

## IL METAMORFISMO OCEANICO NEI GABBRI OFIOLITICI DELL'APPENNINO LIGURE: ASPETTI MINERALOGICI E PARAGENETICI

LUCIANO CORTESOGNO

Istituto di Petrografia dell'Università di Genova

GABRIELLA LUCCHETTI

Istituto di Mineralogia dell'Università di Genova

**RIASSUNTO.** — Le rocce gabbriche delle sequenze ofiolitiche dell'Appennino Settentrionale sono diffusamente interessate da metamorfismo polifasico ad andamento diaforetico, che precede la deposizione dei termini vulcano-sedimentari.

La ricristallizzazione metamorfica riferibile alle fasi più precoci è spesso accompagnata da deformazioni plastiche che sviluppano tessiture da porfiroclastiche a listate ed è caratterizzata da associazioni paragenetiche ad orneblenda rosso-bruna, clinopirosseno, plagioclasio andesinico (An 50), talvolta con olivina ed ortopirosseno.

Eventi successivi sono caratterizzati da deformazioni rigide con sviluppo di fratture parallele; un netto incremento di  $\mu\text{H}_2\text{O}$ , che si verifica a partire dalle fratture, favorisce lo sviluppo, nella roccia circostante, di paragenesi ad anfiboli e plagioclasio a composizione da andesinica ad oligoclasica. Gli anfiboli, spesso marcatamente zonati, hanno composizioni che variano, col diminuire della temperatura, da orneblende brune tschermakitiche ad actinoliti. Le ultime paragenesi che possono essere riferite a questo primo ciclo metamorfico oceanico e che si sviluppano ancora lungo fratture sono caratterizzate dall'associazione di albite, prehnite, clorite negli Mg-gabbri, e di albite, epidoto, clorite, stilpnomelano negli Fe-gabbri; in entrambe le associazioni può essere presente actinolite. I relativi prodotti di trasformazione sono presenti come clasti nelle breccie che in qualche caso sono a loro volta interessate da analoghi fenomeni.

Per quanto riguarda le paragenesi della prima fase metamorfica, i clinopirosseni secondari mostrano, rispetto ai corrispettivi magmatici, una tendenza ad aumento in molecola ferrosilitica. La composizione chimica delle orneblende (determinata, parimenti alle altre fasi minerali, mediante analisi in microsonda elettronica) mostra correlazioni sia col chimismo della roccia che col grado metamorfico.

Vengono discussi i parametri termobarici sulla base di considerazioni di campagna, delle associazioni paragenetiche, delle composizioni delle orneblende e della distribuzione di elementi tra orneblende e pirosseni coesistenti. Le più antiche fasi deformative, che sembrano immediatamente succes-

sive a movimenti di flusso nel magma in via di solidificazione, si sarebbero sviluppate a temperature approssimativamente di  $650^\circ\text{C}$ ; durante le fasi successive la temperatura diminuisce fino a circa  $300^\circ\text{C}$ . Una successiva evoluzione a carattere idrotermale, di cui si hanno vari indizi, non è riconoscibile nelle rocce gabbriche a causa di successive sovrainpronte metamorfiche di basso grado, sia oceaniche che orogeniche.

I gradienti termici realizzati durante le varie fasi risultano estremamente elevati, paragonabili a quelli di serie metamorfiche di contatto, e sembrano aumentare col decrescere delle temperature.

Il metamorfismo dei gabbri viene ricollegato alla risalita tettonica di queste rocce dalla camera magmatica al fondo dell'oceano, sotto forma di protusioni solide assieme a rocce ultrafemiche probabilmente all'interno di faglie trascorrenti.

**ABSTRACT.** — Gabbroic rocks in the Northern Apennine ophiolites (Eastern Liguria, Italy) are widely affected by polyphasic, diaforetic metamorphism which occurred before the tectonic building of the ophiolitic suite.

During the early metamorphic phase, characterized by plastic deformations and banded to porphyroclastic textures, red-brown hornblende, clinopyroxene and andesinic plagioclase (An 50), plus olivine and orthopyroxene, coexist.

In the following phase the rocks are affected by brittle deformations and metamorphic parageneses develop mainly along fractures: under increasing  $\mu\text{H}_2\text{O}$ , amphiboles pervasively grow from the veins to the wall rock; they coexist with andesinic or oligoclastic plagioclase. The amphibole composition varies as temperature decreases, from brown tschermakitic hornblende to actinolite. Zoning in amphibole are widespread.

The last recognizable parageneses of this metamorphism develop in cracks which give rise to the formation of gabbroic reworked breccias, and are characterized by association of albite, prehnite, chlorite in the Mg-gabbros, and albite, epidote, chlorite, stilpnomelane in the Fe-gabbros; in both associations actinolite may appear.

Metamorphic pyroxenes show ferrosilitic substitution increasing with respect to the primary ones. The hornblende chemistry (determined, as well as the other mineral phases, by means of electron microprobe analyses) varies owing both to the host rock chemistry and to the metamorphic grade.

On the basis of field data, mineral assemblages, hornblende chemistry, and element distribution between hornblende-pyroxene pairs, the thermodynamic parameters of the oceanic metamorphism in the gabbroic rocks are discussed. The early metamorphic deformations, which seem to follow immediately magmatic flows at *ipersolidus* conditions, developed at *T* of about 650° C; in the following phases the temperatures decrease up to 300° C. Parageneses of lower grade are not preserved.

The thermic gradient was extremely high, comparable to those of the contact metamorphic facies and seems to be increased with decreasing *T*.

The metamorphism of the gabbros is interpreted as the consequence of the tectonic rise of those rocks from the level of the magmatic chambers to the oceanic bottom as solid protrusions, together with ultrabasic rocks, possibly in transcurrent faults.

## Premessa

Nei complessi ofiolitici dell'Appennino Settentrionale sono conosciuti fenomeni metamorfici sviluppatasi in ambiente oceanico prima della deposizione, di età cretaceo inferiore, di sedimenti detritici fini (Calcari a Calpionelle, Argille a Palombini). Tali eventi metamorfici sono stati recentemente raggruppati in due distinti cicli, il primo dei quali, caratterizzato da evoluzione polifasica diafotretica, ha interessato i termini profondi dell'associazione ofiolitica (Iherzoliti tettonitiche, complessi gabbroici cumulitici); il secondo, che si è sviluppato anche sui termini della serie vulcano-sedimentaria, mostra una distribuzione zoneografica che, per il suo andamento rispetto alla stratigrafia del complesso ofiolitico, permette di riconoscere notevoli, se pur localizzate, risalite delle geoisoterme (CORTESOGNO et al., 1977; CORTESOGNO, 1980).

Scopo del presente studio è un esame più approfondito dei caratteri mineralogici e paragenetici delle associazioni metamorfiche sviluppate in rocce gabbroiche dell'Appennino ligure, al fine di una miglior definizione delle condizioni termodinamiche e quindi della natura e del significato di questo evento metamorfico. A tale scopo sono stati esaminati campioni di Mg-gabbro, Fe-gabbro, Fediorite e diorite provenienti dalle ofioliti del Bracco e della Val Graveglia (Supergruppo

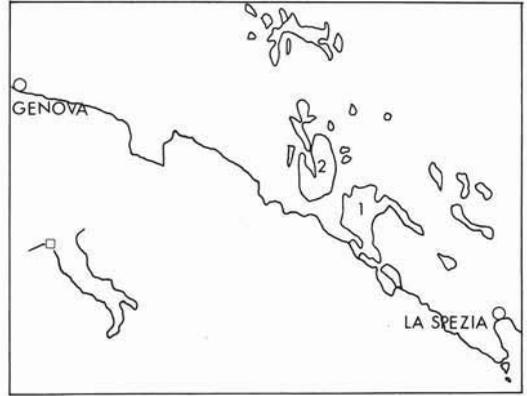


Fig. 1. — Distribuzione delle ofioliti nell'Appennino ligure. 1: affioramenti ofiolitici del Bracco; 2: affioramenti ofiolitici della Val Graveglia.

della Val di Vara, ABBATE e SAGRI, 1970) tra Sestri Levante, Levante e Varese Ligure. Più precisamente i campioni di Mg-gabbro provengono da vari affioramenti della massa gabbroica del Bracco e da quella di Bonassola, Fe-gabbri e rocce dioritiche provengono da un piccolo affioramento presso Nascio (Val Graveglia) e da vari affioramenti della Breccia di Mt. Capra (fig. 1).

## Caratteri generali e aspetti petrografici

Una descrizione dei caratteri paragenetici e tessiturali delle rocce gabbroiche nelle ofioliti dell'Appennino Settentrionale è stata presentata in CORTESOGNO et al. (1977).

Per quanto riguarda i caratteri primari dei gabbri si richiama qui brevemente l'attenzione sull'importanza e la diffusione, emerse durante i rilevamenti di dettaglio relativi alla carta geologica 1:25.000 della zona del Bracco (CORTESOGNO et al., 1981), di caratteri tessiturali e strutturali che evidenziano fenomeni di turbolenza all'interno della massa in via di solidificazione con movimenti di flusso in condizioni di *ipersolidus*. Tra questi caratteri si possono ricordare tessiture di layering compositivo e/o granulometrico, ritmico, spesso con strutture gradate, talvolta troncato da discordanze angolari in cui gli individui cristallini, spesso isorientati, possono mostrare varie evidenze di crescita sotto l'effetto di sforzi direzionali.

Caratteristici sono ad esempio clinopiroseni, spesso localizzati al limite tra due

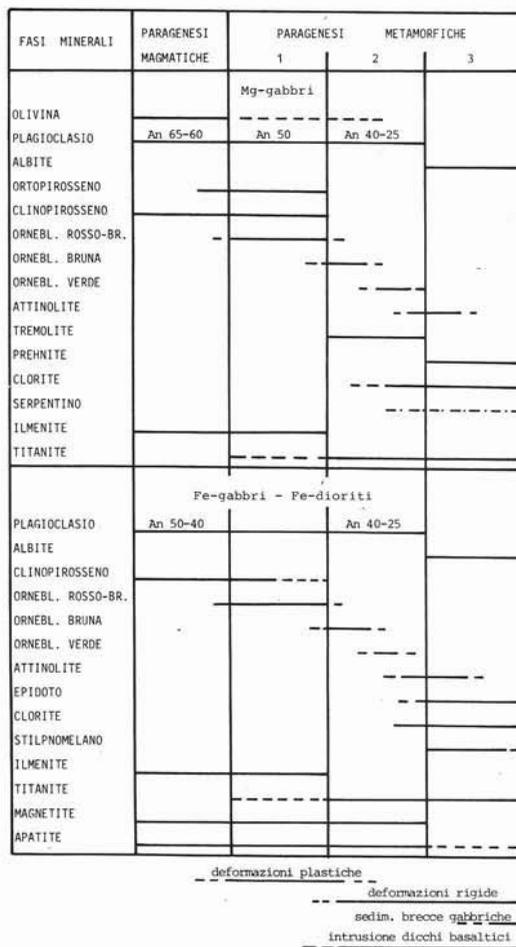


Fig. 2. — Schema dell'evoluzione paragenetica in rocce gabbriche durante le fasi metamorfiche «oceaniche» nei complessi ofiolitici dell'Appennino Settentrionale.

layer, cresciuti secondo la direzione di lineazione sul piano del layering fino a 5-10 volte rispetto alle dimensioni ortogonali e che presentano, nelle parti interne del cristallo, fenomeni di deformazione, pur mostrando ai bordi rapporti di tipo primario.

Di particolare interesse è l'osservazione di zone con tessiture di layering, sicuramente originate in presenza di fusso, interessate, almeno parzialmente, da tessiture e strutture di deformazione plastica allo stato solido, geometricamente del tutto concordanti.

