

LUCIANO CORTESOGNO, FRANCA OLIVERI

FENOMENI METAMORFICI DI ALTA TEMPERATURA  
ED EVOLUZIONE POLIMETAMORFICA  
IN AMBIENTE « OCEANICO » ED OROGENICO  
DI DIABASI, BRECCIE E SEDIMENTI ASSOCIATI,  
AFFIORANTI PRESSO FRAMURA (LIGURIA ORIENTALE) (\*)

RIASSUNTO. — Viene descritta una sequenza ofiolitica affiorante lungo la costa tra Framura e Bonassola (Levanto - Liguria Orientale), che rappresenta il fianco normale della sinclinale rovesciata Framura-Montaretto descritta da De-candia e Elter (1972).

Tale sequenza è rappresentata dal basso da:

- 1) diabase doleritico;
- 2) « Breccie del Monte Rossola » con associate arenarie ofiolitiche e diaspri;
- 3) diabasi in pillows.

Il diabase doleritico è interessato, nella parte alta, da una particolare fessurazione a blocchi sferoidali evidenziata da processi ossidativi tardivi.

Le Breccie del Monte Rossola, interessate da filoni diabasici, sono costituite in grande prevalenza da frammenti del diabase doleritico ed includono minori quantità di rocce intrusive femiche ed ultrafemiche e di rocce sedimentarie.

Le rocce intrusive sono interessate da processi metamorfici espliciti durante fasi successive e più antiche della deposizione delle breccie; si ha una prima parziale riequilibratura in condizioni di elevata termalità, con clinopirosseno, orneblenda bruna, plagioclasio calcico, ilmenite, magnetite, apatite. Queste paragenesi sfumano, attraverso fasi diaforetiche, verso condizioni di più bassa temperatura.

Successivamente processi di trasformazione in ambiente probabilmente superficiale, a temperature moderate, sono stati accompagnati da fenomeni metasomatici che, particolarmente intensi sulle rocce ultrabasiche, ne hanno completamente alterato il chimismo, portando a paragenesi costituite da quarzo ed ematite (list-veniti).

---

(\*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R. Istituto di Petrografia - Università di Genova.

Le breccie sembrano dovute ad accumulo di frana di materiali elaborati da processi tettonici, forse accompagnati da fenomeni esplosivi connessi ad una perdurante attività magmatica (filoni ed ialoclastiti).

Diaspri, scisti ftanitici ed arenarie ofiolitiche, talvolta con frammenti grossolani di rocce gabbroidi od ultrabasiche che presentano caratteri simili a quelle incluse nelle breccie, costituiscono una sottile sequenza stratificata che viene considerata probabilmente più antica delle breccie sottostanti e messa in posto in seguito ad un fenomeno di scivolamento gravitativo.

Diabase doleritico, breccie e sequenza sedimentaria stratificata sono stati interessati da processi di trasformazione di temperatura relativamente alta, connessi evidentemente ad un gradiente termico anormalmente elevato, che hanno portato allo sviluppo di una paragenesi ad orneblenda e plagioclasio calcico cui si associa localmente clinopirosseno.

Una rapida diminuzione della temperatura, dimostrata tra l'altro dalla zonatura degli anfiboli, porta ad uno sviluppo successivo di paragenesi paragonabili alla facies degli scisti verdi.

Le formazioni di paragenesi secondarie idrate è legata a processi di reazione con l'acqua circolante all'interno delle breccie; notevole è anche lo sviluppo di fasi carbonatate.

L'effusione dei diabasi in pillows risulta probabilmente posteriore agli eventi metamorfici sopra descritti; essi sono interessati soltanto, insieme alle rocce sottostanti, da processi di trasformazione più tardivi in condizioni di bassa temperatura di cui sono caratteristici soprattutto lo sviluppo di ematite, carbonati e cloriti.

Le condizioni genetiche ed evolutive delle rocce descritte sono discusse in relazione ad un possibile ambiente di dorsale oceanica.

Durante l'orogenesi alpina la sequenza ofiolitica ha subito un'ulteriore evoluzione metamorfica con lo sviluppo, molto intenso in questa zona, di paragenesi a pumpellyite, probabilmente collegato alle fasi di ripiegamento delle ofioliti.

Modeste rieristallizzazioni in prossimità di giunti di frattura sono avvenute durante fasi tardive di tipo distensivo.

**SUMMARY.** — The ophiolitic sequence outcropping along the Framura-Bonassola coast (Levanto, Eastern Liguria) is the normal limb of the Framura-Montarotto overturned syncline (Decandia e Elter 1972).

From the bottom to the top the sequence is:

- 1) dolerite;
- 2) ophiolitic breccias associated with ophiolitic sandstones and radiolarian cherts (Monte Rossola formation);
- 3) pillow-lavas.

The dolerite shows a peculiar spheroidal jointing in the upper part. The surface of the jointing is affected by late oxidation processes.

The ophiolitic breccias are mainly composed of dolerite fragments and include minor amounts of mafic and ultramafic intrusive rocks together with sedimentary rocks.

Diabase dykes crosscut the breccias.

The intrusive rocks were involved in multiphase metamorphic processes which occurred before the deposition of the breccias. An earlier, high temperature, metamorphic paragenesis (clinopyroxene, brown hornblende, plagioclase, ilmenite, magnetite, apatite) is followed by a gradual transition towards a lower temperature environment of the « greenschist facies ».

The ultrabasic rocks underwent metasomatic processes resulting in the almost complete substitution by quartz, haematite and minor carbonates (listvenites).

The breccias were formed by subaqueous sliding of material derived from tectonic processes probably associated with explosive phenomena related to an enduring magmatic activity (dykes and hyaloclastites).

The cherts, argillaceous cherts and ophiolitic sandstones, with minor coarse fragments of basic and ultrabasic rocks similar to the breccias inclusions, constitute a stratified sequence 1,5 meter thick.

This sequence is considered older than the underlying breccias and settled in place by gravitational gliding.

Dolerite, breccias and the stratified sedimentary sequence underwent high temperature metamorphism, obviously related to an abnormally high thermal gradient, with a resulting hornblende, plagioclase and clinopyroxene paragenesis.

Through a rapid temperature decrease, proved by the zoning of the amphiboles, a greenschist-like paragenesis developed.

The occurrence of hydrated phases is due to chemical reaction with water in the breccias; carbonate phases are common.

The extrusion of pillows-lavas followed the greenschist metamorphism: they were affected, together with the underlying rocks, only by a later low-temperature development of haematite, carbonates and chlorites.

The genesis and evolution conditions of the above rocks are discussed, related to a possible oceanic ridge environment.

Finally, metamorphic re-equilibration in low temperature, medium pressure conditions, affecting the whole ophiolitic sequence, is referred to the alpine orogenesis.

### Introduzione.

Segnalata molto recentemente nell'Appennino Ligure (Cortesogno e Pedemonte in Galli et al., 1972), la presenza di caratteri metamorfici di alta temperatura nelle rocce ofiolitiche, sta attualmente dimostrando una diffusione ed una importanza sempre maggiori nelle sequenze ofiolitiche dell'areale mediterraneo.

In particolare nell'Appennino settentrionale, questi fenomeni metamorfici, caratterizzati da associazioni ad orneblenda e/o clinopirosseno a composizione per lo più diopsidica, con un plagioclasio che, ove sia stato risparmiato da ulteriori trasformazioni, può contenere fino al 25-40% di anortite, risultano frequenti soprattutto in rocce gabbroidi.

Paragenesi metamorfiche di alta temperatura vengono riscontrate con particolare frequenza tra i costituenti di breccie ofiolitiche diverse: breccie del Monte Rossola (Bailey e McCallien 1960, Abbate 1969, Decandia e Elter 1972); breccie ad elementi di gabbro di Monte Zenone, Monte Pu, Rocchetta di Vara; breccia poligenica nei diabasi di Monte Pu; breccia di Monte Capra (Giannelli e Principi nota di prossima pubblicazione); breccie ofiolitiche della falda di Montenotte; etc. . Esse risultano altresì diffuse in gabbri massicci dove spesso la genesi dell'orneblenda sembra favorita da fratturazioni e fessurazioni attraverso cui si è potuto avere una maggiore diffusione dei volatili (Monte Lecco presso Voltaggio, Bonassola, etc.). Sono anche frequenti esempi di metamorfismo ad orneblenda accompagnato da intense deformazioni con acquisizione di tessitura foliata ed occhiadina talvolta con sviluppo di pieghe simili (Monte Groppi a nord del passo del Bracco, Bonassola, gabbri della zona Sestri-Voltaggio e della serie di Montenotte etc.).

