

ROBERTO COMPAGNONI *, LAURA FIORA *

SOPRA UNA SEQUENZA OFIOLITICA METAMORFICA
DI ULTRAMAFITI, GABBRI CON LAYERING MAGMATICO
E BASALTI A PILLOW NEL MASSICCIO DEL M. VISO
(ALPI OCCIDENTALI)**

RIASSUNTO. — Nel massiccio del M. Viso, a sud della cima omonima sul versante destro del Vallone delle Farciolline tra la cresta Ticino ed il B.co Berardo, è stata riconosciuta una scaglia di ofioliti costituita da una successione stratigrafica in posizione rovesciata.

Tale serie, che raggiunge la potenza massima apparente di circa 1 Km, è costituita da un livello basale di ultramafiti serpentinizzate (potenza max. qualche decina di metri), da un complesso di gabbri (potenza max. circa 500 m) e da una coltre basaltica con locali strutture a pillow.

La parte più interessante della sequenza è rappresentata dai gabbri, che appaiono tagliati da un corteo di filoni basaltici, talora così abbondanti da ricordare un « sheeted dyke complex ». Nella porzione inferiore i gabbri mostrano a luoghi delle evidenti strutture di layering magmatico, nelle quali il livello basale della sequenza è costituito da serpentiniti, derivate da troctoliti cumulitiche.

L'intera sequenza ofiolitica è interessata da una complessa impronta metamorfica alpina nella quale si possono riconoscere due distinti episodi: il primo (evento coalpino) caratterizzato dalla diffusione di zoisite e granato, con sviluppo sporadico di omfacite e glaucofane; il secondo (evento « lepontino ») con sviluppo di associazioni mineralogiche tipiche della facies scisti verdi.

La sequenza ofiolitica del M. Viso mostra caratteri mineralogici e strutturali primari straordinariamente simili a quelli descritti da Bezzi & Piccardo (1972), per la Liguria orientale, in ambiente non metamorfico, suggerendo una unitarietà genetica tra le ofioliti dei due domini.

ABSTRACT. — Along the right side of the Vallone delle Forciolline between Cresta Ticino and the Berardo Bivouac, Mon Viso Massif, an inverted ophiolitic stratigraphic sequence is exposed.

The sequence consists of: a basal level (a few tens of meters) of completely serpentinized peridotites; a gabbro complex (maximum thickness about 500 m); and a basaltic cover with pillow structures (about 500 m).

The most interesting portion of the ophiolitic sequence is the gabbro complex which is cut by a swarm of basaltic dykes, locally so abundant as to suggest a « sheeted dyke complex ». Most of the gabbro is massive, but lower part is locally layered displaying an alternation of cumulus troctolites (serpentinized), clinopyroxenites and melas to leucogabbros or anorthosites.

The entire ophiolitic sequence shows a complicated Alpine metamorphic overprint, in which two main episodes can be recognized: the first is characterized by the widespread occurrence of zoisite and almandine-rich garnet and by incipient development of omphacite and glaucophane; the second is characterized by the development of greenschist-facies mineral assemblages with albite, chlorite, actinolite, epidote.

* Istituto di Petrografia dell'Università di Torino e Centro di Studio sui Problemi dell'Orogeno delle Alpi Occidentali.

** Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R.

1. Introduzione

Il massiccio del M. Viso costituisce una grande massa ofiolitica di forma lenticolare, allungata con direzione ca. NS per circa 35 Km dalla Val Pellice alla Val Varaita, con spessore massimo di circa 6-7 Km a S della Cima del Viso (Fig. 1). Nonostante le sue imponenti dimensioni e la sua facile accessibilità questo massiccio non è mai stato oggetto di uno studio sistematico. Infatti, dopo le prime osservazioni geologiche effettuate dai rilevatori del Servizio Geologico d'Italia (S. FRANCHI, 1895-1898-1900; A. STELLA, 1895-1896), notizie sulle ofoliti del M. Viso compaiono solo sporadicamente e come segnalazione o confronto in lavori dedicati ad ofoliti di altre zone delle Alpi Occidentali (cfr. in particolare: P. BEARTH, 1959, 1962, 1967, 1974; C. BORTOLAMI & G. V. DAL PIAZ, 1970).

Uno studio sistematico del massiccio, recentemente intrapreso nella sua porzione centrale, cioè a S della Valle Po, ha messo in evidenza una struttura interna ben più complessa di quanto risulti dai Fogli 67 (Pinerolo) e 78 (Dronero-Argentera) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000.

Il massiccio infatti, è qui costituito da un'alternanza spesso tettonica di metabasiti e ultrabasiti (serpentiniti, metagabbri, metabasalti ed eclogiti) che presentano sovente gradi metamorfici nettamente differenti e tra i quali spesso si interpongono sottili livelli discontinui di calcescisti.

Lo scopo del presente lavoro è di segnalare e descrivere una di queste scaglie di ofoliti metamorfiche, affiorante a SW della cima del M. Viso (Fig. 1), nella quale è stata riconosciuta una successione stratigrafica con caratteri di crosta oceanica.

2. Situazione geologica e litologia

La *scaglia ofiolitica* in esame affiora a SW della Punta del M. Viso, lungo tutto il versante destro orografico del Vallone delle Forciolline, tra le Rocce di Viso ed il ghiacciaio di Viso ⁽¹⁾ (Fig. 1). Essa è formata da una successione litologica, con giacitura NNE-SSW ed immersione variabile tra 50° e 70° verso WNW, i cui termini sono (dall'alto geometrico verso il basso): una banda di peridotiti serpentinizzate ⁽²⁾, un complesso di metagabbri, con locali strutture di cumulo magmatico (Fig. 2), tagliati da filoni basaltici, ed una potente serie di metabasalti con livelli a pillow (Fig. 3).

Questa scaglia ofiolitica è delimitata verso il tetto da una serie di metagabbri massicci; il contatto è di origine chiaramente tettonica, come risulta dall'intensa laminazione delle serpentine e dalla presenza di sottili e discontinue scaglie di calcescisti filladici e di piccole lenti di eclogiti glaucofaniche.

⁽¹⁾ Tavoletta Colle di Cervetto, IV NE del F.° 79 della Carta d'Italia alla scala 1:100.000.

⁽²⁾ La porzione più nordorientale di questa banda di serpentine è riportata sia sulla I (1930) che sulla II ed. (1957) del F.° 78-79 (Argentera-Dronero) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000; i sottostanti metagabbri, invece, appaiono cartografati, benchè con limiti imprecisi, solo sulla I ed. del Foglio.

