

## FASI METAMORFICHE E DEFORMAZIONI ALPINE NEL BRIANZONESE E NEL PRE-PIEMONTESE - PIEMONTESE ESTERNO DELLE ALPI LIGURI: UN POSSIBILE MODELLO EVOLUTIVO

BRUNO MESSIGA

Istituto di Petrografia, Università di Genova, Corso Europa, 16132 Genova

MARIO OXILIA †

Istituto di Geologia, Università di Pavia, Strada Nuova 65, 27100 Pavia

GIOVANNI B. PICCARDO

Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica, Univ. di Firenze, via La Pira 4, 50100 Firenze

MARIO VANOSI

Istituto di Geologia, Università di Pavia, Strada Nuova 65, 27100 Pavia

**RIASSUNTO.** — Se si considerano le varie unità tettoniche Brianzonesi, pre-piemontesi e piemontesi esterne (fig. 1) ricolocate nella loro presunta disposizione originaria (fig. 5), la distribuzione delle paragenesi metamorfiche alpine — studiata, in ciascuna unità, in diversi litotipi dello zoccolo cristallino, del tegumento permo-carbonifero (ove presenti) e della copertura meso-cenozoica — presenta il quadro seguente.

Nel *Brianzonese* esiste un primo evento metamorfico di basso grado, sin-intercinematico rispetto a due fasi deformative isoclinali sincisose; esso ha caratterizzazione barica differenziata (fig. 4), decrescente dall'interno verso l'esterno, documentata da quattro zone, rispettivamente a giadite + quarzo; a Na-anfibolo; a lawsonite + pirofillite; a clorite + albite. Nei settori Brianzonesi più esterni non vengono superate le condizioni dell'anchimetamorfismo. Un secondo evento metamorfico, identificabile con sicurezza solo nel Brianzonese interno, corrisponde ad una retrocessione delle paragenesi di pressione elevata in altre di minor pressione; ad esso si associano strutture retroflesse accompagnate da una foliazione discretamente pervasiva.

Nel *Pre-piemontese* e nel *Piemontese esterno* l'evento metamorfico alpino è caratterizzato da paragenesi di basso grado, rispettivamente a clorite + albite e a Na-anfibolo.

Sulla base di diverse considerazioni la predetta evoluzione viene giustificata, per il Brianzonese, con un sottoscorrimento intracontinentale, di età meso-alpina, che si realizzò lungo varie superfici immergenti verso l'interno, ciascuna isolante settori sottoscorsi a profondità differenti.

La temporanea scomparsa in profondità di buona parte del dominio Brianzonese, avvenuta mentre il flysch ad Elmintoidi subiva il trasporto verso l'esterno, abbreviò notevolmente il percorso di quest'ultimo, consentendogli di affacciarsi al dominio provenzale verso la fine dell'Eocene.

Il meccanismo di risalita verso la superficie delle unità Brianzonesi, che favorì ulteriori accavallamenti, dovette essere altrettanto rapido della subduzione; esso fu seguito da una fase di scorrimento di alcune unità verso l'esterno. Successivamente, in livelli strutturali elevati, l'edificio subì una fase di « serrage », che generò, nei settori interni ed intermedi, le strutture a vergenza interna, accompagnate da deformazioni e ricristallizzazioni metamorfiche di tipo retrogrado. Le fasi ulteriori della tettonogenesi, cui non sono associate importanti blastesi metamorfiche, iniziano, almeno nel settore interno, con un sollevamento pre-stampiano e proseguono nel Miocene e nel Pliocene dapprima duttili, poi fragili.

Molto meno documentata è l'evoluzione del Pre-piemontese e del Piemontese esterno, per la quale si ipotizza un evento subduzione coalpino lungo piani di taglio paralleli a quelli intra-brianzonesi, ma situati in posizione più interna, che coinvolse il Piemontese esterno e, forse, una parte del Pre-piemontese. Seguì una sovrapposizione precoce del Piemontese esterno al Pre-piemontese ed un ripiegamento di entrambi durante la traslazione sul Brianzonese. La messa in posto su quest'ultimo, posteriore alla subduzione meso-alpina, sembra precedere, nei settori interni, la fase di « serrage ».