Meno frequentemente facies metamorfiche ad orneblenda sono sviluppate su rocce ultrafemiche (Bonassola presso « La Francesca ») o su diabasi.

I caratteri di queste facies metamorfiche nelle rocce di natura gabbroide in diverse località dell'Appennino Settentrionale e di altre zone ofiolitiche sono attualmente allo studio presso il nostro Istituto.

In questo lavoro viene descritto un caso del tutto particolare e meno comune, in cui facies metamorfiche ad orneblenda e clinopiroseno si sono sviluppate a spese di rocce diabasiche, interessando anche la sovrastante copertura sedimentaria.

### **Situazione tettonica e rapporti stratigrafici.**

Lungo la costa da Framura a Bonassola (La Spezia), tra Anzo e Monte Brino, una estesa e potente colata di diabase in pillows costituisce il fianco inverso di una piega rovesciata con diaspri ed argilloscisti a palombini al nucleo (Decandia e Elter 1972).

Su un tratto di questa costa e più precisamente tra Punta dei Marmi e Punta di Monte Grosso, poco ad est di Rio Salice, affiora una sequenza che, nonostante i disturbi tettonici, può essere agevolmente ricostruita nei seguenti termini che si succedono dal basso verso l'alto:

1) diabase a grana grossa, che definiremo « doleritico », massiccio nella parte inferiore, dove immerge in mare, ma irregolarmente interessato verso l'alto da una particolare fessurazione ad elementi sferoidali od ellissoidali distribuita per uno spessore da 1 a 3 metri. La potenza del diabase doleritico misurabile sull'affioramento è di circa una decina di metri;

2) breccie ad elementi prevalentemente diabasici che includono quantità minori di rocce di diversa natura specie verso il lato nord-ovest dove raggiungono la potenza massima di circa 7-8 metri. A sud-est le breccie si assottigliano bruscamente fino a scomparire. La notevole variabilità dello spessore, più che conseguenza di disturbi tettonici, sembra riflettere caratteri primari della deposizione. Sul lato nord-ovest una lama allungata di diabase con caratteri filoniani penetra profondamente tra le breccie; ancora nella zona centrale affiorano tra le breccie masse allungate di diabase a fessurazione sferoidale, accompagnate da diabase compatto a grana medio fine e da più modeste manifestazioni filoniane;

3) sequenza sedimentaria, ben stratificata, fittamente ed irregolarmente ripiegata, costituita da materiali diasprigni ed arenacei per una potenza complessiva di circa 60-80 centimetri.

Arenarie e diaspri sono separati dalle breccie da una intercalazione cloritico-anfibolica di probabile origine piroclastica dello spessore da 15 a 30 centimetri. Mentre la sequenza sedimentaria, interrotta a nord-ovest da un locale scompaginamento tettonico, scompare bruscamente a sud-est dopo appena 3-4 metri, l'intercalazione cloritica si continua lungo tutto il contatto con i sovrastanti diabasi in pillows. Benchè si possano notare fenomeni di laminazione tettonica al contatto con questi ultimi, ciò non sembra spiegare la brusca scomparsa di arenarie e diaspri, assai più competenti del livello cloritico che risulta invece poco disturbato;

4) diabasi in pillows, con locale prevalenza di pillows-breccie. La potenza della colata, che sull'affioramento è direttamente misurabile solo per alcune decine di metri, risulta in realtà assai maggiore benchè non valutabile con precisione (fig. 1).

La sequenza descritta affiora in corrispondenza di una faglia sub-verticale di direzione NE-SW, e rigetto sconosciuto; il movimento ha portato ad un sollevamento relativo rispetto alle masse diabasiche della

costa verso Framura. Il piano di scorrimento è accompagnato da uno spessore di qualche metro di prodotti di frizione, con evidenti superfici di laminazione il cui esame conferma direzione e verso dello spostamento in senso verticale.



Fig. 1. — Particolare del contatto tra diabase doleritico (in basso a sinistra nella foto) e sovrastanti pillows-breccie. Nelle breccie sono sparsi alcuni pillows anche di notevoli dimensioni. Tra diabase doleritico e pillows-breccie è presente una intercalazione di materiali piroclastici.

Il settore nord-ovest dell'affioramento è interessato da una serie di litoclasti parallele alla faglia principale, ad intervalli da pochi decimetri fino a qualche metro e con rigetto di pochi centimetri. Queste litoclasti sono evidenziate dalla presenza, tra i giunti di frattura, di un materiale finissimo costituito da carbonati e fillosilicati, arrossato da ematite ed ossidi di ferro.

Altre piccole fratture, con rigetto verticale di pochi metri, hanno direzione leggermente obliqua rispetto alla faglia principale.

Le dislocazioni sopra descritte vanno riferite a movimenti tettonici tardivi, prevalentemente distensivi, posteriori alle fasi di ripiegamento ed al contemporaneo metamorfismo a pumpellyite.

### Descrizione petrografica.

#### A) *Diabase doleritico.*

La massa diabasica sottostante le breccie è costituita da una roccia omogenea di colorazione verde giallastra a grana ben visibile sul campione macroscopico, con plagioclasti idiomorfi, tabulari, molto allungati, di dimensioni fino a 3 millimetri, mediamente 1-2 millimetri. La struttura è tipicamente ofitica, con grandi clinopirosseni peecilite ( $2V\gamma = 54^\circ \pm 2^\circ$ ,  $\gamma \wedge C = 42^\circ \pm 1^\circ$ ), fino a 5-6 millimetri che possono includere diversi individui di plagioclasio.

Frequentemente si ha transizione ad una struttura intersertale con clinopirosseno, che può diventare percentualmente molto subordinato, interstiziale tra i plagioclasti, o, più raramente, sviluppare individui prismatici allungati fino a 1-2 millimetri. Non molto frequenti, ma diffusi, sono grandi cristalli porfirici di plagioclasio da 5-6 fino a 10-15 millimetri.

Aggregati pseudomorfici su olivina sostituiscono individui per lo più ben idiomorfi che in quantità molto variabili, fino a percentuali di oltre il 10-15%, possono essere inclusi nei fenocristalli di plagioclasio o nei clinopirosseni oppure isolati od anche addensati in piccoli aggruppamenti.

Con una certa frequenza si ritrovano negli spazi tra i plagioclasti idiomorfi strutture costituite da aggregati lamellari paralleli di plagioclasio separati da cristalli di clinopirosseno o, più frequentemente, da ilmenite, od anche ematite e titanite secondarie.

Il plagioclasio è costantemente trasformato in albite con quantità variabili ma sempre elevate di prodotti secondari tra cui cloriti, sericite, pumpellyite e calcite.

Anche il clinopirosseno può essere abbastanza frequentemente sostituito da aggregati di pumpellyite a marcata colorazione verde brillante, talvolta accompagnata da cloriti,

L'olivina è interamente sostituita da minerali secondari; talvolta serpentino con struttura a maglie, assai più frequentemente cloriti e pumpellyite, cui può associarsi titanite. In prossimità del contatto con le breccie si formano a spese dell'olivina aggregati di carbonati spesso in romboedri, circondati da reticoli di pumpellyite e talvolta da mine-

rali finemente lamellari non identificabili ma assai simili per l'aspetto ad iddingsite. In tale sostituzione sembrano essere intervenute due fasi distinte:

- serpentizzazione dell'olivina,
- sostituzione da parte dei carbonati del serpentino e riorganizzazione dei carbonati con neoformazione della pumpellyite.

Titanite ed ematite sono anche frequenti tra i minerali secondari.

Particolarmente in prossimità del contatto tra diabase e breccie si ha formazione, sia pure con distribuzione molto irregolare, di una orneblenda bruna che sviluppandosi prevalentemente a spese dei pirosseni può giungere a sostituirli interamente. In parte tuttavia anche i plagioclasii vengono interessati dalla trasformazione, ciò è messo in evidenza da strutture di reazione al bordo tra pirosseni parzialmente sostituiti e plagioclasii e dalla tendenza dell'orneblenda a diffondersi all'interno di questi ultimi.

