Le brecce serpentinitiche giurassiche della Liguria orientale

Autor(en): **Cortesogno, Luciano / Galbiati, Benito / Principi, Gianfranco**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Archives des sciences [1948-1980]**

Band (Jahr): **33 (1980)**

Heft 1-3

PDF erstellt am: **05.06.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-739488

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

LE BRECCE SERPENTINITICHE GIURASSICHE DELLA LIGURIA ORIENTALE

PAR

Luciano CORTESOGNO, Benito GALBIATI, Gianfranco PRINCIPI

RIASSUNTO

Le brecce serpentinitiche che costituiscono la base delle sequenze vulcano-sedimentarie dei complessi ofiolitici liguri vengono distinte in:

a) Breccia di Levanto, sviluppata lungo superfici tettoniche che, evidenziatesi attraverso processi di deformazione e fratturazione durante la risalita di masse serpentinitiche, giungono ad affiorare sul fondo del bacino oceanico.

b) Breccia di Framura, originata da un rimaneggiamento sedimentario relativamente modesto delle serpentiniti brecciate esposte lungo pendii instabili. La Breccia di Framura si sovrappone frequentemente alla Breccia di Levanto e può avere rapporti eteropici con brecce ofiolitiche di differente composizione litologica.

L'evento tettonico da cui prende origine la Breccia di Levanto si sviluppa attraverso una successione di deformazioni che, inizialmente a carattere plastico sotto un regime di alte temperature, assumono gradualmente carattere rigido col diminuire della temperatura conseguente alla risalita verso la superficie.

Le prime fasi di deformazione, che precedono l'intrusione dei dicchi basaltici, sono accompagnate da sviluppo di paragenesi riferibili alla facies anfibolitica; le fasi finali danno luogo a fratture che raggiungono la superficie esterna e sono accompagnate da fenomenologie di tipo idrotermale.

I carbonati, che assieme a materiali clastici riempiono le fratture, sono in parte dovuti a deposizione chimica ed in parte a deposizione sedimentaria sotto forma di microsparite.

Alla Breccia di Framura si intercalano sottili livelli di sedimenti fini, talvolta di natura carbonatica, specie alla base dove anche la matrice è frequentemente carbonatica, più frequentemente arenacei e/o pelitici; i clasti comprendono, oltre a serpentiniti ed elementi di Breccia di Levanto, subordinati gabbri e basalti.

Analogamente ad altre brecce ofiolitiche coeve la Breccia di Framura è attraversata da filoni basaltici ed è localmente interessata da processi metamorfici che sviluppano nella matrice paragenesi riferibili alla facies degli Scisti Verdi.

ABSTRACT

The serpentinite breccias which lie below the volcano-sedimentary sequences of the Ligurian ophiolites are referred to:

a) Breccia di Levanto, *b*) Breccia di Framura.

The Breccia di Levanto is developed during the rising of serpentinite bodies; the serpentinites, deformed and fractured along tectonic surfaces, are finally exposed at the ocean floor.

The Breccia di Framura is the product of sedimentary deposition of clasts reworked from brecciated serpentinites.

The Breccia di Framura lies often on the Breccia di Levanto and can be heteropic with ophiolitic breccias of different lithologic composition.

The tectonic event in which the Breccia di Levanto is formed is characterized by various stages of deformation; the first stages, which precede the intrusion of basaltic dykes, are characterized by plastic deformations and the parageneses lie in the Amphibolite facies. In the next stages the temperature gradually decreases and finally fractures develop in which hydrothermal fluids circulate.

Carbonates filling fractures are partially from chemical deposition and partially have sedimentary character.

In the Breccia di Framura thin beds of carbonaceous or more frequently arenaceous or pelitic sediments are interlayered; this sedimentary breccia is cutted by basaltic dykes and locally the matrix is metamorphosed in Greenschist facies.

INTRODUZIONE

Le brecce serpentinitiche dei complessi ofiolitici della Liguria orientale sono state recentemente raggruppate in due entità principali aventi diverso significato genetico ed in genere differenti caratteri litostratigrafici: la Breccia di Levanto e la Breccia di Framura, membro quest'ultimo della Breccia di Bonassola (Cortesogno *et al.*, 1978).

Queste brecce, spesso simili per composizione e talora per aspetto, differiscono per il fatto che, mentre la prima si è originata a seguito della fratturazione ed eventuale trasformazione di masse serpentinitiche in situ, la seconda è dovuta all'accumulo di clasti prevalentemente serpentinitici soggetti a trasporto. Ne consegue che, mentre la Breccia di Levanto è strettamente localizzata al tetto delle masse serpentinitiche affioranti alla base delle sequenze vulcano-sedimentarie, la Breccia di Framura si situa nei livelli stratigrafici più bassi di queste sequenze, occupando posizioni più variate e potendo risultare eteropica con altri membri della Breccia di Bonassola.

CARATTERI PETROGRAFICI PRIMARI DEI MATERIALI ULTRAFEMICI COINVOLTI NELLA FORMAZIONE DELLE BRECCE SERPENTINITICHE

L'esame delle serpentiniti direttamente sottostanti alle brecce giurassiche, nonchè dei clasti delle brecce stesse, permette di riconoscere notevoli analogie strutturali e composizionali tra roccia in posto e clasti.

I caratteri primari di tali rocce sono riconoscibili, a causa della serpentinizzazione molto avanzata, soltanto dall'esame dei rapporti di pseudomorfosi. La composizione primaria di queste rocce ultrafemiche corrisponde più frequentemente, specie nel settore sud, a termini harzburgitici e lherzolitici; molto più raramente, nel settore nord e nella zona di M. Bianco, i processi di « oficalcitizzazione » interessano anche peridotiti plagioclasiche associate a duniti.

