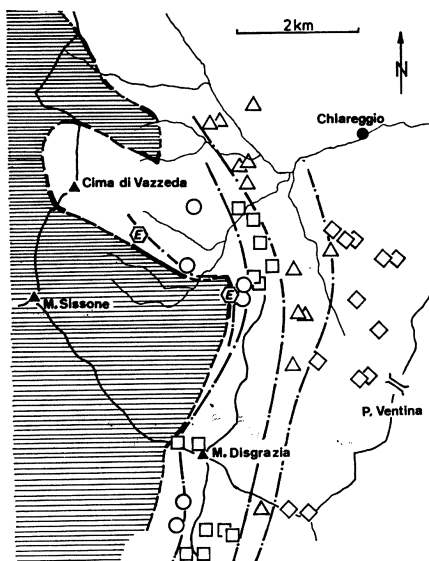


Fig. 3: Distribuzione dei minerali indice nelle rocce ultramafiche dell'area del M. Disgrazia (BUCHER 1977).

- ◇ = antigorite + forsterite + diopside
- △ = antigorite + forsterite + tremolite
- = talco + forsterite + tremolite
- = forsterite + antofillite + tremolite
- ⊙ = enstatite + forsterite + tremolite

Alla luce delle attuali conoscenze si può attribuire l'origine dei grandi corpi ultramafici a frammenti del mantello che si sono giustapposti a basalti del fondo oceanico e a rocce sedimentarie durante la principale fase di deformazione alpina.

COMPLESSO DI BREGAGLIA (BERGELLER KOMPLEX)

Questa unità include varie rocce magmatiche di età terziaria, spesso deformate, con contatti gradazionali, che rendono difficile distinguere le varie formazioni. Vengono perciò qui introdotte zone di transizione e speciali simboli sono usati per caratterizzare i litotipi con maggiore dettaglio.

γ_B

Granito di Bregaglia, Ghiandone – *Bergeller Granit, Ghiandone*

Sono rocce di composizione da granitica a granodioritica (H.-R. WENK et al. 1977, e p. 35) sia con struttura porfirica grossolana (cf. fig. 4a), che equigranulare. I macrocristalli sono costituiti da feldspati alcalini con un contenuto in albite del 7–12%, sono peritici, e appaiono macroscopicamente come grandi individui di ortoclasio. Essi contengono generalmente inclusioni orientate di plagioclasio più o meno euedrale. Quasi tutti i campioni di granito, inoltre,

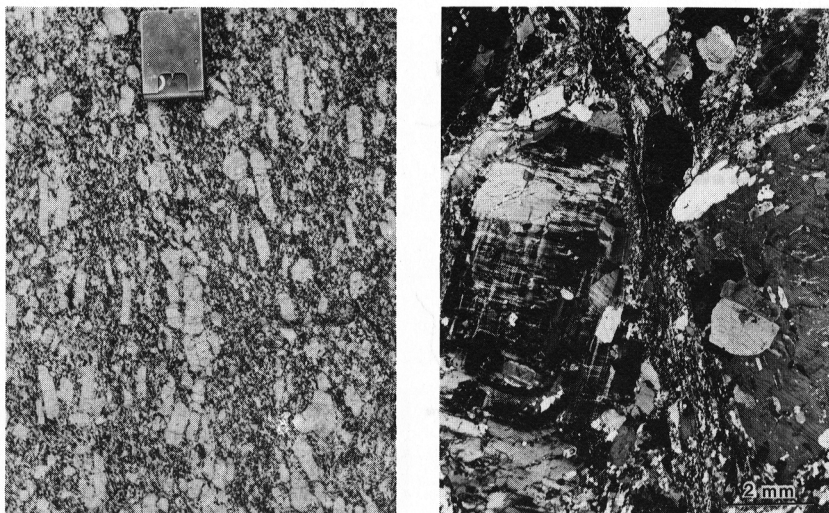


Fig. 4: Megacristalli del granito di Bregaglia.

- a) Megacristalli allineati di feldspato alcalino, vicino al contatto (Alpe Trubinasca).
 b) Sezione sottile che mostra le deformazioni del quarzo e della mica attorno ai più «resistenti» cristalli di feldspato alcalino (Cânt la Föia, a nord del P. Cengalo).

mostrano frequenti strutture mirmecitiche. I feldspati alcalini ad esse associati hanno composizione chimica simile a quella dei macrocristalli.

Il plagioclasio è in genere omogeneo, il contenuto in anortite varia tra il 20 ed il 30%, con media attorno al 25%, il contenuto in ortoclasio è circa 1,5%, ed è costante per tutto il massiccio. Si trova sia in cristalli euedrali di discrete dimensioni, che in piccole inclusioni nel feldspato alcalino, ambedue di identica composizione. Raramente, eccetto che nell'area NE, il plagioclasio mostra zonatura normale od oscillatoria.

Il principale costituente femico del granito di Bregaglia è una biotite marrone-verdastra parzialmente alterata in clorite. Subordinati sono orneblenda e muscovite, comuni accessori l'apatite, la magnetite e l'allanite.

Le microstrutture che si osservano sono tipiche di intensa deformazione (cf. fig. 4b). Molti macrocristalli di feldspato sono fratturati o piegati ed il quarzo mostra una marcata estinzione ondulata, oltre ad essere appiattito con segni di ricristallizzazione dinamica. Nell'area NE, dove la deformazione è meno intensa, il quarzo, pur avendo ancora estinzione ondulata, mostra poligonizzazione e si osservano aggregati di piccoli cristalli dovuti a ricristallizzazione.

I feldspati sono in generale resistenti alla deformazione, benché, come già accennato, alcuni siano piegati, altri siano arrotondati. L'euedralità dei feld-

spati, anche dove i graniti sono intensamente deformati, spiega perché spesso la milonitizzazione non viene riconosciuta. L'allineamento dei megacrystalli potrebbe essere dovuto in gran parte a deformazione, anche se, ad alto grado metamorfico, deformazione plastica e flusso magmatico sono spesso difficili da separare. La deformazione è maggiormente pronunciata parallelamente al contatto settentrionale.

Il granito di Bregaglia contiene frequentemente inclusioni di materiale mafico, sia gneiss biotitici che gneiss biotitico-orneblenditici (p.e. GANSSE & GYR 1964). Questi sono spesso concentrati in sciami (cf. fig. 5) e rappresentano probabilmente relitti non digeriti, particolarmente dove le vecchie tessiture gneissiche sono preservate. Zone ad anfiboliti sono incluse nel granito (p.e. Pizzi Gemelli, Sciora Dadent, Passo di Zocca e lungo il contatto nord-orientale) e sono interpretate come pendenti da tetto.

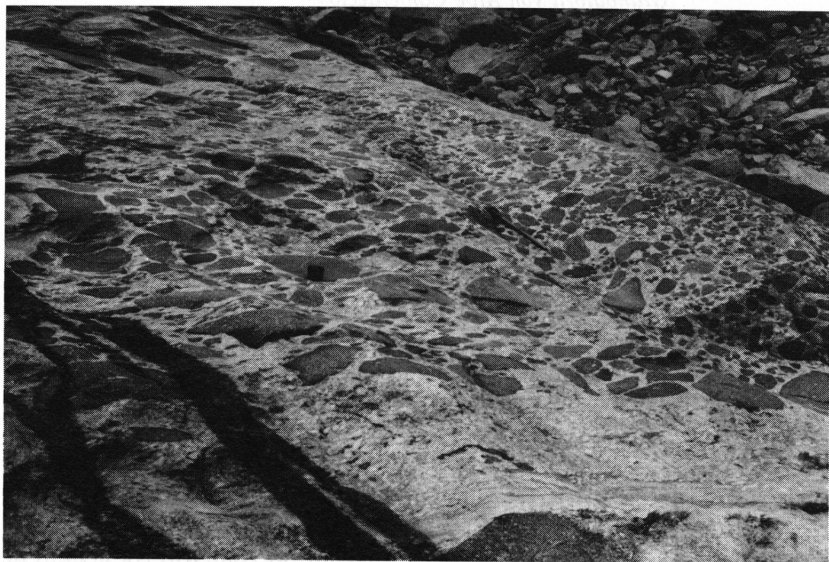


Fig. 5: Sciami di inclusi mafici nel granito di Bregaglia (Alp Cengal).

Dicchi e tasche di granito megacrystallino e gneiss occhiadini si trovano in tutto il complesso del Gruf. Un dicco di notevole dimensioni si estende dalla Bocchetta della Tegiola fino alla Cima di Codera, ma rocce simili si ritrovano ad ovest fino alla Val Trebecca. Esse sono indistinguibili per composizione e struttura dal granito di Bregaglia e indicano che le migmatiti del Gruf potrebbero essere l'origine di queste rocce magmatiche terziarie.

Per una dettagliata discussione sulle reazioni tra quarzo e feldspato si rimanda agli articoli di DRESCHER-KADEN (1940, 1948, 1969).

Mentre la massima parte del granito di Bregaglia ha una struttura porfirica dovuta ai megacristalli di feldspato alcalino, nell'area centrale (sommità del Cengalo-Sciora-Cacciabella; Cantun-Casnil) esso è equigranulare, ma di simile composizione. La transizione tra le facies a megacristalli ed equigranulare è graduale e si compie nello spazio di 100-150 metri. La struttura tettonica della facies equigranulare può essere descritta come un cilindro appiattito con un asse orizzontale in direzione E-W. Un corpo simile, ma più piccolo, affiora a SSE della Cima del Barbacan in Val Mäsino.

γC

Granito dell'Alpe Cameraccio

Granodiorit von Alpe Cameraccio

Si tratta di una roccia granitica omogenea affiorante tra il granito megacristallino di Bregaglia e la tonalite, ed è simile alla facies equigranulare del granito di Bregaglia. Questi due litotipi potrebbero infatti rappresentare la stessa unità, benché il contatto tra granito di Bregaglia e granito di Cameraccio sia di solito netto e talora l'uno attraversi l'altro, mentre il contatto tra facies megacristallina ed equigranulare del granito di Bregaglia è graduale.

γR

Microgranito a struttura sferica - Mikrogranit mit Kugeltextrur

Molto raramente il granito di Bregaglia mostra una tessitura sferoidale come al Monte Rosso. Questa è chiaramente differente da quella dei classici graniti sferoidali in Scandinavia e viene da noi attribuita ad effetti di riassorbimento di materiale melanocrato in un granito leucocrato.

Dicchi microgranitici - Mikrogranit-Gänge

Sono associati al corpo granitico centrale e si ritrovano come larghi dicchi o lenti sia nel granito che nelle rocce incassanti. In contrasto col granito di Bregaglia il microclino (Ab 5-10%) è qui l'alcalifeldspato dominante; il plagioclasio (An 15-30%) è zonato e di solito alterato per alterazione idrotermale con larghe scaglie di muscovite nel nucleo; le strutture mirmechitiche sono comuni. Il quarzo è deformato, con estinzione ondulata, in alcuni campioni si osserva ricristallizzazione. La muscovite è la mica dominante, subordinata è la biotite verde-brunastra, con frequenti aloni attorno a piccole inclusioni. Gli epidoti sono presenti in molte sezioni sottili, generalmente, però, manca l'allanite.

Il microgranito associato al granito di Bregaglia assomiglia sul terreno al granito di San Fedelino (PICCOLI 1961).

Apliti - Aplite

Differiscono dai micrograniti per la struttura a grana molto più fine e per la maggiore abbondanza di mica chiara. Inoltre il plagioclasio è meno alterato e più intensamente deformato ed il quarzo si trova in piccolissimi cristalli appiattiti.

Pegmatiti - Pegmatite

Le pegmatiti hanno feldspato alcalino con una struttura grafica e strutture pertitiche, e plagioclasio (An 10-15%). Contengono granato, tormalina, berillo (STAUB. 1924b), columbite e, sporadicamente, dumortierite (HUGI & HIRSCHI 1925), cosalite, jamesonite, bismutinite, scheelite, apatite, niobite, molibdenite, ferromolibdenite, monazite, xenotima, triplite e uranofane. Sulla carta sono indicate zone in cui è concentrato il berillo, che, comunque, non ha caratteristiche gemmologiche. Belle collezioni di minerali rari provenienti da tali pegmatiti, sono conservate nei musei di Stampa, Morbegno e Chiesa in Valmalenco. Per ulteriori informazioni si rimanda il lettore ai lavori di PARKER (1954), STALDER et al. (1973), DÉVERIN (1937), HIRSCHI (1924, 1925), HUGI (1931), MAURIZIO & SCHATZ (1973), MAURIZIO (1973), MAURIZIO & LAREIDA (1975), MAURIZIO & WEIBEL (1982), PEREGO (1979).

Le pegmatiti sono spesso zonate in orizzonti più micacei ed altri quarzoso-feldspatici. Esse tagliano il granito di Bregaglia, le migmatiti del Gruf e le rocce metamorfiche al contatto settentrionale.

G_{To} Tonalite di Bregaglia, Serizzo - Bergeller Tonalit, Serizzo

Si tratta di gneiss a plagioclasio, orneblenda e biotite prevalenti, con subordinati epidoti, clorite, titanite e feldspato alcalino, a tessitura distintamente orientata. La composizione mineralogica li colloca principalmente nel campo delle tonaliti, come definito da STRECKEISEN (1967), ma alcuni litotipi, principalmente nella parte occidentale, appartengono al campo delle quarzodioriti.

Il plagioclasio varia in composizione da An 28-85%, ma in genere ha un contenuto in An del 45-50%. A parte alcuni campioni di solito non si osserva una zonatura pronunciata. Questa, infatti, varia tra An 35 e 55% e sia il nucleo calcico che l'anello sodico esterno, sono pressoché omogenei. Il feldspato alcalino è molto puro, più che nel granito e generalmente si riconosce per la struttura mirmechitica.

Il quarzo è presente in gran parte della tonalite, spesso ricristallizzato, e con estinzione ondulata. Vi è una impressionante abbondanza di epidoti spesso con nucleo ortitico.

Le rocce tonalitiche circondano completamente il granito a nord, ovest e sud, presentando la maggior estensione a sud.

YBT **Zona di transizione - Übergangszone**

Le rocce tonalitiche sono separate dal granito da una zona di transizione eterogenea, dello spessore di circa 200 metri, ove si alternano rocce granitoidi e rocce ricche in orneblenda, ed anche facies megacristalline e non. Comunque il limite più esterno della facies megacristallina non coincide esattamente con la prima comparsa degli anfiboli. In Valle Porcellizzo è possibile studiare la zona di transizione. La tonalite spesso mostra frequenti intrusioni di gneiss biotitici, anfiboliti, rocce ultramafiche e marmi, che potrebbero indicarne un'origine da rocce vulcaniche oceaniche.

Di interesse particolare è un'inclusione, nella tonalite, di scisti ad antofillite, cordierite, spinello, ad ovest del Passo di Mello (coord. 776.30/127.75).

H **Orneblenditi e dicchi orneblenditici** *Hornblendit- und Hornblendegabbro-Gänge*

Sono state descritte da NIEVERGELT & DIETRICH (1977) negli scisti verdi della falda Suretta al Piz Lizun corrispondenti a quelle unità mappate da STAUB (1921; carta speciale no 90) come «gabbro»; da GAUTSCHI & MONTRASIO (1978) nelle rocce ultramafiche e gabbri associati appartenenti alla falda Margna e da H.-R. WENK (1980) negli scisti muscovitici della falda Margna, verso il Passo del Maloja. Anche l'affioramento nei marmi di Cima di Vazzeda, vicino al contatto col granito, può essere messo in relazione a tali orneblenditi (H.-R. WENK et al. 1977).

In tutti questi dicchi sono presenti grandi cristalli di orneblenda e, più raramente, fenocristalli di plagioclasio, in una massa di fondo a struttura pecili-tica di anfiboli e plagioclasti. Vi è una forte alterazione idrotermale con quarzo secondario e calcite che sostituisce, probabilmente, vetro vulcanico. Questi dicchi sono leggermente deformati e GAUTSCHI & MONTRASIO (1978) hanno documentato le tracce di metamorfismo di contatto nei dicchi affioranti in prossimità della tonalite di Bregaglia, il che dimostrerebbe per questa un'età più giovane. I dicchi potrebbero essere messi in relazione al magmatismo andesitico-basaltico dell'Oligocene inferiore, che ha interessato le Alpi Orientali ed Occidentali ed è stato paragonato al magmatismo tipico dei margini continentali. Stando così le cose una qualsiasi relazione tra questi ed il granito di Bregaglia sembrerebbe impossibile. Dicchi diabasici nella Silvretta e nelle Alpi Meridionali sono generalmente considerati permiani.

Nell'alta Valle dei Ratti (SW Pizzo Ligoncio), Pizzo Badile, Sella del Forno e Torrone i dicchi gabbroidi tagliano sporadicamente il granito di Bregaglia, ed è incerto se debbono essere messi in relazione con i dicchi porfiritici sopra descritti.

QUATERNARIO (QUARTÄR)

Il foglio Sciora comprende 20% di Quaternario, 10% di ghiacciai e nevi permanenti e 70% di affioramenti di rocce cristalline.

L'*Alluvium* è ristretto a *conoidi fluviali* (Bachschuttkegel) relativamente ripidi e a pochi *letti alluvionali* (Alluvionen) nelle larghe valli fluviali di Bregaglia, Mello e Codera. *Terrazzi alluvionali* si possono osservare solo vicino a Castasegna e Bondo. Questi ultimi rappresentano un vecchio letto lacustre parzialmente eroso dall'attuale corso d'acqua (Erosionsrand).

L'*Alluvium* contiene una eccellente selezione dei tipi di rocce affioranti nel bacino di drenaggio, che è particolarmente importante, dato che spesso gli affioramenti di rocce magmatiche sono di difficile accesso. Si raccomanda perciò di fare una visita ai letti fluviali prima di inoltrarsi nel territorio montuoso. I letti della Maira (=Mera; p.e. vicino a Pranzaira NE Vicosoprano) e del fiume che esce dalla Val Codera (presso Novate-Mezzola) contengono una splendida collezione di massi levigati con contattiti e rocce ignee di Bregaglia e migmatiti del complesso del Gruf, che sono rappresentative del foglio Sciora.

Il *Colluvium* è comune nelle aree più elevate, dove ci sono ripidi *conoidi* (Gehängeschutt), - ad esempio a nord della Cima di Codera -, e copre letti alluvionali in Val Codera e Valle di Mello.

Successivi *frammenti* (Bergsturz, Blockschutt) ebbero luogo in tempi preistorici (p.e. quello dal Piz dal Märk che creò un lago temporaneo bloccando il flusso della Maira), in tempi storici (p.e. la frana del 1618 che distrusse l'importante cittadina di Piuro/Plurs), e recenti (p.e. in Val Bondasca nella primavera del 1971).

Tutto il fianco collinare a SW di Bondo-Castasegna, che è molto ripido, è instabile come indicato da *scivolamenti* (Rutschungen) e *scoscendimenti* (Sackungen).

La tendenza degli gneiss a formare rilievi e pendii collinari formanti depressioni danno luogo ad aree appiattite ed a valli sussidiarie che corrono parallele ai fianchi montuosi e sono ben visibili lungo la strada tra Bondo e Ceresco. Tutto il complesso roccioso rimase più o meno coerente. I movimenti franosi iniziarono probabilmente in corrispondenza di orizzonti agenti da lubrificante nelle rocce ultramafiche.