**ABSTRACT.** — Petrographic, mineral chemistry and structural investigations on the Briançonnais, Pre-piemontais and external Piemontais terrains of the Ligurian Alps have clarified character and distribution of the alpine metamorphism (fig. 1) and its relationship with deformations. Besides, the study has led to a better knowledge of prealpine lithologies of some pre-mesozoic complexes and to the identification of a new tectonic unit — Bagnaschino Unit — comparable to the « Nappe Ultrabriançonnaise » of the Acceglio Zone.

A possible palinspastic arrangement, which data

and discussion have been referred to, is shown in Table 1 and fig. 5a.

In each unit the metamorphic characters have been investigated, as far as possible, on pre-Namurian crystalline basement rocks and/or on permo-carboniferous sedimentary and volcanic sequences and/or on post-paleozoic, mainly sedimentary, covers.

A first metamorphic event of very low grade, with different pressure characters, has the following distribution (see text, p. 267-268 for details):

- a) *jadeite + quartz zone*: in the very internal Briançonnais sector;
- b) *Na-amphibole zone*: in internal to intermediate Briançonnais and in external Piemontais sectors;
- c) *lawsonite + pyrophyllite zone*: in intermediate to external Briançonnais sector;
- d) *chlorite + albite zone*: in external Briançonnais and in Pre-piemontais sectors.

Finally, anchimetamorphic assemblages are present in the very external Briançonnais zone.

A later metamorphic event developed retrograde new chlorite + albite parageneses (see text, p. 269) at the expenses of the former HP ones (a and b zones).

On the basis of the experimentally determined stability fields for pertinent minerals and mineral associations and taking into account the mineral chemistry data on representative samples (figs. 2, 3), the following information on the thermo-baric parameters can be deduced (fig. 4):

- *P* around 10 Kb and *T* not exceeding 400°-500° C for *a* zone;
- *P* not lower than 6-7 Kb and *T* not higher than 400° C for *b* zone;
- *P* between 4 and 7 Kb and *T* between 300° and 400° C for *c* zone;
- *P* less than 4 Kb and *T* lower than 400° C for the chlorite + albite assemblages, both prograde and retrograde.

As regards the Briançonnais domain, the authors think that the first metamorphic event (which, at least in the internal zones, is coupled with two — *S*<sub>1</sub> and *S*<sub>2</sub> — deformed foliations) has a meso-alpine (Upper Eocene) age. Characters and areal distribution of metamorphic zones are tentatively explained by an ensialic subduction along an intracontinental shear zone dipping towards the more internal domains.

The width of involved sectors and the short span of time available for tectogenesis (fig. 5b) indicate that subduction took place along many shear planes, probably affecting the uppermost part of the lithosphere only, each of them isolating sectors under-thrust to different depths; some covers stuck to their basement, while others underwent décollement, forming tectonic units at shallower levels (fig. 5c).

The temporary disappearance into depth of a large section of the Briançonnais domain — occurred just while the Helminthoid flysch was transported towards the external zones — greatly shortened this travel, allowing flysch to reach the Dauphinois-Provençal domain about the end of Eocene.

Return of Briançonnais units toward surficial levels, coupled with further overthrusts between units, must have been as rapid as subduction was;

further transportation of some units toward external zones followed.

Somewhat later, at shallower structural levels, all the nappes underwent a compressional (« serage ») phase producing back folded structures in middle and internal zones, accompanied by a moderately penetrative foliation (*S*<sub>3</sub>) and by the retrograde metamorphic recrystallization at the expense of the former HP parageneses.

Later tectogenetic phases began, at least in the internal sectors, with a pre-Stampian uplift and continued, in Miocene and Pliocene times, with ductile to rigid deformations.