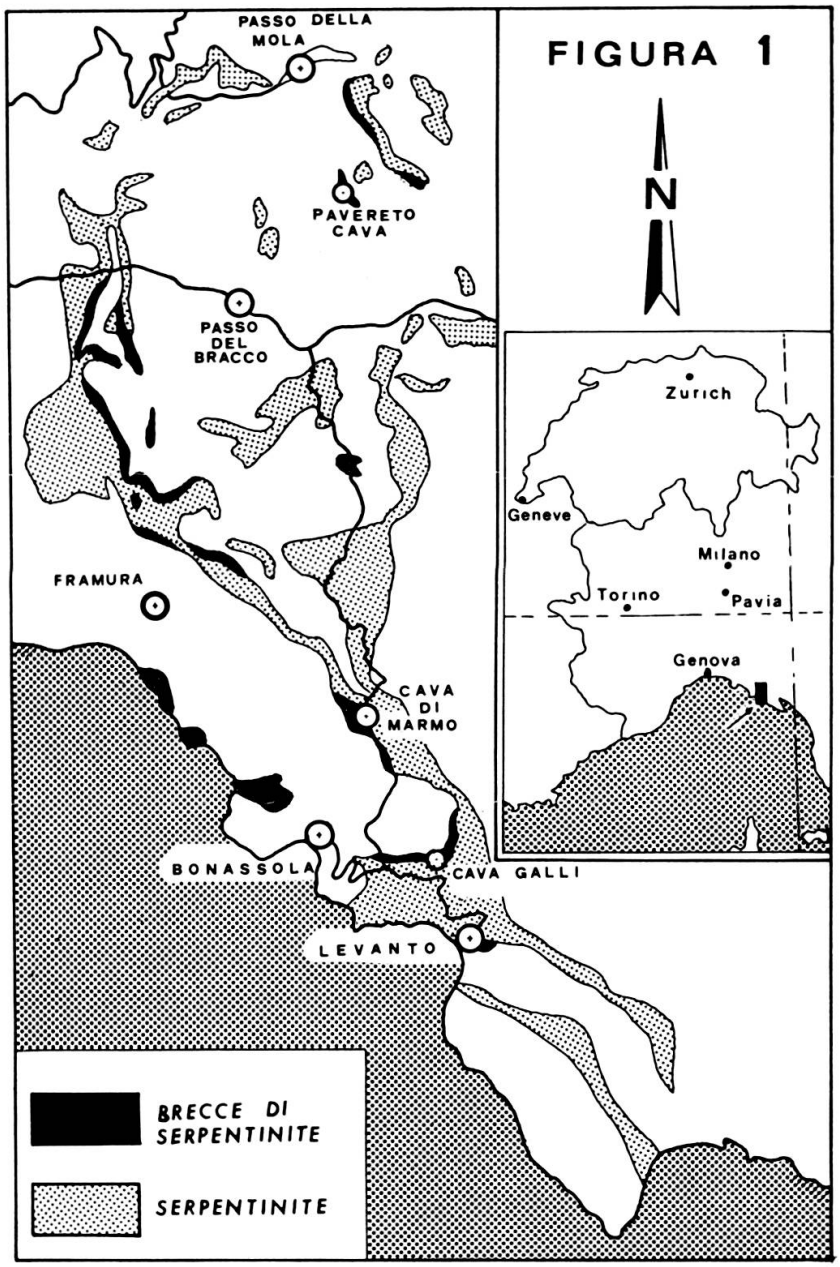


FIG. 1. — Distribuzione areale delle brecce serpentinitiche nell'area studiata.

I termini harzburgitici e lherzolitici, che sembrano strettamente associati da passaggi transizionali, mostrano anche frequenti variazioni composizionali, per lo più ad andamento stratiforme o lenticolare, con bande dunitiche, più o meno arricchite in spinello, e più raramente ortopirossenitiche. Sia nelle rocce « massicce » che nei clasti delle brecce le meso e microstrutture di queste rocce differiscono sensibilmente dalle strutture « tettonitiche » descritte da Nicolas *et al.* (1971) e ben evidenti nelle serpentiniti lherzolitiche delle Liguridi esterne per lo scarso sviluppo di tessiture orientate.

Le pseudomorfosi su olivina mostrano, quando riconoscibili, granuli di dimensioni da medie a grandi (0,5-5 mm) subidiomorfi ma talvolta anche con struttura « pavimentosa », più raramente individui di maggiori dimensioni includono granuli minori euedrali.

L'ortopirosseno, ben riconoscibile dalle pseudomorfosi (« bastite »), presenta generalmente individui sparsi, più raramente aggregati tra loro, grandi (2-5 mm) e per lo più irregolarmente lobati (branching-Rothstein, 1977) attorno a granuli di olivina. Spesso inoltre l'ortopirosseno include granuli euedrali di olivina o di spinello cromifero sia euedrale che in strutture di concrescimento con l'olivina e/o l'ortopirosseno stesso. Talvolta l'ortopirosseno si trova concentrato in sacche o bande a composizione di ortopirossenite in cui presenta spesso grana pegmatoide (fino a 3-5 cm), struttura subidiomorfa ed include generalmente piccoli granuli euedrali di olivina o spinello.

Plagioclasio (cloritizzato) e clinopirosseno, per lo più molto subordinati, risultano in genere interstiziali e possono includere piccoli granuli di olivina, ortopirosseno e spinello.

Occasionalmente una orneblenda a debole pleocroismo rosso-bruno forma orli di reazione attorno ai pirosseni. Lo spinello, di tipo cromifero, compare, con colorazioni molto variabili da bruno o rosso-bruno a verde, sia in granuli ben euedrali che includenti su granuli da euedrali ad anedrali di olivina.

Le peridotiti a plagioclasio sono sovente associate a duniti per lo più con spinello abbondante e più raramente a termini werlitici, mentre, anche per la loro relativa rarità nei termini collegati alla genesi delle brecce, cui è limitata la presente indagine, non sono state riconosciute chiare relazioni con i termini harzburgitici e lherzolitici.

In queste rocce è generalmente possibile riconoscere, oltre ad una granulometria piuttosto variabile, strutture idiomorfe di olivina con plagioclasio interstiziale, benchè si possano avere anche strutture di tipo crescumulite (Bezzi e Piccardo, 1971). Il clinopirosseno può comparire sia in « corone » attorno all'olivina che in grandi individui pecilitici. Los pinello cromifero è frequente sia disperso nel plagioclasio che in concentrazioni ad andamento planare o lenticolare. Più raramente compare orneblenda rosso-bruna di reazione tra olivina e plagioclasio od attorno a clinopirosseno.

LA SERPENTINIZZAZIONE DELLE ROCCE ULTRAFEMICHE

Il notevole grado di serpentinizzazione delle ultrabasiti nei complessi ofiolitici liguri ed i relativi caratteri sono ben noti da tempo (Galli *et al.*, 1972, con relativa letteratura).

E' tuttavia qui opportuno osservare come la serpentinizzazione sia localmente, ma con relativa frequenza, accompagnata da stress orientati che possono determinare una marcata isorientazione strutturale.