Nel Pleistocene le Alpi di Bregaglia erano coperte dai ghiacciai. Le *morene* (Moränen) ne sono i depositi caratteristici. Esse si osservano nelle valli ancora coperte dai ghiacci come quelle del Forno, Albigna, Bondasca e Preda Rossa. Ma sono presenti anche in valli in cui i ghiacciai non vi sono più, ad esempio si osservano come terrazzi morenici in Val Bregaglia, dove sono stati sfruttati sin dal Medio Evo quali pascoli per il bestiame.

I fianchi delle morene terminali mostrano i segni di un progressivo arretramento. Alcune date relative a queste regressioni sono segnate sulla carta. Esse

sono state assegnate in base all'osservazione di vecchie carte topografiche e fotografie. Negli ultimi anni il ghiacciaio del Forno è regredito di più di 30 m ogni anno, mentre nello stesso periodo molti ghiacciai svizzeri sono avanzati (KASSER & AELLEN 1979, MAURIZIO 1982).

Le morene centrali e laterali dei ghiacciai del Forno e dell'Albigna mostrano poco mescolamento dei vari tipi rocciosi durante il trasporto. Prevalgono le rocce carbonatiche provenienti dalla Cima di Vazzeda e le dioriti orneblenditiche dell'Albigna, che dominano per parecchi chilometri. Le morene più antiche sono coperte dalla vegetazione. Di particolare interesse sono le morene del ghiacciaio pleistocenico della Bregaglia, originatosi nell'Alta Engadina e documentato dai massi di granito del Bernina e dello Julier e da calcari non metamorfosati.

Il ripido gradiente SW del Maloja deve aver dato origine ad impressionanti cascate di ghiaccio; il flusso della corrente glaciale produsse estesi fenomeni di esarazione glaciale, di cui si possono osservare esempi di «marmitte dei giganti» presso le rovine del Castello di Maloja.

Calcarì nella morena, provenienti dall'Alta Engadina, vennero usati in tempi più antichi nella produzione della calce (vedi MAURIZIO 1972 per una generale descrizione delle fornaci in Val Bregaglia).

Anche se la topografia del foglio Sciora è stata grandemente influenzata dai ghiacciai essa è molto differente da quella dell'Adamello. Infatti quest'ultima presenta larghe valli glaciali con la tipica forma ad «U», caratteristiche dell'erosione glaciale in aree dove affiorano estesi massicci granitici (Val di Genova, Val Nambrone). In contrasto la morfologia della Bregaglia è controllata soprattutto dalla struttura. La Val Forno, la Valle Preda Rossa e la Valle Sissone scorrono parallelamente al contatto; la Valle di Mello è parallela alla direzione della lineazione della zona di radici del granito.

TETTONICA

Nei paragrafi seguenti si è cercato di inquadrare strutturalmente le varie unità litologiche finora descritte.

Alcune delle unità strutturali qui citate sono chiaramente indetificabili sul terreno, mentre altre, purtroppo no; questo è vero specialmente per le unità altamente metamorfosate affioranti lungo il margine nord-orientale del granito, che appartengono alle falde Pennidiche Tambo, Suretta e Margna. Il granito di Bregaglia, che occupa la porzione centrale del foglio Sciora, è sempre stato considerato un tipico esempio di intrusione postcinematica, messi in posto, come un tumore, nella struttura a falde. DRESCHER-KADEN & STORZ (1926)

misero in dubbio tale ipotesi e pubblicarono una carta strutturale della parte settentrionale del massiccio granitico nella quale indicarono che foliazione e lineazione sono parallele nel granito e nelle rocce incassanti!

Solo recentemente è stato portato avanti un dettagliato studio strutturale che ha confermato le osservazioni di F.K. Drescher ed originato una nuova interpretazione tettonica (MOTICKA 1970; H.-R. WENK 1970, 1973).

Il generale andamento strutturale nelle Alpi di Bregaglia è sottolineato dal contatto tra il granito di Bregaglia e le rocce metamorfiche che lo circondano. La direzione, prevalentemente WSW-ENE nella parte occidentale, diventa SE-NW sul lato orientale per poi piegare verso SW-NE nell'area sud-orientale, con gli assi delle pieghe quasi subverticali nell'area attorno a Preda Rossa.

Rocce incassanti

Nella seguente descrizione delle unità tettoniche si è preferito iniziare dalle unità di tetto e procedere verso quelle di letto. Si consiglia comunque di consultare come riferimento sia la carta tettonica che le sezioni geologiche (tavola) per una migliore comprensione.

Le *falde Penniniche superiori* (Sella, Margna e Suretta) sono caratterizzate da rocce di basso e medio grado metamorfico, anche nelle vicinanze del granito di Bregaglia.

Le falde Margna e Sella sono al tetto ma i contatti diretti tra la falda Margna ed il granito non sono molto chiari, anche se in esse sono presenti fenomeni dovuti a metamorfismo di contatto.

La falda Suretta è composta soprattutto da gneiss muscovitici nella sua parte inferiore, e da rocce metasedimentarie nella parte superiore. Di quest'ultima gli strati inferiori sono costituiti da orizzonti calcarei probabilmente triassici e quarziti, mentre le unità più alte sono composte da argilliti, arenarie e Calcescisti («Bündnerschiefer»), con intercalazioni di ultramafiti, tutte metamorfosate (Piz Duan). La falda Suretta è molto deformata in vicinanza del granito e potrebbe circondare il granito a nord e ad est formando una struttura anticlinale molto stirata, ma un gran numero di faglie ne oblitera qualsiasi diretta evidenza. Le falde Suretta e Margna sembrano essere state messe in posto come blocchi abbastanza rigidi; l'eterogeneità delle strutture e del metamorfismo, a parte quelle delle aree in vicinanza al granito, riflettono l'impronta di eventi geologici molto antichi. I rigetti di faglia al Maloja ed al Muretto sottolineano il carattere abbastanza rigido del materiale.

La *falda Tambo* si estende dal Pizzo Tambo a nord fino quasi al granito di Bregaglia. È costituita da rocce a prevalente composizione granitica con graniti di tipo biotitico-muscovitici e gneiss occhiadini di età ercinica (GULSON 1973). L'orizzonte granitico ha uno spessore di circa 2 chilometri nell'area di Chiavenna, ma si assottiglia rapidamente verso oriente per scomparire, oramai fortemente laminato, ad est di Vicosoprano. La foliazione negli gneiss ha una

immersione uniforme, circa 45°N , ma in vicinanza del granito l'inclinazione si fa più forte, ed i letti sono ribaltati a nord di Stampa e Vicosoprano (vedere i profili in tavola). Il contatto per scorrimento con le sottostanti migmatiti del Gruf è marcato da miloniti a grana molto minuta. Un orizzonte metasedimentario probabilmente triassico, contenente marmi fortemente deformati, quarziti e carnioli, definisce il contatto con la soprastante falda Suretta.

Uno stile di deformazione completamente diverso inizia a letto della falda Tambo. Il *complesso del Gruf*, costituito principalmente da gneiss migmatitici, è caratterizzato da una struttura a pieghe isoclinali (cf. fig. 6). L'orientazione delle lineazioni e degli assi delle pieghe è ben definita. In generale questi immergono 15° verso NE. I poli della foliazione giacciono su una grande circonferenza attorno alle lineazioni (fig. 7). Verso ovest la fascia isoclinale forma una larga anticlinale che si restringe in un'antiforma che circonda il granito di Bregaglia a nord. Molte delle migmatiti del Gruf contengono inclusioni, talora di notevoli dimensioni, di micascisti, anfiboliti a labradorite, ultramafiti e rocce calco-siliciche (silicico-calciche), che hanno associazioni mineralogiche indicanti condizioni di metamorfismo molto vicine a quelle della facies granulitica.

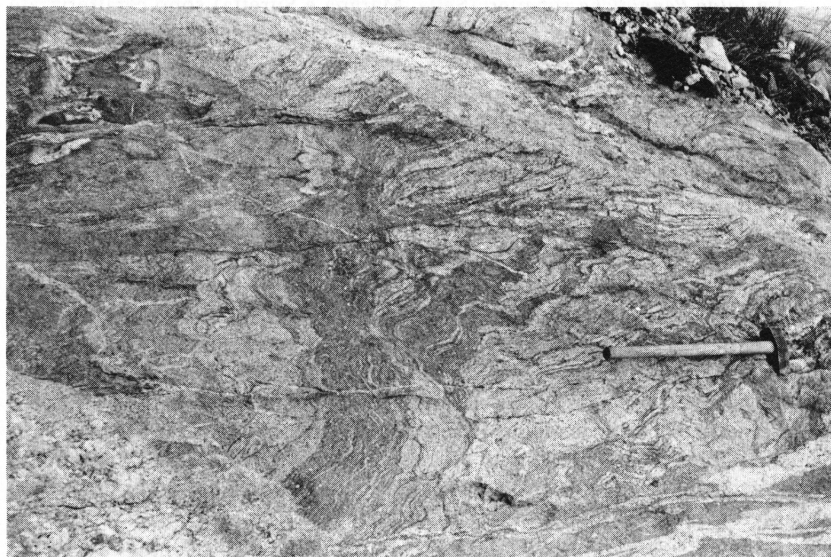


Fig. 6: Migmatiti del Gruf a pieghe isoclinali (SW Piz Grand, Val Bondasca).

Verso sud le rocce granitiche sono circondate dalla rocce di radice, costituite da gneiss sericitici e graniti, questi ultimi somiglianti a quelli della falda

Bernina. Essi sono completamente deformati e mostrano segni di trasformazione retrograda. L'identità tettonica di queste unità non è certa, ma probabilmente appartengono al Pennidico superiore o all'Austroalpino.

Rocce granitiche terziarie

Le rocce granitiche terziarie alpine giacciono spesso in concordanza con le sequenze delle falde Pennidiche. Il livello tettonico del granito di Bregaglia, che giace a tetto del complesso del Gruf a sud della larga struttura anticlinale, corrisponde alla falda Tambo, che ne sta al di sopra verso nord. Difatti la geometria del granito si potrebbe descrivere molto bene come una falda, come è posto in evidenza dalla presenza di finestre, quali quelle di Val Mäsino, Valle del Ferro e Val d'Albigna, che espongono le unità tettoniche inferiori.

La messa in posto della falda granitica avvenne quando questa si trovava in stato solido o semisolido, come si può vedere dalle microstrutture milonitiche pervasive, specialmente del quarzo. Uno studio petrografico su sezioni sottili suggerisce che l'allineamento dei megacristalli di K-feldspato, che è una peculiare caratteristica del granito in molti affioramenti (fig. 4b, p. 14), sia per lo più il risultato di deformazione plastica, e non dovuta a flusso magmatico (H.-R. WENK 1973). Il materiale era più duttile ed a temperatura più elevata nella parte nord-occidentale che in quella nord-orientale, dove la deformazione è rigida, e parti dell'originale contatto magmatico sono ben preservate.

Un paragone quantitativo di dati ricavati misurando, con ugual numero di misure, lineazioni e foliazioni nel granito (fig. 7b), nelle migmatiti, e negli gneiss, mostra impressionanti similitudini (fig. 7a). L'anisotropia è anche evidente nelle proprietà magnetiche (HELLER 1972). Non vi è alcun dubbio che migmatiti e graniti siano stati deformati dallo stesso campo di forze e che le pieghe isoclinali potrebbero costituire lo stile dominante anche nel granito, nonostante la sua generale forma appiattita.

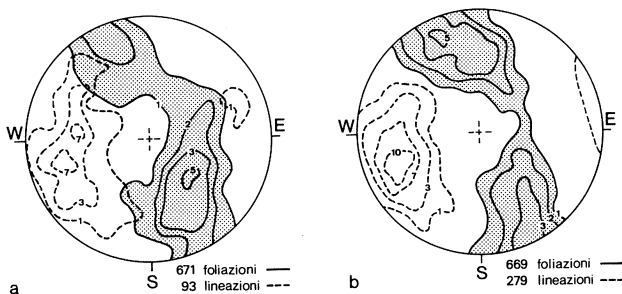


Fig. 7: Elementi strutturali nelle migmatiti del Gruf (a) e nel granito di Bregaglia (b) rappresentati in una proiezione equivalente nell'emisfero superiore. Notate la somiglianza dei due diagrammi (WENK 1973).

Lineazioni, foliazioni e assi delle pieghe nelle rocce granitiche sono generalmente parallele a quelle delle rocce incassanti, ma, particolarmente nella tonalite, vi sono eccezioni alla generale leggera inclinazione verso est degli assi delle pieghe. Le lineazioni nella tonalite si piegano attorno al granito a NE per immergersi fortemente verso nord con tipiche strutture a centrifuga in Valle Preda Rossa e sia ad est che ad ovest di Cevo. Nella tonalite massiccia affiorante a sud, gli assi delle pieghe si immergono verso ovest. La tessitura lineata della tonalite, dovuta all'orientazione dei cristalli di orneblenda (MOTICKA 1970) mostra molta complessità, probabilmente in relazione ai processi di mobilizzazione all'originale messa in posto del corpo tonalitico, ma comunque manca una dettagliata analisi strutturale.

Le relazioni tra il granito di Bregaglia e le altre rocce sono piuttosto complicate; le rocce di diretto contatto sono, generalmente, mafiche o mesocrate, sia tonaliti (dioriti a quarzo e orneblenda) sia anfiboliti, spesso accompagnate da lenti e bande di ultramafiti, rocce silicico-calciche e scisti biotitici. Solo raramente e localmente affiora un contatto diretto tra granito e migmatiti del Gruf (Val Bondasca - Cengalo) o gneiss (Murtaira-Forno). Il contatto orientale è ben esposto e facilmente accessibile alla Sella del Forno (dalla Capanna del Forno), alle Vedr. Piatte di Vazzeda e nell'alta Valle Sissone (da Chiareggio - Rif. Del Grande). Le rocce incassanti immediatamente adiacenti al granito mostrano caratteristiche tipiche di attività magmatica, dato che sono attraversate da dicchi, pendenti da tetto, e minerali di contatto quali andalusite e mullite negli scisti pelitici, wollastonite ed anortite in rocce silicico-calciche (p.e. WEIBEL & LOCHER 1964). I graniti e le rocce a contatto sono stati spinti e sono scorsi verso NE, producendo zone di deformazione subverticali nel granito ed un'anticlinale nelle falde adiacenti, ben visibile nella bassa Val Forno e al Passo del Muretto. Questa anticlinale è abbastanza ben tracciabile sul terreno e potrebbe rappresentare relitti della falda Suretta.

Nell'area Cima da Murtaira - Lavinair Crusc (foglio Val Bregaglia) una vasta porzione di rocce incassanti è stata interessata dagli effetti dell'intrusione granitica. Gli scisti pelitici contengono porfiroblasti prismatici di andalusite, che sono più giovani della mica costituente il tessuto della roccia. Vene pegmatitiche, apliche, granitiche e dicchi si estendono fino al Piz Salacina a nord-est.

Queste metamorfiti di contatto sono state rigettate da una faglia subverticale dalle rocce a basso grado metamorfico della falda Margna. Infatti la formazione di un sistema di faglie lungo la linea Isola - L'Àla - Salacina, accompagnata da estensivo piegamento dei marmi nel lato meridionale, è da considerarsi come dovuta a deformazioni avvenute in risposta alla messa in posto del granito, mentre è abbastanza inverosimile che le faglie formatesi siano un'estensione della Linea post-alpina dell'Engadina (H.-R. WENK 1984 e fig. 8). Procedendo verso ovest, la successione delle rocce metamorfiche diventa sempre più deformata e si assottiglia fino a divenire una sottile banda di micascisti a cordierite, sillimanite, andalusite ed anfiboliti contenenti talora inclusioni di ultramafiti e

rocce silicico-calche. Notevoli effetti dovuti a deformazione plastica sono visibili in tutto il granito, benché siano più pronunciati verso il contatto, che è marcato dall'allungamento di inclusioni scure e dall'allineamento parallelo di megacrystalli di feldspato alcalino. Nell'immediata vicinanza del contatto le inclusioni di orneblenditi divengono abbondanti.

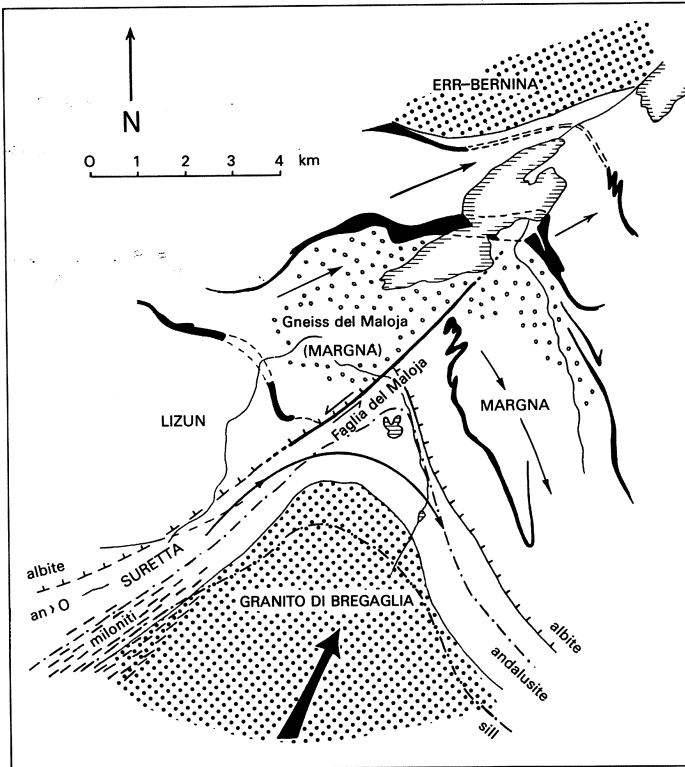


Fig. 8: Carta strutturale dell'angolo NE del complesso di Bregaglia (modificato da H.-R. WENK 1984).

Alcune delle più spettacolari località dove affiora il contatto sono all'Alpe Trubinasca (NW Pizzo Badile) e nell'alta Val Codera. Il granito giace come una vasta lastra orizzontale sugli gneiss del Gruf. Una breccia ultramafica, che è stata estremamente alterata da fenomeni metasomatici (ARTUS 1959), affiorante lungo il piano di scorrimento, è ovviamente collegabile alla messa in posto del granito.

A Bagni del Màsino tonaliti, anfiboliti, migmatiti, micascisti, rocce ultramafiche e silicico-calciiche – del tutto indistinguibili dalle rocce affioranti in Val Codera e Valle dei Ratti – appaiono al di sotto del granito, in una struttura anticlinale. Le caratteristiche petrografiche di tali rocce, che costituiscono una finestra, e non pendenti da tetto come si era supposto finora, sono state descritte da CRESPI & SCHIAVINATO (1966) e MOTICKA (1970). Anche una piccola finestra tettonica affiorante in Valle del Ferro, nella quale affiorano solo orneblenditi ed anfiboliti, è una diretta continuazione delle rocce del Màsino-Bregaglia, come si può prevedere data l'immersione regionale di circa 20°NE degli assi delle pieghe. Così la struttura tabulare si estende verso la parte centrale del granito, possibilmente fino all'Albigna.