L'orneblenda, in pseudomorfo sul pirosseno, forma invece piccoli individui idroblastici a spese dei plagioclasii; la colorazione è intensa ed il pleocroismo marcato ( $\alpha$ : incolore,  $\beta$ : bruno-giallo,  $\gamma$ : bruno-verde;  $\gamma \wedge C = 17^\circ \mp 1^\circ$ ;  $2V_\alpha = 75^\circ \mp 2^\circ$ ).

In queste zone l'olivina risulta sostituita da aggregati di anfiboli aciculari a composizione variabile da orneblenda bruna o verde ai bordi a tremolite più frequente al nucleo, accompagnati da cloriti.

In prossimità delle breccie il diabase presenta una netta fessurazione in blocchi grossolanamente sferoidali od ellissoidali; il diametro di questi blocchi varia da 30 cm ad oltre 1 m, la fessurazione si manifesta mediante superfici facilmente alterabili e disaggregabili, messe in evidenza da una particolare colorazione rossastra; internamente alle superfici di fessurazione si osservano due bande concentriche, la prima debolmente, la seconda intensamente arrossata, entrambe dello spessore di alcuni centimetri.

L'esame microscopico mostra una fine fratturazione dei costituenti della roccia in corrispondenza della fessurazione ed una completa alterazione dei minerali femieci, trasformati in aggregati di prodotti cloritici e carbonati.

Un esame delle zone arrossate permette di riconoscere un processo di ossidazione del ferro che viene lisciviato dalla fascia esterna e concentrato in quella più interna sotto forma di ematite finemente dispersa.

I processi di cloritizzazione e carbonatazione, che possono essere anche molto avanzati nelle parti più fessurate, risultano sempre posteriori alla formazione dell'orneblenda.

Nella zona orientale compaiono tra il diabase fessurato e le breccie, due piccole masse tondeggianti, del diametro di circa un metro e con caratteri petrografici particolari; il più grande di questi inclusi, a colorazione grigio-violacea, apparentemente omogeneo, risulta in realtà costituito da piccoli frammenti arrotondati di un diabase a grana medio-fine, a struttura intersertale, con rari fenocristalli di plagioclasio fino a 1-2 cm.

I singoli frammenti hanno dimensioni da 0,5 a 5 cm circa e sono circondati da un materiale più fine, che raggiunge uno spessore variabile da pochi decimi a qualche millimetro ed è costituito da plagioclassi e clinopirosseni, approssimativamente nelle stesse proporzioni dei frammenti, ma in piccoli granuli equigranulari ed equidimensionali, con struttura a mosaico.

Il contatto tra brandelli di roccia e matrice è netto e sovente marcato da un sottile orlo di minerali opachi.

Le strutture sembrano suggerire la cristallizzazione di un fuso tra frammenti di una roccia precedentemente frantumata.

La seconda massa inclusa presenta colorazione grigia e grana media, da 0,5 a 1 mm; la struttura è intersertale, con clinopirosseni interstiziali o prismatici allungati ed eccezionalmente, con piccole inclusioni di plagioclasio. Fenocristalli di plagioclasio anche superiori al centimetro sono frequenti, meno comuni fenocristalli di olivina (8-10 mm) sostituita da cloriti e tremolite. L'olivina è spesso interamente circondata da un sottile anello costituito da un unico individuo di clinopirosseno; i caratteri strutturali sembrano indicare che il clinopirosseno sia cristallizzato dal fuso attorno ai granuli olivini e non sia invece dovuto ad un processo di reazione con l'olivina.

#### B) *Breccie con inclusi (Breccie di Monte Rossola).*

Le breccie sono costituite in massima parte da elementi di roccia del tutto simile al sottostante diabase massiccio, in frammenti irregolari ma nettamente meno spigolosi di quelli che caratterizzano le breccie di pillows; le dimensioni dei frammenti variano da pochi millimetri ad oltre 15 cm, ma sono più frequentemente comprese tra 5 e 10 cm.

La matrice è costituita da frammenti della stessa natura dello scheletro, con scarsi carbonati secondari, cloriti e quarzo. Piccole cavità, di dimensioni fino a 1-2 mm sono tappezzate di pennina e riempite da calcite e quarzo.

Talvolta aggregati zonati di pumpellyite e clorite sembrano sostituire frammenti di natura ialoclastica.

La facile circolazione di fluidi all'interno delle breccie ha favorito le trasformazioni di bassa temperatura con sostituzione quasi completa dei femici da parte di pumpellyite, cloriti, titanite, carbonati, ematite.

La proporzione tra scheletro grossolano e matrice è estremamente variabile; si passa irregolarmente da zone grossolane a matrici scarse, a zone costituite esclusivamente da materiali fini.

Al contatto tra le breccie e il diabase sottostante sono sviluppati aggregati estesi, il cui spessore può localmente superare i 20 cm, costituiti prevalentemente da orneblenda bruna; questi aggregati, che sembrano sostituire completamente i materiali fini e che includono frammenti grossolani a loro volta profondamente trasformati, sono costituiti da individui, talvolta anche molto grandi (1-2 cm), di orneblenda, clinopirosseno e plagioclasio con strutture decussate, benchè si possa notare un certo grado di isoorientamento degli anfiboli secondo l'allungamento. Sono anche frequenti aggregati raggiati, del diametro anche di qualche centimetro, costituiti da grandi individui prismatici di orneblenda o, meno frequentemente, di clinopirosseno. L'anfibolo risulta molto frequentemente zonato, con nucleo di orneblenda bruna circondata da anfibolo verde-blu ed infine attinolite. Gli interstizi tra gli anfiboli od i pirosseni sono spesso occupati da carbonati. Questi aggregati raggiati sembrano dovuti a riempimento metasomatico di cavità presenti tra gli elementi della breccia.

Generalmente sia l'orneblenda che i clinopirosseni mostrano lungo i bordi sottili orlature semiopache « kelifitiche », costituite da aggregati, difficilmente risolvibili al microscopio, di anfiboli, carbonati e cloriti, per lo più disposti in fibre e lamelle perpendicolari alla superficie del cristallo.

I risultati dello studio mineralogico sull'orneblenda bruna vengono riportati in tavola I; l'analisi chimica <sup>(1)</sup> è stata effettuata su mi-

---

(<sup>1</sup>) Analista A. Mazzucotelli - Ist. Min. Petr. Univ. di Genova.

nerale separato mediante separatore magnetico isodinamico Franz e quindi raffinato manualmente. Si è raggiunto un grado di purezza superiore al 90% benchè non sia stato possibile separare l'orneblenda bruna dalle zonature di anfibolo verde-blu.

TAVOLA 1.

Numero di ioni in base di 24 (O,OH)				
SiO <sub>2</sub>	51,40	Si	7,456	
TiO <sub>2</sub>	2,27	Al	0,543	8,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,60	Al	0,243	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,70	Ti	0,247	
FeO	4,98	Fe <sup>+++</sup>	0,403	5,00
MnO	0,35	Mg	3,468	
MgO	16,04	Fe <sup>++</sup>	0,604	
CaO	10,82	Mn	0,043	
Na <sub>2</sub> O	3,53	Ca	1,682	2,00
K <sub>2</sub> O	0,77	Na	0,318	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,91	Na	0,674	0,82
F	nd	K	0,142	
		OH	0,88	
	99,37	F	—	

$a_0 = 9,91 \mp 0,01 \text{ \AA}$	$N_\alpha = 1,652 \mp 0,002$
$b_0 = 18,05 \mp 0,01 \text{ \AA}$	$N_\beta = 1,662 \mp 0,002$
$c_0 = 5,31 \mp 0,01 \text{ \AA}$	$N_\gamma = 1,668 \mp 0,002$
$\beta = 106^\circ, 50'$	$\Delta = 0,016$
	$2V_\alpha = 75^\circ \mp 2^\circ$
	$\gamma \wedge C = 17^\circ$
	$D = 3,1239$

Il clinopirosseno ( $\gamma \wedge C = 42^\circ \mp 1^\circ$ ,  $2V_\gamma = 54^\circ \mp 2^\circ$ ) sembra avvicinarsi ad una composizione diopsidica.

Il plagioclasio risulta completamente trasformato in albite e prodotti sericitici; sulla base dei raffronti con altre paragenesi simili in rocce ofiolitiche dell'Appennino, se ne può ipotizzare una composizione primaria di oligoclasio-andesina.

La calcite e le cloriti, localmente interstiziali tra gli anfiboli, sembrano coesistere con l'attinolute.