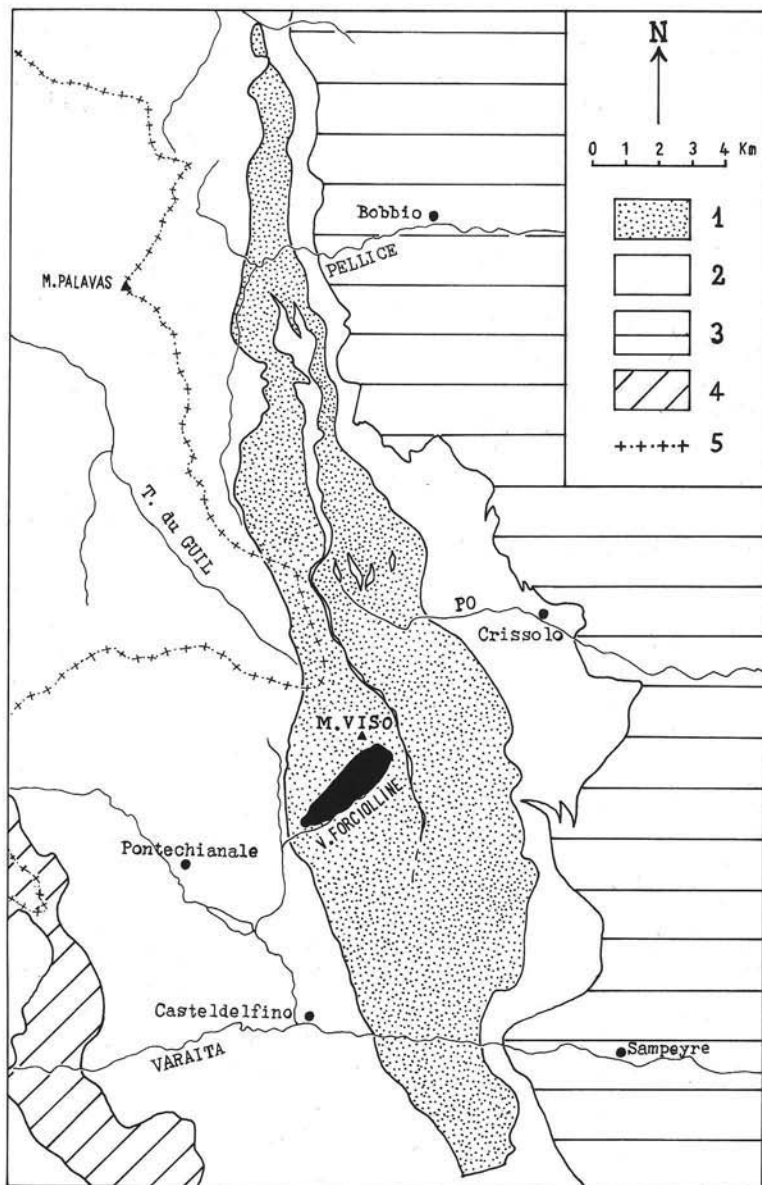


Fig. 1. — Schizzo strutturale del Massiccio ofiolitico del M. Viso e delle unità adiacenti. — 1 - Massiccio ofiolitico del M. Viso; in nero è indicata l'area di affioramento della serie ofiolitica del Vallone delle Forciolline; 2 - Trias e complesso dei calcacisti mesozoici con ofiolti; 3 - Massiccio cristallino Dora-Maira; 4 - Zona di Aceglia; 5 - Confine italo-francese.

Il limite inferiore è invece assai più difficile da definire, poichè i metabasalti con strutture a pillow fanno passaggio ad una potente serie di metabasiti, che inizialmente mostrano evanescenti strutture di breccie basaltiche e quindi (ad E del Passo delle Sagnette) si laminano progressivamente acquistando una evidente

tessitura listata con alternanza di livelli glaucofanici e zoisitici. Tali rocce (definibili petrograficamente come prasiniti listate), vengono a contatto, poco sopra i Piani dei Laghi di Viso, con calcescisti quarzoso-filladici con i quali appaiono ripetutamente ripiegate.

È molto probabile che la potente serie metabasaltica (compresa tra i gabbri, al tetto, ed i calcescisti filladici dei Piani dei Laghi di Viso, al letto) non sia in realtà continua, ma costituita dalle due serie dei metabasalti a pillow e delle prasiniti listate, separate da un contatto anormale. Questo limite tettonico sarebbe localizzato in corrispondenza al torrente delle Forciolline, ove è riconoscibile un allineamento discontinuo di rocce assai stirate, con vistosa blastesi albitica, riferibili al prodotto di estrema laminazione di rocce gabbriiche. Questa discontinuità sembrerebbe confermata anche dai differenti caratteri metamorfico-strutturali (metabasalti a pillow e prasiniti listate) esistenti ad E e ad W del torrente delle Forciolline.

In conclusione la serie ofiolitica affiorante sul versante destro del Vallone delle Forciolline risulta formata da una successione stratigrafica, in posizione rovesciata, costituita (dall'alto verso il basso stratigrafico) da:

- colate basaltiche, con locali strutture a pillow, tagliate da rari filoni basaltici;
- gabbri a grana grossa, tagliati da uno sciame di filoni basaltici

{	<ul style="list-style-type: none"> — con tessiture massicce (verso il tetto); — con strutture di layering magmatico e cumuliti oliviniche (verso il letto);
---	---
- sottile banda di ultramafiti, laminate e serpentinizzate.

2.1. *Le serpentiniti della banda terminale*

Questa fascia di serpentinite affiora con continuità lungo tutto il tetto della serie, da circa 500 m a SW del B.co Berardo (S di Rocce di Viso) fino alla cresta Ticino.

Essa è costituita ora da una banda unica ora da diverse bancate, di potenza metrica, alternanti con subordinati metagabbri. Nel suo insieme l'intera fascia può raggiungere la potenza di qualche decina di metri, ma in genere è inferiore ai 10 m ed in alcuni punti (es. a SW del B.co Berardo) si riduce ulteriormente per evidenti motivi tettonici.

L'alternanza di serpentiniti e metagabbri sembra essere, almeno in parte, di natura primaria: non di rado infatti i due tipi litologici appaiono tagliati da sottili (decimetrici) filoni ultrafemici completamente serpentinizzati (prob. originarie piro-seniti) o da filoni diabasici.