Due grandi depositi morenici che raggiungono la superficie del ghiacciaio alla giunzione dei ghiacciai di Castello e Ferro, contengono abbondanti orneblenditi e gabbri orneblenditici, e perciò è possibile che una finestra, ora coperta dai ghiacci, esista alla testata della Val d'Albigna.

Il lato meridionale del granito di Bregaglia consiste in un sinclinorio nelle montagne quasi inaccessibili a sud della Valle di Mello. Una stretta sinclinale di granito megacristallino nell'alta Valle di Spluga – Alpe Merdarola (Pta. Medaccio), progredisce verso est in una struttura a larghe pieghe isoclinali, ben documentata soprattutto dal contatto graduale tra il granito di Bregaglia e la tonalite.

Queste strutture megascopiche, accertate dalle osservazioni di terreno, sono ben visibili nelle sezioni geologiche (tavola) e gli eccellenti affioramenti non lasciano molta libertà nell'interpretazione della carta geologica.

Le osservazioni sull'assetto strutturale indicano chiaramente che il granito *non è un'intrusione postcinematica*; infatti esso è stato ovunque interessato da fenomeni di deformazione, più spinti ai margini che verso il centro del massiccio, del tutto simili a quelli che hanno deformato le rocce incassanti; perciò la formazione del granito deve precedere, o accompagnare, questi eventi tettonici verosimilmente connessi con una delle principali fasi dell'orogenesi alpina nell'area in esame.

Gran parte delle rocce ignee nel massiccio del Màsino-Bregaglia sono granitiche, ma vi è anche una larga porzione di dioriti quarzoso-orneblenditiche e tonaliti, estese, ma non confinate, all'area meridionale. All'Alpe Sissone, ad esempio, anfiboliti a grana molto fine passano a gneiss orneblenditici a grana grossolana nello spazio di poche centinaia di metri. Alcuni affioramenti nelle vicinanze del Rif. Del Grande, sopra l'Alpe Sissone, sono spettacolari e mostrano cristalli di orneblenda che raggiungono i 5 cm di grandezza. Più a sud-ovest divengono frequenti vene di materiale calcico mobilizzato. Queste rocce di carattere igneo costituiscono, in una massiccia sequenza, l'intero margine meridionale del contatto col granito di Bregaglia. In gran parte di questa «tonalite» vi sono numerose inclusioni di un litotipo scuro, molto ricco in orneblenda, interpretate come restiti, i.e. relitti non digeriti. Altre restiti sono presenti nella tonalite,

molto distanti da ogni contatto, e sono costituite da rocce ultramafiche ad olivina ed enstatite (Passo di Mello e Bagni del Mäsino); scisti pelitici a cordierite ed andalusite (Passo di Mello - Valle Preda Rossa) e gneiss a biotite ed alcalifeldspati (Alpe Cameraccio, Valle dei Ratti). Essi ci danno un'idea sull'originale composizione della tonalite prima dell'omogeneizzazione magmatica.

Nelle montagne tra la Valle dei Ratti e la Valtellina la tonalite affiora con il massimo spessore ed è omogenea; si estende ad ovest fino a Bellinzona come un corpo molto assottigliato (WEBER 1957).

Ad un livello tettonico inferiore a quello del granito di Bregaglia si colloca il granito di San Fedelino (Novate-Granit; PICCOLI 1961), a grana fine, omogeneo, messi in posto all'apice dell'antiforma dell'Adula e delle unità circostanti quali il complesso del Gruf e la zona di Bellinzona, almeno 1500 metri al di sotto del più basso affioramento di granito di Bregaglia. Il granito di San Fedelino per lo più non presenta foliazione - oppure, se essa è presente, è irregolare - e spesso ha l'aspetto di una migmatite che sostituisce le rocce incassanti. Il corpo centrale di questo granito, che si irradia penetrando nelle rocce circostanti in forma di un sistema di dicchi, è nel prolungamento orientale dell'antiforma dell'Adula. La sua età è definitivamente alpina. E. WENK (1956) e BLATTNER (1972) hanno messo in relazione l'attività granitica - più con caratteri di anatessi che di intrusione magmatica - con il metamorfismo regionale lepontino. Non vi è una relazione genetica diretta tra il granito di San Fedelino e la granodiorite megacristallina di Bregaglia. Tuttavia dicchi microgranitici, aplitici e pegmatitici che penetrano in larghi sciami il granito di Bregaglia, potrebbero essere messi in relazione al granito di San Fedelino. Questi dicchi sono generalmente meno deformati, ma più alterati, del granito di Bregaglia, e cristallizzati in uno stadio successivo. Le relazioni tra questi litotipi danno un'indicazione d'età relativa con i dicchi microgranitici ed il granito di San Fedelino più antichi delle apliti, a loro volta precedenti le pegmatiti. Ma occasionalmente tali relazioni sono invertite indicando un'età simile per tutte queste fasi leucocrate. I dicchi mostrano un'orientazione pronunciata, con direzione E-W ed immersione leggermente verso nord (fig. 9a). L'andamento dei dicchi è sorprendentemente indipendente da tutte le altre strutture, e non è nemmeno in relazione con il presente sistema di giaciture prevalente nelle Alpi di Bregaglia (fig. 9b). I poli dei piani di giacitura coincidono per lo più con la lineazione e si inseriscono bene nel quadro regionale (H.-R. WENK 1966). Dicchi pegmatitici, benché particolarmente comuni nelle Alpi di Bregaglia, si ritrovano in tutta l'area meridionale, spingendosi verso ovest fino a Domodossola.

Zone di deformazione (Scherzonen)

Zone di deformazione dovuta a sforzi di taglio sono comuni e sono sotto-lineate dall'andamento morfologico a gole e pareti dirupate. Prevale un sistema di direzione N-S. Di solito non vi sono spostamenti lungo i piani di sforzo ed

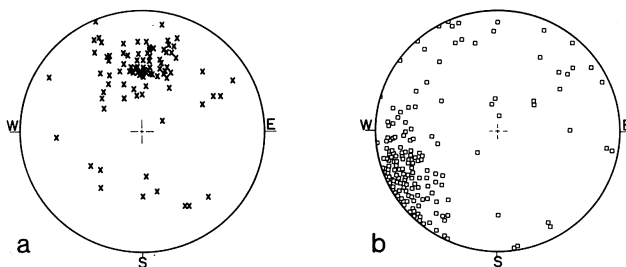


Fig. 9: Orientazione dei dicchi leucocratici (a) e diaclasi (b) nella parte centrale delle Alpi di Bregaglia. Proiezione equivalente nell'emisfero superiore.

i rigetti sono minimi, dell'ordine di qualche centimetro fino al decimetro. Dove è possibile osservare «slick and slides» (p.e. Punta Sertori - Pizzo Cengalo) questi sono irregolari. Talora vi è un'estesa alterazione idrotermale di bassa temperatura del granito con formazione di sericite e clorite (Punta Sertori) o zeoliti ed argilla (Viale).

Non ci è stato possibile osservare in alcun luogo ad ovest di Silvaplana, nell'Alta Engadina, evidenze di una possibile estensione della Linea dell'Engadina nell'area del foglio Sciora, pur trattandosi di una faglia di cui è postulato un rigetto laterale dell'ordine di 20 km nella Bassa Engadina, e che era attiva alla fine del Terziario (TRÜMPY 1977). Infatti l'assetto stratigrafico dei tipi rocciosi affioranti in ambo i lati del Lej da Segl, da Plaun da Lej fino al Maloja e da Val Fex al Plan Cuncheta, sono identici (fogli Val Bregaglia e Piz Bernina). In particolare si può osservare che l'orizzonte guida calcareo tra Muotta Radonda - Blaunca - Sasc da Corn - Alp da Petpreir (Val Fedoz) non mostra alcun rigetto (fig. 8, p. 25).

Rigetti di faglia nel settore Maloja-Casaccia sono da attribuirsi direttamente alla messa in posto del granito di Bregaglia.

MORFOLOGIA

L'evoluzione morfologica delle Alpi di Bregaglia nel Terziario è strettamente legata all'andamento strutturale e costituisce un argomento affascinante che ha fino ad ora ricevuto ben poca attenzione. Pur non essendo un esperto in studi morfologici, alcuni commenti mi sembrano appropriati, se non altro nel tentativo di spronare chi è competente in materia ad iniziare uno studio com-

prensivo di quest'area, che è così importante se si vuole costruire un modello dei movimenti strutturali che hanno avuto luogo in questo settore delle Alpi.

Le Alpi di Bregaglia sono situate all'intersezione degli spartiacque del Po, del Reno e dell'Inn che è notevolmente cambiato durante il Terziario. Clasti provenienti dal granito del Bernina si ritrovano nei depositi oligocenici delle molasse nord-alpine. Nel Pliocene la regione del Passo del Maloja rappresentò un esempio classico di competizione tra due sistemi fluviali, quello dell'Inn e quello della Maira (HEIM 1878).

Il sistema dell'Inn, con un gradiente di solo 0,8% tra Maloja e Finstermünz (900 metri su 100 km) si estendeva almeno fino a Val Maroz e Val da Cam prima di essere eroso dal sistema della Maira con un gradiente più elevato, del 6%, tra Maloja e Chiavenna (1700 m su 20 km). Nel Terziario inferiore vi fu competizione tra fiumi scorrenti in modo longitudinale, estendendosi parallelamente alle Alpi (Längstäler) e quelli a loro perpendicolari (Quertäler), ma considerando la grande erosione è molto difficile identificare gli antichi sistemi fluviali e la ricostruzione di STAUB (1952) deve essere considerata con cautela.

Nelle Alpi di Bregaglia le direzioni N-S ed E-W sono molto pronunciate.

La presenza di clasti di granito di Bregaglia nella Gonfolite oligocenica presso Como (PFISTER 1921, CITA 1957) sarà discussa in seguito (p. 39).

METAMORFISMO

Le rocce granitiche terziarie della Bregaglia sono comprese in una cornice di rocce d'alto grado metamorfico. Di queste, quelle affioranti nella parte occidentale sono chiaramente da mettere in relazione al metamorfismo regionale recente degli gneiss lepontini (E. WENK 1956), mentre quelle affioranti lungo il margine orientale mostrano associazioni mineralogiche dovute a metamorfismo di contatto, sovrapposte ad un precedente episodio di metamorfismo regionale da medio a basso grado. Non vi è tuttora né accordo sulla sequenza temporale di questi due eventi, né se fra essi vi sia relazione di causa ed effetto (p.e. FREY et al. 1974 versus H.-R. WENK et al. 1974). Ciò distingue molto nettamente il granito di Bregaglia da quello dell'Adamello dove il metamorfismo - sia termale che idrotermale - può essere direttamente attribuito alla messa in posto del plutone.

Più di un episodio metamorfico predatano la formazione del granito di Bregaglia nell'Oligocene; ad esempio i micascisti a staurolite e cianite della falda Suretta, parzialmente o completamente sostituiti da cloritoide, sono attribuiti all'orogenesi ercinica (H.-R. WENK 1974) che diede luogo a diffuso plutonismo granitico in tutta l'Europa Centrale.

Ad est del massiccio granitico di Bregaglia, tra il torrente Orlegna e la Val Fedoz, la falda Margna contiene marmi dolomitici a tremolite ed anfiboliti a plagioclasio calcico (H.-R. WENK 1979). Questi minerali di medio grado metamorfico si osservano molto più ad est del contatto col granito, perciò non dovrebbero essere il risultato del metamorfismo di contatto. Le rocce carbonatiche, data la loro stretta associazione alle quarziti ed a letti e lenti di gessi, sono comunemente attribuite al Triassico; perciò sia la tremolite che il plagioclasio calcico non derivano da un episodio metamorfico antico. Un evento di metamorfismo regionale post-giurassico di facies anfibolitica, nella regione Fedoz-Bernina, è stato documentato da datazioni assolute sulla fengite e muscovite negli gneiss della Margna, che hanno dato età comprese tra 60 a 70 m.a. (JÄGER 1973).

Alle associazioni mineralogiche dovute ad antichi episodi di metamorfismo regionale, si sovrappongono recenti ricristallizzazioni termali, ad est dovute al metamorfismo di contatto a seguito della messa in posto del granito di Bregaglia, e ad ovest a causa del metamorfismo regionale degli gneiss lepontini.

Associazioni mineralogiche di contatto sono state studiate nelle ultramafiti del M. Disgrazia (TROMMSDORFF & EVANS 1972, fig. 2). Le temperature stimate per la facies enstatite-antofillite sono in eccesso di circa 700°C al contatto con la tonalite. BUCHER (1977) arriva a conclusioni simili dallo studio delle rocce carbonatiche. GAUTSCHI (1980) e H.-R. WENK (1979), studiando le anfiboliti della zona di contatto tra il granito di Bregaglia e la falda Margna, hanno attribuito le associazioni pargasite-actinolite e anortite-albite al metamorfismo di contatto tra Valle Preda Rossa e Maloja.

Ma mentre enstatite, wollastonite, anortite, forsterite ed andalusite possono essere considerati minerali di contatto nella regione Forno-Sissone, la loro distribuzione si estende in continuità anche verso ovest, nell'aureola termale lepontina. Infatti carte delle isograde, basate sulle associazioni mineralogiche (p.e. rocce carbonatiche: TROMMSDORFF 1966; contenuto in anortite nei plagioclasti: E. WENK 1962, E. WENK & KELLER 1969; scisti pelitici: NIGGLI & NIGGLI 1965, H.-R. WENK et al. 1974; rocce ultramafiche: TROMMSDORFF & EVANS 1974) mostrano linee di alto grado che contornano sia le Alpi Lepontine orientali che il granito di Bregaglia e le rocce incassanti associate. Questa zona di metamorfismo alpino d'alto grado coincide con la regione di anatessi tarda o post-tettonica nella parte sud del complesso degli gneiss lepontini (E. WENK 1956).

Non vi è alcuna evidenza, fino ad ora, che indichi che i minerali d'alto grado metamorfico quali sillimanite (p.e. Val Sissone - Forno - Vöga - Gruf - zona di Bellinzona), cordierite (p.e. Murtaira - Preda Rossa - Mera - Verzasca), e wollastonite (p.e. Val Sissone - Albigna - Val Codera - Claro) non siano il risultato della stessa, complessa, generale fase di ricristallizzazione. Inoltre datazioni assolute col metodo U/Pb sulla monazite suggeriscono che la loro cristallizzazione sia avvenuta nella regione della Bregaglia in tempi di poco più antichi che negli gneiss lepontini, più ad ovest (KÖPPEL & GRÜNENFELDER 1975).

La distribuzione dei minerali metamorfici nell'area della Bregaglia è particolarmente affascinante, date le grandi differenze di temperatura e pressione su brevi distanze. Per esempio alcuni affioramenti campionati nel gruppo Badile-Forno-Disgrazia, si trovano 2000-3000 metri più in alto, rispetto al livello del mare, di quelli della Valle della Mera, e vi è una considerevole ascesa nelle strutture dalla Valle della Mera a ovest, al Monte del Forno a nord-est, dovuta all'immersione verso oriente degli assi delle pieghe (in tutto circa 6 km corrispondenti a più di 2 kb). Le rocce esposte ad ovest, in Valle della Mera, Val Codera, Valle dei Ratti e Bagni del Mäsino, registrano il grado metamorfico alla base del granito di Bregaglia, mentre quelle dell'area Murtaïra-Cavloc-Monte del Forno, verso nord-est, riflettono le condizioni al tetto del granito.

Ma è soprattutto nelle varie associazioni mineralogiche degli scisti pelitici che questi fenomeni sono ben illustrati. Gli scisti ad alluminosilicati sono più comuni delle rocce silicico-calciche, anfiboliti ed ultramafiti, che tendono a formare letti e lenti, di solito parallele ai contatti tettonici. Inoltre gli scisti ad alluminosilicati contengono un gran numero di sensibili minerali indice, che sono indipendenti dalla pressione parziale della CO_2 , e nel caso degli alluminosilicati, anche dell' H_2O . Dato il loro interesse, si è deciso di allargare qui la discussione sulla loro presenza (fig. 10).

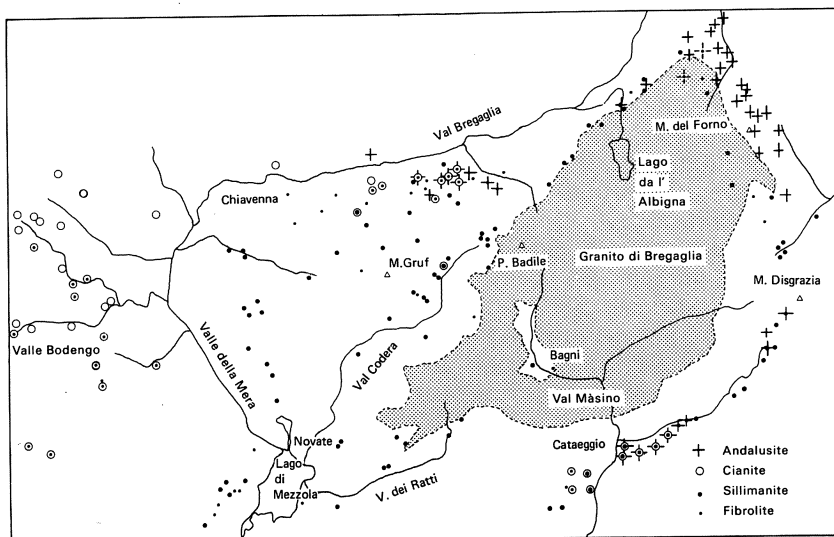


Fig. 10: Distribuzione dei silicati di alluminio negli scisti pelitici (modificato da H.-R. WENK et al. 1974).

La parte centrale delle Alpi della Bregaglia, da Novate fino al Monte del Forno, è caratterizzata da una estesa zona a *sillimanite*, che comprende tutto il complesso del Gruf, gran parte del granito di Bregaglia ed unità adiacenti. La zona a sillimanite che comprende la zona di Bellinzona, nelle Alpi Lepontine, non finisce nella Valle della Mera, come stabilito da NIGGLI & NIGGLI (1965), ma ha, invece, la più importante distribuzione tra la Valle della Mera e il Monte del Forno. La *fibrolite* è comune ed ha una distribuzione molto ampia, molto più difficile da definire di quella della sillimanite ben cristallizzata. Evidenze strutturali indicano che la fibrolite è spesso un prodotto di alterazione. La sillimanite si forma, di solito, da una dissociazione della biotite, o, più raramente, della muscovite. La zona a *cianite*, il minerale tipomorfo delle Alpi Lepontine, si estende ad est, fino alla Valle della Mera, copre parte della Val Bregaglia e Val Mäsino, dove confina con la zona a sillimanite a nord ed a sud. La zona ad *andalusite* giace ad est della zona a sillimanite, nell'area di contatto del granito di Bregaglia dall'Albigna alla Val Forno e alla Valle Preda Rossa. Mentre nella regione Murtaira-Forno è l'unico minerale polimorfo del sistema Al_2SiO_5 , la si trova in porfiroblasti in scisti sillimanitici e scisti cianitici in un'area che si estende verso ovest fino a Cataeggio (a sud) e Vöga-Ceresca (a nord). In ambedue queste località i tre alluminosilicati sono presenti nelle stesse rocce, per cui le condizioni di temperatura e pressione debbono essere state vicine a quelle del punto triplo. Va puntualizzato che l'andalusite finora descritta è uno dei principali componenti delle rocce nelle quali si trova, e la sua presenza è diffusa. I prismi sono allineati secondo il piano di scistosità, e non sono perfettamente paralleli alla lineazione. Vi è un altro tipo di andalusite ricorrente nelle Alpi Centrali, che si trova in lenti quarzose relativamente più recenti. Questa è particolarmente comune nella zona a cianite della regione del Ticino (KELLER 1968, KLEIN 1976) e deve essere considerata una generazione più giovane. Vi sono occasionali ritrovamenti di tale andalusite in Bregaglia e alcuni sono indicati nella carta della figura 10.