Sul lato nord-ovest sono inclusi tra le breccie brandelli di rocce diverse, con dimensioni variabili da 10-15 cm fino ad oltre un metro. In base ai caratteri petrografici possono essere raggruppati come segue:

1) rocce sedimentarie carbonatiche, da grigie a bruno rossastre per pigmentazione ematitica, con granuli di calcite spatica fortemente ricristallizzata, in granuli appiattiti ed iso-orientati. Il contenuto in quarzo è generalmente elevato, con quantità variabili di cloriti e cristalli aciculari di tremolite;

2) rocce sedimentarie silicee, rappresentate da scisti ftanitici e diaspri; gli scisti ftanitici hanno composizione quarzoso-cloritica e colorazione da debolmente rosata a rossastra per il contenuto variabile in ematite; la grana è finissima e sono presenti rari gusci di radiolari. Talvolta si hanno livelletti detritici in cui si riconoscono frammenti di pirosseno accompagnati da attinolite di neoformazione.

I diaspri presentano intensa colorazione da rosso mattone a rosso-bruno e sono spesso ricchi di radiolari assai ben conservati. Anche i diaspri presentano frequenti livelletti detritici in cui si sviluppano anfiboli di neoformazione;

3) « listveniti » (Ploshko 1965, Gianelli et al. 1972); sono qui indicate con questo termine metasomatiti derivate da sostituzione pressochè completa di rocce serpentinosi da parte di quarzo e carbonati; questi inclusi, talvolta di dimensioni anche superiori al metro, possono presentarsi macroscopicamente omogenei, compatti, a grana finissima e colorazione rosso vivo intenso, sulla quale spiccano per la tinta nerastra individui talora centimetrici di clinopirosseno bordato da orneblenda.

Più frequentemente tuttavia si presentano in masse rosso-mattone, in cui l'abbondanza di relitti di clino ed ortopirosseni, verdastrati per processi di cloritizzazione, mette in evidenza la tessitura propria delle rocce lherzolitiche.

In entrambi i litotipi è ben riconoscibile, al microscopio, una struttura a maglie in cui il serpentino risulta perfettamente pseudometa-morfosato da quarzo. Il nucleo delle maglie è costituito da elementi tondeggianti di quarzo, talvolta di carbonato, mentre nelle maglie il quarzo, che è accompagnato da abbondante ematite intergranulare, risulta perfettamente mimetico della struttura fibrosa del serpentino. In una fase successiva il quarzo può, a sua volta, essere localmente

sostituito da calcite, con parziale o completa distruzione delle strutture (fig. 1).

Gli ortopirosseni sono interamente sostituiti da cloriti. I clinopirosseni risultano solo parzialmente cloritizzati o sostituiti da carbonati ed i relitti sono spesso circondati da orneblenda bruna, per lo più scarsa, e da abbondante tremolite. In qualche caso, assieme all'orneblenda si hanno anche piccoli granoblasti di clinopirosseno generalmente abbastanza ben conservati.



Fig. 2. — « Listvenite »: la struttura a maglie del serpentino è sostituita da quarzo ed ematite; più tardive sono le vene di quarzo, carbonati e rara tremolite.

Solo polarizzatore. Ingrandimento lineare 10 x.

Sono diffusi, e talvolta abbondanti, grandi spinelli bruni, circondati da un orlo cloritico, talvolta parzialmente sostituiti da magnetite.

Questi inclusi sono attraversati da grosse fratture tardive rispetto alla formazione dell'orneblenda bruna, e riempite da calcite spatica e quarzo accanto ai quali si è sviluppato in concrescimenti fibrosi, fascicolati e raggianti un anfibolo tremolitico che presenta talvolta al nucleo frammenti di orneblenda bruna.

4) rocce di natura gabbroide che hanno subito parziali sostituzioni metasomatiche da parte di quarzo, sotto certi aspetti simili a quelle descritte per le listveniti.

Si tratta di inclusi generalmente di non grandi dimensioni, inferiori a 20-30 cm, che presentano grandi clinopirosseni, spesso superiori a 1-2 cm, generalmente deformati e fratturati, circondati da piccoli granoblasti di neoformazione, tra cui può essere presente orneblenda bruna, ed accompagnati da larghe bande di magnetite ed ilmenite, che, disposte secondo una grossolana foliazione, possono costituire anche il 20% della roccia totale. I plagioclasti, largamente sostituiti da prodotti secondari, sembrano invece aver costituito una percentuale relativamente poco elevata. Si hanno inoltre concentrazioni di apatite e titanite in grandi idioblasti.

I clinopirosseni, quando siano almeno in parte risparmiati da intense deformazioni, presentano finissime sfaldature 110 e 100 addensate al nucleo e sfaldature 001 più grossolane alla periferia, ed includono piccoli individui (circa 0,5-1 mm) idiomorfi di plagioclasio, sostituito da albite, quarzo, clorite, calcite e tremolite in proporzioni molto variabili; tra pirosseno e plagioclasio incluso è sempre presente un sottile orlo di reazione di orneblenda bruna.

Altre piccole inclusioni di forma pressochè sferica, costituite da quarzo e tremolite sembrano dovute a sostituzione di olivina.

All'interno dei clinopirosseni compare inoltre frequentemente un'orneblenda bruno-rossa, poco pleocroica, a bassa birifrangenza ed angolo di estinzione molto piccolo, con  $2V_a = 70 \mp 2$ ; non vi sono dati per stabilire se questa sia o meno connessa con la deformazione del pirosseno.

La trasformazione dei clinopirosseni è generalmente avanzata, in particolare, lungo i bordi, si ha neoformazione di un clinopirosseno secondario ( $\gamma \wedge C = 42^\circ \mp 1^\circ$ ,  $2V_\gamma = 54^\circ \mp 2^\circ$ ) in aggregati granoblastici cui talvolta si associa orneblenda bruna. Questi aggregati sono presenti anche nelle fratture del pirosseno primario.

Il pirosseno magmatico viene anche in parte sostituito da orneblenda bruna ( $\gamma \wedge C = 17^\circ \mp 1^\circ$ ,  $2V_a = 74^\circ \mp 2^\circ$ ), questa è a sua volta costantemente circondata da piccole quantità di anfibolo verde-blu intensamente colorato ( $\gamma \wedge C = 22^\circ - 24^\circ$ ,  $2V_a = 45^\circ \mp 2^\circ$ ) e da orli di attinolite in aggregati paralleli o fascicolari.

Anche gli aggregati di magnetite ed ilmenite presentano costantemente un orlo di orneblenda bruna (fig. 3).

I plagioclasti sono completamente trasformati e largamente interessati da sostituzioni metasomatiche da parte di calcite e quarzo con minori quantità di clinocloro, tremolite e porfiroblasti diablastici di epidoto ferrifero.

I caratteri strutturali mettono in evidenza la natura tardiva, rispetto alle paragenesi ad orneblenda, di queste sostituzioni del plagioclasio da parte di quarzo e calcite.

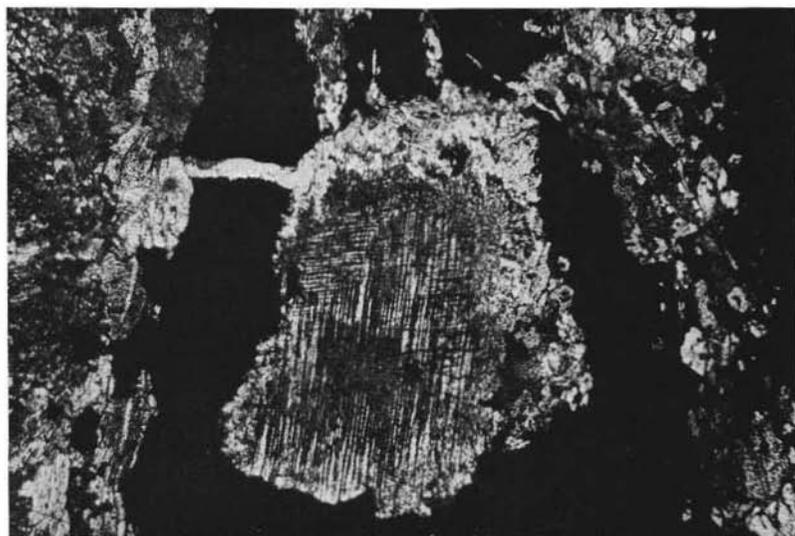


Fig. 3. — Metagabbro ad orneblenda incluso tra le breccie: al centro relictito di clinopirosseno circondato da orneblenda bruna e clinopirosseno di neoformazione, simili a quelli che, in aggregati a struttura decussata, costituiscono le due bande laterali. Il minerale opaco è rappresentato da magnetite e subordinata ilmenite.