Le ultramafiti appaiono costituite da un'aggregato verde scuro di serpentino (rosso-brunastro sulla superficie alterata) nel quale si possono riconoscere delle pseudo-morfosi bastitiche, e localmente degli aggregati tondeggianti di talco. Un esame accurato di queste rocce mostra l'assenza di una tessitura orientata di tipo tettonico ed indica chiaramente una loro derivazione da peridotiti massicce, forse d'origine cumulitica.

2.2. I metagabbri

I metagabbri raggiungono la maggiore potenza (di ca. 500 m) a NW del Lago Grande delle Forciolline; essi sono caratterizzati dalla costante presenza di un ricco corteo di filoni basaltici prevalentemente isorientati.

Dal punto di vista tessiturale si possono distinguere all'interno della fascia gabbrica due parti: una superiore (verso le serpentiniti del tetto), nella quale sono localmente riconoscibili *strutture di layering magmatico* (Fig. 2), ed una inferiore con tessitura massiccia e grana eterogenea, ma prevalentemente grossolana.



Fig. 2. — Sequenza metaofiolitica del versante destro del Vallone delle Forciolline (Massiccio del Mon Viso). Layering magmatico che affiora, in posizione quasi verticale, a SW di cresta Ticino, nella parte geometricamente più elevata del complesso gabbrico: i livelli più scuri (al centro della fotografia) sono costituiti da originarie troctoliti con strutture di cumulo, che alternano con livelli decimetrici di clinopirosseniti, gabbri ed anortositi a grana ed indice di colore assai variabile. Quasi al bordo superiore della foto si riconosce un filone basaltico (potente circa 35-40 cm) che taglia circa ortogonalmente il layering dei gabbri.

Le strutture di layering non appaiono distribuite nell'intera parte superiore della massa gabbrica, ma vi compaiono in modo discontinuo, solo per qualche decina di metri di lunghezza e per alcuni metri di spessore. Le strutture meglio conservate sono state osservate sulle pareti E ed W di Cresta Ticino.

Il layering è costituito da un'alternanza (in genere da centrimetrica a decimetrica) di livelli con mineralogia e/o struttura differente. Il termine più interessante è rappresentato da troctoliti (o gabbri olivinici), completamente serpentinite,

nelle quali è ancora possibile riconoscere l'originaria struttura di cumulo. Le troctoliti sembrano rappresentare il livello basale delle sequenze con il layering; il contatto con i gabbri massicci appare in genere netto, anche se spesso complicato da piani di movimento tardivi con formazione di serpentinosisti.

Gli altri termini del layering sono costituiti da livelli di pirosseniti (in genere completamente serpentinizzate) e da una successione di livelli gabbri (da melagabbri a gabbri anortositici), che si distinguono anche per sensibili variazioni di grana, da fine a vistosamente pegmatitica. In questi termini del layering è in genere assai difficile riconoscere strutture di cumulo.

Nella parte inferiore (più potente) del complesso i *gabbri* mostrano il tipico aspetto ofiolitico (« eufotidi ») e non presentano strutture di layering magmatico. Si tratta di rocce a tessitura generalmente massiccia, talora con evidente *struttura ofitica*, nelle quali si hanno variazioni irregolari ed improvvise di grana con passaggi dal tipo prevalente a grana grossa fino a pegmatitica, a tipi a grana fine. Il plagioclasio appare sempre trasformato in un prodotto biancastro, irrisolvibile, mentre il clinopirosseno è quasi sempre conservato: solo localmente esso appare trasformato pseudomorficamente in un prodotto verde brillante di tipo smeragdatico (vedi poi).

2.3. *Metabasalti filoniani che tagliano i metagabbri*

Tutto il complesso gabbriaco è attraversato da un corteo di *filoni basaltici* subparalleli, che localmente divengono tanto numerosi da prevalere, volumetricamente, sulle plutoniti iniettate. Sulla parete S di Cresta Ticino tali filoni appaiono tagliare perpendicolarmente il layering magmatico (fig. 2).

Si tratta di filoni, talora multipli, con potenza variabile da pochi centimetri a qualche metro, che spesso includono brandelli del gabbro incassante; al contatto con i gabbri mostrano spesso evidenti bordi raffreddati. La loro struttura varia da africa a porfirica fino ad ofitica; quest'ultima è presente in genere nella porzione centrale dei filoni più potenti.

Nella massa gabbriaca l'intensità della deformazione varia in modo discontinuo da punto a punto, e non infrequenti sono le forme stirate o laminate: tuttavia le strutture primarie di gabbri e diabasi ed i loro rapporti, sono sempre riconoscibili.

2.4. *Metabasalti con livelli a pillow*

Verso il basso geometrico i gabbri si riducono progressivamente fino a scomparire: il loro posto viene preso dai filoni basaltici che, senza apparente soluzione di continuità passano dalla giacitura ipoabissale a quella effusiva. Questa coltre basaltica, potente alcune centinaia di metri, è inizialmente a struttura massiccia e solo successivamente presenta strutture a pillow o di brecce vulcaniche, in genere intensamente deformate, ma sempre ancora riconoscibili. Rari filoni diabasici tagliano anche questa coltre vulcanica.

I metadiabasi a tessitura massiccia, non mostrano in genere alcuna struttura particolare nè a grande nè a piccola scala e la loro descrizione è quindi rinviata all'esame microscopico.

I metabasalti con le strutture a pillow, segnalati per la prima volta da P. BEARTH (1967), costituiscono una banda apparentemente continua che può essere seguita lungo tutto il versante destro del Vallone delle Forciolline tra il Bivacco Berardo ed il Ghiacciaio di Viso. Le strutture meglio conservate si osservano a NW dei laghi delle Forciolline, alla base della parete rocciosa che costituisce il versante destro del vallone omonimo (Fig. 3).