La figura 2 schematizza la successione degli eventi metamorfici, rifacendosi sostanzialmente a quanto esposto in CORTESOGNO (1980); benchè l'intera sequenza possa in

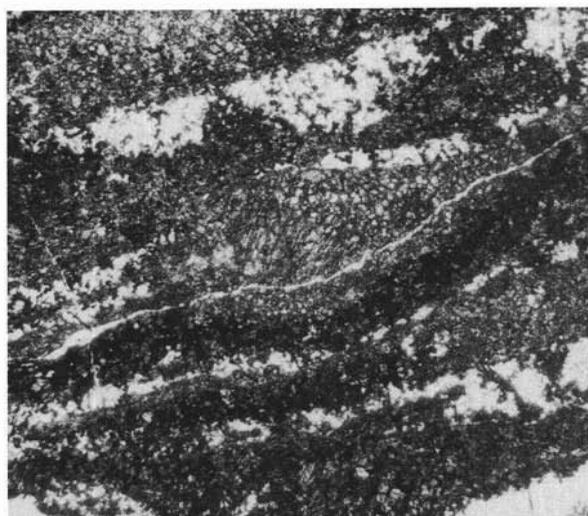


Fig. 3. — Metagabbro occhiadino-listato: al centro della foto porfiroclasto di clinopirosseno circondato da pirosseni granoblastici di neoformazione. Banding metamorfico con alternanze di plagioclasi granoblastici (incolori) e minerali femici. Le bande di minerali femici presentano alternativamente prevalenza di clinopirosseno (bande più chiare) e orneblenda (bande più scure). Il minerale opaco è costituito da concentrazioni di ilmenite. Ingrand. lineari 7, solo polarizzatore.

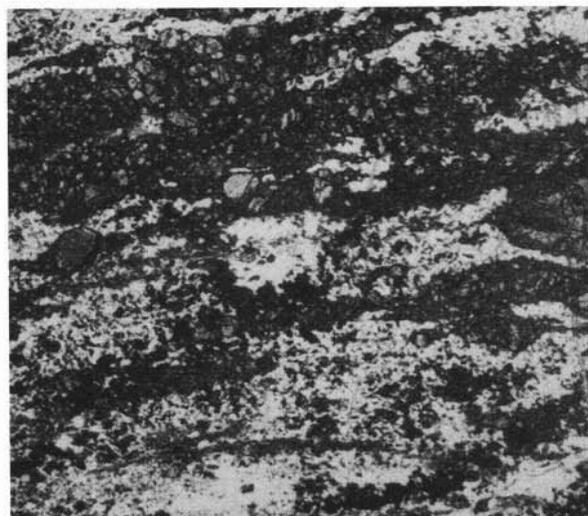


Fig. 4. — Metagabbro listato: alternanze di bande con plagioclasio granoblastico e con clinopirosseno granoblastico ed orneblenda rosso-bruna interstiziale. Piccoli porfiroclasti di clinopirosseno pressochè interamente ricristallizzati. Ingrand. lineari 7, solo polarizzatore).

alcuni affioramenti essere osservata quasi integralmente, lo schema presentato non è

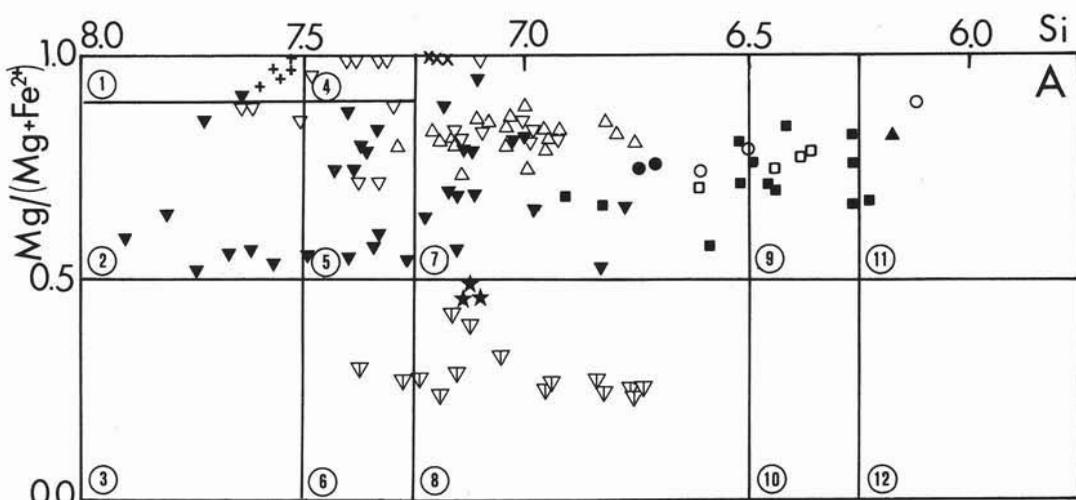
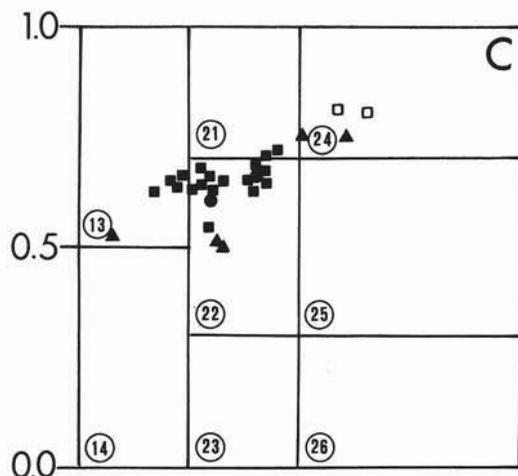
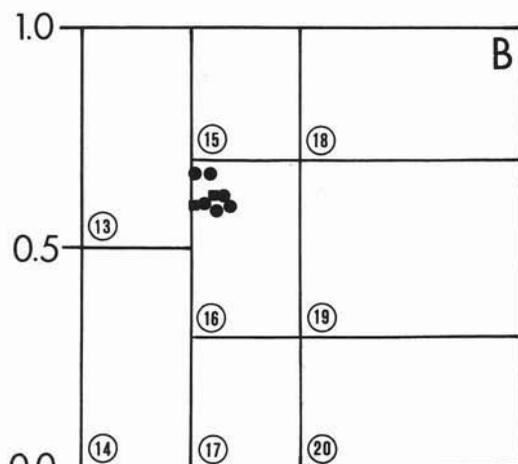


Fig. 5. — Classificazione degli anfiboli calcici (da LEAKE, 1978). A:  $(Na + K)_A < 0,50$ ;  $Ti < 0,50$ ; B:  $(Na + K)_A \geq 0,50$ ;  $Ti < 0,50$ ;  $Fe^{3+} < Al^{VI}$ ; C:  $(Na + K)_A \geq 0,50$ ;  $Ti < 0,50$ ;  $Fe^{3+} > Al^{VI}$ ; 1: tremolite, 2: actinolite, 3: ferro-actinolite, 4: tremolitic hornblende, 5: actinolitic hornblende, 6: ferro-actinolitic hornblende, 7: magnesio-hornblende, 8: ferro-hornblende, 9: tschermakitic hornblende, 10: ferro-tschermakitic hornblende, 11: tschermakite, 12: ferro-tschermakite, 13: edenitic hornblende, 14: ferro-edenitic hornblende, 15: pargasitic hornblende, 16: ferroan pargasitic hornblende, 17: ferro-pargasitic hornblende, 18: pargasite, 19: ferroan pargasite, 20: ferro-pargasite, 21: magnesio-hastingsitic hornblende, 22: magnesian hastingsitic hornblende, 23: hastingsitic hornblende, 24: magnesio-hastingsite, 25: magnesian hastingsite, 26: hastingsite. Simboli usati:  $\nabla$  = orneblende verdi ed actinoliti;  $\triangle$  = orneblende brune;  $\square$  = orneblende rosso-brune (fase 2);  $\circ$  = orneblende rosso-brune (fase 1);  $+$  = tremolite in pseudomorfo su olivina;  $\times$  = orneblenda verde in pseudomorfo su olivina (simboli vuoti: Mg-gabbri; simboli pieni: Fe-gabbri);  $\star$  = orneblende verdi primarie in roccia dioritica;  $\nabla$  = orneblende verdi metamorfiche in roccia dioritica.



riferito a situazioni specifiche, ma rappresenta un quadro generale, rispetto al quale si possono osservare variazioni locali anche di una certa importanza.

La successione dei processi metamorfici è stata, per comodità descrittiva, suddivisa in tre fasi sulla base di caratteri tessiturali e strutturali relativi agli effetti indotti da concomitanti deformazioni e facilmente riconoscibili anche sul terreno. In realtà, benché processi di riequilibratura metamorfica relativi alle diverse fasi possano essere riconosciuti anche su porzioni di roccia apparentemente

non disturbata, tali processi, anche in relazione al carattere diaforetico delle reazioni

ed alla natura sostanzialmente anidra di parte delle composizioni primarie, sono ben documentabili soprattutto dove siano stati attivati da eventi dinamici e, per le fasi 2 e 3, dalla conseguente introduzione di fasi fluide.

Alla fase 1 vengono riferiti fenomeni di ricristallizzazione in condizioni di subsolidus, caratterizzati da comportamento plastico della roccia alle sollecitazioni dinamiche. Le deformazioni, molto penetrative ma limitate a porzioni di roccia di spessore ridotto (da pochi cm ad alcune decine di metri), sviluppano tessiture gneissiche, da occhiadine a listate, con pieghe intrafoliari nelle zone di più intenso scorrimento; la massa rocciosa circostante risulta per lo più indeformata. In alcuni casi all'interno delle fasce costituite da metagabbri foliati sono state osservate bande generalmente parallele o subparallele alla scistosità, a struttura finemente milonitica fino a pseudotachilitica, dovute evidentemente a successive riprese delle spinte deformative. Non si può escludere che in qualche caso si sia verificata la formazione di vere tachiliti in quanto i successivi eventi metamorfici, ed in particolare quello alpino, ne avrebbero comunque provocato la completa devetrificazione.

La fase 1 è caratterizzata da ricristallizzazione di plagioclasio e clinopirosseno, spesso con orneblenda rosso-bruna, in strutture da finemente granoblastiche a bordi irregolari fino a granoblastiche poligonali.

Porfiroclasti delle fasi primarie sono frequentemente conservati al nucleo delle strutture occhiadine (figg. 3 e 4). L'olivina, se presente, ricristallizza in aggregati granoblastici lenticolari e spesso sviluppa, a contatto col plagioclasio, orli di reazione di orneblenda o, più raramente, clinopirosseno. Può verificarsi produzione di ortopirosseno per segregazione durante la ricristallizzazione del clinopirosseno primario o, meno frequentemente, per neoformazione di aggregati granoblastici. L'esatta composizione dell'ortopirosseno non ha potuto essere determinata in quanto esso risulta sempre più o meno completamente cloritizzato.

Nella fase 2 vengono raggruppati processi metamorfici sviluppati generalmente in concomitanza con deformazioni a carattere rigido che portano a fratture molto caratteristiche sviluppate secondo superfici piane e di-

struite in gruppi paralleli ad intervalli più o meno regolari; tali fratture interessano estese porzioni di roccia e la loro intersezione col piano di campagna può essere seguita in continuità anche per diverse centinaia di metri. In alcuni casi sono state osservate anche intersezioni tra diversi fasci di fratture parallele.

L'introduzione e la diffusione di  $H_2O$  lungo tali fratture risulta evidentemente il principale fattore cinetico ed un importante fattore di controllo delle reazioni metamorfiche.

Le paragenesi sono caratterizzate dalla coesistenza di plagioclasio ed anfibolo calcici; soprattutto la composizione dell'anfibolo, che risulta sempre evidentemente zonato, può variare notevolmente anche da zona a zona. In alcuni casi si osserva una completa successione di zonature da orneblende rosso-brune a orneblende brune e verdi fino ad attinolit.