Un raro - e finora unico per le Alpi - ritrovamento di *mullite* submicroscopica è stato descritto da H.-R. WENK (1983) nella zona di contatto della Valle Sissone. La *cordierite* è comune nelle zone di alto grado metamorfico e si ritrova spesso associata a sillimanite, più raramente ad andalusite e cianite. L'iperstene è presente come costituente principale in circa un quarto di tutte le rocce ad andalusite e sillimanite ed è spesso accompagnato da membri del gruppo degli spinelli (ercinite, gahnite), saffirina e corindone. Un'inclusione ricca in allumina nella tonalite al Passo di Mello, contiene cordierite in associazione con ercinite, antofillite e biotite (H.-R. WENK et al. 1977). Dalla Valle della Mera verso est le cordieriti divengono progressivamente ricche in Fe, relativamente ai granati coesistenti. La *staurolite* si trova nella zona a cianite, e anche al di fuori nelle fasce a nord e a sud, ma raramente entra nel campo della sillimanite, ed è sempre associata a graniti. Il *cloritoide* è il più giovane minerale indice tra gli alluminosilicati ricchi in ferro nella falda Suretta, sia in sostituzione della staurolite che in grandi cristalli nelle filliti granatifere e gneiss cloritici (H.-R. WENK 1974).

La distribuzione regionale degli alluminosilicati nelle Alpi di Bregaglia è regolare e consistente. Anche la distribuzione del ferro e magnesio in cordierite, biotite e granati coesistenti è regolare, indicando condizioni molto vicine a quelle d'equilibrio. Vi sono raramente strutture di sostituzione negli alluminosilicati; esse sono comuni in Ticino.

H.-R. WENK et al. (1974) sulla base di dati sperimentali e calcoli termodinamici per reazioni univarianti nel sistema Fe-Mg-Al-Si-O-H hanno stimato le condizioni di pressione e temperatura. Le misure di T e P fanno affidamento su dati sperimentali di S. W. RICHARDSON (1968), S. W. RICHARDSON et al. (1969) e GANGULY (1972). Naturalmente vi sono incertezze in tali stime, probabilmente dell'ordine $\pm 50^\circ\text{C}$ e $\pm 0,5$ kb. Alcune importanti curve sono riportate nella figura 11 e confrontate con la distribuzione regionale delle corrispondenti associazioni mineralogiche. Confrontando i due diagrammi, uno basato su studi sperimentali, l'altro sulla distribuzione dei minerali sul terreno, possiamo dare una stima della loro compatibilità.

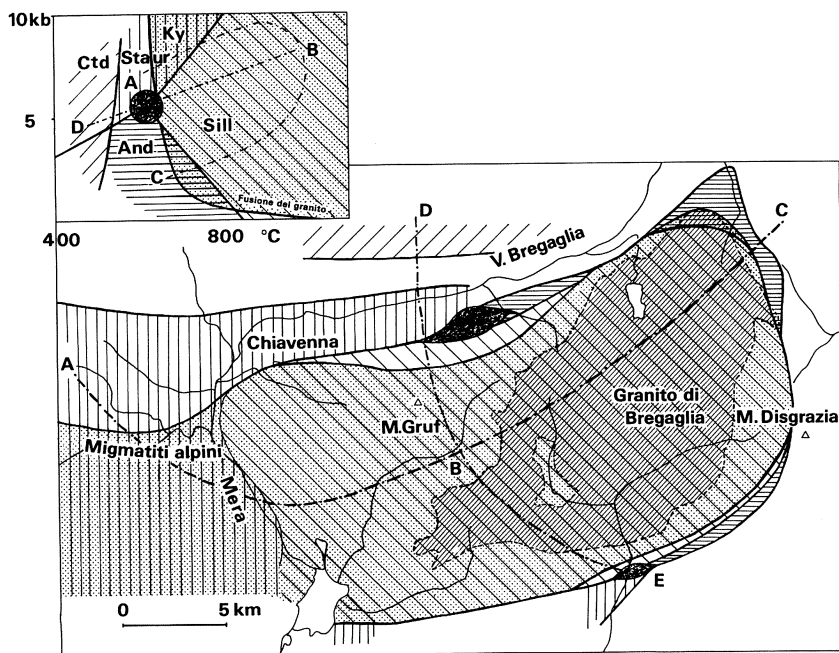


Fig. 11: Diagramma P - T di fase per le più importanti associazioni mineralogiche negli scisti pelitici e corrispondenti campi P - T nelle Alpi di Bregaglia. Sono indicate nei diagrammi alcune traiettorie P - T (H.-R. WENK et al. 1974).

- Solo una piccola parte della zona a sillimanite non presenta fenomeni di anatessi. È una fascia larga circa 100–500 metri sul lato nord delle Alpi di Bregaglia, contiene sillimanite ben cristallizzata, ma non ha anatessi.
- Il «punto triplo» del sistema Al_2SiO_5 , stabilito da S.W. RICHARDSON et al. (1969) è molto vicino alla curva minima di fusione del granito, ma dalla parte della bassa temperatura e bassa pressione, lasciando così uno stretto settore per il campo di esistenza della sillimanite al di fuori dell'area di fusione (LUTH et al. 1964).
- Le rocce di grado metamorfico vicino al «punto triplo» contengono di solito staurolite. Ma la staurolite è rara nella zona di anatessi ed ha un campo più ristretto di quello della cianite. A basso grado metamorfico la si trova al di là della cianite, come si può osservare in Val Bregaglia.
- La staurolite di solito non si trova insieme alla sillimanite, fatta eccezione per le rocce vicine al «punto triplo», che contengono molta cianite ed andalusite. Questo è abbastanza differente di ciò che si può osservare nelle serie metamorfiche del New England descritte da CARMICHAEL (1978) e la sua interpretazione per la regione di Bregaglia è inaccettabile (H.-R. WENK & E. WENK 1981).
- Nella regione della Bregaglia la cordierite è comune nella zona ad andalusite e sillimanite, in contrasto con le Alpi Lepontine dove tale minerale è ristretto a rocce a cianite (E. WENK 1968, IROUSCHEK 1980). È di solito associata a parziale anatessi. Il rapporto Fe/Mg nelle associazioni a cordierite e granato è più basso nelle rocce a sillimanite del complesso del Gruf corrispondenti ad alte pressioni, e più alto negli scisti andalusitici del contatto orientale al tetto del granito di Bregaglia.
- Il cloritoide non si trova mai in coesistenza con alcuno degli alluminosilicati alpini e certamente non con la sillimanite, il che suggerisce che il «punto triplo», secondo HOLDAWAY (1971) potrebbe essere a temperatura e pressione troppo basse. D'altra parte un «punto triplo» a pressione inferiore di quella stabilita da S.W. RICHARDSON et al. (1969) sarebbe in accordo con le condizioni geologiche.

La profondità in cui furono sepolte le varie unità tettoniche, come si può dedurre dalle osservazioni di terreno, deve essere confermata da determinazioni sulla pressione. Una stima ragionevole può essere fatta per la zona di transizione sillimanite-andalusite affiorante nell'area del Forno (angolo NE della figura 10). L'isograda è situata a tetto del granito di Bregaglia, approssimativamente ad 1 km dalla falda Margna. CORNELIUS (1935, p. 315–316), calcolò, per la base della falda Margna, nell'alta Val Bregaglia, un carico di 5–6 km (1 km di falda Margna + 4–5 km di elementi di Austroalpino inferiore e superiore), e considerò tale valutazione ragionevole, se non bassa. Una profondità di seppellimento minima di 11 km si può stimare dai profili di altri autori. Probabilmente una profondità tra i 7 ed i 10 km (2–3 kb) è corretta per questo margine tra il campo d'esistenza di sillimanite e andalusite, e le rocce di copertura del granito di Bregaglia. Meno affidamento si può fare sulle stime della profondità per le rocce del «punto triplo», vicino a Vöga. Dai profili della tavola, e giudicando dalle porzioni settentrionali delle falde, che non hanno subito assottigliamento, dobbiamo aggiungere dagli 8 agli 11 km per le falde Tambo e Suretta, accumulando così un sovraccarico di 15–20 km nell'area di Vöga-Ceres: Tale profondità di seppellimento per le associazioni mineralogiche contenenti i tre

alluminosilicati sono in accordo con il punto triplo determinato sperimentalmente a 5,5 kb (S. W. RICHARDSON et al. 1969).

Tra le associazioni mineralogiche metamorfiche nelle Alpi di Bregaglia vi sono alcuni esemplari unici che meritano una visita da parte dei petrografi. Ad esempio: gli scisti a saffirina-cordierite-corindone in Val Codera (CORNELIUS 1916); le rocce pelitiche contenenti i tre polimorfi di Al_2SiO_5 a Cataeggio e Vöga-Ceres (H.-R. WENK et al. 1974); gli scisti a mullite e sillimanite in Valle Sissone (H.-R. WENK 1984) e la coesistenza di pura albite e pura anortite nelle anfiboliti della zona di Cavloc al Passo del Maloja (H.-R. WENK 1979).

A parte questi fenomeni eccezionali le Alpi di Bregaglia offrono un vasto spettro di facies metamorfiche, con molti tipi di rocce differenti tra loro, che vanno dalla facies a scisti verdi a quella granulitica, sia per metamorfismo di contatto che regionale. Non vi è un limite netto tra questi due regimi, una possibilità che già DAUBRÉE (1859) conì il termine «metamorfismo regionale», aveva intravisto. Uno studio dei minerali metamorfici dimostra che buona parte delle Alpi di Bregaglia raggiunse temperature a cui sono molto probabili fenomeni di anatessi e granitizzazione.

COMPOSIZIONE CHIMICA DELLE ROCCE GRANITICHE

La composizione chimica delle rocce granitiche, sia quelle terziarie, di cui si è già discusso, che quelle più antiche affioranti nelle falde, è stata studiata da MOTICKA (1970), D. RICHARDSON et al. (1976), H.-R. WENK et al. (1977).

I graniti prealpini nelle alte falde Penniniche sono generalmente ricchi in K e con scarso contenuto in Ca, Mg, Fe. La SiO_2 varia tra 68 e 77%, con una media attorno al 72%. Tutti questi litotipi cadono nel campo di esistenza dei normali graniti, nel diagramma normativo Q-P-A della figura 12a, usando la classificazione di STRECKEISEN (1967).

Il granito megacristallino di Bregaglia, come già riconosciuto da WEIBEL (1960), non è un vero granito, ma occupa un campo più vasto nel diagramma normativo, che va dal granito alla granodiorite, e differisce in modo distinto dai graniti più antichi (fig. 12a). Vi è solo una leggera variazione nella composizione ed è impossibile tracciare una tendenza regionale, sia per quel che riguarda gli elementi maggiori (H.-R. WENK et al. 1977) che per le terre rare (MOTTANA et al. 1978). Eterogeneità locali possono essere state causate da differenziazione parziale da un magma eterogeneo, come indicato dalla buona correlazione tra SiO_2 e CaO. Ma l'eterogeneità del materiale originale contribuisce ad una dispersione regionale irregolare di variazioni composizionali.

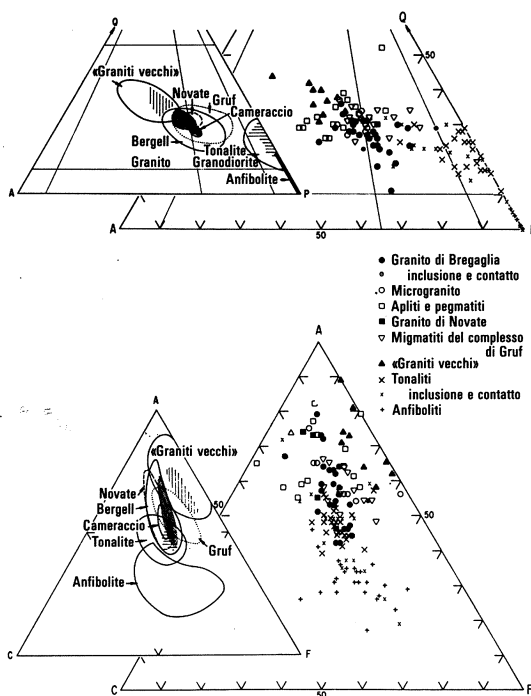


Fig. 12: Diagrammi Q-P-A ed A-C-F illustranti la composizione chimica delle rocce granitiche nelle Alpi di Bregaglia (H.-R. WENK et al. 1977).

Non si osservano sul terreno relazioni di tipo magmatico intrusivo tra i lito-tipi megacristallini di varia composizione. Inoltre non vi è alcuna differenza tra le facies equigranulari, che compongono la parte centrale del massiccio, e le facies megacristalline.

Il granito dell'Alpe Cameraccio è una varietà equigranulare chimicamente molto omogenea e la sua composizione cade al centro del campo di esistenza del granito di Bregaglia. Dicchi e piccoli ammassi di granito megacristallino affioranti entro le migmatiti del Gruf sono simili al granito di Bregaglia e, o ne rappresentano una estensione o sono evidenza della formazione del «granito» dalle migmatiti. Vi è una somiglianza impressionante tra migmatiti del Gruf e granito di Bregaglia, che è ulteriormente confermata dall'analisi statistica usando discriminanti (H.-R. WENK et al. 1977) ed «eigenvector» (CHRISTIE 1978).

Anche il granito di San Fedelino (Novate-Mezzola) assomiglia in composizione al granito di Bregaglia, ma i pochi campioni analizzati mostrano una con-

siderevole dispersione con una correlazione lineare abbastanza pronunciata nel diagramma A-C-F, che è differente da altre rocce granitiche (fig. 12b). Ciò potrebbe indicare una «contaminazione» di questo granito da parte delle rocce incassanti, in accordo con le osservazioni sul terreno della presenza di numerose inclusioni (PICCOLI 1961) e le discordanti datazioni assolute col metodo U/Pb sugli zirconi (GULSON & KROGH 1973).

In media la composizione della tonalite si colloca tra quelle del granito di Bregaglia e quello delle anfiboliti, e l'analisi statistica la mostra essere più vicina a queste ultime che al primo (H.-R. WENK et al. 1977).

Non vi è una chiara zonazione regionale, benché si possa riconoscere una tendenza verso il tipo melanocrato ricco in CaO al contatto con l'anfibolite e nell'estensione sud-occidentale. Tonaliti provenienti dalla porzione centrale del massiccio sono simili in composizione suggerendo così che questo litotipo abbia subito una completa omogeneizzazione prima della messa in posto.

Inclusioni di tonalite nel granito di Bregaglia sono eccezionalmente ricche in K₂O ed MgO. È inoltre da notare che circa metà delle tonaliti analizzate hanno meno del 20% di quarzo in un diagramma Q-P-A (dove Q+P+A=100%), specialmente quelle affioranti nell'area occidentale, e devono essere classificate come quarzodioriti.

I termini tonalite di Bregaglia e granito di Bregaglia sono qui usati per ragioni storiche, per descrivere gruppi di rocce geneticamente legate tra loro. I termini usati nella letteratura geologica italiana di «serizzo» e «ghiaudone» sarebbero forse più appropriati, ma non sono stati definiti come termini formazionali, quindi non sono riconosciuti come tali nella letteratura geologica internazionale, e restano tuttora denominazioni informali.

Vari processi hanno contribuito alla formazione della tonalite di Bregaglia: mobilitazione per fusione parziale delle anfiboliti è osservabile in Valle Sissone, lungo il contatto nord-orientale; il mischiarsi di materiale anfibolitico a dicchi aplitici e pegmatitici, come è visibile al Monte del Forno, e specialmente a gneiss leucocrati e pelitici, ha cambiato la composizione chimica. Processi di diffusione hanno inoltre ridotto il gradiente composizionale tra tonalite e granito di Bregaglia. L'aggiunta di elementi volatili quali K e Si alla tonalite ha come risultato la cristallizzazione di quarzo, alcalifeldspato e biotite. Infine la ricristallizzazione metamorfica di queste rocce può averne alterato le originali caratteristiche strutturali e tessiturali.

Vi sono evidenze di una interazione tra granito e tonalite, ma si tratta probabilmente di fenomeni secondari e sembra verosimile che questi due litotipi non abbiano mai formato un magma omogeneo. Ciò deriva direttamente da osservazioni di terreno, dato che non si ritrovano relazioni di tipo intrusivo a larga scala dei due tipi magmatici, dalla chiara separazione composizionale che emerge dai diagrammi ternari e, particolarmente, dall'analisi statistica. Inoltre l'ipotesi è confermata dalla abbondante presenza di Al₂O₃ ed epidoti nella tonalite, il che è raro nelle rocce ignee.

Tabella: Composizione chimica media di importanti tipi di rocce delle Alpi di Bregaglia.
I numeri in parentesi indicano la deviazione standard dal valore medio.

	Granito di Bregaglia	Tonalite di Bregaglia	Migmatiti del Gruf	Graniti delle falde Tambo, Suretta e Margna	Scisti pelitici a sillimanite, andalusite e clausite		Gneiss a cordierite	Amfiboliti	Serpentinite	Ultramafiti (olivina, talco)		Breccia ultramafica
	(valore medio)	(valore medio)	(valore medio)	(valore medio)	Väga	Cataeggio	Trubinasca	(valore medio)	Disgrazia	Corni Bruciati	Denc del Luf	A. Svigla
SiO ₂	67,6 (2,5)	56,9 (2,2)	67,6 (2,0)	72,1 (2,5)	58,6	45,0	69,7	48,6 (3,4)	43,4	39,9	43,2	54,6
TiO ₂	0,36 (0,11)	0,87 (0,53)	0,51 (0,15)	0,25 (0,14)	1,13	0,2	0,7	1,58 (0,67)	0,17	0,16	0,15	0,55
Al ₂ O ₃	16,2 (1,1)	17,8 (0,7)	16,1 (1,3)	15,0 (1,8)	19,6	24,7	13,3	15,9 (1,7)	3,7	1,85	3,6	4,4
Fe ₂ O ₃	0,8 (0,3)	2,6 (0,8)	1,0 (0,3)	0,9 (0,4)	1,95	2,8	0,45	3,0 (1,2)	4,3	5,4	1,8	0,85
FeO	1,9 (0,6)	4,2 (0,9)	2,5 (0,7)	1,5 (0,7)	5,6	11,8	4,75	6,7 (1,9)	3,6	4,1	5,6	9,25
MnO	0,06 (0,04)	0,11 (0,05)	0,16 (0,28)	0,04 (0,05)	0,13	0,3	0,10	0,19 (0,06)	0,13	0,11	0,12	0,21
MgO	1,3 (0,5)	3,6 (0,9)	1,2 (0,3)	0,6 (0,2)	3,10	5,6	3,4	7,1 (1,7)	35,9	36,9	36,6	11,0
CaO	3,1 (0,9)	7,0 (1,0)	3,0 (0,9)	1,2 (0,5)	2,10	2,6	1,4	11,3 (1,9)	4,3	0,1	3,9	9,6
Na ₂ O	3,7 (0,4)	3,1 (0,5)	3,5 (0,3)	3,0 (0,5)	2,37	0,7	3,0	3,3 (1,0)	0,2	<0,01	0,15	2,4
K ₂ O	4,1 (0,5)	2,1 (0,5)	3,6 (0,7)	4,7 (0,6)	2,73	3,2	2,3	0,4 (0,4)	-	-	-	1,7
P ₂ O ₅					0,10	0,2	0,21		0,11	0,07	0,33	0,12
H ₂ O					2,10	1,4	0,4		3,9	11,1	4,5	1,2
		WENK et al. 1977			WENK et al. 1974			WENK et al. 1977		AVRANCI & WEBER (non pubbl.)		