Solo polarizzatore. Ingrandimento lineare 10 x.

All'estremità Nord le breccie sono attraversate da una lama diabasica di aspetto filoniano, dello spessore di circa 2 metri, compatta ed omogenea con grana mediamente attorno al millimetro, struttura intersertale e cloritizzazione avanzata, specie dei minerali femici.

Il contatto tra questa massa filoniana e le breccie è stato interessato da intensi fenomeni erosivi, tuttavia è possibile riconoscere bande frammentarie dello spessore di circa 30-40 cm che sembrano sviluppate lungo tale contatto.

Queste bande presentano una netta zonatura: la parte a contatto con le breccie, molto fine, a colorazione verde giallastra e la parte rivolta verso il filone, caratterizzata da grandi individui plagioclasici che le conferiscono una colorazione biancastra.

La prima è costituita da un metadiabase a grana finissima e struttura blastoofitica, solo talvolta ben riconoscibile, con rari piccoli fenocristalli di plagioclasio.

L'orneblenda bruna sostituisce completamente i minerali femici e parzialmente i plagioclasii, fino a sviluppare zone estese interamente costituite da aggregati idioblastici spesso raggiati. La parte rivolta verso il filone è costituita invece da grandi idioblasti di plagioclasio tozzi, con dimensioni massime fino a 3-5 mm, caratterizzati da frequente presenza di geminazioni complesse, completamente trasformati in albite e prodotti saussuriticci non identificabili. Tra i plagioclasii sono distribuiti aggregati interstiziali di orneblenda bruna e bruno-verde in piccoli cristalli prismatici, sovente zonati. Fanno spicco idioblasti di titanite di dimensioni fino a 3-4 mm. La roccia è interessata da processi di sostituzione da parte di carbonati a partire da numerose fratture.

Ancora nella zona centrale sporge tra le breccie una apofisi diabasica, talvolta con aspetto vagamente banchiforme a grana fine ( $\sim 0.5$  mm) con rari cristalli porfirici e facente transizione al più diffuso diabase a fessurazione sferoidale.

Al contatto con le breccie si inserisce un filoncello diabasico, abbastanza ben individualizzato, dallo spessore di circa 30-40 cm che giunge da un lato a contatto con le rocce della sequenza sedimentaria stratificata, mentre, dall'altro lato, attraversa il diabase a fessurazione sferoidale; qui subisce a sua volta una netta fessurazione perdendo ogni individualità.

La grana è molto fine, con rari cristalli porfirici (circa 1 mm), la struttura intersertale, con clinopirosseno interstiziale tra plagioclasii finemente appiattiti. Sono frequenti granuli idiomorfi di olivina cloritizzati. Tutto il filone è interessato dallo sviluppo di orneblenda bruna che, a bande e chiazze irregolari, sostituisce più o meno completamente il clinopirosseno conservandone in parte la struttura. Localmente tuttavia l'orneblenda sostituisce anche i plagioclasii fino a formare aggregati a struttura decussata o raggiata di individui fino a 1-2 mm (fig. 4).

Al contatto con le breccie, marcato da un netto fenomeno di « chilled margin », si sviluppano lenticelle amigdalari allungate fino

a 10-15 cm, con spessore di 1-2 cm, costituite da aggregati decussati di orneblenda bruna e grandi individui plagioclasici.

C) *Sequenza sedimentaria stratificata.*

Le breccie e, dove queste scompaiono, il diabase a fessurazione sferoidale, sono ricoperti da un livello continuo, costituito da un aggregato finissimo di pennina pressochè isotropa in cui sono sparsi irregolarmente abbondantissimi cristalloblasti aciculari di anfibolo attinolitico con dimensioni di pochi decimi di mm. Meno frequenti sono grandi individui attinolitici con nucleo di orneblenda e terminati da aggregati aciculari fascicolati.

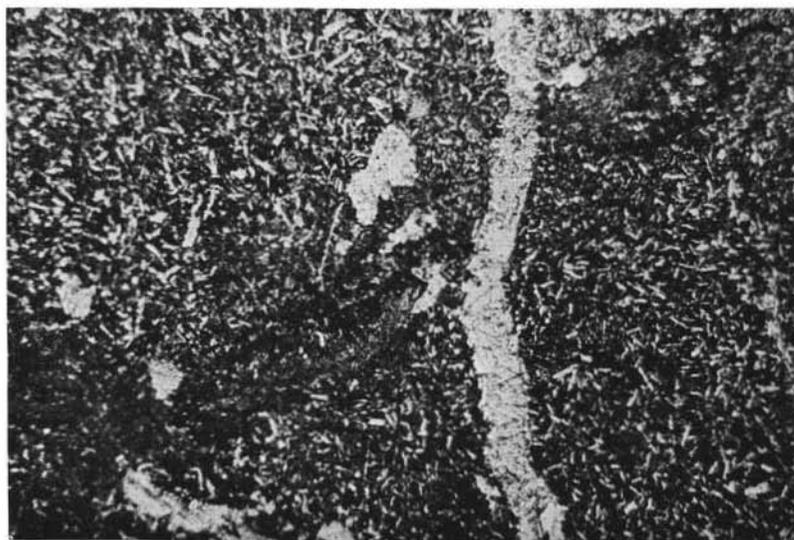


Fig. 4. — Filone diabasico a grana fine: dal basso a sinistra verso l'alto a destra banda ad orneblenda secondaria, successivamente tagliata da una vena a carbonati.

Solo polarizzatore. Ingrandimento lineare 12 x.

Sono abbondanti anche granuli ed aggregati scheletrici di minerali opachi. Piccole plaghe tondeggianti, costituite da pennina a birifrangenza anomala e cristalli di tremolite, sembrano sostituire elementi detritici.

Si tratta probabilmente di un livello di materiali ialoclastici ricristallizzati.

Banderelle a carattere prevalentemente arenaceo, intercalate nello scisto, sono costituite da granuli da 0.5 a 2-3 mm di clinopirosseno, per lo più parzialmente sostituito da anfiboli; vi sono inoltre presenti epidoto ferrifero e frammenti di roccia cloritizzata. Tra questo livello e le breccie diabasiche sono inserite numerose amigdale appiattite, con spessore fino a 0.5-1 cm, costituite prevalentemente da aggregati di orneblenda nettamente zonati. Per un'estensione di circa 3 o 4 m l'intercalazione cloritico-anfibolica è ricoperta, con un passaggio brusco, da un livello arenaceo della potenza di circa 15-20 cm che, dapprima a grana finissima, rossastro, fogliettato e finemente ripiegato, assume gradualmente una grana più grossolana, tessitura più compatta e colorazione grigiastra; è possibile riconoscerci intercalazioni a gradazione inversa. La granulometria varia da finissima fino a dimensioni attorno ai 5 mm.

Nella parte superiore di questo livello è presente una intercalazione che, per il diverso comportamento meccanico, appare ridotta ad elementi lenticolari allungati spesso separati per un fenomeno di « boudinage ».

Questa intercalazione ha carattere di breccia grossolana, ad elementi fino a 2-3 cm, spesso spigolosi, tra cui sono riconoscibili frammenti di diaspri, diabasi, serpentiniti, metagabbri ad orneblenda e probabili frammenti ialoclastici completamente cloritizzati.

I frammenti costituenti la breccia hanno subito notevoli processi di trasformazione, in particolare il plagioclasio ed il serpentino appaiono pressochè interamente sostituiti da quarzo e carbonati, i clinopirosseni sono interamente cloritizzati, mentre risultano ben conservati gli anfiboli.

La matrice della breccia è data da clorite e calcite con epidoto ferrifero e scarsa tremolite.

Si ha quindi uno scisto ftanitico dello spessore di circa 15 cm ricco in cloriti, sericite, ematite e carbonati, con frequenti livelletti arenacei ad albite, epidoti, cloriti e soprattutto anfiboli neoformati a spese dei granuli detritici. Lo scisto ftanitico passa ad un livello decisamente diasprigno, nettamente straterellato e vistosamente pieghettato, rosso mattone, a bande con fortissime concentrazioni di ematite; i gusci di radiolari sono abbondanti e sovente molto ben conservati.