Alla fase 3 sono riferite reazioni metamorfiche, caratterizzate da un regime essenzialmente idrotermale che si sviluppa lungo fratture con conseguenti importanti, se pur localizzate, mobilitazioni chimiche. Le fratture, che in qualche caso possono impostarsi su quelle della fase precedente, più spesso si intersecano secondo andamenti irregolari e sembrano più o meno direttamente connesse alla breccificazione delle rocce gabbriche.

L'evidenza di campagna mostra che questa fase 3 giunge in qualche caso ad interessare le breccie sedimentarie immediatamente al tetto delle masse gabbriche stesse (CORTE-SOGNO et al., 1978).

Il riconoscimento delle associazioni paragenetiche sviluppate in questa fase è tuttavia spesso reso problematico dalla possibilità di sovraimpronte metamorfiche dovute al secondo ciclo oceanico (CORTE-SOGNO, 1980) od al metamorfismo orogenico in facies prehnite-pumpellyite (GALLI e CORTE-SOGNO, 1970). Con le necessarie cautele è tuttavia possibile riconoscere per questa fase associazioni ad albite, clorite, prehnite e talvolta attinolite negli Mg-gabbri, ed associazioni ad albite, clorite, Fe-epidoto, stilpnomelano e talvolta attinolite negli Fe-gabbri.

### Chimismo dei minerali

Le varie fasi mineralogiche sono state analizzate mediante microsonda elettronica

TABELLA 1

*Analisi chimiche rappresentative degli anfiboli di Mg-gabbri*

1-3: orneblende rosso-brune (fase 1); 4-6: orneblende rosso-brune (fase 2); 7-9: orneblende brune; 10-12: orneblende verdi; 13: attinolite; 14: orneblenda verde in pseudomorfo su olivina; 15: tremolite in pseudomorfo su olivina.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	42.24	44.88	45.75	45.87	42.80	44.19	49.58	50.86	49.87	49.67	52.33	50.85	53.68	51.96	54.95
TiO <sub>2</sub>	3.44	2.75	2.86	3.47	3.38	3.13	0.89	0.86	0.90	0.32	0.97	0.46	0.36	0.00	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.17	9.65	9.42	10.85	11.78	11.68	7.37	6.24	7.11	7.73	4.39	6.35	4.16	4.90	3.30
FeO <sub>Tot</sub>	12.99	11.62	12.41	10.80	10.62	10.68	8.53	9.40	8.95	9.88	10.46	10.46	7.59	11.66	6.61
MnO	0.25	0.26	0.26	0.12	0.09	0.33	0.14	0.12	0.28	0.12	0.25	0.20	0.25	0.15	0.17
MgO	13.82	14.36	13.66	13.27	14.63	13.98	16.97	16.99	17.07	16.54	17.38	16.64	18.42	17.36	19.69
CaO	9.69	11.31	11.16	10.43	11.23	11.02	12.13	12.09	12.19	11.39	11.22	12.19	12.30	10.92	12.18
Na <sub>2</sub> O	2.95	2.17	2.06	2.87	2.80	2.58	1.65	1.66	1.28	1.74	1.13	1.23	0.75	0.50	0.46
K <sub>2</sub> O	0.06	0.06	0.05	0.07	0.05	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.08	0.06	0.12	0.18	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Totale	96.61	97.14	97.69	97.37	97.56	97.69	97.29	98.33	97.65	97.39	98.13	98.38	97.51	97.44	97.47
Si	6.125	6.505	6.610	6.607	6.175	6.359	7.048	7.171	7.042	7.018	7.307	7.155	7.516	7.225	7.605
Al <sup>IV</sup>	1.875	1.495	1.390	1.393	1.825	1.641	0.952	0.829	0.958	0.982	0.693	0.845	0.484	0.775	0.395
Al <sup>VI</sup>	0.034	0.153	0.214	0.449	0.178	0.340	0.283	0.208	0.225	0.305	0.029	0.208	0.202	0.028	0.143
Ti	0.375	0.300	0.311	0.376	0.367	0.339	0.095	0.091	0.095	0.034	0.102	0.049	0.038	0.000	0.011
Cr	0.000	0.009	0.007	0.014	0.020	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.339	0.818	1.003	1.162	0.664	0.806	0.701	0.802	0.567	0.496	0.427	0.706	0.585	0.000	0.278
Fe <sup>3+</sup>	1.235	0.590	0.497	0.139	0.618	0.479	0.312	0.307	0.490	0.671	0.794	0.525	0.303	1.356	0.487
Mn	0.031	0.032	0.032	0.015	0.011	0.040	0.017	0.014	0.033	0.014	0.029	0.024	0.030	0.018	0.020
Mg	2.987	3.102	2.942	2.849	3.146	2.999	3.596	3.571	3.593	3.484	3.618	3.490	3.844	3.598	4.062
Ca	1.505	1.756	1.728	1.610	1.736	1.699	1.848	1.827	1.844	1.724	1.679	1.838	1.845	1.627	1.806
Na	0.829	0.610	0.577	0.801	0.783	0.721	0.455	0.454	0.350	0.477	0.306	0.335	0.204	0.135	0.126
K	0.011	0.011	0.009	0.013	0.009	0.018	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg/Mg+Fe <sup>2+</sup>	0.898	0.791	0.746	0.710	0.826	0.788	0.837	0.817	0.864	0.875	0.894	0.832	0.868	1.000	0.936

ARL-SEM; la riduzione dati è stata eseguita con il metodo di BENCE-ALBEE (1968). Come standard sono stati usati silicati naturali ed ossidi. La riproducibilità dei dati analitici, controllata analizzando ripetutamente alcuni standard, indica un errore  $\leq 2\%$  relativo per ossidi presenti in concentrazioni superiori al 2%.

Il ferro è stato determinato come FeO totale e successivamente ne è stata calcolata la distribuzione tra Fe<sup>2+</sup> ed Fe<sup>3+</sup>. Tra i vari metodi noti per il calcolo di Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> negli anfiboli si è scelto di assumere che i siti A ed M<sub>4</sub> siano occupati solo da Ca, Na, K (e quindi sono considerate assenti molecole di antofillite e cummingtonite) e pertanto si è posta la somma totale dei cationi meno (Ca + Na + K) = 13.

Le analisi dei pirosseni sono state normalizzate in base a 4 cationi ed Fe<sup>3+</sup> è stato posto = 12 — carica totale dei cationi assu-

mendo il ferro come FeO totale (LAIRD e ALBEE, 1981).

Le analisi chimiche delle cloriti sono state ricalcolate ponendo la somma dei cationi = 10.

I plagioclasti sono stati normalizzati in base a 5 cationi ed il ferro è stato assunto tutto come bivalente.

Le formule di stilpnomelano ed ilmenite sono state calcolate in base a 24 e 6 ossigeni rispettivamente, assumendo tutto il ferro come FeO.

*Anfiboli*

I punti rappresentativi degli anfiboli analizzati sono plottati sui diagrammi relativi alla classificazione di LEAKE (1978) (fig. 5); nelle tabelle 1 e 2 sono riportate analisi rappresentative dei principali gruppi di anfiboli. In tabelle e sui diagrammi sono riportate soltanto analisi le cui formule strutturali sod-

TABELLA 2

*Analisi chimiche rappresentative degli anfiboli di Fe-gabbri e dioriti*

1-2: orneblende rosso-brune (fase 1); 3-5: orneblende rosso-brune (fase 2); 6-7: orneblende brune; 8-11: orneblende verdi; 12: orneblenda verde primaria in roccia dioritica; 13: orneblenda verde metamorfica in roccia dioritica.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	43.09	46.23	43.25	44.50	44.94	42.97	42.20	49.65	49.00	52.17	53.99	47.61	45.07
TiO <sub>2</sub>	4.36	2.79	3.03	3.87	2.82	1.82	2.30	0.39	0.93	0.86	0.11	0.99	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.09	7.08	10.59	9.66	9.03	10.81	12.02	5.19	6.17	4.40	1.23	4.68	6.49
FeO <sub>tot</sub>	14.25	13.98	14.79	14.39	16.16	18.90	14.43	19.73	15.45	13.11	15.57	26.81	27.73
MnO	0.17	0.37	0.26	0.31	0.27	0.18	0.31	0.24	0.23	0.23	0.22	0.55	0.80
MgO	12.10	13.91	12.16	12.03	11.63	9.34	12.61	10.72	13.01	14.82	14.21	6.91	4.52
CaO	9.98	10.81	10.66	10.60	10.47	11.41	10.76	11.68	10.23	11.42	12.57	8.53	11.40
Na <sub>2</sub> O	3.42	2.20	3.73	3.17	3.14	2.69	3.09	1.06	2.45	0.80	0.22	1.28	1.16
K <sub>2</sub> O	0.13	0.00	0.09	0.00	0.17	0.19	0.14	0.00	0.04	0.00	0.00	0.15	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.08	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Totale	97.59	97.45	98.56	98.59	98.63	98.31	97.86	98.66	97.51	97.81	98.12	97.51	97.44
Si	6.341	6.716	6.335	6.495	6.579	6.424	6.148	7.274	7.120	7.434	7.807	7.109	7.016
Al <sup>IV</sup>	1.659	1.212	1.665	1.505	1.421	1.576	1.852	0.726	0.880	0.566	0.193	0.824	0.984
Al <sup>VI</sup>	0.091	0.000	0.163	0.157	0.137	0.329	0.212	0.170	0.180	0.173	0.017	0.000	0.207
Ti	0.482	0.305	0.334	0.425	0.310	0.205	0.252	0.043	0.102	0.092	0.012	0.111	0.032
Cr	0.000	0.009	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	1.304	0.948	1.396	1.477	1.518	2.000	0.877	1.924	1.264	1.066	1.693	1.742	0.053
Fe <sup>3+</sup>	0.449	0.751	0.415	0.279	0.460	0.363	0.881	0.495	0.613	0.496	0.190	1.606	0.557
Mn	0.021	0.045	0.032	0.038	0.033	0.023	0.038	0.030	0.028	0.028	0.027	0.069	0.105
Mg	2.654	3.012	2.655	2.617	2.538	2.080	2.738	2.341	2.818	3.148	3.063	1.538	1.049
Ca	1.574	1.683	1.673	1.658	1.642	1.828	1.680	1.834	1.593	1.743	1.948	1.365	1.901
Na	0.976	0.620	1.059	0.897	0.891	0.781	0.873	0.301	0.690	0.221	0.062	0.371	0.350
K	0.024	0.000	0.017	0.000	0.032	0.036	0.026	0.000	0.007	0.000	0.000	0.028	0.000
Mg/Mg+Fe <sup>2+</sup>	0.671	0.761	0.655	0.639	0.626	0.510	0.757	0.549	0.690	0.747	0.644	0.469	0.256

disfano i criteri indicati da LEAKE (1968) per considerare superiori le analisi di anfiboli, eccetto per OH, F, Cl che non sono stati determinati. Per ragioni grafiche sono stati omissi dai diagrammi i simboli eccessivamente ravvicinati.

Analisi eseguite su orneblende rosso-brune di origine apparentemente primaria in Fe-gabbri ne hanno dimostrata la completa sovrapposizione ai campi composizionali delle orneblende rosso-brune metamorfiche in rocce di analoga composizione, a conferma anche della identità dei caratteri ottici.

Come messo in evidenza da numerosi autori la composizione chimica degli anfiboli metamorfici è fortemente influenzata dalla composizione della roccia e, limitatamente ad alcuni elementi, dalle condizioni termodynamiche (SHIDO e MIYASHIRO, 1969;

ENGEL e ENGEL, 1962; LEAKE, 1965; BINNS, 1965, 1969; KOSTYUK e SOBOLEV, 1969; BARD, 1970; RAASE, 1974; STEPHENSON, 1977; FLEET e BARNETT, 1978, etc.); in particolare la maggior parte degli autori concorda nell'indicare la dipendenza del contenuto in Ti dalla temperatura e di Al<sup>VI</sup> dalla pressione.