As for the Pre-piemontais and External Piemontais terrains, the absence of crystalline basement makes the palinspastic reconstructions much more difficult.

It appears reasonable to suppose that the Pre-piemontais sequences covered a basement that never underwent HP alpine conditions, while the External Piemontais sequences rested on crystalline rocks similar to the Valosio Massif, both having undergone eo-alpine (lowermost Upper Cretaceous?) evolution and HP metamorphism along a more internal subduction zone (formerly intraoceanic), roughly parallel to the meso-alpine Briançonnais shear zone. The same mechanism and phase could have generated, at higher levels, the very low grade chlorite + albite assemblages in the internal Pre-piemontais sequences.

The present day structural relationship at the internal Briançonnais margin, where Piemontais HP metamorphic (eo-alpine?) nappes appear either under or overlain by the slightly metamorphic Pre-piemontais units, could be explained by an early thrusting of the former ones onto the latter, followed by folding during their transportation onto the Briançonnais domain. Their settlement on this last one, following its meso-alpine subduction, seems to have preceded, in the internal sectors, the « serage » phase.

## 1. Introduzione

In un precedente lavoro (MESSIGA et al., 1978) sono stati presi in esame alcuni dei massicci cristallini e parte dei terreni permo-carboniferi delle Alpi Liguri, segnalandovi la presenza di un evento metamorfico alpino, localmente caratterizzato da associazioni di Basso Grado con anfibolo sodico o di tipo Scisti Blu, con successiva parziale retrocessione in associazioni di Basso Grado a clorite e albite.

Tale indagine, di tipo preliminare, è stata inoltre limitata ai terreni pre-triassici affioranti nell'areale savonese (F. 92-93, Albenga-Savona, Carta Geologica d'Italia), trascurando le coperture brianzonesi e pre-piemontesi - piemontesi esterne.

Lo sviluppo del lavoro di ricerca, esteso anche ad aree più occidentali (F. 91, Boves,

TABELLA 1

Schema della stratigrafia delle diverse unità tettoniche investigate, disposte nel loro presunto ordine paleogeografico dall'esterno (a sinistra) all'interno; prescindendo dai retroscorrimenti, tale ordine coincide generalmente con quello di sovrapposizione geometrica, dal basso (a sinistra) all'alto.

UNITÀ TETTONICHE STRATIGRAFIA	BRIANZONENSE								PREPIEMONTESE		PIEM. EST.
	esterno		intermedio		interno				Arnasco-Castelbianco Case Tuberto	M. Sotta Villanova	Montaldo
	esterna	intermedia	interna	Mallare	Famparato-Murialdo	Calizzano-Savona	Bagnaschino				
Mesozoico-Cenozoico	Eocene	scisti calcarei	?	?	?				torbieliti		
	Cretaceo sup.	scisti calcarei		hard ground	breccie				?		
	Cretaceo inf.	?							calcari		calcescisti e breccie
	Malm			marmi					radiolariti		radiolariti
	Dogger	calcari							breccie	?	
	Trias sup. -Lias		(siderolitico)						breccie calcari e dolomie		
Piemonte-Carboniferi	Trias m.	calcari e dolomie						calcari e dolomie			
	Permo - Eotrias			verrucano e quarziti				verrucano e quarziti			
	Porfiroidi del Melogno	metaroliti e metavulcanoclastiti									
	Sc. di Gorra				parascisti						
	F. di Eze				metabasiti						
	Sc. di Viola				parascisti metabasiti						
	F. Murialdo				filladi grafitiche						
	F. di Ollano			metased. clastici con grafite							
	Paragneiss di Listo				paragneiss						
	Orthogneiss Granitoidi				una fase metam. prealpina						
Pre-Alpino	Gneiss di Albisola					polimetamorfiti prealpine	Id., con jdt qz alpini				
	Anfiboliti di										
	M. Spinarda										

Carta Geologica d'Italia), si propone, come primo obiettivo, l'indagine sistematica sui terreni delle diverse unità, per evidenziare analogie e differenze evolutive sia fra le varie unità che, nell'ambito di ciascuna di esse, tra substrato e copertura postpaleozoica, in vista di una generale ricostruzione sia stratigrafico-tettonica sia evolutiva metamorfico-strutturale.