La deformazione, di cui è possibile riconoscere vari stadi di intensità, si sviluppa essenzialmente come effetto di microfratturazione lungo piani di scorrimento che interessano soprattutto l'olivina ma sono ben riconoscibili anche nell'ortopirosseno e nello spinello.

La microfratturazione, secondo piani paralleli, ma talvolta anche coniugati, guida lo sviluppo del serpentino, determinando, nel caso di deformazioni incipienti, strutture a maglie evidentemente anisotrope che, per deformazioni più intense, passano a strutture a « nastri » isorientati di serpentino alternati a fini aggregati di magnetite.

Sulle pseudomorfosi di ortopirosseno e sui granuli di spinello sono riconoscibili piani di taglio che danno luogo a scorrimenti più o meno marcati.

In qualche raro caso si può anche osservare lo sviluppo sin-postcinematico di tremolite a spese di pirosseni, orneblenda od anche plagioclasio.

Ulteriori fasi deformative con ricristallizzazione del serpentino secondo piani di clivaggio per microfratturazione o, molto più raramente, con riorientazione penetrativa di serpentino e magnetite, sembrano, almeno in parte, legate all'evoluzione orogenica.

LE INCLUSIONI BASICHE NELLE SERPENTINITI

Poichè la presenza di inclusi basici di natura sia gabbrica che basaltica risulta particolarmente significativa per la genesi delle brecce serpentinitiche, è opportuno evidenziare alcuni principali caratteri che tali inclusi presentano nelle serpentiniti da cui le brecce risultano derivare.

Gli inclusi gabbrici risultano di gran lunga i più frequenti: mentre nelle serpentiniti da peridotiti a plagioclasio essi si trovano per lo più regolarmente interstratificati alla roccia ultrabasica con passaggi spesso graduali, nelle serpentiniti harzburgitiche o lherzolitiche presentano aspetti più variati.

La giacitura può presentare aspetto filoniano od anche di ammassi più o meno lenticolari, la potenza può variare da pochi centimetri a qualche metro; può trattarsi di corpi isolati od anche localmente addensati, talvolta paralleli ma anche intersecantisi. Il contatto con la roccia incassante può essere talora netto ed intersecare strutture di quest'ultima evidenziando talora rigetti per lo più molto medesti; in altri casi, specie in corpi di maggiori dimensioni, il contatto risulta sfumato od addirittura graduale, accompagnato da zonature a composizione dunitica o pirossenitica e spesso caratterizzato da un aumento della grana fino a pegmatoide (5-10 cm) sia nel materiale gabbrico che nella roccia incassante. In tutti i casi non sono mai presenti margini raffreddati ed anzi è spesso possibile, anche nel caso di filoni con contatti netti, osservare granuli olivinici (serpentinizzati) della roccia ultrafemica accresciutisi in parte entro il filone con forme euedrali.

Composizione e strutture dei corpi basici inclusi nelle serpentiniti sono simili a quelli delle masse gabbriche maggiori; nelle serpentiniti da peridotiti plagioclasiche si hanno variazioni composizionali spesso regolari da troctoliti ad anortositi, mentre nelle serpentiniti harzburgitiche e lherzolitiche prevalgono composizioni a plagioclasio e pirosseno con percentuali molto variabili di olivina, spesso con brusche zonature di composizione simmetriche o meno rispetto alla giacitura.

Nella maggior parte dei casi gli inclusi gabbrici presentano paragenesi rodingitiche a carattere polifasico comprendenti idrogrossularia, diopside, prehnite, idrocrasio, pumpellyite e cloriti (Galli e Bezzi, 1969; Bezzi e Piccardo, 1970).

I filoni basaltici, pur essendo frequenti nella masse gabbriche, sono stati raramente segnalati entro le ultrabasiti (Cortesogno *et al.*, 1975; Bortolotti *et al.*, 1976; Galbiati *et al.*, 1976; Cortesogno e Haccard, 1979).

Nell'area esaminata i rari filoni basaltici presentano spessori modesti (pochi dm), grana fine e struttura microporfirica con evidenti strutture di raffreddamento ai bordi.

Analogamente a quanto già osservato per altre località dell'Appennino (Cortesogno *et al.*, 1975; Cortesogno e Haccard, 1979), i fenomeni di rodingitizzazione sembrano trascurabili sui filoni basaltici mentre si osserva generalmente la completa cloritizzazione dei plagioclasi accompagnata da sviluppo di titanite ed il clinopirosseno risulta in parte conservato. Assieme ad altri indizi questo fatto sembra indicare che l'intrusione dei basalti è in genere posteriore od al massimo penecontemporanea ai processi di serpentinizzazione.

CARATTERI PETROGRAFICI DELLA BRECCIA DI LEVANTO

La Breccia di Levanto (Cortesogno *et al.*, 1978) costituisce un livello stratigrafico localizzato al limite tra le serpentiniti e la sovrastante sequenza vulcano-sedimentaria.

Questa breccia è dovuta alla fratturazione tettonica delle porzioni sommitali della roccia serpentinitica. Entro tali fratture si instaurano processi idrotermali capaci di trasformare progressivamente la roccia circostante mentre vi si accumulano, con caratteri di deposizione gravitativa, frammenti di natura ofiolitica e detrito carbonatico; l'interazione di questi fenomeni, variamente sviluppati nelle diverse località, determina le peculiari caratteristiche della roccia e la sua notevole variabilità litologica.

La potenza della breccia, dovuta allo sviluppo spesso disomogeneo delle fratture, può variare da pochi centimetri fino a decine di metri; localmente singole fratture o fasci di fratture possono approfondirsi nella roccia massiccia ben oltre lo spessore medio della breccia.

La Breccia di Levanto ha la sua area-tipo nel settore sud-orientale del massiccio ofiolitico del Bracco, nell'entroterra di Bonassola (Fig. 1). I caratteri petrografici

qui riportati sono basati sullo studio dettagliato degli affioramenti localizzati tra Montaretto e Cave Galli, dove è meglio documentata la successione di eventi attraverso cui si può sviluppare questa breccia.

Tali eventi rappresentano il graduale evolversi di una fenomenologia sostanzialmente unitaria e non il succedersi di episodi separati: la separazione in fasi distinte costituisce soltanto un artificio descrittivo.

1) La prima fase deformativa riconoscibile (D_1) sviluppa nella serpentinite una foliazione (S_1) talora legata a rare e minute pieghe sinscistose (Fig. 2). Tale foliazione, localizzata su aree relativamente ristrette dove presenta carattere notevolmente penetrativo, è evidenziata dalla deformazione e rotazione dei pirosseni. In qualche caso la successiva serpentinizzazione non oblitera completamente strutture « mortar » o di microgranulazione dell'olivina. Una orneblenda bruna che raramente compare attorno ai pirosseni deformati sembra correlabile a questa fase.