Un certo grado di dipendenza del valore del rapporto Mg/Mg + Fe<sup>2+</sup> degli anfiboli dalla natura della roccia può essere osservata in figura 5: negli Mg-gabbri, il cui rapporto MgO/MgO + FeO risulta compreso tra 0,85 (gabbro troctolitico) <sup>(1)</sup> e 0,73 (gabbro eufotite) <sup>(1)</sup>, gli anfiboli hanno valori

<sup>(1)</sup> I range di composizione per le rocce sono riportati da dati analitici non pubblicati.

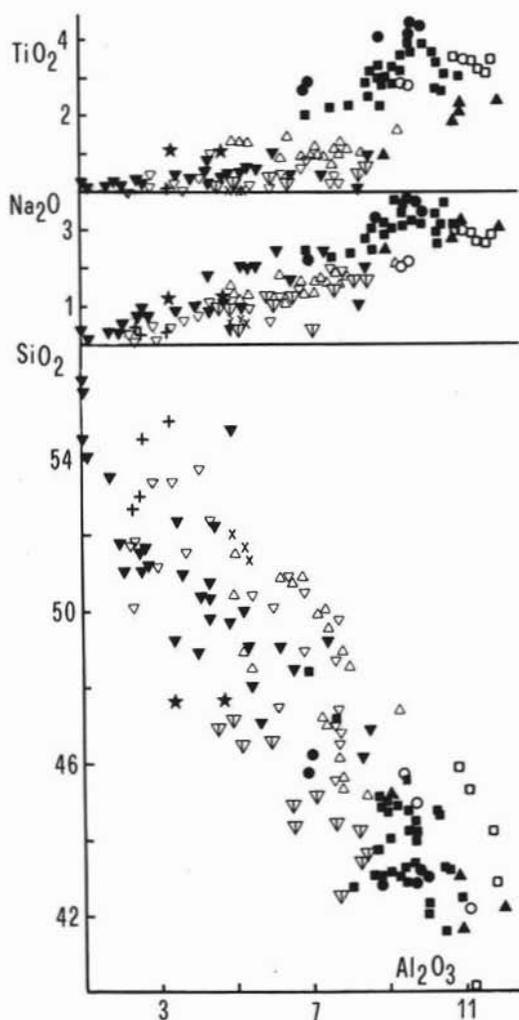


Fig. 6. — Variazione composizionale degli anfiboli in funzione del contenuto in  $Al_2O_3$ . Per i simboli vedi figura 5.

mediamente compresi tra 0,90 e 0,70. Fanno tuttavia eccezione gli anfiboli sviluppati su olivina ed alcune orneblende tremolitiche sviluppate entro fratture per i quali il valore del rapporto sale fino ad 1.

Negli Fe-gabbri, con rapporto  $MgO/MgO + FeO$  compreso tra 0,55 e 0,12<sup>(1)</sup>, il rapporto  $Mg/Mg + Fe^{2+}$  degli anfiboli presenta una notevole dispersione con valori compresi tra 0,95 e 0,50. Si può tuttavia osservare che la maggior parte degli anfiboli che presentano i valori del rapporto più elevati, soprattutto orneblende attinolitiche e

magnesio-orneblende al limite con orneblende attinolitiche, sono ancora sviluppati in fratture in evidente disequilibrio chimico rispetto alla composizione della roccia, soprattutto per quanto riguarda il contenuto in ferro.

Escludendo gli anfiboli in frattura il rapporto  $Mg/Mg + Fe^{2+}$  per gli anfiboli degli Fe-gabbri risulta compreso tra 0,84 e 0,55 con i valori più elevati corrispondenti alle orneblende tschermakitiche.

Nei campioni di diorite, in cui il rapporto  $MgO/MgO + FeO$  è approssimativamente uguale a 0,30<sup>(2)</sup>, gli anfiboli primari hanno un rapporto  $Mg/Mg + Fe^{2+}$  di circa 0,48 che scende fino a circa 0,25 per quelli metamorfici.

Una grossolana correlazione con il chimismo della roccia può essere riconosciuta anche per il rapporto  $Fe^{3+}/Al^{VI}$  degli anfiboli, mediamente più elevato in Fe-gabbri e dioriti che in Mg-gabbri.

La figura 6 mostra le variazioni composizionali di  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $SiO_2$  in funzione del contenuto in  $Al_2O_3$ ; è evidente l'incremento di  $TiO_2$  e  $Na_2O$  con  $Al_2O_3$  cui corrisponde una diminuzione di  $SiO_2$ . La figura può essere interpretata con sostituzioni tschermakitica ed edenitica in correlazione diretta col grado metamorfico.

L'aumento del tenore in Ti col grado metamorfico e la corrispondente diminuzione di Si è mostrata anche in figura 8; si può tuttavia osservare che le orneblende rosso-brune degli Fe-gabbri presentano valori massimi in Ti sensibilmente più elevati rispetto alle corrispondenti orneblende degli Mg-gabbri. Questo fatto è evidentemente in relazione al diverso contenuto in  $TiO_2$  della roccia:  $TiO_2$  compreso tra 5,1 % e 6,7 %<sup>(2)</sup> nei campioni di Fe-gabbro, e tra 0,09 e 0,22 %<sup>(2)</sup> in quelli di Mg-gabbro.

Negli Mg-gabbri le orneblende rosso-brune che compaiono talvolta nei primi stadi della fase 2 possono mostrare un leggero incremento dei contenuti in Ti ed Al rispetto a quelle della fase 1; questo fatto non può essere attribuito a condizioni termiche in aumento, ma è piuttosto da porre in rela-

<sup>(2)</sup> I range di composizione per le rocce sono riportati da dati analitici non pubblicati.

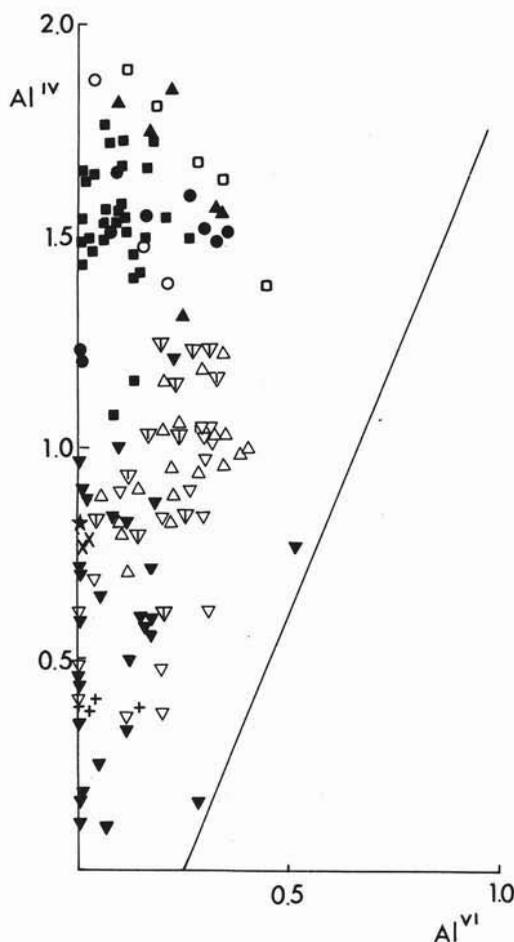


Fig. 7. — Variazione nei contenuti in  $Al^{IV}$  e  $Al^{VI}$  degli anfiboli. La linea corrisponde ad  $Al^{IV}/Al^{VI} = 2$ . Per i simboli vedi figura 5.

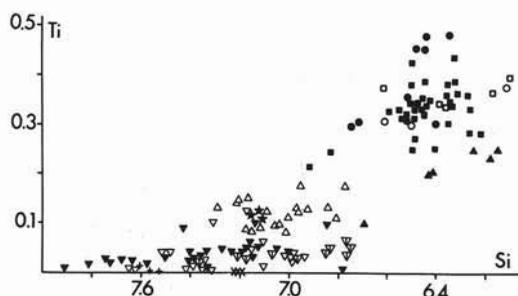


Fig. 8. — Relazione tra i contenuti in Ti e Si degli anfiboli. Per i simboli vedi figura 5.

zione alla maggiore mobilizzazione che si verifica nelle fratture.

Le orneblende degli orli di reazione tra

olivina e plagioclasio presentano valori in Ti particolarmente bassi che dipendono evidentemente dal chimismo delle fasi interessate alla trasformazione e dal fatto che per la formazione di queste strutture molto conservative sono necessarie mobilizzazioni molto ridotte. Gli anfiboli degli Fe-gabbri mostrano anche valori massimi in  $Na_2O$  più elevati di quanto accada negli Mg-gabbri, in relazione ad una maggior sostituzione edenitica già evidenziata nei diagrammi classificativi.

La figura 7 mostra la correlazione  $Al^{IV}/Al^{VI}$  degli anfiboli. La linea corrispondente a  $Al^{IV}/Al^{VI} = 2$  è stata indicata (RAASE, 1974; FLEET e BARNETT, 1978) come limite tra i campi delle orneblende formate in condizioni metamorfiche di bassa pressione e quelle formate a pressioni maggiori di 5 kbars. Le composizioni relative agli anfiboli del metamorfismo oceanico cadono nettamente nel campo delle orneblende di bassa pressione ed il rapporto  $Al^{IV}/Al^{VI}$  risulta tra i più elevati se confrontato con quello di anfiboli di varie serie metamorfiche (BINNS, 1965; ROBINSON e JAFFE, 1969; BARD, 1970; SAMPSON e FAWCETT, 1977; LAIRD e ALBEE, 1981).

Il diagramma  $(100 Na/Ca + Na)/(100 Al/Si + Al)$  (fig. 9) mette in evidenza il passaggio da anfiboli di tipo attinolitico ad orneblende. In ordinata vengono sommate la molecola edenitica e quella glaucofanica, di conseguenza il diagramma non è significativo per quanto riguarda le condizioni di gradiente; risulta tuttavia evidente una correlazione tra contenuti di Na e Al totali e grado metamorfico.

Sul diagramma  $Na^M_4/Na^A + K$  (fig. 10) i valori assoluti tendono ad aumentare col grado metamorfico; il valore in ascissa può risultare molto basso per anfiboli di basso grado metamorfico ed è uguale a zero per quelli sviluppati attorno ad olivina.

Infine se si confrontano le distribuzioni relative ai diagrammi di figure 9, 10, 11, 12 con quelle di anfiboli provenienti da campi metamorfici di diverso gradiente termico (riportate da LAIRD e ALBEE, 1981) si evidenzia una netta tendenza alla sovrapposizione con i campi relativi ai gradienti termici più elevati.

La composizione degli anfiboli sviluppati

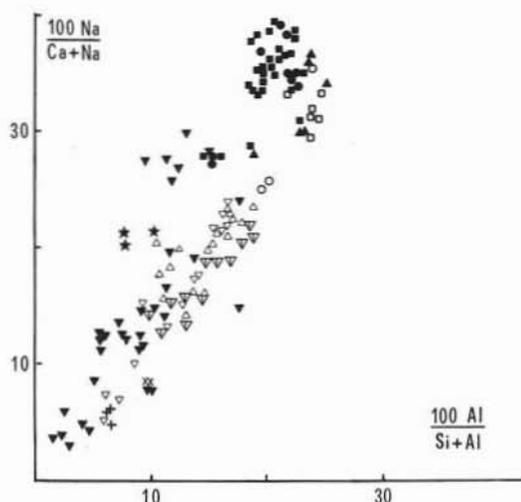


Fig. 9.

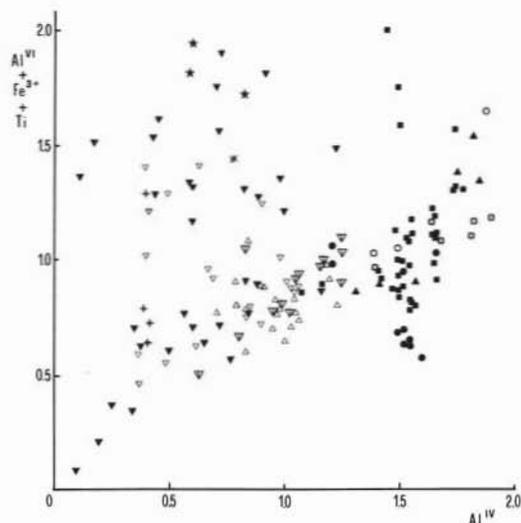


Fig. 12.