Abbondanti anche i livelli detritici con pirosseni, plagioclasti, anfiboli, epidoti e frammenti di roccia più o meno eloritizzati. Mentre non è chiaro se l'epidoto debba considerarsi detritico o neogenico, la genesi in loco di almeno parte degli anfiboli ed in particolare della tremolite è messa in evidenza dai seguenti caratteri:

1) presenza di anfiboli che, disposti trasversalmente alla stratificazione, ne includono le finissime alternanze ritmiche di composizione dovute a banderelle ematitiche;

2) presenza di gusci di radiolari parzialmente inclusi od attraversati da attinolite;

3) sviluppo di singoli cristalli di attinolite a spese di più granuli detritici;

4) presenza di cristalli di attinolite che attraversano microfratture del diaspro ricementate da quarzo.

L'ultimo livello, della potenza di circa 25 cm, è uno scisto ftanitico rossastro estremamente ripiegato e, al contatto con i sovrastanti pillows-diabasi, scompaginato, in cui sono inclusi frammenti lenticolari di una roccia grossolanamente arenacea.

I frammenti risultano molto ricchi in epidoto ferrifero porfiroblastico e peciloblastico a contorni fortemente lobati, concresciuti con calcite spatica. Albite, sericite, cloriti, ed attinolite, spesso in plaghe, accompagnano e sostituiscono gli elementi detritici.

La roccia è attraversata da vene secondarie con quarzo ed attinolite di neoformazione.

#### D) *Diabasi in pillows.*

I pillows, spesso di dimensioni notevoli, con diametro frequentemente di oltre 150 cm con evidenti fratture radiali e concentriche, sono intercalati o sparsi in breccie di pillows ad elementi caratteristicamente angolosi, ricche di materiali variolitici a matrice cloritica con ematite molto abbondante.

Gli elementi diabasici mostrano la caratteristica struttura interstertale divergente, fino ad arborescente, costituita da plagioclasti in cristalli allungati con ematite, titanite e materiali semiopachi interstiziali, più raramente piccoli individui pirossenici.

Il plagioclasio risulta completamente albitizzato, accompagnato da cloriti e sericite, pumpellyite in vene e rari epidoti.

La generale ricristallizzazione metamorfica a pumpellyite è stata accompagnata da formazione di fratture di tensione che risultano distribuite prevalentemente nei diabasi massicci a causa del loro comportamento rigido e più rare negli altri litotipi.

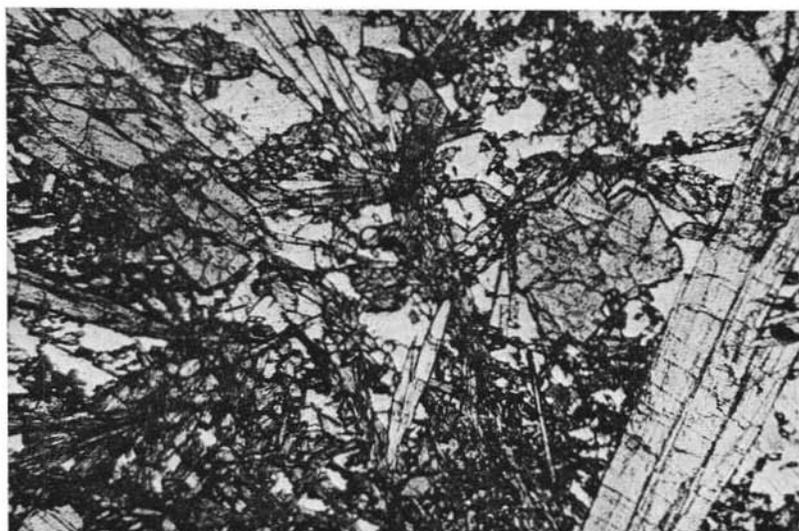


Fig. 5. — Concrezioni di orneblenda bruna e clinopirosseno nelle cavità della breccia, con carbonati interstiziali.  
Solo polarizzatore. Ingrandimento lineare 10 x.

Queste fratture, che testimoniano di una fase compressiva, sono generalmente estese per alcuni decimetri, con un distacco fino a 2-3 cm; a causa del conseguente richiamo dei fluidi, le fratture hanno costituito poli di convergenza di una spiccata, benchè spazialmente abbastanza limitata, migrazione metasomatica.

In conseguenza di ciò la roccia attorno alla frattura appare colorata in verde intenso per uno spessore di 10-15 cm e risulta costituita da un aggregato pressochè monomineralico di pumpellyite fortemente pleocroica in verde brillante che pseudomorfosa perfettamente le strutture primarie. La frattura risulta inoltre riempita da quarzo grano-

blastico, aggregati di granuli prismatici di pumpellyite e scarsa sericite. La presenza del quarzo sembra imputabile ad un eccesso di silice liberato durante la trasformazione dei plagioclasii.

### Discussione.

La giacitura rovesciata dei diabasi in cuscini lungo la costa verso Framura sembrerebbe suggerire, in prima ipotesi, una analoga posizione tettonica anche per la sequenza da noi esaminata; la presenza di gradazioni ad andamento inverso riconosciute nei livelli arenacei sembrerebbe confermare tale ipotesi.

In questa prospettiva sarebbe possibile attribuire il metamorfismo che interessa le breccie ed il diabase doleritico all'azione termica della massa effusa sulle rocce sottostanti ed a processi autometamorfici. Numerosi elementi contrastano tuttavia tale ipotesi.

Anzitutto riteniamo che le breccie qui affioranti possano identificarsi per il significato e la posizione stratigrafica con le Breccie del Monte Rossola che, nella località tipo, affiorano poco più ad Est (Bayley-McCallien 1960, Abbate 1969, Decandia e Elter 1972).

Oltre alla analoga posizione stratigrafica con diabasi massicci a letto e pillows-diabasi a tetto, sono infatti notevoli le rassomiglianze dei caratteri litologici tra le breccie come pure tra i livelli sedimentari che le accompagnano.

In particolare si può ricordare che non solo anche nelle Breccie del Monte Rossola sono frequenti inclusi di rocce ofiolitiche profonde, spesso interessate da più antichi processi metamorfici di alta temperatura, ma che la presenza di fenomeni metamorfici ad anfiboli attinolitici è stata segnalata in livelli di ftniti associate alle breccie (Abbate, 1969).

Anche considerazioni di ordine petrografico portano a concludere per una posizione normale della sequenza; i caratteri litologici del diabase doleritico ne dimostrano infatti la genesi subvulcanica, al di sotto di una copertura relativamente potente, escludendo ogni possibilità che esso sia effuso al di sopra delle breccie; in realtà, la completa assenza di strutture di brusco raffreddamento al contatto, strutture riscontrabili per contro nei filoni, rende inaccettabile anche l'ipotesi di una intrusione al di sotto delle breccie, che risultano invece, assai più verosimilmente, formate a spese del diabase doleritico sottostante.

Anche la completa assenza nei diabasi in pillows di un metamorfismo di alta temperatura del tipo di quello riscontrato nelle rocce sottostanti costituisce un argomento in favore di una loro effusione più tardiva.

Infine l'esame delle strutture tettoniche permette di identificare nel settore considerato almeno una parte del fianco diretto della sinclinale Framura-Montaretto (Decandia e Elter 1972) che appare invece col suo fianco inverso immediatamente a NW nei diabasi in pillows di Framura e probabilmente in quelli sovrastanti di Monte Brino. La brusca discordanza di giacitura coi diabasi di Framura è giustificata da un sistema di fratture pressochè verticali, tardivo rispetto alla tettonica plicativa, cui va riferita anche la grande faglia descritta in apertura. La discontinuità, che decorre tra Montaretto e Monte Brino pressochè lungo il limite tra argilloscisti a palombini e diabasi, per continuarsi più oltre fino S. Giorgio e Case Luxardo, separa, all'interno dell'elemento di Monte Grumo (Decandia e Elter 1972), i diabasi di Framura da quelli di Monte Brino, con un sollevamento relativo del settore Sud-Est.

La composizione pressochè monogenica della breccia sembra suggerire un'origine essenzialmente tettonica dei frammenti; questi si sarebbero successivamente accumulati alla base di un pendio con un meccanismo di frana, in accordo con l'assetto caotico delle breccie che mostrano accenni di strutture stratificate soltanto tra i materiali fini della parte alta.

La formazione dei frammenti diabasici, oltre che a meccanismi di tipo tettonico, potrebbe essere dovuta, almeno in parte, a fenomeni esplosivi, testimoniati anche dall'abbondanza dei prodotti ialoclastici, e legati a fasi magmatiche tardive.