I caratteri della deformazione sono particolarmente evidenti in presenza di inclusi gabbrici; questi acquisiscono infatti evidenti strutture occhiadino-listate e sono almeno in parte trasposti sulla foliazione (Fig. 3).

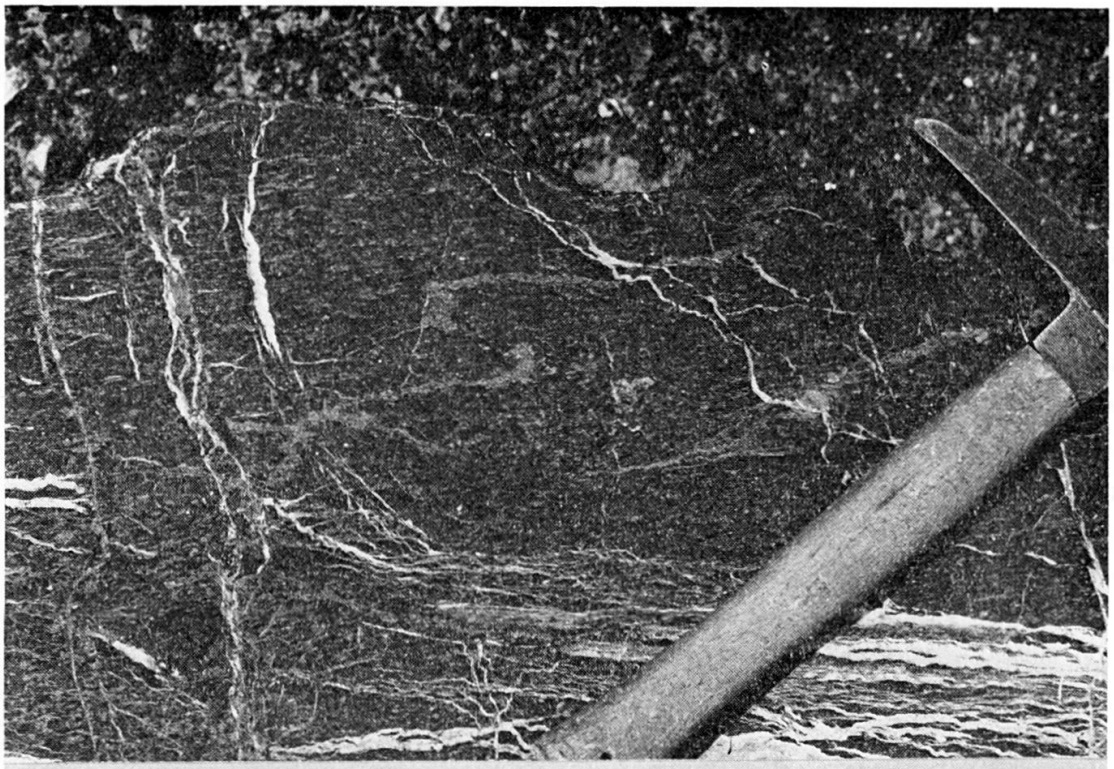
Plagioclasio, clinopirosseno ed olivina ricristallizzano più o meno completamente, assieme ad orneblenda bruna, con strutture granoblastiche e « mortar »; l'olivina è però verosimilmente almeno in parte trasformata in questa fase in aggregati di tremolite e talco per reazione col plagioclasio. Analogamente, al contatto tra roccia gabbrica e roccia ultrafemica incassante, si formano orli di reazione a tremolite e talco dello spessore di alcuni centimetri.

Sono evidenti le analogie con strutture e paragenesi descritte per metagabbri a metamorfismo « oceanico » di alta temperatura (Cortesogno *et al.*, 1975).

I rari filoni basaltici intrusi negli elementi serpentinitici della Breccia di Levanto non mostrano alcun indizio di aver subito le deformazioni plastiche e la ricristallizzazione metamorfica di HT che caratterizzano invece i filoni gabbrici presenti negli stessi affioramenti. Questi filoni conservano la loro struttura porfirica con microfenocristalli (1-2 mm) in mesostasi a grana fine e struttura fluidale; almeno in un caso tuttavia è stato osservato lo sviluppo pervasivo di orneblenda bruna a partire da microfratture trasversali al dicco.

Questi caratteri sembrano indicare che, ancora in analogia con quanto osservato nel caso di metagabbri di HT (Cortesogno *et al.*, 1975), i primi filoni basaltici si siano intrusi in tempi immediatamente successivi alla fase D_1, quando tuttavia perduravano condizioni di termicità relativamente elevata.

2) La S_1 viene ripiegata da una seconda fase deformativa (D_2) a carattere poco penetrativo. Le pieghe che ne risultano mostrano stili molto variabili; questo fatto è verosimilmente determinato in parte da variazioni di competenza in diverse sezioni della roccia, ma sembra dovuto anche al prolungarsi nel tempo di questa fase attraverso episodi iterativi a condizioni termodinamiche di grado decrescente.