Figg. 9-10-11-12. — Diagrammi di variazione della composizione degli anfibioli studiati. Per i simboli vedi figura 5.

Successivamente ed in particolare profili analitici attraverso individui zonati, mostrano, in accordo con i dati ottici, variazioni molto graduali e pressochè continue. Una variazione di composizione relativamente brusca può essere, ma non sempre, osservata tra orneblende rosso-brune e le restanti orneblende, mentre un pur limitato intervallo di composizione esiste tra orneblende ed attinoliti.

La gradualità di variazione composizionale che si osserva nelle orneblende può significare, oltre che un continuo adeguamento alle variazioni delle condizioni termodinamiche, anche una certa diffusione tra granulo preformato e successive zonature. L'intervallo di composizione verificato tra orneblende ed attinoliti, che tra i diagrammi riportati risulta riconoscibile soltanto sul diagramma di figura 9, può forse essere attribuito alla presenza di un gap di miscibilità.

Attorno ai granuli olivini si sviluppano durante la fase 2 orli di reazione con magnesio-orneblenda esterna al granulo e tremolite verso l'interno: i due anfibioli, benchè formati contemporaneamente e benchè reciprocamente a contatto lungo il bordo del granulo sostituito, non presentano composizioni intermedie; se, come appare verosimile, questo fatto va attribuito ad un gap di miscibilità, questo risulterebbe per la coppia tremolite-orneblenda coesistenti sensibilmen-

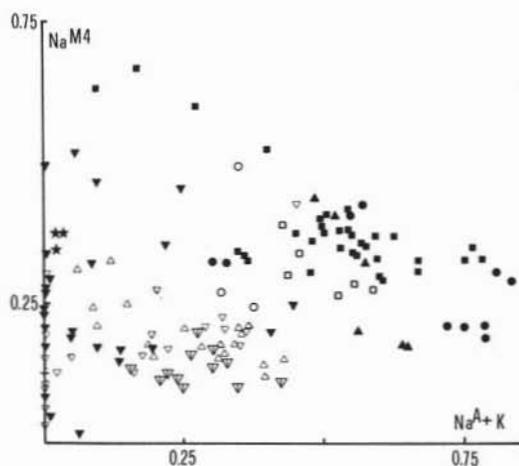


Fig. 10.

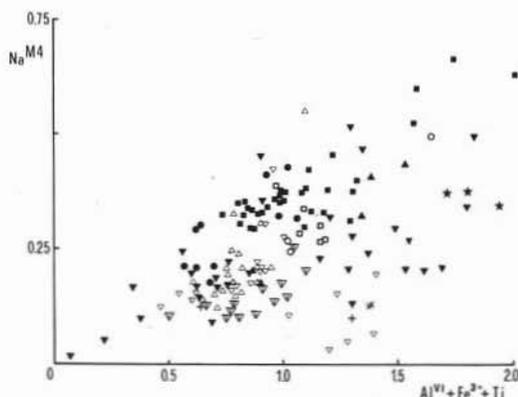


Fig. 11.

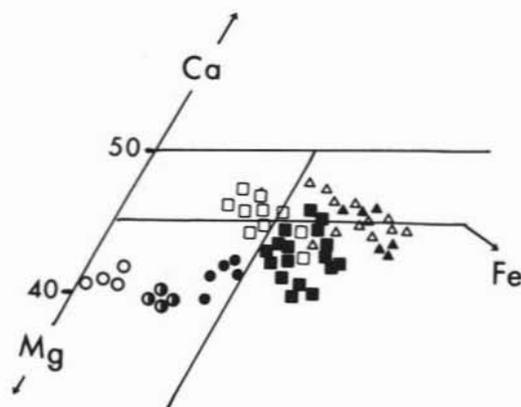


Fig. 13. — Composizione dei pirosseni nel diagramma Ca-Fe-Mg. Simboli vuoti: clinopirosseni primari; pieni: clinopirosseni metamorfici. □ = Mg-gabbri; △ = Fe-gabbri; ○ = troctolite.

te più evidente di quello verificato tra attinolite ed orneblenda.

OBA (1980) ha sperimentalmente dimostrato l'esistenza di un gap di miscibilità tra tremolite e pargasite a  $T = 800^{\circ}\text{C}$  per  $P = 1$  kb che scompare a  $P = 5$  kbs. L'esistenza di un gap di miscibilità tra attinolite ed orneblende in serie metamorfiche di bassa pressione è stato ipotizzato da vari autori (SHIDO e MIYASHIRO, 1959; HIETANEN, 1974; TAGIRI, 1977).

Per quanto riguarda gli anfiboli del metamorfismo oceanico nelle ofioliti dell'Appennino ligure tale ipotesi necessita comunque di un maggiore approfondimento.

### Pirosseni

Sono stati analizzati clinopirosseni di metagabbri occhiadino-listati a composizione di troctoliti, di gabbri olivini e di eufotidi; in alcuni casi sono stati analizzati per confronto anche pirosseni primari nelle rocce prive di tessiture metamorfiche.

I pirosseni di Fe-gabbri sono stati analizzati in rocce con strutture primarie ben conservate (pirosseni primari) ed in due campioni listati a struttura granoblastica poligonale (pirosseni metamorfici).

Le composizioni sono proiettate sul diagramma Ca-Fe-Mg (fig. 13); alcune analisi rappresentative sono riportate in tabella 3.

Nei metagabbri occhiadini i porfiroclasti di pirosseno primario al centro delle strut-

ture occhiadine mostrano una parziale riequilibrio; la parte centrale dei porfiroclasti di maggiori dimensioni può essere considerata approssimativamente corrispondente a quella del pirosseno primario; le parti più periferiche hanno spesso composizione equivalente a quella dei pirosseni granoblastici di neoformazione.

I pirosseni primari del campione di gabbro troctolitico cadono nel campo degli endiosidi, differenziandosi in maniera abbastanza sensibile dalla composizione degli altri pirosseni primari e di pirosseni analizzati in rocce gabbriche dell'Appennino Settentrionale (SERRI, 1979; COTTIN, 1981) per il contenuto relativamente elevato in enstatite. I pirosseni di neoformazione dello stesso campione, pur ricadendo ancora nel campo degli endiosidi, mostrano un netto aumento in

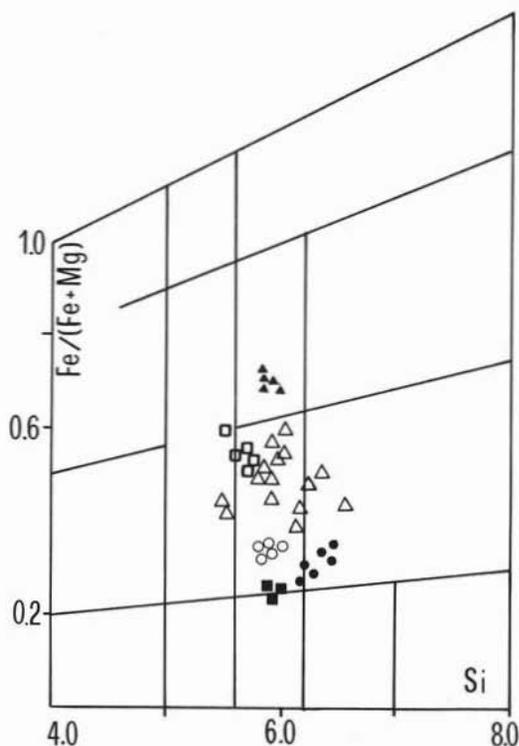


Fig. 14. — Classificazione delle cloriti (HEY, 1954). Simboli usati: ▲ = cloriti in Fe-gabbri con albite ed epidoto su plagioclasio; △ = cloriti in Fe-gabbri in microfratture con attinolite e epidoto; □ = cloriti in Mg-gabbri in fratture con prehnite; ● = cloriti in Mg-gabbri con attinolite; ○ = cloriti pseudomorfiche su olivina (parte centrale); ■ = cloriti pseudomorfiche su olivina (parte periferica).

ferrosilite mentre risulta pressochè costante il tenore in molecola wollastonitica. Punti analizzati alla periferia dei porfiroclasti possono mostrare composizioni intermedie (figura 13).

I pirosseni primari dei meta-Mg-gabbri presentano composizioni da diopsidiche fino ad augitiche, sostanzialmente simili a quelle riportate per gabbri dell'Appennino Settentrionale (SERRI, 1979; COTTIN, 1981). Mediamente i tenori in Fe più elevati si riscontrano in campioni con più bassi contenuti in olivina. Il campo dei pirosseni di neoformazione presenta un netto spostamento verso più alti tenori in Fe, con diminuzione in Ca ed Mg. L'aumento in molecola ferrosilitica rispetto ai pirosseni primari risulta evidente considerando le analisi di singoli campioni; anche in questo caso i porfiroclasti possono risultare parzialmente ricristallizzati.

I pirosseni di neoformazione, a struttura granoblastica, dei meta-Fe-gabbri listati presentano composizione intermedia tra saliti ed augiti; il confronto con il campo delle composizioni dei pirosseni primari di vari campioni di Fe-gabbro mostra un'ampia sovrapposizione.

### Plagioclasì

I dati analitici relativi ai plagioclasì risultano forzatamente incompleti in quanto questi minerali sono raramente sfuggiti a riequilibrio durante il metamorfismo orogenico di basso grado.

Su campioni provenienti da affioramenti del massiccio del Bracco e presso Rocchetta di Vara (La Spezia) sono state determinate le composizioni di plagioclasì primari in gabbri troctolitici (An 65-62), gabbri olivini (An 63-60) e gabbri eufotidi (An 62-55).

COTTIN (1981) riporta per plagioclasì primari di gabbri filoniani percentuali di An attorno al 63-64 %.

In metagabbri troctolitici ed olivini a tessitura occhiadino-listata è stato analizzato il plagioclasio granoblastico coesistente con clinopirosseno ed orneblenda rosso-bruna (fase 1) che presenta un contenuto di An 50 molto costante; in gabbri occhiadino-listati di varia composizione sono stati determinati otticamente valori compresi tra An 50 e An 47. Quando è stato possibile analizzarli, i porfiroclasti di plagioclasio presentano la

TABELLA 3  
Analisi chimiche rappresentative di pirosseni

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	50.22	49.82	50.94	51.76	52.99	52.90
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.55	0.91	0.82	0.22	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.32	5.09	3.98	2.52	0.82	1.31
FeO <sub>tot</sub>	6.81	7.10	8.71	7.90	9.03	9.30
MnO	0.18	0.17	0.28	0.16	0.00	0.26
MgO	17.79	17.91	15.08	14.84	13.69	12.98
CaO	17.88	17.79	19.16	21.16	21.19	21.79
Na <sub>2</sub> O	0.46	0.46	0.84	0.53	0.63	0.62
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.28	0.09	0.06	0.09	0.00	0.15
Totale	99.47	98.98	99.96	99.78	98.57	99.68
Si	1.834	1.828	1.877	1.917	1.999	1.982
Al <sup>IV</sup>	0.166	0.172	0.123	0.083	0.001	0.018
Al <sup>VI</sup>	0.063	0.048	0.050	0.027	0.035	0.040
Ti	0.015	0.015	0.025	0.023	0.006	0.010
Fe <sup>2+</sup>	0.110	0.095	0.185	0.200	0.283	0.291
Fe <sup>3+</sup>	0.098	0.123	0.083	0.045	0.002	0.000
Mn	0.006	0.005	0.009	0.005	0.000	0.008
Mg	0.968	0.979	0.828	0.819	0.770	0.725
Ca	0.699	0.699	0.757	0.840	0.857	0.875
Na	0.033	0.034	0.060	0.038	0.046	0.045
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.008	0.003	0.002	0.003	0.000	0.004

1: clinopirosseno primario in troctolite; 2: clinopirosseno metamorfico in troctolite; 3: clinopirosseno primario in Mg-gabbro; 4: clinopirosseno metamorfico in Mg-gabbro; 5: clinopirosseno primario in Fe-gabbro; 6: clinopirosseno metamorfico in Fe-gabbro.

stessa composizione dei plagioclasì granoblastici risultando quindi mineralogicamente riequilibrati.