2. Inquadramento geologico

Rinviano al nostro precedente lavoro (MESSIGA et al., 1978) per la messa a punto bibliografica relativa all'areale da noi investigato, ricorderemo che in esso, prescindendo dalle unità piemontesi interne e piemontesi-liguri, sono stati individuati (CERRO et al., 1975; COTTA RAMUSINO e OXILIA, 1978; OXILIA e VANOSI, 1978; VANOSI, 1980, con bibliografia e carta tettonica, nella quale sono distinte le varie unità menzionate nel presente lavoro e qui raggruppate nella fig. 1; CORTESOGNO et al., 1982) tre gruppi principali di unità tettoniche: brianzonesi, prepiemontesi e piemontesi esterne (fig. 1).

Nella tabella 1 sono condensate le principali informazioni stratigrafiche; in essa le

principali unità sono disposte secondo il presunto ordine paleogeografico, dall'esterno (a sinistra) all'interno; prescindendo dai retroscorrimenti, tale ordine corrisponde per lo più anche a quello dal basso all'alto geometrico.

Ad integrazione dei dati contenuti nella tabella, precisiamo inoltre quanto segue.

Nella zona della bassa val Casotto (Bagnaschino) CORTESOGNO et al. (1982) hanno messo in evidenza la presenza di paragenesi alpine a giadeite e quarzo in gneiss a metamorfismo prealpino polifasico associati ad anfiboliti ed hanno riconosciuto che queste rocce del basamento sono in contatto tettonico con quelle adiacenti, rispetto alle quali, tuttavia, la posizione geometrica non è definibile con sicurezza.

L'estensione delle ricerche ad altre aree ci consente, nel presente lavoro, di affermare che le metamorfiti predette appartengono ad un'unità tettonica indipendente (Unità di Bagnaschino), alla quale sono riferibili anche altri lembi affioranti nei massicci cristallini di Nucetto e di Savona, nonché, probabilmente, il piccolo massiccio di Loano. L'unità è ovunque costituita esclusivamente da gneiss