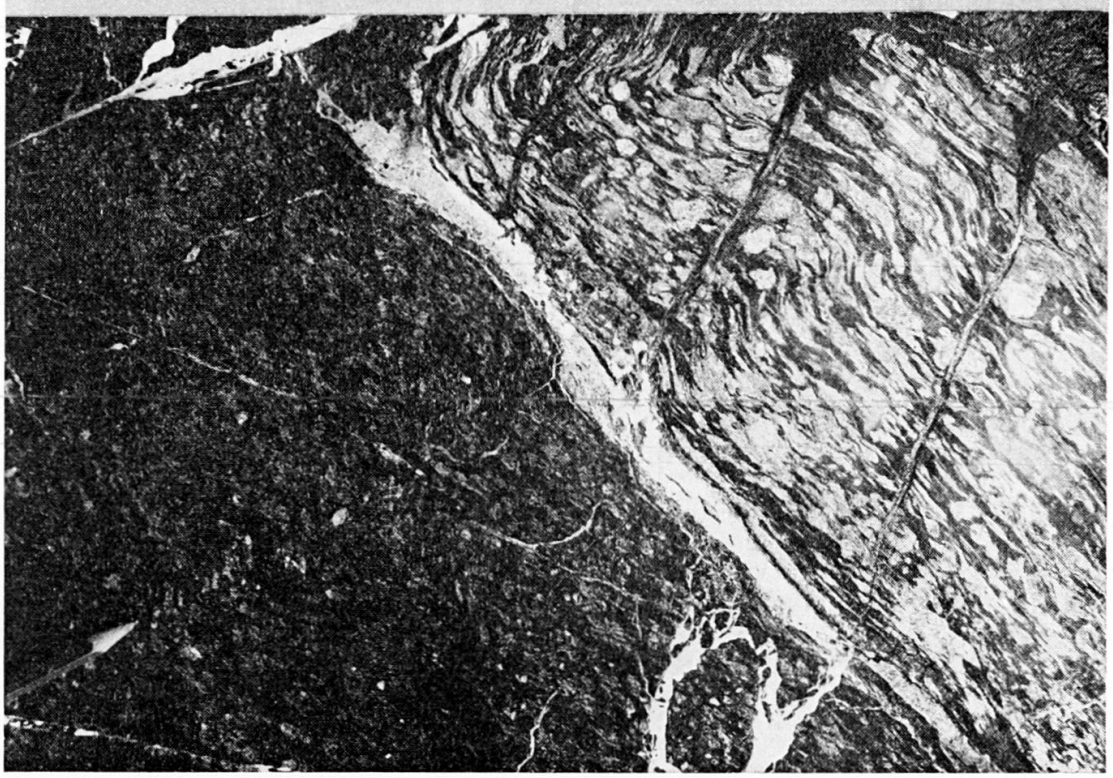


FIG. 2. — Scistosità (S_1) e pieghe isoclinali (D_1) nella roccia ultrafemica; si possono osservare fenomeni di rotazione degli ortopirosseni.
Breccia di Levanto, sud di Cava di Marmo.

FIG. 3. — Scistosità (S_1) sviluppata sia nella roccia ultrafemica che nel gabbro intercalato; la piega visibile in alto al centro è riferibile alla fase D_2; alla stessa fase appartiene anche la flessura indicata dalla matita.
Breccia di Levanto, Cava di Marmo.

Nella massa ultrafemica prevalgono pieghe ad ampio raggio di curvatura ma sono anche presenti pieghe di flessura con fianchi rettilinei (Kinking) (Fig. 3) che in qualche caso sembrano deformare le precedenti.

Al contatto tra roccia ultrafemica ed inclusi gabbrici si localizzano invece, specie lungo i più plastici orli di reazione a talco e tremolite, pieghe da centimetriche a decimetriche, spesso irregolari e con cerniere molto strette, che sembrano indicare movimenti di flusso. Soltanto al nucleo di alcune di queste pieghe la deformazione risulta penetrativa e sviluppa una debole foliazione dovuta prevalentemente a riorientazione dei minerali anfibolici.

Per contro il nucleo centrale degli inclusi gabbrici ed i filoni basaltici, relativamente rigidi, vengono scomposti in elementi elissoidali per boudinage e per fratturazione.

Questa fase deformativa è caratterizzata da una prima importante fase di serpentinizzazione della roccia ultrafemica prevalentemente secondo le strutture orientate (serpentino a « nastri ») precedentemente descritte.

Negli inclusi basici gabbrici o basaltici si osservano sostituzioni di orneblenda e clinopirosseno da parte di tremolite, clorite e titanite; il plagioclasio viene, probabilmente in questa fase, sostituito da clorite $\pm$ albite $\pm$ clinozoisite, ma generalmente mancano evidenze di importanti fenomeni di rodingitizzazione.

Inoltre questi inclusi, precedentemente smembrati, subiscono una cloritizzazione centripeta di tutte le fasi minerali precedenti ad eccezione, almeno in parte, della tremolite (ofisferiti).

Si può qui ricordare il caso meno frequente di ofisferiti sia di gabbro listato che di basalto che possono presentare la curiosa particolarità di mancare dell'orlo di reazione cloritico esterno, mentre sulla sezione dell'ofisferite si può osservare un anello interno molto netto interamente costituito da cloriti.

3) Le prime fasi di fratturazione sembrano intervenire sulle rocce ultrafemiche ormai in condizioni di avanzata serpentinizzazione (Abbate, 1969).

Gli episodi di fratturazione, che spesso riattivano precedenti fratture, si alternano a fasi di riempimento delle stesse da parte di *a)* frammenti clastici, *b)* fango calcareo, *c)* calcite spatica, più raramente dolomite, di deposizione chimica, *d)* minerali del gruppo delle saponiti.

Il fango calcareo ha struttura microsparitica o, molto più raramente, micritica; esso presenta spesso tessiture laminari, si accumula con strutture evidentemente geopetali entro le fratture e tra i clasti più grossolani. Si tratta di un sedimento clastico carbonatico, consistente in granuli di calcite spesso abbastanza classati, di dimensioni più frequentemente comprese tra 5 e 20 μm, in cui sono dispersi in quantità molto variabile clasti serpentinitici ma anche di pirosseno ed anfiboli.

All'interno di questi sedimenti detritici fini, che si presentano generalmente arrossati con varia intensità per la presenza di ematite finemente dispersa, sono ben

riconoscibili varie fasi di deposizione e, all'interno di ogni lamina così generata, una netta gradazione. Folk e McBride (1976) segnalano che localmente queste lamine sono: « tilted or draped over irregularities ».

Come i clasti serpentinitici immersi nella calcite spatica, anche quelli inclusi nella micrite subiscono talvolta fenomeni di parziale dissoluzione; in questo caso la struttura interna del granulo serpentinitico può essere pseudomorfosata dal carbonato. Talvolta si ha invece calcite con strutture di crescita attorno ai granuli e conseguente « pull a part » del sedimento clastico fine (Folk e McBride, 1976).

I clasti che, assieme alla micrite calcarea, penetrano nelle fratture beanti sia dalla superficie topografica sia staccandosi dalle pareti brecciate delle fratture stesse, sono costituiti da serpentinite, frammenti di breccia precedentemente formatisi e subordinatamente da gabbro e basalto. Si generano cosi filoni sedimentari larghi da pochi centimetri a pochi metri. Questi spessori sono ben lontani da quelli raggiunti da analoghi filoni ora completamente asportati dall'attività estrattiva in quanto costituiscono il materiale di maggior pregio commerciale (Galli e Togliatti, 1965).