In Fe-gabbri listati dell'Appennino Settentrionale i plagioclasì metamorfici coesistenti con clinopirosseno ed orneblenda in strutture granoblastiche hanno fornito valori compresi tra An 50 e An 45.

In rocce Mg-gabbri sono stati analizzati plagioclasì riferibili alla fase 2, riequilibrati con orneblenda bruna e/o verde sia nella roccia che in riempimento di fratture, che hanno fornito valori compresi tra An 30 e An 27. I valori più bassi sono riscontrati nei plagioclasì cresciuti entro fratture.

Ancora sono stati determinati valori di

TABELLA 4

Analisi chimiche rappresentative di  
cloriti (1-6), stilpnomelano (7), ilmenite (8)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	29,99	27,35	27,24	26,82	27,93	26,42	46,25	0,13
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	49,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,80	13,96	19,15	19,60	16,69	16,25	5,99	0,05
FeO	14,77	18,45	16,76	29,61	29,01	36,04	29,19	47,48
MnO	0,24	0,27	0,26	0,22	0,24	0,23	0,47	1,73
MgO	24,32	19,44	19,52	13,99	14,51	9,04	6,19	0,04
CaO	0,17	0,10	0,15	0,03	0,09	0,06	0,17	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,08	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,65	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
Totale	87,44	82,63	83,08	90,37	88,47	88,11	89,82	99,00
Si	2,996	2,968	2,920	2,797	2,978	2,952	8,053	0,007
Al <sup>IV</sup>	1,004	1,032	1,080	1,203	1,022	1,048	0,000	0,003
Al <sup>VI</sup>	1,092	1,137	1,339	1,206	1,075	1,092	1,229	0,000
Ti	0,003	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	1,926
Fe <sup>2+</sup>	1,234	1,674	1,502	2,582	2,587	3,570	4,250 <sup>+</sup>	2,051 <sup>+</sup>
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-
Mn	0,020	0,025	0,023	0,019	0,021	0,021	0,069	0,076
Mg	3,622	3,144	3,119	2,174	2,306	1,506	1,606	0,003
Ca	0,018	0,011	0,017	0,003	0,011	0,007	0,032	0,000
Na	0,000	0,007	0,000	0,010	0,000	0,000	0,027	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,144	0,000
Cr	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000
Fe/Fe+Mg	0,254	0,347	0,325	0,543	0,529	0,703		

+ = Ferro totale espresso come Fe<sup>2+</sup>. 1: clorite in Mg-gabbro pseudomorfa con attinolite su piro-seno; 2: clorite pseudomorfa su olivina (parte centrale); 3: clorite pseudomorfa su olivina (parte periferica); 4: clorite in Mg-gabbro in frattura con prehnite; 5: clorite in Fe-gabbro in microfratture con attinolite e epidoto; 6: clorite in Fe-gabbro con albite e epidoto su plagioclasio.

An compresi tra 30 e 23 in plagioclasii zonati, coesistenti con anfibolo attinolitico ± clorite sia in Mg-gabbri che in filoni basaltici.

Sia i plagioclasii della fase 1 che quelli della fase 2 presentano tenori in K<sub>2</sub>O molto bassi (≤ 0,15%), in accordo con la composizione globale della roccia, mentre il contenuto in FeO totale si aggira su valori compresi tra 0,60 e 0,90% per i plagioclasii di fase 1 ed attorno a 0,80% per quelli di fase 2.

Le albite (fase 3) coesistenti con prehnite + clorite + attinolite (Mg-gabbri) o con epidoto + clorite + stilpnomelano ± attinolite (Fe-gabbri) hanno contenuti in An ≤ 1%. Il tenore in K<sub>2</sub>O permane molto basso mentre i valori di FeO totale si aggirano tra 0,10 e 0,40%.

L'assenza completa di ogni traccia di prodotti secondari entro queste albite induce a ritenere che la composizione corrisponda a quella originaria e non sia stata influenzata dall'evento metamorfico alpino.

L'assenza di composizioni intermedie tra An ≤ 23 e An ≥ 1 è evidentemente in relazione al gap peristeritico.

### Cloriti

Sono state analizzate cloriti in diverse associazioni paragenetiche sia in Mg-gabbri che in Fe-gabbri. Alcune analisi rappresentative sono riportate in tabella 4; la somma totale anidra degli ossidi varia da 83 a 90% e quindi, come già osservato da ERNST (1976) e LIU e ERNST (1979), presenta in alcuni casi valori nettamente più bassi rispetto a quelli generalmente determinati nelle cloriti (circa 88%).

Le composizioni ottenute in microsonda sono riportate sul diagramma Fe/Fe + Mg secondo lo schema di classificazione di HEY (1954) (fig. 14); le variazioni nel contenuto in Si sono relativamente modeste, mentre apprezzabili sono quelle relative al rapporto Fe/Fe + Mg. Tali variazioni sembrano avere un controllo esclusivamente chimico: infatti le cloriti degli Fe-gabbri presentano un rapporto sensibilmente più elevato rispetto a quelle degli Mg-gabbri in relazione evidente al chimismo della roccia. In questi ultimi viene inoltre evidenziato un controllo chimico a scala millimetrica: infatti le cloriti in pseudomorfose su olivina presentano contenuti in Si (e Al) mediamente più bassi; inoltre quelle formate alla periferia, in contatto con plagioclasii, hanno Fe molto più basso e Al più elevato di quelle interne al granulo sostituito.

I valori del rapporto Fe/Fe + Mg più elevati sono realizzati in cloriti entro fratture di fase 3; anche in questo caso il controllo può essere di tipo chimico, in quanto si verifica entro queste fratture un importante incremento relativo in Fe<sup>2+</sup>.

Anche se in maniera non rigorosa SiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tendono a variare inversamente. Il valore di Al<sup>VI</sup> in tutte le cloriti analizzate è generalmente leggermente più elevato di Al<sup>IV</sup>, benchè i due valori siano sempre molto vicini. Molto bassi risultano i tenori in Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0-0,1%), TiO<sub>2</sub> (0-0,04%) e alcali, apprezzabili quelli in MnO (0,09-0,27%).

È infine necessario ricordare che, benchè nei campioni scelti per l'analisi i caratteri petrografici non mostrino nessuna evidenza di successive ricristallizzazioni, non è del

tutto possibile escludere l'ipotesi di una parziale riequilibratura chimica che potrebbe aver interessato le cloriti durante la fase metamorfica orogenica a prehnite-pumpellyite.

### Epidoti

Gli epidoti mostrano uniformemente un contenuto molto elevato in molecola pistacitica, attorno al 35-36 %. Per quanto le variazioni siano molto modeste i valori in pistacite più elevati si riscontrano costantemente al nucleo dei granuli.

In Fe-gabbri, che contengono percentuali apprezzabili in allanite primaria, l'epidoto sviluppato nelle fratture della fase 3 presenta spesso sensibili tenori in elementi delle terre rare; ad un'indagine preliminare tale contenuto corrisponde approssimativamente al 2-4 % in peso di ossidi.

### Discussione

COTTIN (1981), sulla base dei caratteri petrografici e della composizione dei clinopiroseni, ha fornito una stima della pressione di solidificazione delle rocce gabbriiche compresa tra 4 e 7 kbs. SERRI (1979) ha valutato a temperature tra 700 e 800° C per  $P \leq 5$  kbs le condizioni di equilibrio tra clinopiroseno ed ortopiroseno di essoluzione in fase di subsolidus.

ONUKI (1966) suggerisce l'utilizzo come geotermometro del coefficiente di distribuzione:

$$K_{h-p} = [X/(1-X)] \cdot [(1-Y)/Y]$$

dove  $X = Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$  nell'orneblenda e  $Y = Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$  nel Ca-piroseno, tra coppie coesistenti di orneblenda e Ca-piroseno.

L'applicazione di tale metodo a coppie di orneblende e clinopiroseni primari in Fe-gabbri ha fornito un valore di  $K_{h-p} = 1,70$ , con un range compreso tra 1,56 e 1,78, corrispondente a temperature di  $730^\circ \pm 50^\circ C$  che possono essere considerate consistenti con temperature di solidus per questo tipo di rocce.

In Mg-gabbri listati su coppie di orneblende e clinopiroseni metamorfici coesistenti in tessiture granoblastiche i valori del  $K_{h-p}$  sono distribuiti su un range compreso

tra 1,40 e 1,70, con massima concentrazione attorno a 1,60 che indicherebbe temperature di circa  $680^\circ \pm 50^\circ C$ .

Valori del tutto analoghi risultano da Fe-gabbri gneissici a struttura finemente granoblastica poligonale per i quali si ottiene un  $K_{h-p} = 1,55$ , con un range compreso tra 1,35 e 1,67.

Pur tenendo conto dei limiti del metodo, legati anche al calcolo del ferro, i valori considerati sembrano attendibili, anche per la notevole omogeneità dei risultati in campioni diversi e di diversa composizione.

La cristallizzazione di ortopiroseno per temperature di questo ordine è verosimilmente indicativa di condizioni di  $P_f < P_t$ ; le condizioni di stabilità dell'ortopiroseno a  $P_f = P_{h,0}$  richiederebbero infatti, per temperature di questo ordine, pressioni non superiori ad 1 kb (AKELLA e WINKLER, 1966; CHOUDHURI e WINKLER, 1967) che sembrano poco proponibili nel contesto geologico.

Se si considera il rapporto  $Al^{IV}/Al^{VI}$  delle orneblende indicativo della pressione come suggerito da vari autori (LEAKE, 1955; RAASE, 1974; GRAHAM, 1974; BROWN, 1977; LAIRD e ALBEE, 1981), e tenendo presente che tale rapporto non dovrebbe essere influenzato da quello tra  $P_f$  e  $P_t$ , risulta evidente il carattere di bassa pressione relativo a tutto il ciclo metamorfico oceanico; in particolare, in base alle valutazioni suggerite da RAASE (1974), già durante la fase 1 dovevano realizzarsi pressioni nettamente inferiori ai 5 kbs.

Il confronto tra le orneblende «oceaniche» e quelle di serie a diverso gradiente termico (LAIRD e ALBEE, 1981) mostra le maggiori analogie con quelle di più elevato gradiente e suggerisce che i rapporti  $P/T$  di tipo Abukuma possano essere probabili.

L'associazione di orneblenda con plagioclasio da andesinico ad oligoclasico (An 40-25), che caratterizza in larga parte la fase 2, è indicativa di condizioni metamorfiche riferibili alla facies anfibolitica. La variazione di composizione delle orneblende, ed in particolare le variazioni del contenuto in  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  e  $Na_2O$ , indicano condizioni termiche in progressiva diminuzione a partire da  $T$  massime verosimilmente non molto lontane da quelle della fase 1. La netta zonatura che si riscontra in molte orneblende, specie in

prossimità delle fratture, può indicare che l'introduzione dei fluidi, mentre favoriva lo sviluppo di paragenesi rappresentative di nuovi equilibri, doveva accompagnarsi ad un decremento delle temperature relativamente rapido, tale almeno da non consentire la completa riequilibrio tra anfiboli diversi formati successivamente.

I risultati sperimentali su rocce a chimismo basaltico (LIU et al., 1974) indicano il limite inferiore per associazioni a plagioclasio ed orneblenda a circa 550° C (per  $P_f = P_t = 2$  kbs). In mancanza di fasi critiche, la composizione delle orneblende e l'assenza di granato possono essere considerate indicative del persistere di gradienti elevati al diminuire delle temperature.