Gli esperimenti di CONDLIFFE & MOTTANA (1974, 1976) condotti sulla tonalite e sul granito di Bregaglia, portando i due litotipi a fusione in condizioni di alta pressione, hanno dimostrato una temperatura del solidus di 670°C per il granito e di 700-730° per la tonalite per pressioni tra i 3 ed i 7 kb. A pressioni inferiori diviene sempre più difficile mobilizzare il magma tonalitico, il che può spiegare perché la tonalite è comune alla base ed alle radici del massiccio «granitico» mentre le anfiboliti persistono al tetto della zona Forno-Murtaira.

Infine è da notare la differenza in composizione tra le rocce ignee terziarie della Bregaglia e quelle dell'Adamello, che sono in genere impoverite in alcali (BIANCHI et al. 1970).

ETÀ

La natura dei contatti tra granito di Bregaglia e rocce incassanti è stata il principale argomento a sostegno di una sua datazione post-tettonica (CORNELIUS 1913, STAUB 1924). Non vi è alcun dubbio che il granito sia di età terziaria, benché alla luce dei recenti studi strutturali la validità del concetto di intrusione post-cinematica sia stata messa in questione (H.-R. WENK 1973). Numerose datazioni assolute, a cominciare da quelle di GRÜNENFELDER & STERN (1960) confermano un'età di 30 ± 5 m.a. per il culmine dell'attività granitica. Età determinate col metodo U/Pb sugli zirconi nel granito e nella tonalite (GULSON & KROGH 1973, GULSON 1973, JÄGER 1973) sono quasi concordanti, ma inoltre indicano la presenza di alcuni componenti più antichi, che sono stati assimilati. Le più significative datazioni ottenute col metodo U/Pb sulle monaziti, sono interpretate più come età di cristallizzazione, che di raffreddamento (KÖPPEL & GRÜNENFELDER 1975).

L'età delle rocce metamorfiche di «punto triplo» affioranti a Vöga è di 31,9 m.a.; 30,6 m.a. quella delle rocce metamorfiche al contatto col granito in Val d'Albigna e 26,0 m.a. l'età del granito di San Fedelino e degli gneiss lepontini. Ciò suggerisce che il picco del metamorfismo termico sia migrato progressivamente da est verso ovest.

Una stima, in difetto, dell'età del granito di Bregaglia, si può ricavare dall'osservazione della presenza di ciottoli di granito e tonalite nei livelli medio-oligocenici della Gonfolite tra Como e Varese (PFISTER 1921, CITA 1957, GUNZENHAUSER 1985). Datazioni assolute effettuate col metodo K/Ar sulla biotite danno, per tali ciottoli, un'età di 28 m.a. Se questi fossero derivati dagli attuali affioramenti esposti nel massiccio di Bregaglia, ciò implicherebbe un tasso d'erosione estremamente elevato, capace di rimuovere 6-10 km di rocce appartenenti alle falde a tetto del granito ed esporlo agli agenti atmosferici; per un periodo di 2 m.a.

ciò vuol dire un'erosione di 5 mm/anno (cf. anche WAGNER et al. 1979). Ma un tale fenomeno non può essere durato molto a lungo, dato che il granito di Bregaglia esiste tuttora in grande spessore, il che indica un modesto tasso d'erosione per gli ultimi 30 m.a.

Alcune stime sul tasso di sollevamento - 1 mm/anno nel Canton Ticino (SCHAER & JEANRICHARD 1974, GUBLER 1976) - e sul tasso d'erosione - 0,1-0,4 mm/anno nei Grigioni (JÄCKLI 1958) - non sembrano potersi applicare alla regione della Bregaglia, dove sono tuttora estremamente ben conservate strutture morfologiche dovute all'erosione glaciale.

Il contrasto derivante da tali informazioni può essere risolto se si suppone che i ciottoli granitici presenti nella Gonfolite siano derivati da una estensione occidentale, ora completamente erosa, della falda granitica al di sopra della Valle della Mera, (cf. H.-R. WENK 1973, p. 285) che poteva avere ricoperto parte della culminazione ticinese. Una «sorgente occidentale», molto più vicina al luogo di deposizione, terrebbe anche in conto la grande frequenza di ciottoli granitici nella Gonfolite.

Il granito di Bregaglia rappresenta tuttora meno dell'uno per cento delle rocce esposte nel bacino di drenaggio del Lago di Como, ed è un componente minore nei depositi morenici pleistocenici affioranti attorno a Como e Lecco, anche se in alcune località, come sopra Civate, verso il Monte Morigallo (4 km NW Lecco), sono presenti alcuni grandi blocchi di granito di Bregaglia che colpiscono l'attenzione per la loro natura e dimensione. La tonalite è più frequente del granito nei ciottoli, ma vale il contrario se si considerano gli odierni affioramenti.

Mentre vi sono numerose datazioni assolute, manca tuttora uno studio sistematico e comprensivo, che potrebbe aggiungere dati preziosi ed aiutare nella risoluzione di problemi quali se sia più antico il granito di Bregaglia oppure gli gneiss lepontini e viceversa. Ad esempio età discordanti sugli zirconi potrebbero chiarire l'origine primaria delle rocce granitiche.

Bisogna comunque considerare che *le età relative* derivate da relazioni strutturali quali contatti tra varie unità, strutture petrografiche, evidenze stratigrafiche, struttura tettonica in generale, pongono spesso maggiori limitazioni sull'interpretazione della storia geologica che le età assolute, e queste ultime debbono conformarsi alle prime.

ITINERARI

DI PARTICOLARE INTERESSE GEOLOGICO

In questo capitolo vengono descritte alcune escursioni di particolare interesse che danno un'idea del complicato assetto geologico-strutturale dell'area in esame.

Ciò che queste note si propongono è di puntualizzare quanto ancora rimane da essere risolto per una più completa comprensione della storia geologica della regione Màsino-Bregaglia, e suggerire al lettore di affrontare con mente critica queste escursioni.

Gli affioramenti più interessanti non possono essere raggiunti con l'automobile e spesso è necessario arrampicarsi, anche se non vi sono difficoltà eccessive. Per escursioni alpinistiche si consiglia di consultare le guide disponibili (BONACOSSA & ROSSI 1975, 1977; RÜTTER 1966; NIGG 1973).

ESCURSIONE 1 Albigna: parte centrale del granito di Bregaglia (1 giorno; fig. 13)

Prendete la funicolare da Pranzaira (NE Vicosoprano) fino alla diga dell'impianto idroelettrico. Vi porterà ad una altezza di 2100 metri, al centro del granito di Bregaglia, che su territorio svizzero non affiora in alcun luogo raggiungibile da una strada carrozzabile.

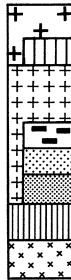
Seguite la vecchia strada lungo la quale affiorano varie fasi granitiche: granito di Bregaglia a megacristalli, soprattutto feldspato alcalino, sovente orientati; dicchi aplitici e pegmatitici e, talora, inclusioni melanocrate (1). Dalla casa del custode, sul lato ovest della diga, attraversate la stessa e prendete il sentiero per la Capanna dell'Albigna (1 ora). Da qui scendete verso sud fino alle condutture del vecchio acquedotto (2300 m) e continuate lungo queste andando verso est. Ivi affiorano bellissime strutture magmatiche, con in più magnifici esempi di erosione glaciale. Osservando i contatti discordanti, gli xenoliti e xenocristalli, tenete a mente che il granito ha subito deformazioni (il che è verificabile in sezione sottile al microscopio) e che la ricristallizzazione idrotermale accompagnò e seguì l'attività magmatica (2).

Riprendete il sentiero che scende verso il lago e seguitelo sul lato sud lungo la riva (a volte vi possono essere impedimenti dovuti a frane, massi e valanghe). Raggiungete la morena a quota 2305 e continuate sul ghiacciaio verso sud. Lungo le pareti che vi stanno di fronte, sul lato est, potete osservare sciami di xenoliti nel granito megacristallino (3). Tra i massi della grande morena ad est, nelle pegmatiti è facile trovare cristalli di berillo e, più raramente, cosalite, uranofane e rari fosfati. La morena è costituita principalmente da gneiss orneblenditici, più che da granito di Bregaglia, particolarmente verso il suo luogo di origine, a quota 2496. Rocce simili non sono esposte in superficie (i fels orneblenditici a quota 3012, probabilmente pendenti da tetto, sono considerevolmente differenti). Le rocce nella morena assomigliano, invece alla tonalite esposta in Valle del Ferro e Valle Porcellizzo a letto del granito e, probabilmente, hanno origine da una finestra di tonalite in Val d'Albigna, ora coperta dal ghiacciaio. Questa osservazione potrebbe indicare che la porzione centrale del granito può costituire una falda e non estendersi in grande profondità.

Ritornate lungo il lato occidentale, arrampicando da 131.8/769.7 fino a circa quota 2550 e da qui attraversate il circo glaciale di Cacciabella verso nord. Qui entrate nella porzione

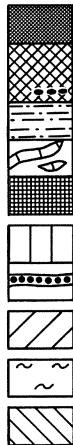
Leggenda per le figure 13–18

Rocce intrusive di età terziaria



- Granito di San Fedelino (Novate-Granit)
con filoni nelle rocce incassanti
- Granodiorite di Bregaglia, Ghiandone
a megacristalli
- con tessitura orientata (marcata)
- a grana fine con megacristalli sporadici
- a grana fine senza megacristalli
- Zona di transizione granodiorite–tonalite
- Tonalite di Bregaglia, Serizzo

Pennidico



- Rocce ultramafiche (olivinitì)
- Anfiboliti
con strutture a cuscini
- Metasedimenti (peliti prevalenti)
- Marmi
- Quarziti del Passo del Muretto
- Gneiss della falda Margna
- Gabbro del Lago Pirola
- Gneiss della falda Tambo
- Migmatiti del complesso del Gruf
- Gneiss della falda Adula



Ghiacciaio; depositi morenici, detrito di falda



Strada



Sentiero



Traccia



Funicolare

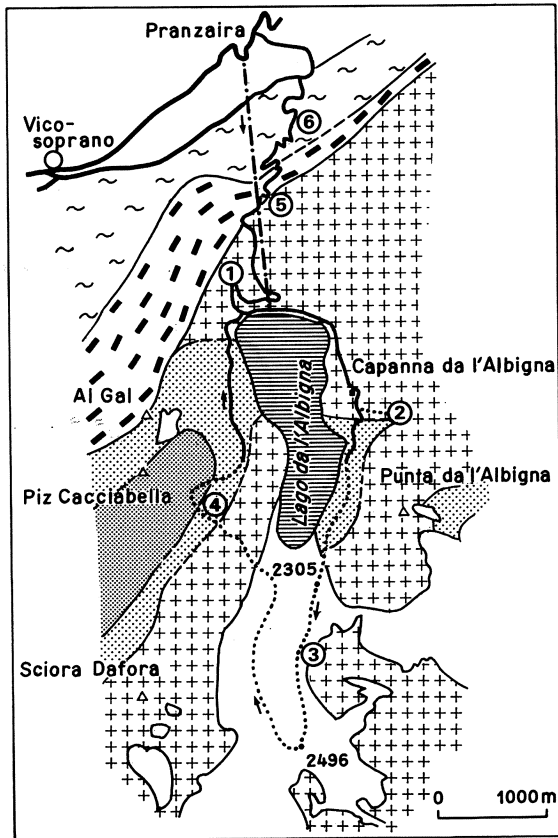


Fig. 13: Itinerario per l'escursione nell'area dell'Albigna.

centrale del granito, priva di megacristalli, che si estende come un largo cilindro appiattito attraverso l'intero massiccio, tra Bondasca e Forno (4).

Ritornate lungo il sentiero alla diga. Vi consiglio di non usare la funicolare per il ritorno. Il sentiero vi porta lungo il contatto del granito, che affiora sulla vecchia strada usata per la costruzione della diga. Il sentiero diviene poi ripido. Il granito megacristallino mostra un continuo aumento della foliazione. L'allineamento dei megacristalli di K-feldspato è, almeno in quest'area, definitivamente il prodotto di deformazione e non di flusso magmatico, come messo in evidenza dalla tessitura milonitica nella massa di fondo quarzo-micacea (Sasc Prümaveira; 769.8/134.9) (5).

Verso quota 1600 entrate nella tonalite, poi passante ad anfibolite, che costituisce il contatto. A quota 1580 vi sono sottili bande silicico-calciche vicine, ma non associate, agli scisti pelitici a sillimanite e cordierite. (È preferabile prendere la traccia a sud di Motta Ciùrela: vi sono begli affioramenti di alluminosilicati a 770.1/135.6) (6). Più in basso incontrate gneiss

occhiadini leucocrati, simili a quelli affioranti nella falda Tambo. Da qui potete sia tornare a Franzaira, che andare direttamente a Vicosoprano.

Va menzionato il museo di Stampa, dove si possono ottenere informazioni sulla storia della Bregaglia, sulla sua fauna e sull'artigianato (p.e. antico tornio per la lavorazione del lavecchio) e, inoltre, è possibile vedere una eccellente collezione di rocce e minerali.

ESCURSIONE 2 Val Bondasca: contatto del granito di Bregaglia (1 giorno; fig. 14)

Il giorno prima dell'escursione vi consiglio di visitare le cave di Promontogno o Soglio. Specialmente da quest'ultima avete una splendida vista sulle Alpi della Bregaglia, con ardui picchi e pareti ripide di granito. Le cave sono in gneiss lastroidi, che appartengono tettonicamente alla falda Tambo. Questi gneiss a muscovite, biotite ed alcalifeldspato hanno un eccellente clivaggio e sono usati per la costruzione di tetti e pavimenti; la datazione col metodo Rb/Sr dà una età di 31 milioni anni. Si tratta probabilmente di granito ercinico metamorfosato.

Lasciate l'automobile a Bondo, e procedete lungo la strada verso la Val Bondasca (pagando il pedaggio si può guidare fino a Lera, 1250 m). A 1000 metri di quota si attraversa un tunnel che taglia gli gneiss Tambo, che sono a megacristalli nella loro porzione inferiore, a differenza della varietà lastroide delle cave. Qui rassomigliano notevolmente al granito di Bregaglia (1).

A Prä vi è una piccola diga. Le rocce lungo il fiume sono migmatiti, in pieghe penetrative. Esse appartengono al complesso del Gruf che affiora in Val Bondasca come una stretta struttura anticlinale (cf. tavola). Nelle vicinanze di Gerp, vi è una vecchia miniera (1777) di scisti a talco e olivina (MAURIZIO 1972) che erano usati nella manifattura di pentole da cucina (LURATI 1970) (2).

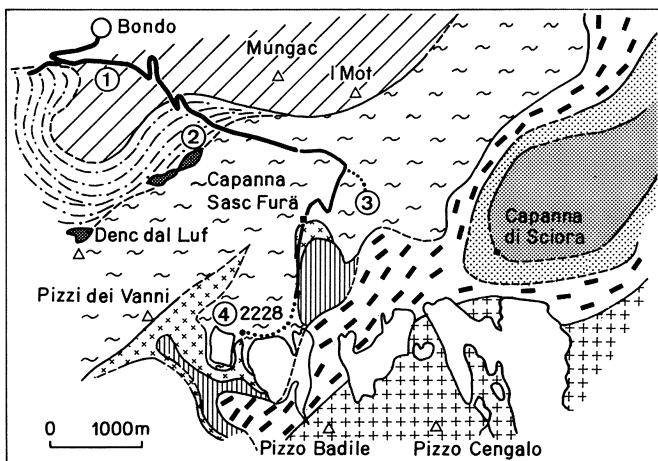


Fig.14: Itinerario per l'escursione in Val Bondasca.

La strada finisce al punto 1247. Seguite il sentiero marcato Sasc Furà che attraversa il fiume a Lombardui. Immediatamente dopo il ponte attraversate i pascoli verso Jerta, dove una recente frana ha esposto le migmatiti del Gruf. Sono da notare le pieghe isoclinali, estesi

dicchi aplitici e pegmatitici, questi ultimi a berillo e tormalina. Lungo la scarpata troverete una breccia ultramafica. Questa costituisce il fianco sud dello stesso orizzonte che si trova a Gerp, sul fianco nord, della medesima struttura anticlinale (3).

Segue una ripida salita di 500 metri (1 ora circa), fino alla Capanna Sasc Furà del C.A.S. Da Sasc Furà scendete di poco lungo le condutture dell'acqua verso Saca, in Val Trubinasca. Già a Sasc Furà potete osservare la tonalite, a tetto delle migmatiti del Gruf, ed a letto del granito di Bregaglia. Essa costituisce la cresta di La Plota mentre la parte inferiore della valle è in migmatite. Attraversate a 2200 metri, nella parte inferiore del Vadrec da la Trubinasca, proprio in una zona di contatto a migmatite, granito e tonalite.

Ad ovest del punto 2228 (4) vi sono affioramenti di sciami di xenoliti, costituiti da breccie ultramafiche, peridotiti e rocce carbonatiche alterate da fenomeni metasomatici, risultanti in strutture sferoidali, con al centro olivina e zone a talco, clorite, actinolite, orneblenda e biotite. (ARTUS 1959). Questa zona sta alla base del granito di Bregaglia, che è esposto sulle cime montuose del Piz Badilet e Punta Trubinasca, formando chiaramente grandi corpi lastriformi giacenti al di sopra delle migmatiti del Gruf, caratterizzate da una struttura a pieghe isoclinali.

La zona ad ultramafiti corrisponde ancora a quella osservabile a Gerp e Jerta. È da notare che tutte le strutture (lineazione, assi delle pieghe, allineamento ed allungamento degli xenoliti, allineamento dei megacrystalli di K-feldspato) sono parallele nelle migmatiti, nelle rocce di contatto e nel granito, indicando che sono state causate da deformazioni penetrative. Nella morena è inoltre possibile rinvenire rocce pelitiche provenienti dal contatto, con cristalli di cordierite di 1-2 centimetri, di colore blu violaceo.

ESCURSIONE 3 Val Codera: rocce in facies granulitica del complesso del Gruf (2 o 3 giorni; fig. 15)

Si tratta di un'escursione piuttosto faticosa di due o tre giorni, con più di 2000 metri di dislivello, ma offre una panoramica di alcune delle rocce più inusuali affioranti nelle Alpi.