In generale nelle prime fasi di fratturazione il materiale detritico fine è scarso e prevale la calcite spatica, mentre in quelle successive la calcite spatica, che contiene spesso aggregati nodulari di saponiti, è confinata alla parte alta delle cavità non completamente riempite da materiali detritici.

I processi di arrossamento caratteristici della Breccia di Levanto sono dovuti all'ossidazione ad ematite della magnetite contenuta nella serpentinite. All'interno dei frammenti serpentinitici l'ossidazione procede centripetamente a partire dalle fratture; l'ematite liberata per parziale dissoluzione e carbonatazione di porzioni di serpentinite è all'origine dell'arrossamento della micrite, o, molto più raramente, della calcite spatica.

Nel settore settentrionale del massiccio del Bracco, ed ancor più lungo la fascia di serpentiniti che dal M. Arpesella si prolunga fino alla località « Il Baracchino » sulla via Aurelia, la Breccia di Levanto presenta soltanto localmente, negli affioramenti di maggior potenza, caratteristiche assimilabili a quelle descritte. Queste brecce, che presentano spessori generalmente modesti (per lo più 1-3 m), sono caratterizzate essenzialmente dalla sostituzione di tipo metasomatico del minerale serpentinoso prevalentemente da parte di carbonato di calcio.

Nel caso più estremo la Breccia di Levanto si presenta con l'aspetto di un banco di calcite spatica arrossata da abbondante ematite; esso è localizzato tra i soprastanti sedimenti — in generale sottili livelli di diaspro, ma talvolta anche direttamente livelli calcarei appartenenti alle « Argille a Palombini » — e la sottostante serpentinite con cui mostra passaggi più o meno graduali ma più spesso un contatto brusco.

All'interno della massa calcitica, a grana per lo più molto grossolana, sono tuttavia quasi sempre ben riconoscibili tracce della struttura a maglie, o più spesso a « nastri », della roccia serpentinitica. Queste strutture, che risultano soprattutto dalla sostituzione di ematite ($\pm$ andradite) su magnetite, mantengono spesso la

continuità con le strutture di eventuali relitti di roccia serpentinosa. Sono inoltre frequenti granuli di spinello cromifero ben conservato e relitti di pirosseno parzialmente cloritizzato. Anche i relitti serpentinosi tendono ad essere sostituiti da cloriti.

In rocce meno completamente trasformate si può osservare la progressiva sostituzione del serpentino da parte dei carbonati che si esplica più spesso attraverso venule irregolari a calcite ed ematite che compenetrano la roccia. In qualche caso invece la sostituzione avviene a partire da « chiazze di calcite » apparentemente non collegate da microfratture, che tendono progressivamente ad espandersi.

Oltre a carbonato ed ematite si possono sviluppare clorite, talco, andradite in percentuali molto variabili.

In altri casi il processo di carbonatazione sembra preceduto, su limitate porzioni di roccia, da un trasformazione in talco + ematite + andradite ± clorite oppure da una sostituzione anche completa del serpentino da parte di quarzo con strutture perfettamente pseudomorfe accompagnata da trasformazione della magnetite in ematite; è evidente come entrambi i processi richiedano importanti mobilizzazioni di SiO_2.

Presso Cave Galli e sulle pendici di M. Bianco la Breccia di Levanto si presenta con una litofacies meno appariscente sul terreno ma che riveste analogo significato stratigrafico. Si presenta cioè come un reticolato di fratture avente nell'insieme uno spessore da alcuni centimetri a parecchi decimetri, che si diffondono nella serpentinite avvolgendo ed isolando elementi non brecciati di dimensioni anche di parecchi metri. Le fratture sono interamente riempite da clasti serpentinitici, generalmente da qualche millimetro a pochi centimetri, irregolarmente spigolosi e circondati da abbondante matrice di granato andraditico, clorite e serpentino.

CARATTERI PETROGRAFICI DELLA BRECCIA DI FRAMURA

Si tratta di brecce prevalentemente serpentinitiche con clasti rimaneggiati, grossolanamente arrotondati e poco classati; sono assai diffuse e tra le località più tipiche di affioramento si possono citare la stazione di Framura, le Cave Galli, i pressi di Masso, Case Boeno, M. Capra e M. Chiappozzo. Generalmente riposano su un substrato di serpentiniti, o di Breccia di Levanto, e sono più o meno direttamente ricoperte da effusioni basaltiche.

I rapporti di sovrapposizione della Breccia di Framura sulla Breccia di Levanto sono in particolare ben evidenti nella zona di Montaretto malgrado locali scollamenti per effetto tettonico.

Nei livelli inferiori possono essere presenti livelli di peliti arenacee con clasti serpentinosi in matrice ematitica e fillosilicatica, talvolta con radiolari. Nella breccia può essere riconoscibile una grossolana stratificazione, ben distinta quando siano presenti livelli classati a granulometria arenitica; questi mostrano gradazioni tessi-

turali normali o inverse, laminazioni sedimentarie e strutture di slumping, e sono accompagnati da ftaniti.

Spesso nelle brecce sono inclusi olistoliti di serpentinite aventi spessori di metri e lunghezza di decametri.

I clasti serpentinitici presentano i caratteri petrografici descritti per le serpentiniti del substrato; essi sono largamente preponderanti assieme a clasti della Breccia di Levanto, ma localmente sono presenti clasti sparsi od anche livelli a preponderanti clasti di gabbro o di dolerite che in qualche caso possono preludere a passaggi laterali eteropici ad altri membri della Breccia di Bonassola. I clasti di natura basica presentano fenomeni di cloritizzazione, che può essere completa per i clasti di dimensioni di pochi centimetri, ma nei clasti decimetrici costituisce quasi sempre un sottile orlo attorno ad un nucleo più o meno conservato (ofisferiti). I clasti di basalto sono frequentemente trasformati in aggregati di granato andraditico ± titanite ± clorite con strutture pseudomorfe.

Oltre a questi materiali più frequenti nella Breccia di Framura sono segnalati:

1) Clasti poco frequenti di metamorfiti basiche a foliazione evidente e paragenesi a plagioclasio + clinopirosseno + ortopirosseno (?) + olivina + orneblenda rosso-bruna + opachi. La struttura granoblastica a punti tripli di queste metamorfiti non sembra confrontabile con quella dei metagabbri di HT (Cortesogno *et al.*, 1978).