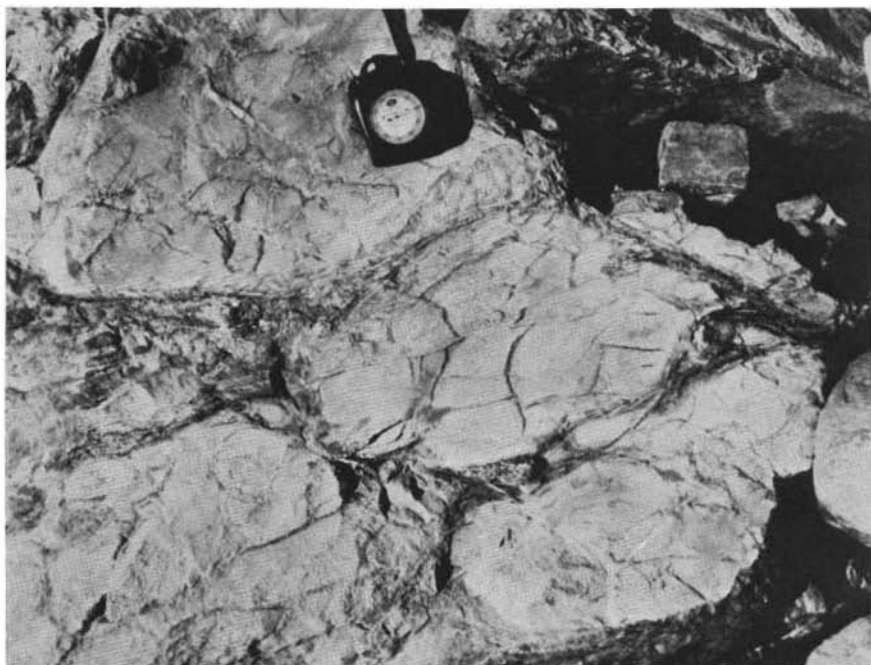


Fig. 3. — Sequenza metaofiolitica del versante destro del Vallone delle Forciolline (M. Viso). Metabasalti con strutture a pillow poco deformate, che affiorano ad W del lago grande delle Forciolline (q. 2807). I cuscini risultano chiaramente separati da una matrice più scura, caratterizzata dall'abbondanza di anfibolo attinolitico e granato ricco di almandino.

I pillows sono di dimensioni estremamente variabili, da pochi centimetri a circa mezzo metro, ed appaiono in genere vistosamente schiacciati ma sempre facilmente riconoscibili per il colore più scuro della matrice che li circonda. Se si esclude la locale presenza di relitti di una struttura porfirica stirata, nessun'altro motivo strutturale è stato finora osservato all'interno dei singoli cuscini o nella loro matrice.

3. Petrografia

3.1. *Le serpentiniti della banda terminale*

Le serpentiniti che costituiscono il tetto della serie ofiolitica al microscopio appaiono costituite da un feltro di serpentino ⁽³⁾ e magnetite (\pm talco), nel quale

(3) All'analisi roentgenografica il serpentino è risultato costituito di antigorite con clinocristallo subordinato.

solo localmente si riconoscono fantasmi « bastitici » ed aggregati tondeggianti di talco.

I granuli di magnetite, in genere distribuiti irregolarmente nella matrice serpentinoso, localmente appaiono allineati a costituire sottilissime bande che attraversano la roccia secondo direzioni preferenziali: questi allineamenti sembrano corrispondere ad antiche diaclasi lungo le quali iniziò il processo di serpentizzazione della peridotite. I blasti di serpentino bastitico (con dimensioni spesso maggiori di 5 mm) appaiono in genere deformati e contengono, oltre a rare lamine di talco, anche allineamenti regolari di granuli magnetitici, segregatisi lungo le sfaldature dell'originario pirosseno.

Il talco che in genere rappresenta solo un costituente accessorio, localmente costituisce (associato a subordinata magnetite e rara clorite) aggregati tondeggianti od ellissoidici (fino a 5 mm di diametro) di lepidoblasti con grana decrescente dal centro delle plaghe verso la periferia. Le lamelle più grosse, che raggiungono dimensioni di alcune centinaia di microns di lunghezza, mostrano sovente un complesso sistema di kink-bands, che testimoniano l'intensità delle deformazioni subite.

3.2. *Il complesso dei metagabbri*

3.2.1. *Le cumuliti serpentizzate del layering*

A differenza di quelle terminali *le serpentine presenti nel layering* dei gabbri contengono invece abbondanti strutture primarie, spesso perfettamente conservate nonostante la completa (e complessa) trasformazione metamorfica subita. Queste serpentine, assai compatte e riconoscibili in campagna per il colore verde scurissimo quasi nero, mostrano infatti già macroscopicamente una evidente struttura cumulitica, in cui si possono riconoscere individui millimetrici ovoidali di accumulo, ora immersi in una matrice di colore leggermente più chiaro, ora inclusi in cristalli piccolissimi di dimensioni centimetriche.

Al microscopio la struttura di cumulo risulta costituita da cristalli di olivina (completamente serpentizzata) e da subordinato spinello inclusi ora in oikocristalli di clinopirosseno uralizzato (Fig. 4) ora in una matrice cloritica derivante molto probabilmente da plagioclasio (Fig. 5).

L'olivina (che rappresenta talora fino al 90 % del materiale di cumulo ed oltre il 60-70 % della roccia) mostra in genere abito euedrale leggermente arrotondato, con dimensioni medie comprese tra 0,5 e 1 mm. Localmente, tuttavia, si osservano brusche variazioni di grana e struttura con improvvisa comparsa di plaghe a grana grossa di tipo pegmatoide, in cui i cristalli di olivina mostrano un caratteristico abito scheletrico (cfr. le olivine arroisitiche di BEZZI & PICCARDO, 1971, p. 55). L'olivina è sempre trasformata in un aggregato con la tipica struttura a maglie di serpentino ⁽⁴⁾ + magnetite ± tremolite.

Lo spinello di cumulo costituisce granuli opachi, idiomorfi, con dimensioni comprese tra 50 e 150 μm , cioè sensibilmente inferiori a quelle delle olivine. È

(4) Il serpentino è risultato all'analisi roentgenografica prevalentemente di tipo antigoritico con clinocristallo subordinato.

in genere presente nella roccia in poche unità per cento, ma in alcuni punti può rappresentare anche il 30 % della frazione di cumulo. Si tratta probabilmente di ferrite derivata da originaria cromite.

Assai raramente sono conservati relitti dell'originario *clinopirosseno magmatico* ($2V_{\gamma} = 60^{\circ}$; $c\gamma = 40^{\circ}$); esso è di norma trasformato in un aggregato isoorientato di tremolite (\pm antigorite), nel quale spesso sono ancora riconoscibili i piani di sfaldatura (generalmente deformati) dell'originario pirosseno, marcati da allineamenti di minuti granuli magnetitici (Fig. 4). L'uralite tremolitica spesso si sviluppa anche oltre i confini dell'originario oikocristallo pirossenico, invadendo le pseudomorfose antigoritiche su olivina: gli originari contorni del clinopirosseno