Il gap di miscibilità tra magnesio-orneblenda e tremolite coesistenti a temperature di questo ordine, come il gap composizionale al passaggio da orneblenda ad attinolitite, a temperature leggermente inferiori, indicherebbero, se confermati, pressioni non molto superiori ad 1 kb (OBA, 1980).

La fase 2 si conclude con la cristallizzazione di attinolitite in coesistenza ancora con plagioclasio da andesinico ad oligoclasico.

L'associazione di plagioclasio calcico (da andesina a labradorite) con attinolitite è conosciuta per serie metamorfiche di pressione molto bassa (SHIDO, 1958; SEKI, 1961; MIYASHIRO, 1961; LOOMIS, 1966) oltre che di metamorfiti di ambiente oceanico (MIYASHIRO et al., 1971).

Sulla base dei dati sperimentali di LIU et al. (1974) in rocce a chimismo basaltico, l'associazione a plagioclasio, attinolitite, clorite sembra poter essere localizzata tra la facies anfibolitica e quella a Scisti Verdi, a temperature comprese tra i 550° C ed i 475° C per condizioni di bassa  $P_f$  e  $f_{O_2}$ .

Per le ofioliti di East Taiwan, LIU e ERNST (1979), tenendo conto dei possibili effetti di variazioni di  $f_{O_2}$  e  $P_{H_2O}$ , suggeriscono per associazioni di attinolitite con plagioclasio calcico temperature comprese tra 300° e 500° C a pressioni totali inferiori a circa 1 kb.

L'associazione di albite, attinolitite, prehnite si sviluppa esclusivamente in Mg-gabbri, in molti casi a partire dalle stesse fratture su cui si erano precedentemente sviluppate

associazioni ad orneblenda (od attinolitite) e plagioclasio.

La temperatura massima a cui può formarsi la prehnite è stata determinata sperimentalmente a  $T = 380^\circ$  C per  $P_f = 2$  kbs (LIU, 1971); a  $P$  inferiori la temperatura risulta probabilmente non superiore a circa 350° C. La coesistenza, assieme ad albite e clorite, di prehnite ed attinolitite è considerata tra gli indicatori di condizioni metamorfiche di bassa pressione (SEKI, 1969; KUNIYOSHI e LIU, 1976).

Negli Fe-gabbri l'associazione di albite + epidoto + clorite  $\pm$  attinolitite  $\pm$  stilpnomelano presenta significato e distribuzione pressochè equivalenti; il basso contenuto in clinzoisite degli epidoti può suggerire (MIYASHIRO e SEKI, 1958; STRENS, 1965; KAWACHI, 1970; LIU, 1973; KUNIYOSHI e LIU, 1976) che il passaggio da associazioni ad oligoclasio + attinolitite + clorite a quelle ad albite + epidoto sia avvenuta in condizioni di pressione molto basse e temperature relativamente basse, certamente inferiori ai 400° C.

La stabilità di stilpnomelano è del tutto consistente con temperature di questo ordine e non in contraddizione con un regime di pressioni molto basse, essendo stata segnalata anche in serie metamorfiche di gradiente molto elevato (KATADA e SUMI, 1966).

La situazione di terreno (CORTESOGNO et al., 1978) indica che gli spessori al di sotto dei quali si sviluppavano le paragenesi riferite alla fase 3 non dovessero superare di molto alcune centinaia di metri al di sotto del fondo marino. Temperature tra i 300° C ed i 350° C a profondità di questo ordine risultano in accordo col modello proposto da SPOONER e FYFE (1973) che prevede un gradiente geotermico dell'ordine di circa 1300° C/km nei 300-400 m immediatamente al di sotto del contatto con l'acqua del mare.

### Considerazioni conclusive

In figura 15 è rappresentata la traiettoria, in termini di  $T$  e  $P_f$  seguita dalle rocce gabbri e costruita in base ai dati precedentemente discussi: la cristallizzazione dei fusi può verosimilmente essere localizzata a profondità tra i 25 ed i 15 km, in camere magmatiche contenute, almeno parzialmente, all'interno di masse lherzolitiche.

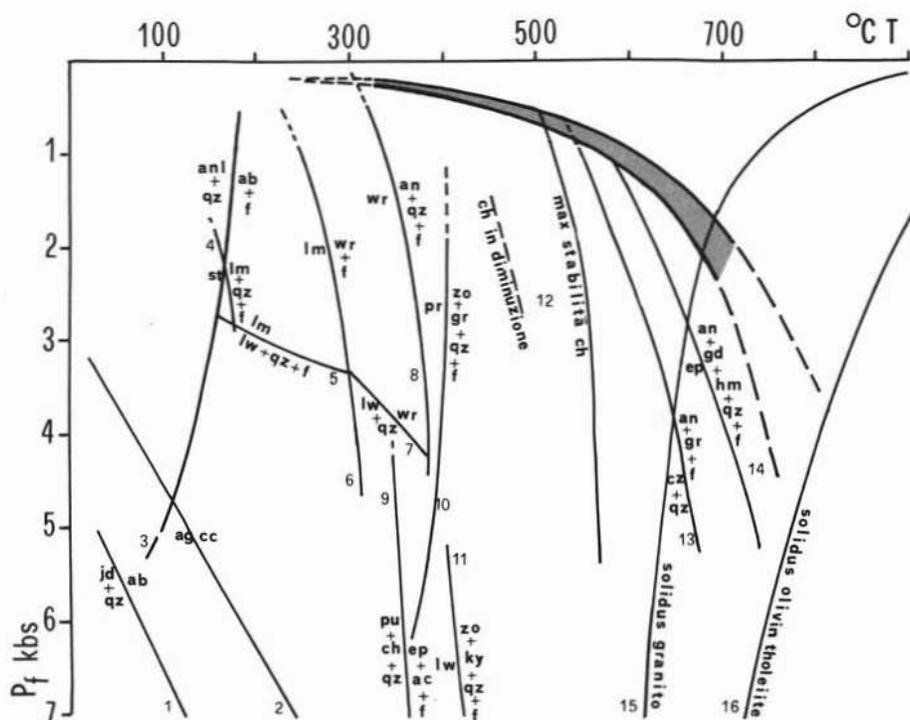


Fig. 15. — Diagramma  $P$ - $T$ . L'area punteggiata mostra la probabile traiettoria  $P$ - $T$  durante l'evoluzione retrograda del metamorfismo oceanico nei gabbri delle ofioliti dell'Appennino Settentrionale. Le curve sperimentali sono riportate da: 1: NEWTON e SMITH (1967); 2: JAMIESON (1953), CLARK (1957); 3: LIU (1971 c); 4: LIU (1971 d); 5, 6, 7: LIU (1971 b); 8: LIU (1970); 9: NITSCH (1971); 10: LIU (1971 a); 11: NEWTON e KENNEDY (1963); 12: LIU et al. (1974); 13: HOLDAWAY (1966); 14: LIU (1973); 15, 16: YODER e TILLEY (1962). - Abbreviazioni usate per i minerali: *ab*: albite, *ac*: attinolite, *ag*: aragonite, *an*: anortite, *anl*: analcime, *cc*: calcite, *cb*: clorite, *cz*: clinozoisite, *ep*: epidoto, *f*: vapor d'acqua, *gd*: grandite, *gr*: grossularia, *hm*: ematite, *ky*: cianite, *jd*: giacite, *lm*: laumontite, *lw*: lawsonite, *pr*: prehnite, *pu*: pumpellyite, *qz*: quarzo, *st*: stilbite, *wr*: wairakite, *zo*: zoisite.

I fenomeni di cristallizzazione e differenziazione sono accompagnati da movimenti di flusso interni alla camera magmatica che sembrano ricollegabili a condizioni di elevata attività tettonica; il proseguirsi di questa oltre la solidificazione dei gabbri dà luogo ai vari eventi metamorfici.

Il carattere retrogrado delle successive fasi metamorfiche e la stima delle condizioni  $P/T$  indicano un graduale raffreddamento ed una progressiva risalita; questo primo ciclo metamorfico, che interessa esclusivamente il complesso basale gabbro-peridotitico delle ofioliti, inizia a profondità probabilmente non superiori a 10-15 km e si conclude sul fondo del bacino. Appare quindi evidente che, senza escludere componenti traslative, le azioni dinamiche dovessero avere una importante componente verticale.

Durante le varie fasi metamorfiche il gra-

diente termico, già inizialmente molto elevato, sembra in aumento; in particolare al momento del denudamento delle masse gabbro-peridotitiche si raggiungono valori estremi. Non sembra possibile ipotizzare che gradienti di questo ordine si mantenessero costanti in profondità e d'altronde l'entità relativamente modesta delle trasformazioni indotte sulle rocce gabbriche durante la fase 3, suggeriscono che tali condizioni non siano state mantenute a lungo nel tempo.

Tutto porta quindi a considerare che le condizioni termiche non dovessero corrispondere ad una situazione a regime e che le alte temperature realizzate fossero principalmente legate al calore residuo delle masse in veloce risalita.

Pur in presenza di gradienti molto elevati non sembra quindi che il metamorfismo oceanico delle rocce gabbriche dell'Appennino

Settentrionale possa, tenendo conto anche del contesto geologico, essere ricondotto ad un normale modello di ridge.

Una ipotesi di risalita delle masse gabbro-peridotitiche sotto forma di protusioni solide lungo una zona di faglie transformi secondo modelli del tipo di quelli recentemente proposti (GIANELLI e PRINCIPI, 1977; CORTESOGNO et al., 1978; ABBATE et al., 1980) sembrerebbe adattarsi meglio ai dati osservati. Resterebbero in questo caso da spiegare le cause della risalita che inizia ben prima della serpentinizzazione delle masse ultrafemiche (CORTESOGNO et al., 1978, 1979, 1981).

Con il secondo ciclo metamorfico (CORTE-SOGNO, 1980) si instaura, in concomitanza di una attività effusiva basaltica relativamente intensa, un regime di elevato flusso termico con risalita delle geoisoterme all'interno

delle coperture vulcano-sedimentarie; all'interno di queste l'innalzamento delle temperature, che almeno in certi casi sembra influenzato dalla risalita di fusi basaltici, raggiunge localmente condizioni di Scisti Verdi od eccezionalmente anche di grado più elevato, ed è accompagnato da estese ed importanti attività idrotermali. Almeno per alcuni aspetti quindi il secondo ciclo metamorfico sembra meglio approssimare condizioni di ridge.

*Ringraziamenti.* — Il contributo finanziario del C.N.R. ha permesso l'uso delle apparecchiature del Laboratorio di Analisi in Microsonda che è stato istituito presso l'Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Modena affinché vi possano accedere ricercatori di discipline afferenti al Comitato 05.