2) Clasti di serpentiniti silicizzate. Questi, già segnalati (Folk e McBride, 1978) e conosciuti anche nella Breccia di M. Rossola (Cortesogno e Oliveri, 1974), presentano strutture dovute a deformazioni in condizioni di temperature relativamente elevate precedenti la silicizzazione; i caratteri petrografici risultano analoghi a quelli precedentemente descritti per alcuni particolari aspetti della Breccia di Levanto e sviluppatisi sulla serpentinite lungo faglie di età giurassica (Cortesogno *et al.*, 1979).

3) Clasti di dimensioni fino a decimetriche costituiti da roccia serpentinitica mineralizzata a magnetite; la mineralizzazione precede la formazione del clasto stesso. La serpentinite, in cui possono riconoscersi rare pseudomorfosi su pirosseno con magnetite abbondante lungo le sfaldature, è parzialmente cloritizzata e la magnetite vi è diffusa sotto forma di individui euedrali o con strutture « scheletriche », addensati od aggregati fino a costituire una massa compatta che può costituire la quasi totalità del clasto.

La matrice della Breccia di Framura risulta di natura assai variabile. Specie nei livelli inferiori essa è più frequentemente carbonatica e può essere rappresentata sia da calcite spatica generalmente incolore che da microsparite spesso a colorazione rosso-bruna o grigia; talvolta sono riconoscibili strutture geopetali per parziale riempimento da parte di microsparite degli interstizi tra i clasti, analogamente a quanto descritto per le fratture della Breccia di Levanto. In qualche caso la microsparite può costituire livelli fino a decimetrici ed estesi per parecchi metri in cui

sono sparsi soltanto piccoli frammenti ofiolitici. Più raramente la matrice microsparitica può contenere od essere sostituita da concentrazioni di carbonati e silicati di manganese (Cortesogno *et al.*, 1979).

Fenomeni di dissoluzione e sostituzione dei clasti serpentinitici da parte di calcite spatica sono frequenti.

Generalmente verso i livelli superiori si assiste ad un progressivo impoverimento della frazione carbonatica nella matrice che è costituita da serpentino ± clorite in proporzioni variabili.

In gran parte degli affioramenti la matrice carbonatica e serpentinitica può trovarsi in equilibrio con paragenesi a clorite + talco ± tremolite ± granato andraditico ± magnetite ± ematite che possono in alcuni casi sostituire sia la matrice che gli stessi clasti serpentinitici.

Nei livelli arenacei oltre a clasti serpentinitici compaiono frammenti di clinopirosseno, orneblenda, apatite ed eccezionalmente rutilo e zircone; sono frequenti cloriti e tremolite (± epidoto?) di neo-formazione nella matrice o nei clasti.

Come in altre brecce (Cortesogno e Oliveri, 1974; Cortesogno *et al.*, 1975; Bortolotti *et al.*, 1976) sono stati localmente riconosciuti filoni basaltici intrusi nella Breccia di Framura; questi filoni risultano frequentemente scomposti, senza tuttavia modificare sensibilmente la propria giacitura, in elementi lenticolari con spesso orlo cloritizzato e nucleo conservato (ofisferiti).

CONSIDERAZIONI SULL'EVOLUZIONE PARAGENETICA

Come già osservato esistono notevoli analogie tra le trasformazioni che interessano le rocce gabbriche e quelle osservate nelle rocce ultrafemiche delle brecce.

La fase deformativa D_1 sembra portare nella roccia ultrafemica alla ricristallizzazione di paragenesi ad olivina + clinopirosseno + orneblenda; non risulta possibile seguire quanto avvenga al plagioclasio, peraltro scarso in queste rocce, mentre ortopirosseno e spinello sembrano subire la deformazione senza ricristallizzare.

Nelle rocce gabbriche, come negli inclusi a composizione gabbrica, corrisponde a questa fase la ricristallizzazione di plagioclasio + clinopirosseno + orneblenda; contemporaneamente l'olivina reagisce per dare tremolite ± talco. Analoga reazione si osserva, come espressione di un gradiente chimico, lungo il contatto tra rocce ultrafemiche ed inclusi gabbrici.

Tutte le paragenesi osservate possono essere considerate all'equilibrio per temperature comprese tra 500° e 650° C (Winkler, 1967; Evans e Trommsdorf, 1970).

Le trasformazioni successive, osservate nelle rocce ultrafemiche e nei relativi inclusi gabbrici rappresentano, analogamente e quanto osservato nelle rocce gabbriche, il succedersi di stadi di riequilibratura a temperature progressivamente

decrescenti, ma per lo più non ben discriminabili. Tuttavia la fase D_2 sembra soprattutto caratterizzata dalla progressiva serpentinizzazione delle rocce ultrafemiche, apparentemente in equilibrio, per adatte composizioni, con tremolite, mentre diviene instabile il talco, e dallo sviluppo di anfiboli attinolitici con clorite ed albite nelle rocce a composizione basica. Tali equilibri sembrano indicare temperature comprese tra i 450° ed i 300°C.

La successiva fratturazione porta allo sviluppo di associazioni a carbonati, ematite, clorite, saponite, talco, granato andraditico e quarzo che evidenziano un sistema aperto, caratterizzato da un regime idrotermale capace di operare scambi di materia anche imponenti.

SCHEMA CRONOLOGICO DEGLI AVVENIMENTI

Per chiarire il succedersi degli avvenimenti come lo si può ricostruire ricollegando i dati sin qui esposti, si propone il seguente quadro riassuntivo, in cui si tiene conto anche di quanto si conosce sul metamorfismo « oceanico » nelle ofioliti liguri, in relazione anche alla genesi di differenti tipi di brecce (Cortesogno *et al.*, 1975).

A) Gabbri e peridotiti sono interessati con analoghe modalità da una prima fase di deformazione che tende prevalentemente a localizzarsi su zone ben delimitate (faglie calde); queste possono risultare suscettibili di ulteriore evoluzione; soprattutto lungo tali zone relativamente ristrette si sviluppano con maggiore evidenza tessiture foliate e paragenesi metamorfiche di HT ($T \geqslant 500°$ C).

B) Il perdurare di tensioni porta nelle peridotiti, ormai in via di serpentinizzazione per la diminuzione delle temperature ($T < 500°$ C), ad ulteriori deformazioni che rivestono ancora carattere prevalentemente plastico, mentre nelle masse gabbriche sembrano corrispondere a questa fase soltanto fratture rigide. Anche le deformazioni appartenenti a questa fase, benchè più diffuse che nella fase precedente, risultano particolarmente evidenti in corrispondenza della Breccia di Levanto. Quasi contemporaneamente si verificano le prime intrusioni di dicchi basaltici, a testimonianza di un regime prevalentemente distensivo.