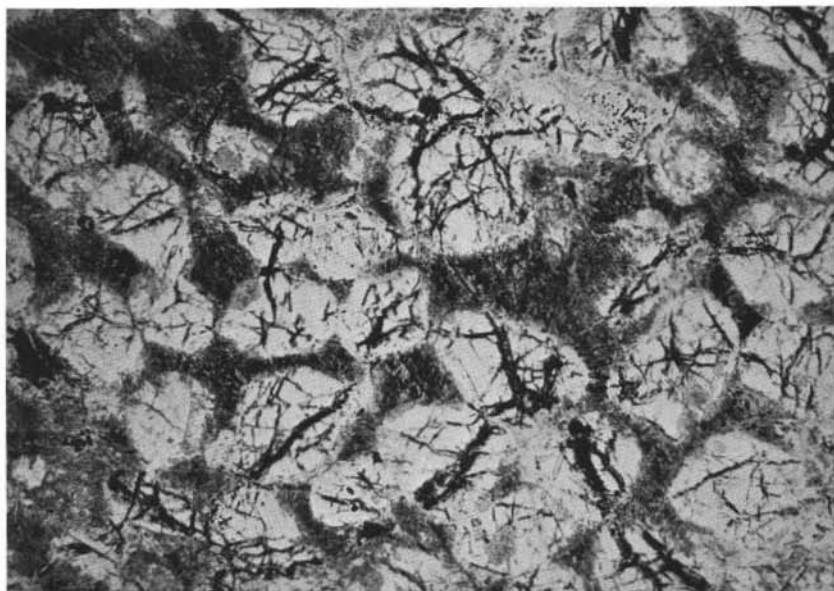


Fig. 4. — OF 118 - Serpentinite, a struttura cumulitica relitta, proveniente dal layering magmatico dei gabbri. Parete Est di Cresta Ticino. Individui euedrali leggermente arrotondati di olivina serpentinizata sono inclusi in un grosso cristallino pecilítico di originario clinopirosseno. Le olivine magmatiche, completamente serpentinizate, sono costituite da un feltro antigoritico con segregazioni magnetitiche, entro al quale sporadicamente si riconoscono blasti di tremolite incolore. Il clinopirosseno è sostituito da tremolite isorientata zeppa di inclusioni magnetitiche.

sono però sempre riconoscibili per la presenza nell'uralite di abbondanti granulazioni magnetitiche, molto scarse o assenti nella tremolite sviluppata al di fuori del clinopirosseno.

Le *plaghe cloritiche*, che costituiscono la restante porzione della roccia, sono formate da un feltro, pressochè monomineralico (se si escludono minuti e rari granuletti di titanite) di lamelle cloritiche con pleocroismo estremamente pallido,

segno ottico positivo e colori di interferenza grigi (Fig. 5). In genere si osserva un aumento di grana dal centro alla periferia delle plaghe, ove la clorite assume un pleocroismo più sensibile, segno ottico positivo e colori di interferenza anomali nel marrone: si passa probabilmente da termini essenzialmente magnesiferi nel nucleo a cloriti più ferrifere verso la periferia (cfr. TROEGER, 1969, p. 569).

Gli aggregati cloritici indicano chiaramente di aver sostituito un originario minerale di intercumulo, a struttura pecilitica o interstiziale, che poteva essere un ortopirosseno o un plagioclasio.

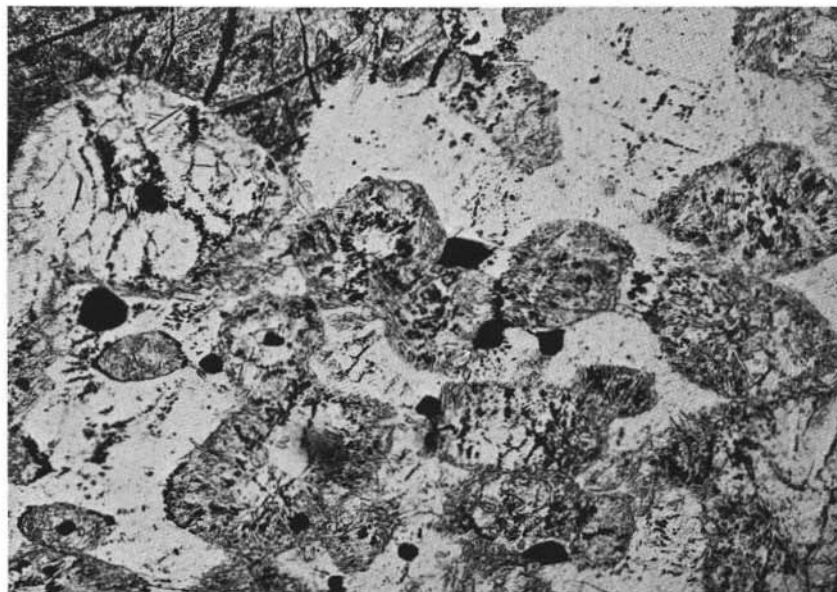


Fig. 5. — OF 91 - Serpentinite a struttura cumulitica relitta, proveniente dal layering magmatico conservato nei metagabbri. Parete Sud di Cresta Ticino. Cristalli euedrali di olivina serpentinizzata e subordinato spinello sono immersi in una matrice cloritica, che deriva molto probabilmente da originario plagioclasio. Le pseudomorfose sull'olivina serpentinizzata sono quasi completamente sostituite da un feltro di tremolite. Si noti nella parte in alto a sinistra della foto la porzione esterna di un cristallo pecilitico di clinopirosseno uralitizzato, entro al quale l'olivina mostra la tipica sostituzione di antigorite + magnetite, con scarso sviluppo di tremolite.

Noi riteniamo si trattasse di un *plagioclasio*, perchè nelle cumuliti troctolitiche, intercalate nei complessi gabbriici, questo minerale è assai frequente come fase di intercumulo e perchè l'ortopirosseno vi è molto raro ed appare solo come minerale di cumulo (BEZZI & PICCARDO, 1971; IRVINE & FINDLEY, 1972; PICCARDO & RICCIO, 1975).

La presenza di un originario plagioclasio calcico, consente inoltre di giustificare in queste serpentine la locale grande diffusione di tremolite, la quale, come visto, non si limita a uralitizzare il clinopirosseno, ma invade e sostituisce il serpentino delle pseudomorfose su olivina, in particolare dove queste sono incluse nelle plaghe cloritiche.

È infine da ricordare che lungo alcuni piani di movimento che tagliano le serpentinite è stato anche trovato del *talco*.

In conclusione, è quindi possibile affermare che le serpentinite a struttura cumulitica, intercalate nel layering dei metagabbri, erano in origine delle troctoliti (o dei gabbri olivinici), costituite da olivina e cromite di cumulo, cementati da clinopirosseno e plagioclasio d'intercumulo.