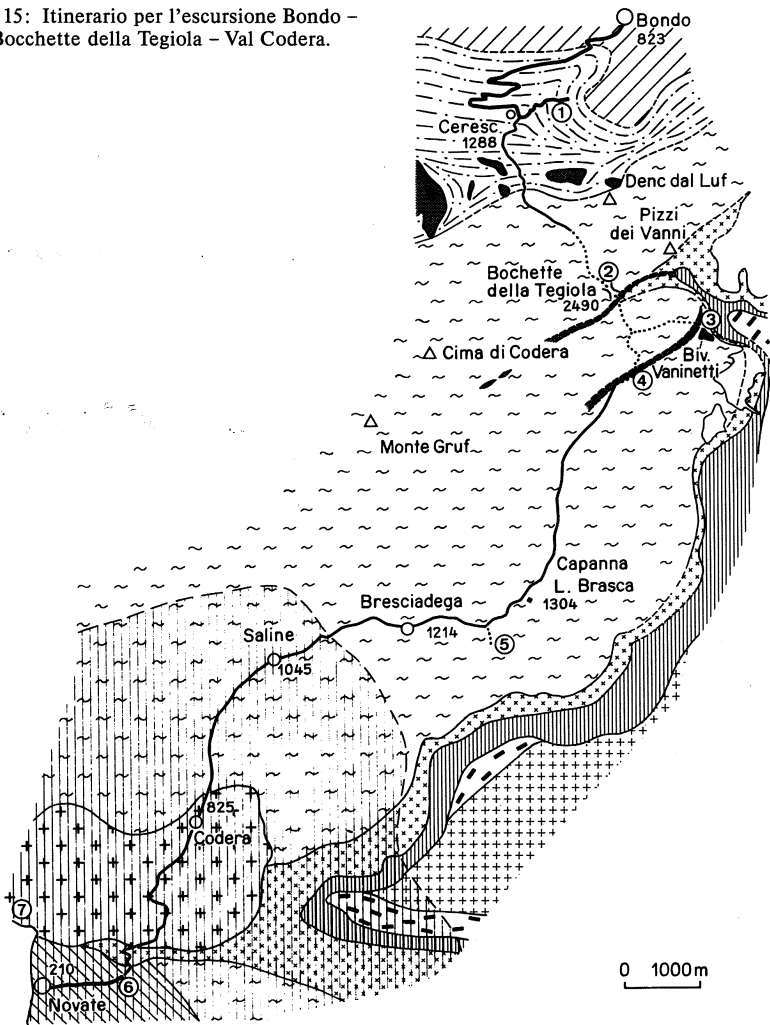
Partite da Bondo (823 m), all'intersezione 1010 m seguite la strada forestale verso Ceresco (si può percorrere la strada in automobile pagando pedaggio). Questa vi porta attraverso rocce pelitiche, ben esposte a 1070 m, con staurolite, cianite e sillimanite. È da notare la morfologia di questa ripida scarpata con frequenti piccoli franamenti. Dopo circa un'ora e mezzo si arriva a Ceresco (1288 m). Seguite la strada verso Vöga. Circa da coord. 762.0/132.6 fino a 762.4/132.75 vi sono begli affioramenti di scisti pelitici (1). Essi contengono cianite, sillimanite e, particolarmente nella parte più distante, porfiroblasti di andalusite. Qui è la località dove i campi di distribuzione dei tre alluminosilicati si incontrano ed essi possono osservarsi insieme, nella stessa sezione sottile. H.-R. WENK et al. (1974) suggeriscono che le condizioni metamorfiche fossero vicine all'equilibrio, in prossimità del punto triplo.

Ritornate a Ceresco e seguite il sentiero verso Cănt, Vec, Alpe Tegiola. A 1580 m passate una meravigliosa sorgente e potete osservare molti massi di rocce ultramafiche. Queste fanno parte delle ultramafiti di Chiavenna (SCHMUTZ 1976) e formano un cospicuo affioramento ad ovest di Foppate ed a Sot al Căntac. Esse corrispondono a quelle già descritte nell'escursione 2 in Val Bondasca e sono per lo più fels a clorite, talco, olivina ed ortopirosseni.

Oltre l'Alpe Tegiola troviamo le migmatiti del Gruf. Le pieghe isoclinali sono la struttura dominante. Particolarmente verso la quota più alta andando alla Bocchetta della Tegiola (2490 m; salita molto ripida attraverso una gola che segue il confine italo-svizzero) sono molto comuni le miloniti. La deformazione è concentrata in bande sottili a nastri di quarziti e letti micacei scuri. Strutture milonitiche sono molto comuni in zone di confine tra il granito di Bregaglia e le migmatiti del Gruf (2).

Vicino al passo affiora un dicco di granito a megacrystalli che taglia le migmatiti e si estende ad ovest fino alla Cima di Codera. Assomiglia molto, come tessitura e composizione, al granito di Bregaglia, e potrebbe essere una testimonianza di formazione in situ da migmatiti del Gruf della medesima composizione. Da qui si gode una magnifica veduta della

Fig. 15: Itinerario per l'escursione Bondo – Bocchette della Tegiola – Val Codera.



Val Codera, verso le Cime di Gaiazio e il P. Ligoncio; il più dei picchi è costituito da granito di Bregaglia, che ricopre un sottile orizzonte di tonalite, anfibolite e marmo a wollastonite. Quest'ultimo è presente in gran quantità al Pizzo Porcellizzo. A destra vi sono gole ripide ed inaccessibili, che attraversano il «cuore» del complesso del Gruf.

La Val Codera è una delle aree più remote delle Alpi, dove è raro incontrare turisti. Essa era una delle roccaforti dei partigiani durante la Resistenza, nella seconda guerra mondiale, e molte vecchie capanne furono distrutte dai fascisti nel corso dei rastrellamenti.

Dopo essere scesi dal passo al punto 2214, risalite al Bivacco Vaninetti del C.A.I. (2577 m; offre posto per 8 persone).

Intorno al bivacco, affiorano ancora rocce ultramafiche (3). Verso il Pizzo Trubinasca attraversate una zona di scisti pelitici a cordierite, poi tonalite ed infine raggiungete il granito. Tutte le strutture sono parallele. Vale la pena di salire in cima al Pizzo Trubinasca (2918 m), il che è facile. Da lassù si gode una meravigliosa vista della Val Bondasca, particolarmente dello spigolo nord del Pizzo Badile. È possibile visitare alcune delle località dove affiorano pegmatiti (763.5/129.15) che contengono bei cristalli di berillo. Scendete verso l'Alpe Sivigia. È consigliabile arrampicarsi lungo il fiume (da 762.9/128.95) per circa un centinaio di metri (4). Vi porterà ad un affioramento di breccie ultramafiche, simili a quelle affioranti all'Alpe Trubinasca, con strutture sferoidali di carattere metasomatico. Qui la trasformazione è stata più spinta con parziale conversione ad una roccia simile a diorite contenente iperstene e labradorite, che costituisce un ottimo marker strutturale nelle monotone migmatiti del Gruf.

Un sentiero scende verso Codera e la piana alluvionale del Coeder (1330 m). Si raccomanda di fare una deviazione verso gli sbocchi di Valle del Conco e Val Piana. Grandi massi mostrano una varietà di facies granulitiche, rocce metamorfiche con sillimanite, rara cianite, iperstene, granato, ercinite, cordierite magnesiaca e, talora, saffirina, in associazioni mineralogiche di alluminosilicati, indicanti condizioni di alta temperatura e pressione. La località più indicata per osservare gli scisti a saffirina è tuttora quella descritta da CORNELIUS (1916) a coord. 761.05/125.3, in detrito di conoide (5). L'affioramento di tali scisti è probabilmente lungo la ripida ed inaccessibile parete soprastante.

La Capanna Luigi Brasca del C.A.I. (1304 m) è aperta nella stagione estiva ed offre vitto e alloggio. Da qui si scende rapidamente da un ambiente alpino ad una zona a clima quasi mediterraneo. Più si scende e più si osserva un aumento di dicchi microgranitici. Questi differiscono in struttura, composizione ed età dal granito di Bregaglia e sono parte del granito di San Fedelino (Novate) che è meglio esposto nella ripida discesa finale da Codera (825 m) a Novate (200 m).

Novate offre eccellente opportunità di prendersi un giorno di riposo; al fiume a coord. 756.0/120.8 per un ripasso della geologia, sopra descritta, nei massi levigati dall'erosione (6), una visita alle cave di San Fedelino-Riva (754.5/121.7) per osservare il giovane granito di San Fedelino e la sua zona di contatto (7). Descrizione dettagliata in PICCOLI (1961). Il granito di San Fedelino affiora nella struttura anticlinale del Monte Berlinghera e si pensa faccia parte della culminazione degli gneiss lepontini (E. WENK 1956).

ESCURSIONE 4 Val Mäsino: finestra di tonalite a Bagni; contatto con le rocce ultramafiche (2 giorni, il più in automobile; fig. 16)

Entrate in Val Mäsino dalla Valtellina. Subito dopo il paese di Mäsino la stretta e tortuosa strada attraversa la Linea Insubrica. È molto difficile fermarsi e bisogna attraversare il fiume se si vogliono osservare pseudotachiliti e miloniti carbonatiche all'immediato contatto (coord. 769.0/114.9). Le stesse rocce sono più accessibili nelle vicinanze della chiesa di Berbenno, otto chilometri più ad est.

Continuate da Cataeggio e prendete la strada a Filorera per Sasso Bisolo. Al tornante a quota 1000 m seguite una vecchia strada di servizio verso nord. Vi sono ammassi di detrito dovuti alla costruzione del tunnel dell'impianto idroelettrico, che si estende tra San Martino e Biolo (1). Le pareti che affiorano sono già di tonalite, ma il contatto è immediatamente a sud ed è marcato da rocce silicico-caliche con wollastonite, vesuvianite e diopside; anfiboliti e scisti pelitici. Questi ultimi sono particolarmente interessanti dato che contengono, oltre

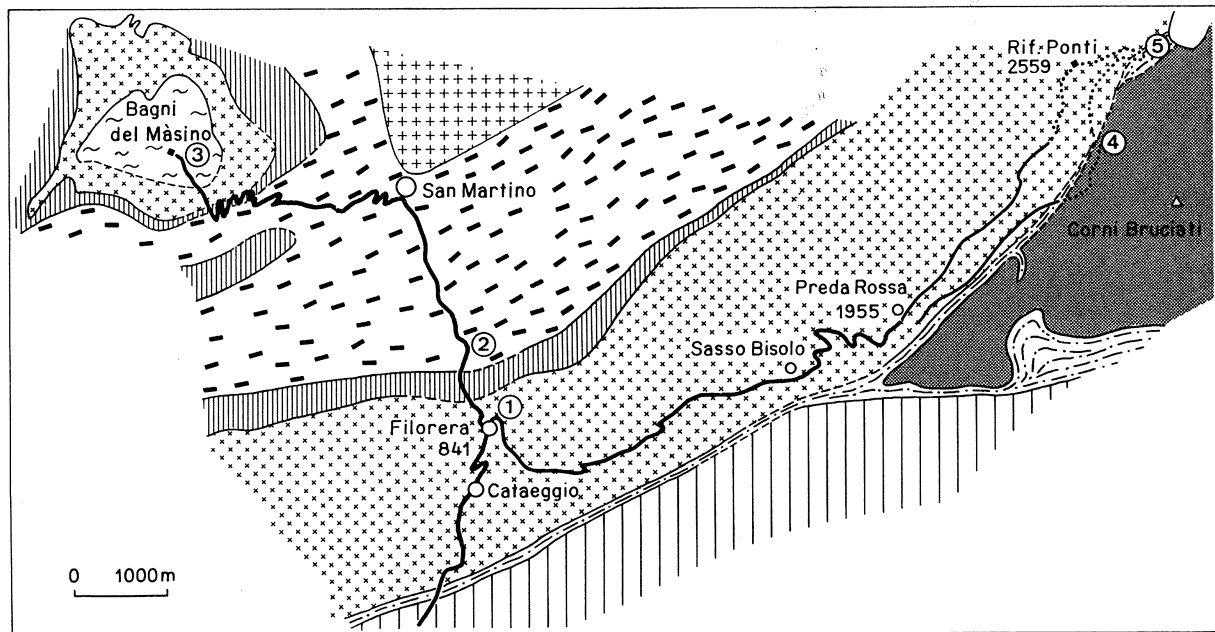


Fig. 16: Itinerario per l'escursione nella Val Mäsino.

a staurolite, cianite, sillimanite ed andalusite. Come per quanto osservato a Ceresco-Vöga ciò rappresenta un punto dove i campi di esistenza per cianite (ovest), andalusite (est), e sillimanite (nord) si incontrano e vi è evidenza di equilibrio. Queste rocce uniche, descritte da WENK et al. (1974), possono essere osservate in posto se si segue il sentiero sul lato sud del fiume. La generale distribuzione degli alluminosilicati è illustrata nella fig. 10.

Tornate alla strada principale. Per visitare le cave di Filorera fermatevi al Sasso Remmenno (769.45/121.8) (2). A est si osservano i letti di tonalite immergentisi verso sud; a questo punto siete nella zona di transizione con la prima comparsa di megacristalli. Vi è un'alternanza di bande di tonalite e materiale granitico con tessiture parallele, dovute a piegamento isoclinali, simile nello stile alle migmatiti del Gruf.

Procedendo a nord di S. Martino si entra nel «cuore» del granito e, se il granito di Bregaglia ha radici, queste sono qui in Valle di Mello, che si apre verso est come una profonda gola dalla tipica forma ad «U» dovuta all'erosione glaciale. Qui, su ambo i lati, non affiora altro che granito a megacristalli. Ma si proceda verso ovest, andando a Bagni del Mäsino. La strada passa alcuni affioramenti di tonalite a nord del fiume. Il granito costituisce i fianchi della valle a sud. A Bagni del Mäsino si è di nuovo in rocce metamorfiche; il più sono migmatiti in pieghe isoclinali, simili a quelle del complesso del Gruf (3). Queste rocce, che affiorano sul fondovalle e sono circondate da ogni lato da granito di Bregaglia, furono interpretate quali pendenti da tetto. Nel 1970 Moticska e H.-R. Wenk scoprirono, indipendentemente, che esse costituivano una finestra, esponendo rocce affioranti a letto della falda granitica. Questa osservazione costituì una delle prime evidenze che portarono alla reinterpretazione della geologia strutturale dell'area in esame (H.-R. WENK 1973).

A Bagni del Mäsino vi è una sorgente termominerale solfurea (38°) ricca di sodio e calcio (VUATAZ 1982). Non si sa se sia da mettersi in relazione col profondo livello tettonico delle rocce, o col fatto che sia espressione di una giovane attività idrotermale.

Il giorno successivo: Val di Sasso Bisolo (attenzione, nel 1980 la strada fu interrotta da una frana). Al di sopra di Sasso Bisolo un bell'affioramento di tonalite (lineazione distinta con assi fortemente inclinati). Ad ovest si osserva la immersione regionale verso sud delle tonaliti. Mentre la lineazione cambia considerevolmente da strutture centrifughe a quasi orizzontali, la foliazione è costante in una vasta area (H.-R. WENK 1973).

La strada finisce a Preda Rossa. Guardando verso la testata della valle affiorano a sinistra le tonaliti, mentre a destra vi sono ultramafiti di colore rosso brunoastro. Siete esattamente nella zona di contatto, qui piuttosto eterogenea, consistente, come in molti altri luoghi, di anfiboliti, peliti e rocce silicico-calciche. Rocce a wollastonite si trovano lungo il sentiero per Schermdone (774.35/121.8).

Da Preda Rossa avanzate lungo il lato sud della piana alluvionale. Le rocce ultramafiche della regione M. Disgrazia - Val Malenco rappresentano una porzione del mantello superiore, probabilmente iniettatesi nella crosta oceanica. Appartiene alla zona di rocce calciche, mafiche ed ultramafiche che circondano il granito di Bregaglia da tutti i lati. In origine, probabilmente, si trattava di rocce peridotitiche, in seguito serpentinizzate (cf. Val Malenco, Lanzada, Val Poschiavo). Durante la messa in posto del granito - nel Terziario inferiore - le serpentiniti furono interessate da un episodio di crescente metamorfismo termico, che diede luogo ad associazioni mineralogiche ad antigorite → olivina → tremolite → antofillite (TROMMSDORFF & EVANS 1972). Lungo la parete a coord. 776.25/123.65 affiorano meravigliose rosette di antofillite (4). Arrampicandosi tra i massi a NE passate dalla zona a tremolite a quella a forsterite.

L'affioramento a coord. 776.9/124.9 (5) presenta nuovamente l'immediata zona di contatto, con rocce silicico-calciche e pelitiche. Queste ultime hanno associazioni mineralogiche ad iperstene-andalusite-cordierite e margarite-corindone.

Scendendo verso il Rifugio Ponti si passa attraverso la tonalite che, tuttavia, contiene numerose inclusioni, particolarmente di scisti andalusitici. La frequente associazione della tonalite con rocce silicico-calciche, anfiboliti, ultramafiti e peliti, suggerisce che la tonalite non sia il prodotto di differenziazione magmatica da un magma omogeneo, ma sia il prodotto della rifusione di vecchio materiale appartenente alla crosta.

Potete anche seguire il Sentiero Roma nella Valle di Mello e scendere lungo le rocce montonate dell'Alpe Cameraccio. Qui potete osservare la transizione tra la tonalite ed il granito a megacrystalli, con un cambiamento graduale nello spazio di circa 1 km (H.-R. WENK et al. 1977). Questa zona di contatto non mostra un carattere tipicamente magmatico, ma piuttosto sembra dovuta a deformazione in prevalente stato solido.

ESCURSIONE 5 Val Sissone: metamorfismo di contatto (1 giorno; fig. 17)

La Val Malenco offre un'ampia panoramica di diversi tipi litologici ed unità tettoniche. Numerose escursioni sono possibili ma io concentrerò l'attenzione del lettore solo sugli affioramenti dell'area del foglio Sciora.

Nella parte superiore della Val Sissone si trovano alcune delle migliori esposizioni di contatti magmatici e metamorfismo di contatto nell'Europa Centrale e non sorprende che i geologi e i naturalisti che per primi si interessarono allo studio dell'area in questione, rimanessero affascinati. Per averne un'idea leggete l'entusiastico resoconto sul Monte Disgrazia di STAUB (1921).

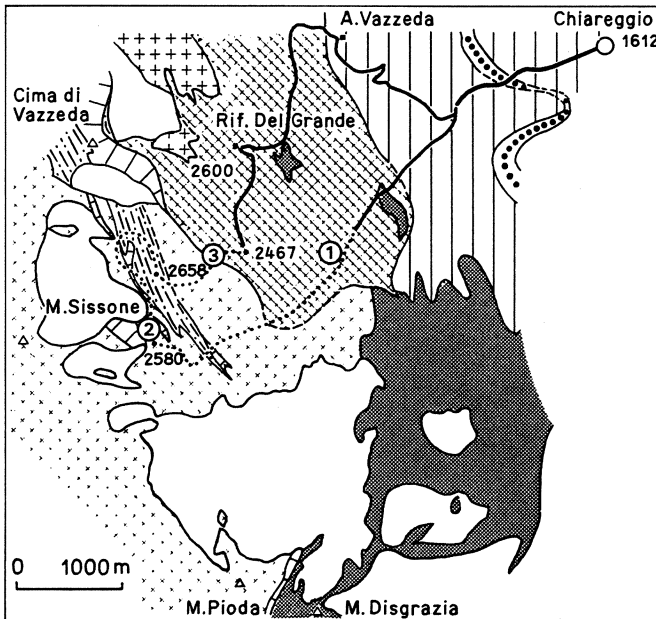


Fig.17: Itinerario per l'escursione nella Val Sissone (Val Malenco).