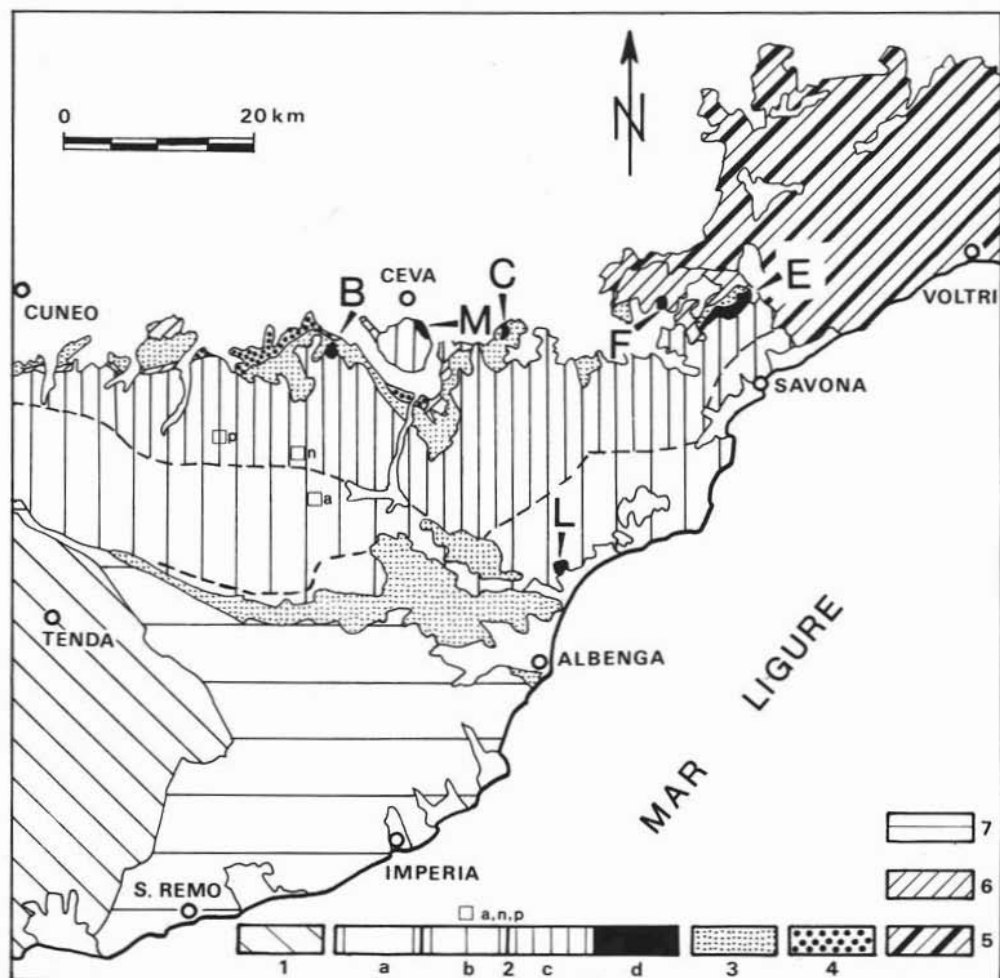


Fig. 1. — Schema tettonico semplificato delle Alpi Marittime e distribuzione, limitatamente alle zone Brianzonese, pre-piemontese e piemontese esterna, delle facies metamorfiche alpine di più alta pressione registrate nei vari settori. - IN BIANCO: copertura oligocenico-quadernaria.

1: zona delfinese-provenzale (copertura del massiccio dell'Argentera).

2: zona Brianzonese: a = parti molto esterne dell'unità di Ormea e dell'unità di Caprauna-Armetta, anchimetamorfiche; b = parti esterne e intermedie-esterne dell'unità di Ormea; unità di M. Carmo; Unità di Castelvecchio-Cerisola (ZONA A CLORITE + ALBITE). Si noti che i due limiti di questa zona hanno posizione incerta, in particolare a W del meridiano di Ceva, ove potrebbero essere transizionali. Il □ seguito dalle lettere a, n, p indica le paragenesi a lawsonite e pirofillite segnalate da GOFFÉ (1979) rispettivamente al Monte Antoroto, al Colle della Navonera ed a Prato Nevoso; c = parti intermedie-interne ed interne dell'unità di Ormea; unità di Mallare; unità di Pamparato-Murialdo; unità di Calizzano-Savona (ZONA AD ANFIBOLO SODICO); d = unità di Bagnaschino (B, M, C, F, E, L = lembi rispettivamente di Bagnaschino, rio Mazzarelli, Castelnuovo di Ceva, Ferrania, Ellera, Loano) (ZONA A GIADEITE + QUARZO).

3: zona pre-piemontese (unità di Arnasco-Castelbianco, di C. Tuberto, di M. Sotta, di Villanova) (ZONA A CLORITE + ALBITE).

4: zona piemontese esterna (unità di Montaldo) (ZONA A NA-ANFIBOLO).

5: zona piemontese interna (unità del Gruppo di Voltri, indistinte).

6: zona piemontese-ligure (unità di Cravasco-Voltaggio-Montenotte e, a W di Ceva, unità di Mombasiglio e di Viglioni, con calcescisti e pietre verdi di pertinenza incerta).

7: zona dei flysch ad Elmintoidi.