3.2.2. I metagabbri

L'esame microscopico dei gabbri conferma trattarsi di rocce a struttura generalmente ofitica, caratterizzate dall'associazione primaria clinopirosseno + plagioclasio + un minerale opaco accessorio.

Il *clinopirosseno* ($2V_{\gamma} = 55-60^{\circ}$; $c\gamma = 40-43^{\circ}$) è ancora presente in numerosi relitti, che mostrano segni di deformazioni meccaniche, quali kink-bands, strutture a subgranuli ed un finissimo parting secondo (100). Il suo prodotto più comune di trasformazione metamorfica è un'uralite, con sviluppo omoassiale di tremolite, che procede dalla periferia verso il centro dei cristalli.

Localmente il pirosseno si può trasformare (specie lungo le fratture) in un aggregato di clorite, otticamente positiva e con colori di interferenza grigi.

Un'altra trasformazione del clinopirosseno, assai caratteristica ma distribuita in modo irregolare sia alla scala dell'affioramento che alla scala del singolo cristallo, è quella in un prodotto di colore verde brillante, da tempo noto col nome di « *smaragdite* ». Al microscopio la smaragdite risulta costituita dall'intima associazione di un pirosseno sodico leggermente colorato in verde ⁽⁵⁾ e di un anfibolo incolore di tipo tremolitico. Sia l'omfacite che la tremolite appaiono in genere come monocristalli cresciuti omoassialmente sul pirosseno magmatico, del quale si conservano ancora rari relitti. Questo tipo di « *smaragdite* » risulta identica a quella descritta da P. BEARTH (1967), tra i prodotti di trasformazione del clinopirosseno dell'ormai famoso gabbro dell'Allalin.

Il plagioclasio è sempre completamente trasformato in zoisite (in genere β -zoisite \pm clinozoisite) che costituisce ora un compatto aggregato di colore bruciccia ora un feltro di cristalli idioblastici. Nelle pseudomorfofisi zoisitiche sono in genere anche presenti l'albite e, in quantità accessoria, granato, fengite e una clorite verde pallida.

In corrispondenza dell'originario contatto clinopirosseno-plagioclasio si ha lo sviluppo di un aggregato di *granati* microgranulari ⁽⁶⁾, che talora costituiscono un vero *orlo coronitico*. In qualche caso allineamenti di granati o granati a forma di bacchetta, si trovano anche inclusi nel clinopirosseno, chiaramente accresciuti lungo le sue tracce di sfaldatura o lungo linee di frattura. Localmente il granato si tra-

⁽⁵⁾ I caratteri fisici ($d_{221} = 2,970 \text{ \AA}$; $d = 2,901 \text{ \AA}$; $n_{\beta} = 1,679 \pm 0,003$) indicano trattarsi di una omfacite povera in giadeite (cfr. ESSENE & FYFE, 1967).

⁽⁶⁾ La composizione del granato, calcolata in base ai parametri fisici ($n_{Na} = 1,782 \pm 0,003 \text{ \AA}$; $a_0 = 11,637 \text{ \AA}$) è risultata essere: $Alm_{51} Gr_{37} Pyr_{12}$.

sforma in una clorite, quasi incolore, molto simile a quella che si sviluppa dal clinopirosseno.

Oltre ai due costituenti essenziali clinopirosseno e plagioclasio, nei gabbri sono in genere ancora riconoscibili i granuli accessori di un originario *minerale opaco*, molto probabilmente ilmenite, ora completamente trasformato in rutilo o in un aggregato di minerali ad alto rilievo, dal quale il rutilo è il costituente più abbondante.

I gabbri sono spesso attraversati da sottili vene millimetriche ora di colore rosa (costituite essenzialmente da clinozoisite e granato), ora di colore verde (costituite da attinoto + albite).

È infine assai importante ricordare che in un xenolite centimetrico di gabbro incluso in un filone basaltico, il clinopirosseno si trasforma, lungo le fratture ed alla periferia in omfacite (smaragdite) con orlo di glaucofane. Questo minerale, in origine assai più abbondante di quanto risulti da questo ritrovamento, è stato successivamente trasformato in un aggregato finissimo, irrisolvibile al microscopio, di anfibolo attinolitico ed albite.

3.2.3. *Metabasalti filoniani che tagliano i gabbri*

Al microscopio sono stati riconosciuti sia basalti africci, che porfirici, e tra questi sia tipi con massa di fondo a grana fine, che tipi con struttura ofitica.

I filoni più comuni sono quelli a struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio saussuritizzato. Accanto al plagioclasio si riconoscono talora pseudomorfo di clorite + tremolite, derivate probabilmente da fenocristalli di clinopirosseno, e più raramente cristalli di orneblenda bruna decolorata (⁷). Nei basalti con massa di fondo di tipo ofitico si riconoscono cristalli idiomorfi di plagioclasio saussuritizzato, cementati ora da individui pecilitici di clinopirosseno ora da orneblenda bruna decolorata, che può conservare al suo interno relitti di clinopirosseno. Tra gli accessori sono in genere riconoscibili individui allungati di un minerale opaco, molto probabilmente ilmenite.

Grazie alla locale conservazione dei relitti mineralogici e strutturali è possibile seguire le principali trasformazioni metamorfiche della paragenesi magmatica. Il *plagioclasio* è sempre trasformato in un aggregato di zoisite (\pm clinozoisite, di genesi chiaramente posteriore alla zoisite), cui si associano quantità variabili, ma sempre subordinate, di albite, mica bianca e granato. Il *clinopirosseno* appare in genere trasformato in un anfibolo incolore o debolmente colorato in verde, della serie tremolite-attinoto, al quale è spesso associato, in quantità subordinata, un *granato* microgranulare (⁸). Inoltre, come già visto, pseudomorfo di tremolite e clorite (in proporzioni tra loro assai variabili) \pm granato sono interpretabili come il prodotto di trasformazione di originari fenocristalli di clinopirosseno. L'orneblenda bruna mo-

(⁷) Entro ai filoni basaltici, che attraversano gabbri a struttura pegmatoide rinvenuti in blocchi morenici presso i laghi di S. Chiaffredo, STELLA (1895, p. 307) segnala di aver osservato, oltre a fenocristalli di feldspato saussurítico e di anfibolo, anche laminette di biotite alterata.

(⁸) Il granato ($n_{Na} = 1,787 \pm 0,003 \text{ \AA}$; $a_0 = 11,634 \text{ \AA}$) corrisponde ad un termine di composizione: $Alm_{90} Gr_{10} Pyr_0$.

stra una trasformazione metamorfica a più stadi, che inizia con un semplice processo di decolorazione e termina con la completa ricristallizzazione in un aggregato tremolitico. Il minerale opaco accessorio (probabile ilmenite) appare più o meno completamente trasformato in un finissimo aggregato di titanite.