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

## BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PRINCIPI G. (1980) - *Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust. Ophiolite, special issue on Tethyan ophiolites, 1, Western Area.* G. Rocci Editor, 59-96.
- ABBATE E., SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences.* In «Development of the Northern Apennine Geosyncline». Sestini Ed., Sed. Geol., 4, 3/4.
- AKELLA J., WINKLER H.G.F. (1966) - *Orthorhombic amphibole in some metamorphic reaction.* Contrib. Mineral. Petrol., 12, 1-12.
- BARD J.P. (1970) - *Composition of hornblendes formed during the hercynian progressive metamorphism of the Aracena metamorphic belt.* Contrib. Mineral. Petrol., 28, 117-134.
- BENCE A.E., ALBEE A.L. (1968) - *Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides.* Journ. Geol., 76, 382-403.
- BINNS R.A. (1965) - *The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Williyama Complex, Broken Hill district, New South Wales. Part. I. Hornblendes.* Min. Mag., 35, 306-326.
- BINNS R.A. (1969) - *Ferromagnesian minerals in high-grade metamorphic rocks.* Geol. Soc. Austr. Spec. Publs., 2, 323-332.
- BONATTI E. (1975) - *Metallogenesis at oceanic spreading centers.* Annual Rev. Earth Planet. Sci., 3, 401-431.
- BONATTI E., HONNOREZ J., KIRST P., RADICATI F. (1975) - *Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06° N: contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley.* Journ. Geol., 83, 61-78.
- BORTOLOTTI V., CORTESOGNO L., GIANELLI G., PICCARDO G.B., SERRI G. (1976) - *I filoni basaltici delle ofioliti dell'Appennino settentrionale e il loro significato nella formazione del bacino oceanico ligure.* Ophioliti, 1, III, 331-364.
- BROWN E.H. (1977) - *The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of metamorphism.* Journ. Petrol., 18, 58-72.
- CHOUDHURI A., WINKLER H.G.F. (1967) - *Anthophyllit and Hornblende in einigen metamorphen Reaktionen.* Contrib. Mineral. Petrol., 14, 293-315.
- CLARK S.P. (1957) - *A note on calcite-aragonite equilibria.* Am. Min., 42, 564-566.
- CORTESOGNO L. (1980) - *Il metamorfismo giurassico nelle ofioliti dell'Appennino Settentrionale: due distinti cicli metamorfici in ambiente oceanico.* Ophioliti, 5, 1, 5-18.
- CORTESOGNO L., OLIVERI F. (1974) - *Fenomeni metamorfici di alta temperatura ed evoluzione polimetamorfica in ambiente «oceanico» ed orogenico di diabasi, breccie e sedimenti associati, affioranti presso Framura (Liguria Orientale).* Rend. S.I.M.P., 30, 931-959.
- CORTESOGNO L., GIANELLI G., PICCARDO G.B. (1975) - *Preorogenic metamorphic and tectonic evolution of the Ophiolite mafic rocks (Northern Apennine and Tuscany).* Boll. Soc. Geol. It., 94, 291-327.
- CORTESOGNO L., GIANELLI G., MESSIGA B. (1977) - *Le rocce gabbriche dell'Appennino Settentrionale. III. Caratteristiche petrografiche: evoluzione metamorfica in ambiente oceanico e oroge-*

- nico, confronti con metagabbri a metamorfismo alpino-tipo. *Ofoliti*, 2, I, 75-99.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B., PRINCIPI G., VENTURELLI G. (1978) - *Le breccie ofiolitiche della Liguria orientale: nuovi dati e discussione sui modelli paleogeografici*. *Ofoliti*, 3, II/III, 99-160.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B., PRINCIPI G. (1980) - *Le breccie serpentinitiche giurassiche della Liguria Orientale*. *Archiv. Sci. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 33, 185-200 - Special issue on Tectonic inclusions and associated rocks in serpentinites Genève, 1979.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B., PRINCIPI G. (1981) - *Descrizione dettagliata di alcuni caratteristici affioramenti di breccie serpentinitiche della Liguria orientale ed interpretazione in chiave geodinamica*. *Ofoliti*, 6, I, 47-76.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B., PRINCIPI G., VERCESI DEL CASTELLAZZO G. (1981) - *Carta geologica delle ofoliti del Bracco tra Levanto e Velva. Centro di studio per la geologia dell'Appennino in rapporto alle geosinclinali mediterranee*. C.N.R. Firenze.
- COTTIN J.Y. (1981) - *Sur l'origine des filons et lentilles de gabbros associés aux tectonites lherzolitiques de l'association ultramafique-mafique du Bracco (Apennins Ligure, Italie)*. *Ofoliti*, in stampa.
- ENGEL A.E., ENGEL C.G. (1962) - *Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, northwest Adirondack Mountains, New York*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73, 1499-1514.
- ERNST W.G. (1976) - *Mineral chemistry of eclogites and related rocks from the Voltri Group, Western Liguria, Italy*. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 56, 293-343.
- FLEET M.E., BARNETT R.L. (1978) - *Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> partitioning in calciferous amphiboles from the Froot Mine, Sudbury, Ontario*. *Can. Min.*, 16, 527-532.
- GALBIATI B., GIANELLI G., PRINCIPI G. (1976) - *Nuovi dati sulle ofoliti del Bargonasco e tentativo di una loro ricostruzione paleogeografica*. *Ofoliti*, 1, III, 391-406.
- GALLI M., CORTESOGNO L. (1970) - *Studi petrografici sulle formazioni ofiolitiche dell'Appennino ligure*. XIII. *Fenomeni di metamorfismo di basso grado in alcune rocce della formazione ofiolitica dell'Appennino ligure*. *Rend. S.I.M.P.*, 26, 599-647.
- GIANELLI G. (1977) - *Vara Supergroup ophiolite probably represents an ancient transcurrent fault zone*. *Ofoliti*, 2, I, 115-136.
- GIANELLI G., PRINCIPI G. (1977) - *Northern Apennine Ophiolite: an ancient transcurrent fault zone*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 96, 53-58.
- GRAHAM C.H. (1974) - *Metabasite amphiboles of the Scottish Dalradian*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, 165-185.
- HASHIMOTO M. (1966) - *On the prehnite-pumpellyite metagreywacke facies*. *Journ. Geol. Soc. Japan*, 72, 252-265.
- HEY M.H. (1954) - *A new review of the chlorites*. *Min. Mag.*, 30, 277-292.
- HIETANEN A. (1974) - *Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite, and plagioclase in metamorphic rocks, northern Sierra Nevada, California*. *Am. Min.*, 59, 22-40.
- HOLDAWAY M.J. (1966) - *Hydrothermal stability of clinozoisite plus quartz*. *Am. J. Sci.*, 264, 643-667.
- KATADA M., SUMI K. (1966) - *Stilpnomelane coexisting with biotite in a Ryôke metamorphic rock*. *Journ. Geol. Soc. Japan*, 72, 11, 543-544.
- KAWACHI Y. (1970) - *Geology and metamorphism near the head of Lake Wakatipu*. Ph. D. Thesis, Univ. Otago, Dunedin, New Zealand.
- KOSTYUK E.A., SOBOLEV V.S. (1969) - *Paragenetic types of calciferous amphiboles of metamorphic rocks*. *Lithos*, 2, 67-81.
- KUNIYOSHI S., LIU J.G. (1976) - *Contact metamorphism of the Karmutsen Volcanics, Vancouver Island, British Columbia*. *Journ. Petrol.*, 17, 73-99.
- JAMIESON J.C. (1953) - *Phase equilibria in the system calcite-aragonite*. *Journ. Chem. Phys.*, 21, 1385-1390.
- LAIRD J., ALBEE A.L. (1981) - *High-pressure metamorphism in mafic schist from Northern Vermont*. *Am. J. Sci.*, 281, 97-126.
- LAIRD J., ALBEE A.L. (1981) - *Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont*. *Am. J. Sci.*, 281, 127-175.
- LEAKE B.E. (1965) - *The relationships between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism*, pp. 299-318 in PITCHER W.S. e FLINN G.W. (Eds.), «Controls of metamorphism». *Geol. J. Spec. Issue*, 1, Oliver & Boyd, Edinburg.
- LEAKE B.E. (1968) - *A catalog of analyzed calciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals*. *Geol. Soc. Am. Special Paper N. 98*.
- LEAKE B.E. (1978) - *Nomenclature of amphiboles*. *Can. Min.*, 16, 501-520.
- LIU J.G. (1970) - *Synthesis and stability relations of wairakite, CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub> · 2H<sub>2</sub>O*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 27, 259-282.
- LIU J.G. (1971 a) - *Synthesis and stability relations of prehnite, Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>(OH)<sub>2</sub>*. *Am. Min.*, 56, 507-531.
- LIU J.C. (1971 b) - *P-T stabilities of laumontite, wairakite, lausonite and related minerals in the system CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub> · SiO<sub>2</sub> · H<sub>2</sub>O*. *Journ. Petrol.*, 12, 379-411.
- LIU J.G. (1971 c) - *Analcime equilibria*. *Lithos*, 4, 389-402.
- LIU J.G. (1971 d) - *Stilbite-laumontite equilibrium*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31, 171-177.
- LIU J.G. (1973) - *Synthesis and stability relations of epidote, Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>FeSi<sub>2</sub>O<sub>7</sub>(OH)*. *Journ. Petrol.*, 14, 381-413.
- LIU J.G., ERNST W.G. (1979) - *Oceanic ridge metamorphism of the East Taiwan Ophiolite*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 335-348.
- LIU J.G., KUNIYOSHI S., ITO K. (1974) - *Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system*. *Am. J. Sci.*, 274, 613-632.
- LOOMIS A.A. (1966) - *Contact metamorphic reactions and processes in the Mt. Tallac roos remnant, Sierra Nevada, California*. *Journ. Petrol.*, 7, 221-245.
- MIYASHIRO A. (1961) - *Evolution of metamorphic belts*. *Journ. Petrol.*, 2, 227-311.

- MIYASHIRO A., SEKI Y. (1958) - *Enlargement of the composition field of epidote and piemontite with rising temperature.* Am. J. Sci., 256, 423-430.
- MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1971) - *Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N.* Phyl. Trans. Roy. Soc. Lond. A, 268, 589-603.
- NEWTON R.C., KENNEDY G.C. (1963) - *Some equilibrium reactions in the join  $CaAl_2Si_2O_8-H_2O$ .* Journ. Geophys. Res., 68, 2976-2983.
- NEWTON R.C., SMITH J.V. (1967) - *Investigations concerning the breakdown of albite at depth.* Journ. Geol., 75, 268-286.
- NITSCH K.H. (1971) - *Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyithaltigen Paragenesen.* Contrib. Mineral. Petrol., 30, 240-260.
- OBA T. (1980) - *Phase relations in the tremolite-pargasite join.* Contrib. Mineral. Petrol., 71, 247-256.
- ONUKI H. (1966) - *Mg-Fe<sup>2+</sup> distribution between coexisting hornblende and Ca-rich pyroxene.* Jap. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol., 56, 246-255.
- RAASE P. (1974) - *Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism.* Contrib. Mineral. Petrol., 45, 231-236.
- ROBINSON P., JAFFE H.W. (1969) - *Chemographic exploration of amphibole assemblages from central Massachusetts and southwestern New Hampshire.* Min. Soc. Am. Spec. Pap., 2, 25-274.
- SAMPSON G.A., FAWCETT J.J. (1977) - *Coexisting amphiboles from the Hastings region of south-eastern Ontario.* Can. Min., 15, 283-296.
- SEKI Y. (1961) - *Calcareous hornfels in the Arisu district of the Kitakami Mountains, north-eastern Japan.* Jap. Journ. Geol. Geogr., 32, 55-78.
- SEKI Y. (1969) - *Facies series in low-grade metamorphism.* J. Geol. Soc. Japan, 75, 255-266.
- SERRI G. (1979) - *Chemistry and petrology of gabbroic complexes from the northern Apennine ophiolites.* Proceeding of the Intern. Ophiolite Symposium, Nicosia, Cyprus, 296-313.
- SHIDO F. (1958) - *Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma Plateau.* J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, ser. 2, 11, 132-217.
- SHIDO F., MIYASHIRO A. (1959) - *Hornblendes of basic metamorphic rocks.* J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 12, 85-102.
- SPOONER E.T.C., FYFE W.S. (1973) - *Sub-Sea-Floor Metamorphism, Heat and Mass Transfer.* Contrib. Mineral. Petrol., 42, 287-304.
- STEPHENSON N.C.N. (1977) - *Coexisting hornblendes and biotites from Precambrian gneisses of south coast of Western Australia.* Lithos, 10, 9-27.
- STRENS R.G.J. (1965) - *Stability and relations of the Al-Fe epidote.* Min. Mag., 35, 464-475.
- TAGIRI M. (1977) - *Fe-Mg partitioning and miscibility gap between coexisting calcic amphiboles from the Southern Abukuma Plateau, Japan.* Contrib. Mineral. Petrol., 62, 271-281.
- YODER H.S., TILLEY C.E. (1962) - *Origin of basaltic magmas: and experimental study of natural and synthetic rock system.* Journ. Petrol., 3, 342-532.