C) Si passa infine progressivamente ad un regime rigido che provoca la fratturazione della roccia. Nelle fratture si instaurano processi di tipo idrotermale ($T \leqslant 350°$ C) mentre la roccia raggiunge la superficie dove nelle fratture beanti possono instaurarsi episodi sedimentari (filoni sedimentari): Breccia di Levanto.

La serpentinite brecciata, esposta su pendii instabili corrispondenti a superfici tettoniche denudate, fornisce il materiale che, attraverso un rimaneggiamento sedimentario relativamente modesto, genera la Breccia di Framura. Le temperature

sono in questa fase generalmente basse ma possono rimanere localmente elevate in zone dove perduri una forte attività di tipo idrotermale.

D) Al di sopra delle brecce si depositano le prime importanti effusioni basaltiche mentre si succedono intrusioni di dicchi che attraversano le brecce od anche le stesse effusioni (Bortolotti *et al.*, 1976).

Localmente, in funzione di questo regime più evidentemente distensivo e forse per azione dei fluidi circolanti entro le brecce, si riscontrano fenomeni di risalita delle isoterme con processi metamorfici (tremolite, epidoti, talco, andradite) che interessano la matrice delle brecce e raggiungono in qualche caso la base delle colate laviche (Cortesogno *et al.*, 1975).

BIBLIOGRAFIA

ABBATE, E. (1969). Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levanto. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 63, 923-1014.

BEZZI, A., e G. PICCARDO (1970). Studi petrografici sulle formazioni ofiolitiche della Liguria. Riflessioni sulla genesi dei complessi ofiolitici in ambiente appenninico e alpino. *Rend S.I.M.P.*, 36, 1-42.

—— (1971). Cumulus and skeletal olivine from ultramafic cumulates of the Ligurian ophiolites. *Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova*, 78, 301-309.

BORTOLOTTI, V., L. CORTESOGNO, G. GIANELLI, G. PICCARDO e G. SERRI (1976). I filoni basaltici delle ofioliti dell'Appennino settentrionale e il loro significato nella formazione di un bacino oceanico ligure. *Ofioliti*, 1, 3, 331-364.

CORTESOGNO, L., B. GALBIATI, G. PRINCIPI e G. VENTURELLI (1978). Le brecce ofiolitiche della Liguria orientale: nuovi dati e discussione sui modelli paleogeografici. *Ofioliti*, 3, 2-3, 99-160.

CORTESOGNO, L., B. GALBIATI e G. PRINCIPI (1979). Guida all'escursione sulle brecce serpentinitiche del massiccio ofiolitico del Bracco (Appennino settentrionale). *Ofioliti*, in stampa.

CORTESOGNO, L., G. GIANELLI and G. PICCARDO (1975). Preorogenic metamorphic and tectonic evolution of the ophiolite mafic rocks (Northern Appennine and Tuscany). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 94, 291-321.

CORTESOGNO, L. et D. HACCARD (1979). Presentation des principales unités constitutives de la zone de Sestri-Voltaggio et leurs relations structurales. *Bull. Soc. Géol. fr.*, in stampa.

CORTESOGNO, L., G. LUCCHETTI e A. M. PENCO (1979). Le mineralizzazioni a manganese nei diaspri delle ofioliti liguri: mineralogia e genesi. *Rend. S.I.M.P.*, 35, 1, 151-197.

CORTESOGNO, L. e F. OLIVERI (1974). Fenomeni metamorfici di alta temperatura ed evoluzione polimetamorfica in ambiente « oceanico » e orogenico di diabasi, brecce e sedimenti associati, affioranti presso Framura (Liguria orientale). *Rend. S.I.M.P.*, 30, 931-959.

EVANS, B. W. and V. TROMMSDORFF (1970). Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: parageneses in the system $CaO-MgO-SiO_2-H_2O$. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 50, 481-492.

FOLK, F. L. and E. F. MCBRIDE (1976). Possible pedogenic origin of Ligurian ophicalcite: a mesozoic calchified serpentinite. *Geology*, 4, 327-332.

—— (1978). Radiolarites and their relation to subjacent " oceanic crust " in Liguria, Italy. *Journ. Sedim. Geol.*, 48, 4, p. 1069-1102.

GALBIATI, B., G. GIANELLI e G. PRINCIPI (1976). Nuovi dati sulle ofioliti del Bargonasco e tentativo di una loro ricostruzione paleogeografica. *Ofioliti*, 1, 3, 391-406.

GALLI, M. (1957). Il Rosso di Levanto. *Rend. Soc. Mineral. Ital.*, 13, 265-267.

—— (1964). Studi petrografici sulla formazione ofiolitica dell'Appennino ligure. Nota VI. Le ofisferiti della Riviera di Levante. *Per. Min.*, 33, 1, 149-163.

GALLI, M. e A. BEZZI (1969). Studi petrografici sulla formazione ofiolitica dell'Appennino ligure. Nota XI. Le rodingiti di Bargonasco e Bargone. *Rend. S.I.M.P.*, 25, 375-397.

GALLI, M., A. BEZZI, G. PICCARDO, L. CORTESOGNO e G. PEDEMONTE (1972). Le ofioliti dell'Appennino ligure: un frammento di crosta-mantello « oceanici » dell'antica Tetide. *66° Congr. Soc. Geol. Ital.*, 1-36.

GALLI, M. e V. TOGLIATTI (1965). Ricerche petrografiche sulla formazione ofiolitica dell'Appennino ligure. Il Rosso di Levanto- Nuovo contributo. *Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova*, 75, 359-381.

NICOLAS, A., J. L. BOUCHEZ, F. BOUDIER and J. C. MERCIER (1971). Textures, structures, and fabrics due to solid flow in some European lherzolites. *Tectonophysics*, 12, 55-86.

ROTHSTEIN, A. T. V. (1977). The distribution and origin of primary textures in the Lizard peridotite, Cornwall. *Proc. Geol. Ass.*, 88, 2, 93-115.

WINKLER, H. G. F. (1967). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.

Indirizzi degli autori :

L. Cortesogno
Istituto di Petrografia
Corso Europa
Università di Genova
16132 Genova
Italia

B. Galbiati
Istituto di Geologia
Strada Nuova 65
Università di Pavia
Italia

G. Principi
Centro di Studi per la Geologia dell'Appennino in rapporto alle Geosinclinali Mediterranee
via Lamarmora, 4
50121 Firenze
Italia