È importante ricordare che nella massa di fondo di alcuni filoni si riconosce localmente un finissimo feltro bruniccio, irrisolvibile al microscopio, che molto probabilmente rappresenta il caratteristico prodotto di trasformazione del glaucofane, costituito da una simplectite di attinolute + albite; relitti di un glaucofane quasi incolore sono stati sinora osservati (come visto) solo in uno xenolite di gabbro, incluso in uno di tali filoni.

A causa della completa ricristallizzazione metamorfica della massa di fondo, i metabasalti filoniani generalmente appaiono al microscopio come dei *fels a grana fine* costituiti da un aggregato di zoisite (\pm clinozoisite) con subordinati tremolite, granato, clorite, albite, titanite \pm mica bianca.

3.3. *I metabasalti massicci con intercalazioni di colate con struttura a pillow*

I metabasalti con tessitura massiccia mostrano in genere una grana assai fine di tutti i costituenti, eccetto che dell'albite, spesso riconoscibile anche ad occhio nudo, come macchiette chiare millimetriche sulla matrice verdastra della roccia.

Al microscopio i metabasalti risultano costituiti da un aggregato di albite, clorite, clinozoisite/epidoto, attinolute, granato, titanite e talora carbonati. Nella massa di fondo spesso si riconosce, in quantità anche sensibili, la finissima simplectite di attinote + albite, che deriva dal glaucofane. Relitti di questo minerale, sono localmente conservati al nucleo dei nematoblasti attinolitici di maggiori dimensioni.

Per la diffusione dell'albite con abito ocellare e la presenza in proporzioni approssimativamente eguali dai tre costituenti caratteristici, clorite, attinote ed epidoto, gran parte dei metabasalti possono essere classificati come delle *prasiniti a granata e glaucofane* (cfr. NOVARESE, 1895).

Se si eccettua la presenza di aggregati zoisitici pseudomorfi su originari fenocristalli di plagioclasio, i metabasalti a pillows mostrano, all'interno dei cuscini, mineralogia e struttura molto simili a quelle dei tipi massicci. La matrice che cementa i pillows è invece caratterizzata da una struttura zonata, con andamento circa parallelo alla periferia dei cuscini, nella quale i costituenti sono in genere cristallizzati a grana maggiore. Normalmente una fascia ricca di attinote (verso il cuscino) è seguita da una zona a granato e clorite in grosse lamine, con clinozoisite e titanite subordinati; la parte centrale della matrice è costituita da abbondante granato, con subordinati attinote, clorite e mica bianca cementati da scarsa albite.

3.4. *Evoluzione metamorfica*

Lo studio petrografico ha messo in evidenza un quadro metamorfico complesso, ma uniforme su tutta la sequenza ofiolitica. Si tratta di un metamorfismo polifasico, nel quale si possono distinguere due eventi nettamente separati: il primo caratteriz-

zato da paragenesi di alta pressione e bassa temperatura, il secondo da associazioni mineralogiche tipiche della parte bassa della facies degli scisti verdi.

Al primo evento appartengono, oltre ad omfacite, glaucofane, rutilo e zoisite, anche il granato: almandini ricchi di grossularia e poveri di piropo sono infatti caratteristici, in tutto il mondo, dalle metabasiti in « facies eclogitica » associate agli scisti glaucofanici (eclogiti di tipo C di COLEMAN et al., 1965).

Il secondo evento è caratterizzato dalla destabilizzazione dei minerali precedenti, e dallo sviluppo di albite, clorite, anfibolo della serie tremolite-attinoto, epidoti monoclini della serie clinozoisite/pistacite e titanite.

Per l'assenza di minerali caratteristici risulta assai problematico inserire in questo quadro evolutivo le paragenesi osservate nelle serpentiniti: tuttavia, basandoci sull'unico elemento disponibile, cioè sulle relazioni strutturali serpentino-anfibolo, attribuiamo tentativamente l'antigorite al primo evento, la tremolite al secondo.

In conclusione, l'evoluzione metamorfica delle ofioliti del Vallone delle Forcioline nel massiccio del Mon Viso risulta coerente con quanto osservato in altre masse ofiolitiche della Zona Piemontese. In tutto questo settore un evento metamorfico con paragenesi eclogitiche che evolvono in quelle della facies degli scisti glaucofanici (*evento eoalpino*) è seguito ed in parte cancellato da un secondo evento metamorfico (*evento lepontino*) caratterizzato da associazioni metamorfiche della facies degli scisti verdi di basso grado (cfr. DAL PIAZ, 1974 b, con bibliografia).

4. Conclusioni

La serie affiorante del Massiccio del M. Viso, sul versante destro orografico del Vallone delle Forcioline, è costituita da una sequenza ofiolitica di serpentine, meta-gabbri con filoni diabasici e metabasalti a pillow, con rapporti primari conservati.

Le serpentine, di potenza assai modesta (al massimo poche decine di metri) costituiscono la base stratigrafica della sequenza, il cui limite è marcato da un importante contatto tettonico, individuato dall'allineamento di piccole lenti eclogitiche e brandelli di calcescisti filladici. Alle serpentine (di origine sicuramente non tettonica) seguono dei gabbri eufotidi (potenza max. ca. 500 m) che mostrano localmente (verso il basso stratigrafico, cioè verso le serpentine) un caratteristico layering magmatico con livelli di troctoliti cumulitiche, ora completamente serpentinite. Al complesso gabbriaco sono sempre associati dei filoni basaltici, talora così abbondanti da prevalere sulle plutoniti incassanti. Infine una coltre di metabasalti con livelli a pillow, potente circa 500 m, ricopre stratigraficamente i gabbri.

Ritrovamenti di metaofioliti con relitti di strutture magmatiche più o meno perfettamente conservate, non sono più un fatto eccezionale nelle Alpi occidentali; tuttavia sequenze di questo tipo con relazioni stratigrafiche tra i diversi termini sono estremamente scarse in tutto il dominio penninico, ed appaiono limitate alle parti più esterne della catena (per esempio Monginevro e Queyras) dove l'impronta tettonico-metamorfica alpina è stata meno intensa (cfr. DIETRICH et alii, 1974).