Prendete la strada verso Chiareggio e parcheggiate l'automobile un chilometro ad ovest di Chiareggio, al Pian del Lupo. Da qui proseguite sul sentiero che va sopra Forbessina, nella Valle Sissone. Pareti di anfibolite lungo il sentiero sono intruse da dicchi leucocratici (1). Blocchi nel fiume e nella morena già preannunciano le belle strutture di contatto.

Gli affioramenti veri e propri iniziano al punto 2308 (777.15/129.3). Salite verso il punto 2580 (alla base della cresta orientale del Monte Sissone) (2). Da qui andate verso la base della Vedretta del Sissone a NW. Vi è un'intera gamma di fenomeni di contatto, soprattutto impressionanti nelle rocce carbonatiche. Qui si trovano interessanti minerali (WENK & MAURIZIO 1970), fenomeni di assimilazione e metasomatismo. BUCHER (1977) valutò la temperatura durante il picco del metamorfismo, a 800°C. In larghi cristalli di sillimanite si è osservata la presenza di mullite (H.-R. WENK 1983).

Scendendo dal punto 2658 al punto 2438 si attraversa il contatto tra la tonalite e le anfiboliti, che è di natura graduale, con sempre meno materiale leucocrato penetrante nelle anfiboliti (3).

H.-R. WENK et al. (1977) hanno proposto che i due litotipi abbiano un'origine comune, probabilmente rappresentata da crosta oceanica andesitica.

Ritornate a Chiareggio a meno che non vogliate passare la notte al Rifugio Del Grande e riservarvi un'altra giornata per studiare il contatto a NW di questo ed al Passo Vazzeda o passare nel Val Forno.

ESCURSIONE 6 Maloja - Alp da Cavloc - Capanna del Forno: metamorfismo di contatto e granito di Bregaglia (1 giorno; fig. 18)

Lungo il sentiero che dal Passo del Maloja porta verso Orden si passa attraverso i tipici gneiss del Maloja ad albite e muscovite con megacristalli di feldspato alcalino, che rappresentano probabilmente graniti ercinici che hanno subito fenomeni di ricristallizzazione durante il metamorfismo alpino. Il plagioclasio è tutto albite. Alcuni eccellenti esempi di esarazione glaciale, con rocce montonate e striature, mostrano che negli ultimi 10 000 anni l'erosione è stata di scarsa entità (1).

Ad Orden, a est del vecchio ponte, affiora lungo il fiume Ordegn, la Faglia del Maloja, con direzione SW-NE separante la zona a basso grado metamorfico del Maloja dal granito di Bregaglia e dalla sua aureola metamorfica (2). TRÜMPY (1977) la considera una grande trascorrente sinistrorsa che si estende dall'Austria a Chiavenna (Linea dell'Engadina), mentre H.-R. WENK (1984) l'attribuisce a locali assestamenti tettonici legati alla messa in posto del granito di Bregaglia.

Lungo la strada verso il Lågh da Cavloc si attraversano anfiboliti e micascisti. Al lago (le esposizioni migliori sono alle coord. 774.3/139.25 e 775.9/138.4) si osservano scisti a granato ed andalusite che si ritrovano da questo punto sino al contatto con il granito di Bregaglia (3). L'andalusite rappresenta il silicato d'alluminio più comune da Piz Salacina fino a Cima Vazzeda.

Ad est del Lågh da Cavloc affiora una anfibolite porfiroblastica molto particolare poiché il plagioclasio è costituito da una concrescita di pura albite e pura anortite, molto significativa per le relazioni di fase dei plagioclasti (H.-R. WENK 1979) (4). Passando a Plan Canin procedete verso la Val Forno. Sullo sfondo si vede il ghiacciaio che sta rapidamente retrocedendo. Immediatamente dopo la diga (q. 1992) attraversate il contatto con il granito, le cui facies marginali sono equigranulari, dopodiché iniziano le facies caratterizzate dai tipici megacristalli (5).

Alle coord. 773.9/135.4 il granito con intrusioni incrociate di pegmatite, aplite e dicchi lamprofirici. Questo affioramento mostra un buon caso di allineamento di megacristalli (6).

A circa 2300 metri il sentiero passa sul ghiacciaio, poi, salendo, taglia due morene di cui una consiste prevalentemente di detriti granitici, mentre l'altra è costituita da marmi provenienti dalla Cima di Vazzeda nei quali vi sono eccellenti esemplari di tremolite, diopside e clinohumite (7).

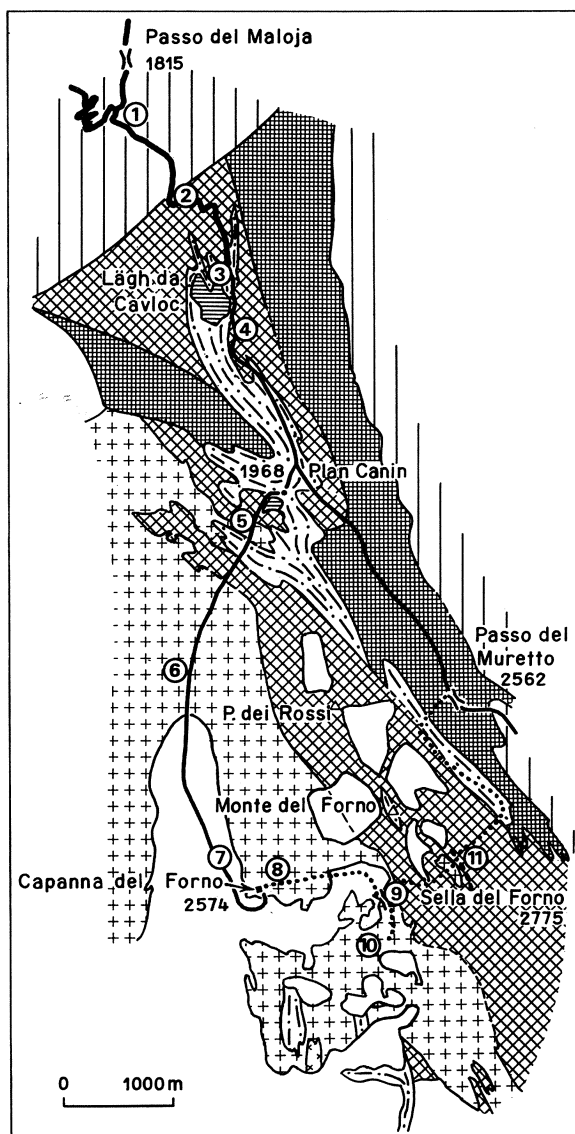


Fig.18: Itinerario per l'escursione Läggh da Cavloc - Val Forno - Passo del Muretto.

Dietro (ENE) alla Capanna del Forno affiorano, in buona esposizione, graniti con inclusi di marmi (contenenti anortite e wollastonite), e gneiss tagliati da dicchi aplitici e pegmatitici (8).

Potete tornare per lo stesso percorso già fatto, oppure (in un secondo giorno) salire verso la Sella del Forno dove si osserva uno splendido sistema di dicchi penetrativi nella serie metamorfica di contatto costituita in prevalenza da anfiboliti (9). Una breve deviazione laterale verso sud alle coord. 775.9/133.25 vi porta verso affioramenti di granito orbicolare, assai raro nella regione della Bregaglia (10). Salite al punto 2944 (a NE della Sella del Forno), indi discendete in direzione NE attraversando serie di metamorfismo di contatto ed anfiboliti con strutture a cuscini (p.e. coord. 776.6/133.8; MONTRASIO 1973) nelle quali sono intercalati scisti a rodonite. Una vecchia miniera si trova a coord. 776.7/133.75 (11).

Alla quota 2600 m dirigetevi al Passo del Muretto (quarziti del Muretto) e scendete al Plan Canin.

RIASSUNTO

Dal quadro finora descritto emerge che il granito di Bregaglia sia una roccia piuttosto particolare. Ad esempio non ha una grande estensione areale, se si confronta con i graniti della Cordigliera Americana o quelli dei Vosgi e della Foresta Nera.

Mentre il margine orientale mostra una normale aureola metamorfica di contatto nelle rocce incassanti, il margine occidentale si appoggia sulle migmatiti di alto grado metamorfico, parzialmente anatettiche. È quindi spesso molto difficile capire se il metamorfismo sia una risposta alla messa in posto del granito, o se la granitizzazione sia un risultato del metamorfismo.

Il granito di Bregaglia ha una composizione abbastanza omogenea e non mostra nessuna delle strutture caratteristiche che si riscontrano quando si hanno differenziazioni magmatiche. È certo molto difficile risalire a quale sia stata la sua sorgente originale, data l'estesa deformazione e ricristallizzazione. Le migmatiti del Gruf, che attualmente giacciono a letto del granito, con una composizione molto simile, potrebbero rappresentarne l'origine.

Le tonaliti della Bregaglia contengono un gran numero di relitti - rocce silicico-calciche, ultramafiti, anfiboliti - che indicano una trasformazione da anfiboliti rappresentanti rocce vulcaniche di margine continentale e crosta oceanica.

Tra granito e tonalite vi è una zona di transizione, quindi vi sono stati alcuni fenomeni di mescolamento tra i due litotipi, ma la viscosità era piuttosto bassa. Le due facies hanno tali distinte caratteristiche composizionali che inducono a pensare che non derivino da uno stesso magma.

Le radici del corpo granitico sono ben esposte in Valle di Mello ma proseguendo verso ovest scompaiono; anche nella porzione centrale del massiccio non vi sono chiare evidenze geofisiche che il granito di Bregaglia si estenda per grandi profondità.

La crescita di megacristalli di alcalifeldspato è comune in tutto il massiccio, salvo nella zona centrale, ed è stata oggetto di molte discussioni, ma raramente analizzata in dettaglio. Nella maggior parte dei casi la distinzione tra porfiroblasti e fenocristalli è ambigua. L'allineamento dei cristalli può essere in generale attribuito a deformazione e non vi sono evidenze di flusso magmatico e di anatessi degli gneiss. Talvolta si rinvencono megacristalli nelle rocce incassanti e negli xenoliti, ed in tal caso sono chiaramente porfiroblasti. Supponendo che il granito di Bregaglia sia stato un tempo un magma omogeneo l'alcalifeldspato sarebbe, in ogni caso, una delle ultime fasi a cristallizzare durante il raffreddamento (CONDLIFFE & MOTTANA 1974, 1976).

Alla luce dei dati e delle osservazioni fin qui presentate si può tentare di delineare un modello plausibile per l'evoluzione geologica delle Alpi di Bregaglia in un quadro tettonico globale. L'ipotesi qui proposta è che la collisione tra le placche Nord-europea ed Italo-dinarica, che diede luogo alla fase principale di orogenesi nelle Alpi, fu accompagnata da subduzione che non solo seppellì la placca Pennidica settentrionale (europea), ma anche la crosta oceanica soggiacente la placca Austroalpina (Italo-dinarica) che si muoveva verso nord. Frammenti di mantello furono incorporati, similmente ad altre zone di subduzione quali la Franciscan Formation dell'America nord-occidentale. Condizioni di metamorfismo regionale vennero raggiunte come risultato della subduzione delle unità settentrionali, che diedero luogo a fenomeni di anatessi e fusione locale. A profondità di circa 20-25 km preesistenti rocce crostali furono trasformate, da fusione «in situ» parziale o completa, in un granito che si intruse nelle anfiboliti, rocce carbonatiche e peliti accumulatesi a livelli superiori. Anche alcune delle anfiboliti e peliti appartenenti alle unità oceaniche furono mobilitate e si intrusero come tonaliti.

Nel caso dell'Adamello, molto più a sud, le intrusioni raggiunsero livelli vicini alla superficie e formarono una stretta aureola di contatto nelle rocce sedimentarie e nelle antiche rocce cristalline delle Alpi Meridionali.

Nella regione della Bregaglia non vi fu mai una grande camera magmatica dove si potesse avere differenziazione, o effettiva omogeneizzazione di mobilitati di differente composizione. Le intrusioni divennero parte di un evento dinamico: esse cristallizzarono tra le circostanti unità oceaniche separanti le unità Austroalpine dalle subdotte unità Pennidiche, dando luogo in queste rocce, che si trovavano in un regime di progressivo metamorfismo di basso grado, a sovrapposti fenomeni di contatto. La cristallizzazione delle rocce magmatiche deve essere avvenuta al di sopra dei 15 km di profondità, se si vuole essere coerenti con gli esperimenti di fusione. In tale ambiente dinamico vi è un continuo passaggio tra metamorfismo regionale e metamorfismo di contatto ed è quindi facile comprendere come, localmente, le relazioni d'età possano essere invertite.

La regione del Forno corrisponde ad un'area più elevata dove metamorfismo di contatto d'alto grado si sovrappone a rocce a metamorfismo regionale di basso grado. In Val Codera, invece, le condizioni di temperatura del granito

mobilizzato e delle rocce incassanti erano molto simili, per cui il metamorfismo regionale non fu disturbato dal temporaneo evento intrusivo.

Sotto l'influenza di continue spinte compressionali N-S, le rocce ignee della Bregaglia si giustapposero, allo stato solido, a livelli tettonici più elevati, e quando la reologia delle rocce lo permetteva subirono estese deformazioni. Inoltre si misero in posto come una falda a giacitura concordante con quella delle più alte falde Pennidiche. Il tetto, che connette graniti e tonaliti con la loro sorgente originaria – per il significato che questa affermazione può avere quando si parla di regime anatettico – potrebbe non esistere più, o solo localmente.

Tra gli eventi più giovani vi fu il sollevamento del complesso del Gruf, portando le rocce in facies granulitica in contatto con altre rocce metamorfiche di grado molto più basso. Parte del complesso granitico-tonalitico raggiunse la superficie già nell'Oligocene superiore e fu eroso, come è documentato dai ciottoli contenuti nella Gonfolite.

A grandi linee l'evoluzione descritta nei paragrafi precedenti non differisce molto dal modello originariamente proposto da STAUB (1924a), dove, però, non vi è una chiara comprensione della struttura, sia per quanto riguarda le strutture interne al granito sia per ciò che concerne le relazioni tra questo e le rocce incassanti.

Ma forse la maggiore differenza tra le interpretazioni riguarda l'estensione del granito di Bregaglia. Basandosi sulle conoscenze attuali esso non sembra essere un grande plutone, bensì un episodio magmatico minore. In un regime di metamorfismo regionale la temperatura divenne localmente così elevata da dar luogo a fusione. Il granito di Bregaglia non è dunque più un classico esempio di intrusione postcinematica, ma è un tipo litologico che mostra tutti gli effetti di una complicata storia geologica, che ha aspetti affascinanti in quasi ogni campo delle scienze della terra.

BIBLIOGRAFIA

- ACKERMAND, D., SEIFERT, F. & SCHREYER, W. (1975): Instability of sapphirine at high pressures. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 50, 79–92.
- ARTUS, F. (1959): Über metamorphe Breccien basischer Gesteine im Granit des Bergeller Massivs. – *Hamb. Beitr. Mineral. Kristallphys. Petrogen.* 2, 1–39.
- BARKER, F. (1964): Sapphirine-bearing rock, Val Codera, Italy. – *Amer. Mineralogist* 49, 146–152.
- BIANCHI, A., CALLEGARI, E., JOBSTRAIBIZER, P. G. (1970): I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 27.
- BLATTNER, P. (1972): Oxygen isotopic composition of minerals from Lepontine gneisses, Valle Bodengo (Prov. di Sondrio, Italia). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 52/1, 33–37.
- BONACOSSA, A. (1912): Beiträge zur Topographie und Geologie des oberen Malencotales. – *Diss. München*.
- BONACOSSA, A. & ROSSI, G. (1975): Guida dei Monti d'Italia. Regione Mäsino–Bregaglia–Disgrazia, II. – *Club alp. ital., Milano*.
- (1977): Guida dei Monti d'Italia. Regione Mäsino–Bregaglia–Disgrazia, I. – *Club alp. ital., Milano*.
- BONSIGNORE, G., BRAVI, C. E., NANGERONI, G. & RAGNI, U. (1970): La geologia del territorio della Provincia di Sondrio. – *Amministrazione provinciale di Sondrio*.
- BUCHER, K. (1977): Die Beziehung zwischen Deformation, Metamorphose und Magmatismus im Gebiet der Bergeller Alpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 57/3, 413–434.
- CARMICHAEL, D. M. (1978): Metamorphic bathozones and bathograds: A measure of the depth of post-metamorphic uplift and erosion on the regional scale. – *Amer. J. Sci.* 278, 769–797.
- CHRISTIE, J. M. (1963): The Moine thrust zone in the Assynt region, Northwest Scotland. – *Univ. Calif. Publ. geol. Sci.* 40/6, 345–440.
- CHRISTIE, O. H. J. (1978): Eigenvector and principal components analysis of granitic rocks from the Bergell Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 58/3, 303–313.
- CITA, M. B. (1957): Studi stratigrafici sul terziario subalpino lombardo. Nota VIII: Sintesi stratigrafica della Gonfolite. – *Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Geogr. fis. Univ. Milano (G)*, 97.
- CONDLIFFE, E. & MOTTANA, A. (1974): Studio sperimentale del serizzo a moderate pressioni. (Nota preliminare). – *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol.* 30, 919–930.
- (1976): Esperimenti sul ghiandone del Massiccio Val Masino–Val Bregaglia tra 1 e 3 KBP (H_2O). – *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol.* 32, 71–81.
- Consiglio Nazionale delle Ricerche e Centro di studio per la stratigrafia e petrografia delle Alpi Centrali, Milano (1989): Progetto strategico Crosta Profonda: Rapporto preliminare dei profili CROP Alpi Centrali.
- CORNELIUS, H. P. (1913): Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin). – *Cbl. Mineral. Geol. Paläont.* 1913, 246–252.
- (1916): Ein alpinen Vorkommen von Sapphirin. – *Cbl. Mineral. Geol. Paläont.* 1916, 265–269.
- (1935): Geologie der Err–Julier-Gruppe. I. Teil: Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, excl. Quartär). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 70.
- CORNELIUS, H. P. & DITTLER, E. (1929): Zur Kenntnis des Sapphirinvorkommens von Alpe Brasciadega in Val Codera (Italien, Prov. Sondrio). – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. [Beilbd. A]* 59, 27–74.
- CRESPI, R. & SCHIAVINATO, G. (1966): Osservazioni petrogenetiche sul settore centro-occidentale del massiccio di Val Mäsino – Val Bregaglia. – *Rend. Soc. mineral. ital.* 22, 27–57.
- DAUBRÉE, A. (1859): Etudes et expériences synthétiques sur le métamorphisme et sur la formation des roches cristallines. – *Ann. Mines (5)*, 16, 155–218 e 393–476.