Nella legenda grafica i quadrucci relativi alle zone 5, 6, 7 sono disposti sulla stessa verticale per sottolineare l'incertezza circa la loro reciproca posizione paleogeografica.



ed anfiboliti e poggia, nei vari affioramenti, su terreni brianzonesi di varia pertinenza paleogeografica.

In particolare, nel massiccio di Savona essa è tettonicamente interposta tra il cristallino savonese stesso (brianzone interno) ed un'unità pre-piemontese triassico-liassica. Tale posizione e le litofacies, analoghe a quelle dei massicci cristallini liguri, consentono di assegnarle una provenienza brianzone molto interna.

Oltre che in base alla posizione geometrica ed a quella paleogeografica, l'unità risulta definita anche per il suo metamorfismo alpino; questo, comportando paragenesi a giadeite + quarzo negli gneiss di Bagnaschino e paragenesi a glaucofane + lawsonite negli gneiss ed anfiboliti dell'areale savonese e del massiccio di Loano, risulta infatti di pressione più elevata di quella normalmente registrata dalle paragenesi alpine di gneiss ed anfiboliti dell'Unità Calizzano-Savona.

Per quanto concerne le unità pre-piemontesi, ricordiamo che esse sono divisibili in due gruppi, affioranti rispettivamente al margine esterno (Unità di Arnasco-Castelbianco e di C. Tuberto) ed al margine interno (Unità di M. Sotta e di Villanova) delle unità brianzonesi e tettonicamente sovrapposte a queste ultime.

L'Unità di Montaldo è stata assegnata al dominio piemontese esterno in base alla posizione tettonica ed alla serie stratigrafica ed è stato ipotizzato (CERRO et al., 1975) che essa sia stata depositata su successioni triassico-liassiche analoghe a quelle che caratterizzano le unità pre-piemontesi.

Infine ricordiamo che, per motivi di opportunità grafica, nella tabella non sono state incluse le seguenti unità brianzonesi:

- Unità di Caprauna-Armetta, piccola falda di sola copertura, ritenuta proveniente dal settore brianzone intermedio;
- Unità di Castelvecchio-Cerisola, anch'essa di sola copertura, ricollocabile nella zona a cavallo tra il Brianzone intermedio e quello interno;
- Unità di M. Carmo, affiorante a E del Tanaro e costituente probabilmente l'omologo orientale delle parti intermedie ed interne dell'unità di Ormea. Secondo recenti ricerche di A. MENARDI

NOGUERA (1982), il suo limite con l'unità di Mallare, più interna, dovrebbe correre più a S di quanto indicato negli schemi di VANOSI (1980).

### 3. I litotipi primari

Dal punto di vista litologico i terreni presenti nell'area investigata possono essere raggruppati in tre principali associazioni.

#### 3.1. ROCCE DI ZOCCOLO CRISTALLINO CARATTERIZZATE DA DIFFUSI RELITTI DI METAMORFISMO PREALPINO

Negli gneiss ed anfiboliti dell'U. di Bagnaschino le deformazioni alpine producono talora la trasposizione delle strutture primarie e la ricostruzione della paragenesi. Miche bianche e biotite (negli gneiss) e orneblenda verde (nelle anfiboliti) marcano strutture preesistenti alla scistosità alpina. Orneblenda verde, granato e pirosseno diopsidico (nelle anfiboliti) e mica bianca, biotite, granato e staurolite (negli gneiss) rappresentano i relitti paragenetici più diffusi a testimoniare l'evoluzione pre-alpina di questi litotipi.