Tali fenomeni esplosivi potrebbero inoltre spiegare la fessurazione che interessa parte del diabase doleritico e di alcuni corpi filoniani e che non sembra peraltro riferibile a strutture di raffreddamento.

L'accumulo per frana delle breccie ha coinvolto anche brandelli di preesistenti rocce sedimentarie e di più antiche rocce ofiolitiche.

In effetti, anche per analogia con quanto riscontrato in vari tipi di breccie sottostanti ai diaspri, riteniamo che i processi di sostituzione da parte del quarzo sulle rocce basiche ed ultrabasiche siano da collegare ad un ambiente prossimo alla superficie, probabilmente immediatamente al di sotto della sottile copertura sedimentaria, caratte-

rizzato da una elevata circolazione di silice in soluzione (Siever 1962, Berger 1968) e da elevato potenziale di ossidazione tale da portare tutto il ferro ad ematite.

In questo ambiente può essere avvenuta la distruzione del reticolo del serpentino con asporto in soluzione del magnesio; un simile processo sembra favorito da elevata concentrazione della  $CO_2$  (Wildman et al. 1968).

La reazione, del tipo:

serpentino + magnetite +  $CO_2 \rightarrow$  carbonati (in sol.) +  $SiO_2$  + ematite  
sarebbe accompagnata da deposizione della silice colloidale.

Non sembra invece possibile che fenomeni di questo tipo siano avvenuti in maniera del tutto selettiva all'interno delle breccie; per contro i processi di carbonatazione che, più tardivamente, interessano gli inclusi, risultano frequenti e diffusi anche tra i restanti materiali delle breccie e potrebbero quindi essersi prodotti dopo la formazione delle breccie stesse.

Inoltre si può ancora osservare che i caratteri petrografici di alcuni inclusi di rocce sedimentarie risultano del tutto simili a quelli di alcuni termini della sequenza stratificata, ciò porta ad ipotizzare che questa sia in realtà più antica del proprio substrato.

Tale ipotesi sembra confermata dalle seguenti osservazioni:

1) i livelli silicei ed arenacei mostrano una pieghettatura molto spinta, con « boudinage » delle intercalazioni meno plastiche, una simile deformazione non trova riscontro nel sottostante livello piroclastico.

2) molte delle microfratture che nei livelli di diaspro accompagnano le cerniere delle pieghe sono ricementate da quarzo ed anfibolo attinolitico; ciò potrebbe dimostrarne la natura molto precoce.

Si prospetta perciò l'ipotesi che la sequenza sedimentaria costituisca in realtà un brandello della preesistente copertura, messa in posto al di sopra del livello piroclastico per un meccanismo di scivolamento sul fondale instabile ed a forte pendio già responsabile dell'accumulo delle breccie e sul quale sono effusi, in una fase successiva, i diabasi in pillows.

Naturalmente rapporti di questo tipo tra breccie e sedimenti arenacei e diasprigni sovrastanti non possono essere generalizzati ai diversi affioramenti delle Breccie del Monte Rossola..

L'inerzia dei sedimenti silicei, diaspri e ftaniti, rispetto all'azione del metamorfismo (non si hanno infatti evidenti processi di ricristallizzazione nei granuli di quarzo ed i gusci di radiolari appaiono perfettamente conservati, mentre le intercalazioni detritiche mostrano neoformazione di orneblenda e di attinolute) sembra, a nostro parere, da attribuire alla presenza di abbondante ematite intergranulare che ha ostacolato fenomeni di diffusione tra granulo e granulo.

Le condizioni termodinamiche e le implicazioni del metamorfismo saranno ulteriormente riprese e discusse, sulla base di una più ampia documentazione, in una nota di prossima pubblicazione; ci limiteremo qui ad osservare come la coesistenza di orneblenda, clinopirosseno e plagioclasio calcico sia compatibile con temperature almeno al di sopra dei 500°C (Winkler 1967), anche se l'impossibilità di risalire all'esatta percentuale di An del plagioclasio rende difficile una più precisa determinazione del campo di stabilità.

La rapida evoluzione verso temperature più basse, caratteristiche delle associazioni ad attinolute, calcite e cloriti, è evidenziata dalla struttura zonata di gran parte degli anfiboli e dalla presenza nelle breccie di cavità in un primo tempo parzialmente riempite da orneblenda e clinopirosseno e successivamente da attinolute e carbonati  $\mp$  cloriti.

Questa associazione, posteriore a quella ad orneblenda e paragonabile alle facies di scisti verdi, sembra potersi sviluppare, sotto moderate pressioni, a temperature di almeno 320°-360°C (Keith et al. 1968) <sup>(1)</sup>.

### Conclusioni.

Quanto discusso permette di risalire ai caratteri paleoambientali di un fondale dalla morfologia molto irregolare, ricoperto da sedimenti prevalentemente silicei e finemente arenacei, ma anche carbonatici, su cui fasi ripetute di instabilità tettonica, tali da portare alla superficie anche rocce di genesi profonda, già interessate da metamorfismo di alta temperatura, interagiscono con attività magmatiche ricorrenti e con locali processi metamorfici a termicità elevata, connessi a gradienti termici insolitamente ripidi.

---

<sup>(1)</sup> In una recente nota sul metamorfismo oceanico delle ofioliti liguri, Spooner e Fyfe (1973) attribuiscono a temperature comprese tra i 320° e 400°C lo sviluppo dell'attinolute.

Tale ricostruzione sembra in accordo con le attuali vedute sulla genesi delle ofioliti.

I fenomeni che hanno portato all'attuale situazione possono essere sintetizzati come segue.

Su una massa di diabasi consolidata in condizioni subvulcaniche e portata alla superficie da azioni tettoniche (faglie gravitative?), si depositano, verosimilmente per un processo di rapido accumulo, breccie costituite da frammenti del diabase stesso, dovuti alla frizione tettonica e forse in parte a fenomeni di tipo esplosivo, e da quantità minori di materiali superficiali; le breccie, iniettate da filoni, sono a loro volta ricoperte da uno strato ialoclastico dovuto alla perdurante attività magmatica, sul quale si depongono, per scivolamento gravitativo, lembi della più antica copertura sedimentaria.

La venuta alla superficie del diabase in conseguenza del fatto tettonico è talmente rapida da non consentire una altrettanto rapida discesa delle isoterme, creando così una locale situazione a termicità sufficientemente elevata da portare allo sviluppo, in ambiente estremamente superficiale, di paragenesi metamorfiche ad orneblenda.

L'incompleta riequilibratura del diabase doleritico può essere imputata ad una non completa interazione tra la roccia originariamente anidra e l'acqua circolante, nel breve tempo in cui si sono sviluppate le paragenesi di alta temperatura.

La relativamente rapida discesa delle isoterme è testimoniata dal succedersi di paragenesi metamorfiche a minor termalità, si passa infatti da associazioni ad orneblenda + clinopirosseno + plagioclasio a paragenesi con attinolite + clorite + albite + carbonati  $\mp$  epidoto, attraverso una fase intermedia ad anfibolo verde-blu.

Successivamente si instaurano condizioni di bassa temperatura, caratterizzate da ulteriore sviluppo dei carbonati assieme ad ematite e prodotti cloritici; la manifestazione più evidente di tali processi è rappresentata dalle zonature ematitiche concentriche che accompagnano le fessurazioni del diabase doleritico.

Condizioni di questo tipo sono perduranti anche oltre l'effusione, al tetto della sequenza, dei diabasi in pillows; questi subiscono infatti analoghi processi di cloritizzazione, ossidazione e carbonatazione probabilmente accompagnati da mobilizzazioni ioniche più complesse, acquisendo così un carattere progressivamente spilitico.

Eventuali paragenesi zeolitiche sviluppatasi in questa fase, ipotizzabili in base al confronto con analoghe condizioni di trasformazione

TAVOLA II.

	metamorfismo oceanico					metamorfismo orogenico	
	(I) *		(II) *			1	2
	1	2	1	2	3		
ortopirosseno	-----						
olivina	-----		-----	-----			
augite	-----						-----
clinopirosseno secondario	-----						
Ca-plagioclasì	-----	?			?		
albite		-----					-----
quarzo		-----					-----
orneblenda	-----		-----				-----
anfibolo verde-blu	-----		-----				-----
attinolute-tremolite		-----	?			?	
Fe-epidoto	-----						-----
pumpellyite		-----					-----
cloriti		-----					-----
sericite		-----					-----
serpentino		-----					-----
carbonati		-----					-----
ilmenite	-----		-----				-----
titanite	-----		-----				-----
magnetite	-----		-----				-----
ematite		-----	-----				-----
apatite		-----					-----
spinello	-----		-----				-----
zeoliti		?			?		?
	> 500°C	< 400°C > 200°C	> 500°C	> 300°C	> 200°C	> 300°C	≥ 200°C

\* (I) Fasi metamorfiche precedenti la formazione della breccia e conservate come relitti in inclusi della breccia stessa.