- DÉVERIN, L. (1937): Composition minéralogique d'un calcaire à silicates de la bordure du massif de Bergell. Gisements de humites sur territoire suisse. – Bull. suisse Minéral. Pétr. 17/2, 531.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1940): Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der syntektischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. – Chemie d. Erde 12, 304–417.
- (1942): Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der syntektischen Reaktionsformen. II. Über die schrittgranitische Kristallisation und ihre Beziehung zur normalen Silikatmetasomatose granitischer Gesteine. – Chemie d. Erde 14, 157–238.
- (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. – Springer, Berlin/Göttingen/Heidelberg.
- (1961): Olivin-Metasomatose in Carbonatgesteinen aus der Umrandung des Bergeller Massivs (Oberengadin). – Naturwissenschaften 44.
- (1969): Granitprobleme. – Akademie-Verlag, Berlin.
- DRESCHER-KADEN, F. K. & STORZ, M. (1926): Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen im Bergeller Granit. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. [Beibld. A] 54, 284–291.
- (1929): Zur Tektonik und Genese des Bergeller Massivs. (Versuch zur Behebung einiger Einwände). – Cbl. Mineral. Geol. Paläont. [Abh. A] 1929, 239–251.
- FERRARIO, A. & MONTRASIO, A. (1976): Manganese ore deposit of Monte del Forno. Its stratigraphic and structural implications. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/2–3, 377–385.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E. & NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. A review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2, 247–290.
- GANGULY, J. (1972): Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications. – J. Petrol. 13, 335–365.
- GANSSE, A. & GYR, T. (1964): Über Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion. – Eclogae geol. Helv. 57/2, 577–598.
- GAUTSCHI, A. (1980): Metamorphose und Geochemie der basischen Gesteine des Bergeller Ostrandes (Graubünden, Schweiz/Provinz Sondrio, Norditalien). – 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. 58/3, 329–343.
- GRÜNENFELDER, M. & STERN, T. W. (1960): Das Zirkon-Alter des Bergeller Massivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 40/2, 253–259.
- GUBLER, E. (1976): Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 675–678.
- GULSON, B. L. (1973): Age relations in the Bergell region of the south-east Swiss Alps: With some geochemical comparisons. – Eclogae. geol. Helv. 66/2, 293–313.
- GULSON, B. L. & KROGH, T. E. (1973): Old lead components in the young Bergell massif, south-east Swiss Alps. – Contrib. Mineral. Petrol. 40, 239–252.
- GUNZENHAUSER, B. A. (1985): Zur Sedimentologie und Paläogeographie der oligo-miocänen Gonfolite Lombarda zwischen Lago Maggiore und der Brianza (Südtessin, Lombardei). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 159.
- GYR, T. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Bergeller Massivs. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 66.
- HEIM, A. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. – Schwabe, Basel.
- HELLER, F. (1972): Magnetische und petrographische Eigenschaften der granitischen Gesteine des Albignagebietes (Nördliches Bergeller Massiv). – Beitr. Geol. Schweiz, Geophys. 14.
- HIRSCH, H. (1924): Ein Pechblendevorkommen in der Schweiz. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 4, 368.

- (1925): Uranerz im tertiären Granit vom Bergell. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 5/2, 429–430.
- HOLDWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the Aluminium silicate phase diagram. – Amer. J. Sci. 271, 97–131.
- HUGI, E. (1931): Ueber ein schweizerisches Cosalit-Vorkommen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 11/1, 163–172.
- HUGI, E. & HIRSCHI, H. (1925): Dumortieritvorkommen aus den südlichen Schweizeralpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 5/1, 251–252.
- IROUSCHEK, A. (1980): Zur Verbreitung von Cordierit im zentralen Lepontin. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 60/2–3, 137–144.
- JÄCKLI, H. (1958): Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. – Eclogae geol. Helv. 51/2, 354–365.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. – Eclogae geol. Helv. 66/1, 11–21.
- JÄGER, E. & HUNZIKER, J. (1969): Colloquium on the Geochronology of Phanerozoic Orogenic Belts: Report and guide.
- KASSER, P. & AELLEN, M. (1979): Die Gletscher der Schweizer Alpen im Jahr 1977/78. – Die Alpen 55, 197–212.
- KELLER, F. (1968): Mineralparagenesen und Geologie der Campo Tencia–Pizzo Forno–Gebirgsgruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 135.
- KLEIN, H.-H. (1976): Alumosilikatführende Knauern im Lepontin. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 435–456.
- KÖPPEL, V. & GRÜNENFELDER, M. (1975): Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55/1, 129–132.
- LURATI, O. (1970): L'ultimo lavaggio di Val Malenco. – Altes Handwerk (Schweiz. Ges. Volkskunde) 24.
- LUTH, W. C., JAHNS, R. H. & TUTTLE, O. F. (1964): The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. – J. geophys. Res. 69, 759–773.
- MAURIZIO, R. (1972): Indagini su vecchie cave e miniere in Bregaglia. – Quaderni grigion-italiani 41, 1–71.
- (1973): Über die Zeolithe des Bergells. – Mineralienfreund 11, 1–6.
- (1982): In forte regresso il ghiacciaio del Forno. – Almanacco Grigioni ital. 64, 98–104.
- MAURIZIO, R. & LAREIDA, S. (1975): Interessante und noch nicht publizierte Mineralien des Bergells. – Mineralienfreund 13/6, 65–74.
- MAURIZIO, R. & SCHATZ, R. H. (1973): Scheelit und Niobit im Bergeller Massiv in der Südostschweiz. – Aufschluss 24, 14–16.
- MAURIZIO, R. & WEIBEL, M. (1982): Die Mineralien des Bergells. – Mineralienfreund 20/4, 81–100.
- MONTRASIO, A. (1973): Strutture a pillow nelle anfiboliti del M. Forno (Pennidico medio – Alpe Retiche). – Rend. Accad. naz. Lincei, Cl. Sci. fis. mat. nat. (8), 54, 14–23.
- MOTICKA, P. (1970): Petrographie und Strukturanalyse des westlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 50/2, 355–443.
- MOTTANA, A., MORTEN, L. & BRUNFELT, A. O. (1978): Distribuzione delle terre rare nel Massiccio Val Masino–Val Bregaglia (Alpi Centrali). – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 34, 485–497.
- NIEVERGELT, P. & DIETRICH, V. (1977): Die andesitisch-basaltischen Gänge des Piz Lizun (Bergell). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 57/2, 267–280.
- NIGG, P. (1973): Führer durch das Bergell. – Rother, München.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). – Eclogae, geol. Helv. 58/1, 335–368.
- PARKER, R. L. (1954): Die Mineralienfunde der Schweizer Alpen. – Wepf, Basel.

- PEREGO, G. (1979): Itinerari mineralogici Val Masino e Bassa Valtellina. – Comunità Montana Valtellina, Sondrio.
- PFISTER, M. (1921): Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuss der Alpen mit spezieller Berücksichtigung der miocänen Nagelfluh. – Diss. Univ. Zürich.
- PICCOLI, G. (1957): Osservazioni preliminari sulle migmatiti del granito di San Fedelino (Prov. Sondrio). – Rend. Soc. mineral. ital. 13, 325–328.
- (1961): Metasomatismo e migmatiti nelle rocce verdi di Novate Mezzola (Sondrio, Alpi Lombarde). – Rend. Soc. mineral. ital. 17, 427–454.
- REPOSSI, E. (1916): La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici II. – Mem. Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano 8.
- RICHARDSON, D., CONDLIFFE, E. & MOTTANA, A. (1976): Caratteri petrochimici del Massiccio Val Masino-Val Bregaglia (Alpi Centrali). – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 32, 83–96.
- RICHARDSON, S. W. (1968): Staurolite stability in a part of the system Fe–Al–Si–O–H. – J. Petrol. 9, 467–489.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C. & BELL, P. M. (1969): Experimental determination of kyanite–andalusite and andalusite–sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. – Amer. J. Sci. 267, 259–272.
- RÜTTER, H. (1966): Bündner Alpen. IV. Band: Südliche Bergeller Berge und Monte Disgrazia. – Schweiz. Alpen Club, Zollikon-Zürich.
- SCHAEER, J. P. & JEANRICHARD, F. (1974): Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. – Eclogae. geol. Helv. 67/1, 101–119.
- SCHIAVINATO, G. (1946): Il giacimento a wollastonite ed altri minerali di contatto presso Alpe Bazena (Adamello Meridionale). – Mem. Ist. geol. Univ. Padova 15.
- SCHMUTZ, H.-U. (1976): Der Mafitit-Ultramafitit-Komplex zwischen Chiavenna und Val Bondasca (Provinz Sondrio, Italien; Kt. Graubünden, Schweiz). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 149.
- STALDER, H. A., QUERVAIN, F. DE, NIGGLI, E. & GRAESER, S. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. – Wepf, Basel.
- STAUB, R. (1918): Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 63, 1–18.
- (1921): Über den Bau des Monte della Disgrazia. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 66, 93–157.
- (1924a): Der Bau der Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 52.
- (1924b): Zur Kenntnis der Bergeller Berylle. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 4, 364–367.
- (1952): Die Passlandschaft von Maloja und die Gletschermühlen. – Jber. natf. Ges. Graub. 83, 1–84.
- (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 103.
- (1960): Geologie. In: Malojastrasse. – Schweiz. Alpenposten; Generaldir. PTT, Bern.
- STEINMANN, G. (1913): Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. – Geol. Rdsch. 4, 220–224.
- STRECKEISEN, A. L. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry). – N. Jb. Mineral. [Abh.] 107, 144–240.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz (Bd. 1). – Stämpfli, Bern/Schulthess, Zürich.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 46/2, 431–460.
- TROMMSDORFF, V. & EVANS, B. W. (1972): Progressive metamorphism of antigorite-schists in the Bergell tonalite aureole (Italy). – Amer. J. Sci. 272, 423–437.
- (1974): Alpine metamorphism of periodotitic rocks. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2–3, 333–352.
- TRÜMPY, R. (1977): The Engadine line: a sinistral wrench fault in the Central Alps. – Mem. geol. Soc. China 2, 1–12.

- VUATAZ, F.-D. (1982): Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. – *Matér. Géol. Suisse, Hydrol.* 29.
- WAGNER, G. A., MILLER, D. S. & JÄGER, E. (1979): Fission track ages on apatite of Bergell rocks from Central Alps and Bergell boulders in Oligocene sediments. – *Earth and planet. Sci. lett.* 45, 355–360.
- WEBER, J. (1957): Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Meliolo-Sorico zwischen Tessintal und Comersee. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 37/2, 267–397.
- WEIBEL, M. (1960): Chemismus und Mineralzusammensetzung von Gesteinen des nördlichen Bergeller Massivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 40/1, 69–93.
- WEIBEL, M. & LOCHER, T. (1964): Die Kontaktgesteine im Albigna- und Fornostollen (nördliches Bergeller Massiv). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 44/1, 157–185.
- WENK, E. (1956): Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. – *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 251–265.
- (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/1, 139–152.
- (1963): Klinohumit und Chondroit in Marmoren der Tessinalpen und der Disgrazia-Gruppe. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 43/1, 287–293.
- (1968): Cordierit in Val Verzasca. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 48/2, 455–457.
- WENK, E. & KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 49/1, 157–198.
- WENK, E., SCHWANDER, H. & STERN, W. (1974): On calcic amphiboles and amphibolites from the Lepontine Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/1, 97–149.
- WENK, H.-R. (1966): Die geologische Abbildung, erläutert am Beispiel der Zentralalpen. – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 777–788.
- (1970): Geologische Beobachtungen im Bergell. I. Gedanken zur Genese des Bergeller Granits. Rückblick und Ausblick. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 50/2, 321–348.
- (1973): The structure of the Bergell Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 66/2, 255–291.
- (1974): Two episodes of highgrade metamorphism in the Northern Bergell Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2–3, 555–565.
- (1979): An albite–anorthite assemblage in low-grade amphibolite facies rocks. – *Amer. Mineralogist* 64, 1294–1299.
- (1980): More porphyritic dikes in the Bergell Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 60/2–3, 145–152.
- (1983): Mullite-sillimanite intergrowth from pelitic inclusions in Bergell tonalite. – *N. Jb. Mineral. [Abh.]* 146, 1–14.
- (1984): Brittle-ductile transition zone in the northern Bergell Alps. – *Geol. Rdsch.* 73/1, 419–431.
- (1986): Introduction to the geology of the Bergell Alps with guide for excursions. – *Jber. natf. Ges. Graub.* 103, 29–90.
- WENK, H.-R., HSIAO, J., FLOWERS, G., WEIBEL, M., AYRANCI, B. & FEJÉR, Z. (1977): A geochemical survey of granitic rocks in the Bergell Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 57/2, 233–265.
- WENK, H.-R. & MAURIZIO, R. (1970): Geological observations in the Bergell area (SE-Alps). II. Contact minerals from Mt. Sissone – Cima di Vazzeda. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 50/2, 349–354.
- WENK, H.-R., WENK, E. & WALLACE, J. H. (1974): Metamorphic mineral assemblages in pelitic rocks of the Bergell Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2–3, 507–554.
- WENK, H.-R. & WENK, E. (1981): Discussion. Metamorphic bathozones and bathograds: A measure of the depth of post-metamorphic uplift and erosion on the regional scale. – *Amer. J. Sci.* 281, 661–662.

CARTE GEOLOGICHE

(con topografia)

Carta geologica generale della Svizzera 1:200 000

Foglio 8 Engadin, 1964.

Carta geologica della Svizzera 1:100 000

Foglio XIX Bellinzona-Chiavenna, 1882.

Foglio XX Sondrio-Bormio, 1865.

Carte geologiche speciali

Nr. 90 Geologische Karte der Val Bregaglia (Bergell), 1:50 000, 1921 (di R. STAUB).

Nr. 97 Geologische Karte des Avers (Piz Platta - Duan), 1:50 000, 1926 (di R. STAUB).

Nr. 115 Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25 000, 1932 (di H. P. CORNELIUS).

Nr. 118 Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50 000, 1946 (di R. STAUB).

Carta geologica d'Italia 1:100 000

Foglio 7-18 Pizzo Bernina - Sondrio (di G. SCHIAVINATO).

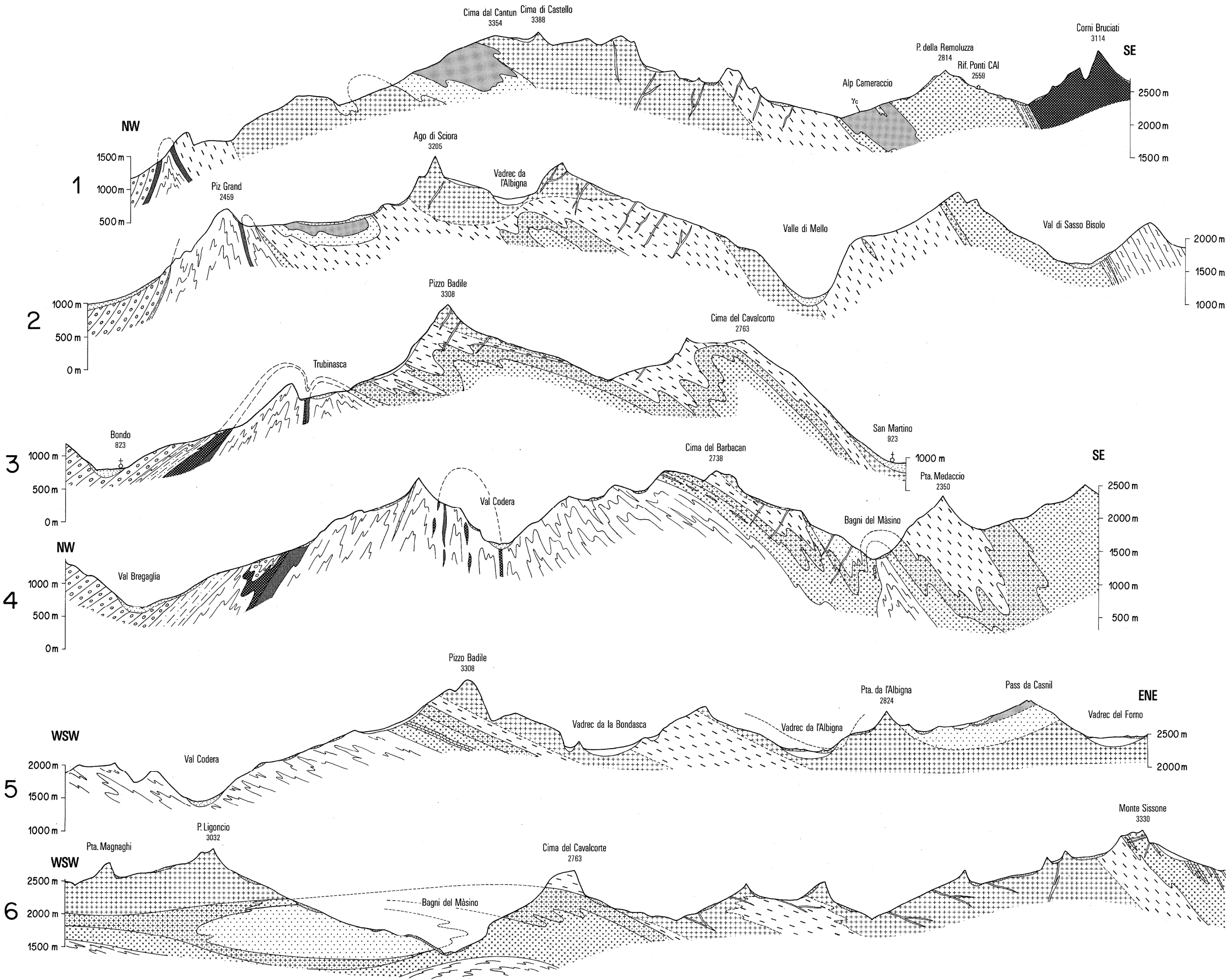
Altre pubblicazioni

BONACOSSA, A. [Geologische Skizze des Malencotales], 1:50 000. - In: BONACOSSA (1912).
BONSIGNORE, G., BRAVI, C. E. & RAGNI, U.: Carta geologica del territorio della Provincia di

Sondrio, 1:200 000. - In: BONSIGNORE, BRAVI, NANGERONI & RAGNI (1970).
MONTRASIO, A. & SCIESA, E.: Carta geologica della Valle Spluga ed aree adiacenti, 1:50 000. -
In: Consiglio Nazionale delle Ricerche (1989).

Sezioni geologiche
attraverso la regione del foglio Sciora

di
H. R. Wenk



- Quaternario**
- Ghiacciaio
 - Depositi morenici, detrito di falda
- Complesso di Bregaglia**
(Rocce intrusive di età terziaria)
- Granodiorite di Bregaglia, Ghiandone, a megacristalli con tessitura orientata (marcata)
 - a grana fine con megacristalli sporadici
 - a grana fine senza megacristalli
 - γc = granito dell'Alpe Cameraccio
 - Filoni leucocrati
 - Zona di transizione granodiorite-tonalite
 - Tonalite di Bregaglia, Serizzo
- Pennidico**
Rocce associate al contatto
- Rocce ultramafiche (olivinit)
 - Anfiboliti
 - Metasedimenti (peliti prevalenti)
 - Marmi
- Falde pennidiche*
- Gneiss della falda Margna
 - Gneiss della falda Tambo
 - Migmatiti del Gruf