Strutture di cumulo magmatico in rocce metamorfiche identiche a quelle del M. Viso sono state segnalate solo recentemente da BEARTH et alii (1975) al Monte Palavas sullo spartiacque italo-francese dell'alta Val Pellice; in questa località « peridotiti a plagioclasio » (= troctoliti), con evidenti strutture di cumulo, costituiscono sottili intercalazioni lenticolari in una scaglia di tipici gabbri eufotide, riposanti su calcescisti. Benchè incompleta anche la serie del M. Palavas sembra giacere in posizione rovesciata, come indicano le intercalazioni peridotitiche dentro i gabbri, concentrate verso la cima della montagna (vedi schizzo geologico del M. Palavas di Fig. 1). L'intensità del metamorfismo è però differente nelle due serie, poichè al M. Palavas l'olivina è spesso conservata in relitti, ed il serpentino che ne deriva non è di tipo antigoritico (come al M. Viso) ma crisotilo.

Se si prescinde dal grado metamorfico, la sequenza ofiolitica riconosciuta nel M. Viso, corrisponde esattamente alle serie ofiolitiche liguri, che affiorano nell'Appennino settentrionale ad E della zona Sestri-Voltaggio, cioè a quelle ofioliti che appartengono alla zona liguride alpina e costituiscono il Massiccio del Bracco e di Val Graveglia (cfr. BEZZI & PICCARDO, 1971 e 1971 a; GALLI et alii, 1972; RICCIO & PICCARDO, 1976).

In Liguria le associazioni gabbro-peridotitiche con copertura basaltica vengono interpretate come lembi di crosta oceanica e sono considerate come il materiale che costituiva il fondo del mare al momento in cui iniziava la sedimentazione (BEZZI & PICCARDO, 1971 a; DECANDIA & ELTER, 1969, 1972; ABBATE et alii, 1972; GALLI et alii, 1972).

Nella serie del M. Viso i rapporti primari tra copertura sedimentaria ed ofioliti non sono più conservati: tuttavia rapporti di tipo stratigrafico tra calcescisti e termini (in particolare effusivi) della sequenza ofiolitica sono stati ampiamente documentati anche nelle Alpi occidentali (cfr. per es.: ELTER, 1971).

Il ritrovamento nel M. Viso di una sequenza ofiolitica, con rapporti primari conservati, analoga alle serie affioranti nella Liguria e nell'Appennino settentrionale conferma ulteriormente l'unitarietà genetica e strutturale delle ofioliti liguri ed alpine occidentali, che si sono deposte in uno stesso bacino ed hanno iniziato a differenziarsi solo al momento dell'orogenesi alpina, a causa di una diversa evoluzione metamorfico-strutturale (cfr. G. V. DAL PIAZ, 1974 a, con bibliografia).

BIBLIOGRAFIA

- BEARTH P. (1959) - *Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 39, 267-286.
- BEARTH P. (1962) - *Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 42, 127-138.
- BEARTH P. (1967) - *Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee*. Beitr. Geol. Karte Schweiz., N.F., 132, 1-130.
- BEARTH P. (1974) - *Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolithe der Westalpen*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 54, 385-397.

- BEARTH P., BOCQUET J., DAL PIAZ G. V., NERVO R., POLINO R. (1975) - *Structures de cumulat dans les ophiolites du Pelvas (Alpes franco-italiennes): Confirmation d'une origine océanique*. *Pétrologie*, 1, 237-242.
- BEZZI A. & PICCARDO G. B. (1971) - *Cumulus and skeletal olivine from ultramafic cumulates of the Ligurian ophiolites (Mattarana quarry, Bracco Massif, Italy)*. *Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova*, 78, 301-309.
- BEZZI A. & PICCARDO G. B. (1971 a) - *Structural features of the ligurian ophiolites: petrologic evidence for the « oceanic » floor of the Northern Apennines Geosyncline: a contribution to the problem of the alpine-type gabbro-peridotite association*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 10, 53-63.
- BORTOLAMI G. C. & DAL PIAZ G. V. (1970) - *Il substrato cristallino dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino) e alcune considerazioni sull'evoluzione paleogeografica della eugeosinclinale piemontese*. *Mem. Soc. It. Sc. Nat.*, 18, 125-169.
- COLEMAN R. G., LEE D. E., BEATTY L. B. & BRANNOCH W. W. (1965) - *Eclogites and eclogites: their differences and similarities*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 483-508.
- DAL PIAZ G. V. (1974 a) - *Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ofiolitique alpino-apenninique (1^{ère} partie: Considérations paléogéographiques)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, 437-468.
- DAL PIAZ G. V. (1974 b) - *Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ofiolitique alpino-apenninique (2^e partie)*. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 54, 399-424.
- DIETRICH V., VUAGNANT M. & BERTRAND J. (1974) - *Alpine metamorphism of mafic rocks*. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 54, 291-332.
- ESSENE E. J. & FYFE W. S. (1967) - *Omphacite in Californian metamorphic rocks*. *Contr. Miner. Petrol.*, 15, 1-23.
- FRANCHI S. (1895) - *Notizie sopra alcune metamorfose di eufotidi e diabasi nelle Alpi Occidentali*. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 26, 181-204.
- FRANCHI S. (1898) - *Sull'età mesozoica della zona delle Pietre Verdi nelle Alpi Occidentali*. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 29, 173-247 e 325-482.
- FRANCHI S. (1900) - *Sopra alcuni giacimenti di rocce giadeitiche nelle Alpi Occidentali e nell'Appennino ligure*. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 31, 119-158.
- 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. Min. Petr. Mitt.*, 54, 247-290.
- GALLI M., BEZZI A., PICCARDO G. B., CORTESOGNO L. & PEDEMONTE G. M. (1972) - *Le ofioliti dell'Appennino ligure: un frammento di crosta-mantello « oceanici » dell'antica Tetide*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 467-502.
- IRVINE T. N. & FINDLEY T. C. (1972) - *Alpine-type peridotite with particular reference to the Bay of Islands igneous complex*. *Canada Dept. Energy, Mines and Resources, Earth's Phys. Br. Pub.*, 42, 97-128.
- NOVARESE V. (1895) - *Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali*. *Boll. R. Com. Geol.*, 26, 164-181.
- PICCARDO G. B. & RICCIO L. (1976) - *Complessi ofiolitici dell'Isola di Terranova (Canada): litologia e stratigrafia. Correlazione con le ofioliti liguri*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 693-724.
- STELLA A. (1895) - *Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in Valle Varaita (Alpi Cozie)*. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 26, 283-313.
- STELLA A. (1896) - *Sul rilevamento geologico eseguito in Valle Po (Alpi Cozie) nel 1895*. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 27, 268-296.
- TROGER W. E. (1969) - *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2*. Textband, Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.