(II) Fasi metamorfiche che hanno interessato diabase doleritico e breccia.

in ambiente oceanico (bibliografia in Galli et al.) sarebbero state distrutte durante il metamorfismo orogenico di età alpina che, diffuso nelle ofioliti liguri, risulta molto sviluppato nelle metabasiti dell'elemento di M. Grumo.

Questa fase metamorfica orogenica sembra collegata alle principali fasi di ripiegamento, con caratteri sin e postcinematici e, nella zona studiata, ha portato alla formazione di paragenesi a pumpellyite, albite, quarzo, cloriti, epidoto; sembra invece assente la prehnite, molto frequente altrove.

Per la discussione del metamorfismo a pumpellyite delle ofioliti liguri vedi Galli e Cortesogno (1970) (2).

Deformazioni rigide, tardive rispetto alle fasi di ripiegamento sono accompagnate da sviluppo di nuove fasi minerali, in larga parte legate a mineralizzazioni di fessura.

Nell'affioramento studiato sono stati riscontrati, riferibili a questa fase, soltanto fillosilicati, genericamente attribuibili a minerali cloritici, ma su cui non sono state eseguite determinazioni più precise, carbonati, pirite e rare zeoliti fibrose non identificabili.

La stabilità di associazioni a zeoliti in queste mineralizzazioni sembra tuttavia accertata sulla base di quanto osservato in località anche molto vicine, come quelle segnalate presso Levanto (Cortesogno et al. 1973) ed altre riscontrate dagli autori nelle rocce gabbriche di Bonassola.

---

(2) In una recente nota Spooner e Fyfe (1973), attribuiscono ad una fase del metamorfismo oceanico (sub-sea-floor metamorphism) la genesi delle associazioni a prehnite nelle ofioliti tra Bonassola ed Anzo.

Benchè una fase metamorfica «oceanica» a prehnite sia teoricamente ipotizzabile ed anzi accertata: frammenti sicuramente detritici di prehnite sono stati rinvenuti tra le breccie (G. Gianelli - comunicazione personale), una più generale attribuzione al metamorfismo «oceanico» delle paragenesi di questo tipo per le ofioliti liguri risulta di non facile dimostrazione. Essa potrebbe anzi contrastare con la constatazione che, dove si abbia coesistenza tra prehnite e pumpellyite, la prima risulta in tutti i casi da noi fin qui osservati, contemporanea o posteriore allo sviluppo della pumpellyite che riteniamo legato alle fasi orogeniche alpine; spesso anzi la prehnite, talvolta con pumpellyite e zeoliti, in qualche raro caso con anfibolo tremolitico, è connessa a fenomeni di frattura molto tardivi. Si può anzi qui ricordare che prehnite sicuramente di neoformazione è stata ritrovata, connessa a locali deformazioni, nella formazione delle Arenarie del Monte Gottero, di età senoniano (?) - paleocenica.

La tavola II sintetizza le successive fasi di evoluzione paragenetica attraverso cui le rocce ofiolitiche descritte hanno raggiunto la loro attuale composizione mineralogica: le linee intere indicano le fasi di stabilità dei singoli minerali, mentre le linee tratteggiate indicano condizioni di esistenza metastabili.

La successione I del metamorfismo « oceanico » indica le trasformazioni subite dalle rocce ofiolitiche profonde successivamente incluse come brandelli nelle breccie.

La successione II indica invece le fasi metamorfiche che hanno interessato il diabase doleritico e le breccie, mentre il diabase in pillows ne ha subito soltanto la fase 3.

E' evidente un parallelismo tra le due successioni.

Al metamorfismo orogenico sono attribuite le ultime fasi che hanno interessato globalmente tutta la sequenza ofiolitica.

La stabilità di associazioni zeolitiche è in massima parte ipotetica.

#### BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. (1972) - *Studies on mafic and ultramafic rocks. 2-Palaeogeographic and tectonic considerations on the ultramafic belts in Mediterranean area*. Boll. Soc. Geol. It., 51.
- ABBATE E. (1969) - *Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levante (Liguria Orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., VIII.
- ANDERSON R. N. (1972) - *Petrologic significance of low heat flow on the flanks of slow-spreading mid-ocean ridges*. Geol. Soc. Am. Bull., 83.
- BAILEY E. B. e MC CALLIEN W. J. (1960) - *Some aspects of the Steinmann trinity, mainly chemical*. Quart. Geol. Soc. Lond., 116.
- BORGER W. H. (1968) - *Radiolarian skeletons: solution at depth*. Science, 159.
- CORTESOGNO L., LUCCHETTI G., PENCO A. M. (1973) - *Associazioni a zeoliti in litoclasti del gabbro di Costa Sopramare (Levanto-Appennino Settentrionale)*. Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova, 79.
- DECANDIA F. A. e ELTER P. (1972) - *La «zona» ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levante e la Val Graveglia (Appennino Ligure)*. 66° Congresso Soc. Geol. It.
- DEN TEX E. (1971) - *The facies groups and facies series of metamorphism, and their relation to physical conditions in the earth's crust*. Lithos, 4.
- DE NEGRI G. RIVALENTI G. (1971) - *Alcune considerazioni sulla genesi dei giacimenti manganesiferi della Val Graveglia (Liguria)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem. A., 78.
- HIETANEN A. (1967) - *On the facies series in various types of metamorphism*. Journ. Geol., 75.

- HINRICHSSEN TH. e SCHÜRMAN K. (1969) - *Untersuchungen zur stabilität von pumpellyit*. N. Jb. Min. Mh., 10.
- 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*. 66° Congresso Soc. Geol. It.
- GALLI M., CORTESOGNO L. (1970) - *Studi petrografici sulle formazioni ofiolitiche dell'Appennino Ligure, Nota XIII - Fenomeni di metamorfismo di basso grado in alcune rocce della formazione ofiolitica dell'Appennino Ligure*. Rend. Soc. Min. It., 26.
- GIANELLI G., PASSERINI P. e SGUAZZONI G. (1972) - *Studies on mafic and ultramafic. 3-Some observations on mafic and ultramafic complexes north of the Bolkaradağ (Taurus, Turkey)*. Boll. Soc. Geol. It., 91.
- KEIT T. E. C., MUFFLER L. J. P. e CREMER M. (1968) - *Hydrothermal epidote formed in the Salton Sea geothermal system, California*. Am. Min., 53.
- MELSON W. G., THOMPSON G. e ANDEL T. J. H. VAN (1968) - *Volcanism and metamorphism in the mid-Atlantic Ridge, 22°N latitude*. J. Geophys. Res., 73.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. e EWING M. (1971) - *Metamorphism in the mid-Atlantic ridge near 24°N and 30°N*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 268.
- MOORE J. G. (1970) - *Water content of basalt erupted on the ocean floor*. Contr. Min. and Petr., 28.
- MOORES E. M. (1969) - *Petrology and structure of the Vourinos ophiolite complex of northern Greece*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 118.
- MOORES E. M. e VINE F. S. (1971) - *The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 268.
- PLOSHKO V. V. (1965) - *Listvenisation and carbonatisation at terminal stage of Urushten igneous complex, North Caucasus*. Intern. Geol. Rev., 7.
- SIEVER R. (1962) - *Silica solubility, 0°-200°C, and the diagenesis of siliceous sediments*. J. Geol., 70.
- SIGVALDASON G. E. (1962) - *Epidote and related minerals in two deep geothermal drill holes, Reykjavik and Hveragerdi, Iceland*. U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 450.
- SPOONER E. T. C. e FYFE W. S. (1973) - *Sub-sea-floor metamorphism, Heat and mass transfer*. Contr. Min. and Petr., 42.
- WINKLER H. G. F. (1967) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, Berlin.
- WILDMAN W. E., JACKSON M. L. e WHITTIG L. D. (1968) - *Serpentine rock dissolution as a function of carbon dioxide pressure in aqueous solution*. Am. Min., 53.