Nell'Unità Calizzano-Savona è invece rappresentata una sequenza più completa di litotipi dello zoccolo cristallino, comprendente sia associazioni di gneiss e anfiboliti che rocce granitiche e ortogneissiche, di sicura origine magmatica. Gli effetti del metamorfismo alpino, più limitati in questa unità, hanno consentito di evidenziare in gneiss ed anfiboliti un'evoluzione polimetamorfica costituita da un più antico evento in Facies Anfibolitica di gradiente termico medio-basso nelle sequenze pelitiche (cianite + granato + staurolite) e in Facies Eclogitica nelle rocce basiche (pirosseno sodico + granato + zoisite) seguito da un evento in Facies Anfibolitica di gradiente termico più elevato (sillimanite + plagioclasio nelle sequenze pelitiche, orneblenda + plagioclasio nelle anfiboliti). Questa successione di paragenesi consente di riferire l'evento più antico (di tipo «Caledoniano») a gradienti termici prossimi a 25° C/km ed il secondo (di tipo Ercinico) a gradienti termici prossimi a 40° C/km (MESSIGA, 1981).

Le rocce granitiche, sicuramente di età pre-ercinica, subiscono fasi deformative (ortogneiss) durante l'evento metamorfico ercinico (DEL MORO et al., 1982).

Testimonianze di un evento deformativo-metamorfico ercinico sono inoltre presenti (CORTESOGNO et al., 1982) negli ortogneiss granitoidi dei massicci di Nucetto e Costa Dardella, situati alla base dei metasedimenti carboniferi dell'unità di Pamparato-Murialdo.

### 3.2. SUCCESSIONI SEDIMENTARIE, VULCANICHE E VULCANOCLASTICHE PERMO-CARBONIFERE, PRIVE DI METAMORFISMO PREALPINO

Si tratta di un complesso di formazioni permo-carbonifere caratterizzanti le varie unità brianzonesi; esse sono costituite da diverse serie prevalentemente sedimentarie, carbonifere, e dai porfiroidi, permiani.

Le formazioni di età prevalentemente o unicamente carbonifera comprendono: successioni derivate più o meno direttamente dallo smantellamento *in situ* dei sottostanti ortogneiss (Paragneiss di Lisio); vulcaniti e vulcanoclastiti acide (Metarioliti di C. Lisetto); sedimenti essenzialmente fini, più o meno ricchi di sostanze organiche vegetali e con intercalazioni da molto rare a molto frequenti di vulcaniti intermedie e basiche (cui fanno capo, in funzione della prevalenza delle diverse litofacies, le formazioni di Murialdo, di Eze, di Gorra e di Viola); sequenze ritmiche conglomeratico-argillose, con sostanza organica di origine vegetale relativamente abbondante (Formazione di Ollano).

I Porfiroidi sono costituiti da un complesso di rocce vulcaniche e vulcanoclastiche essenzialmente acide. Si tratta in generale di colate con strutture ignimbritiche, nelle quali si intercalano sia rocce tipicamente vulcaniche (porfidi quarziferi con strutture magmatiche) sia livelli cineritici e tufacei: queste sequenze sono inoltre tagliate da filoni di porfidi quarziferi.

La caratteristica principale delle rocce ignimbritiche è la presenza di xenocristalli di K-feldspato con strutture granofiriche, di frammenti spigolosi di quarzo e di fiamme, costituite attualmente da fini aggregati allungati a mica bianca prevalente. Sono pure frequenti xenoliti di metamorfiti sia acide che basiche, di provenienza crostale.

I porfidi quarziferi, sia nelle vulcaniti che nei filoni, sono caratterizzati da strutture inequigranulari con fenocristalli di quarzo e sanidino e da strutture di riassorbimento nei

fenocristalli di quarzo, oltre che dalla presenza di una pasta di fondo microcristallina, su un'originaria mesostasi vetrosa.

Gli episodi cineritici sono rappresentati da livelli di rocce a grana fine, costituite da piccoli individui di quarzo e da una frazione fine di fasi opache.

### 3.3. SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESOZOICHE

Poichè rappresentano il risultato dell'evoluzione sedimentaria in domini a vario grado di instabilità nel tempo e nello spazio, quali sono il paleomargine continentale europeo (settori pre-piemontese e piemontese esterno) e la zona ad esso adiacente (settorio brianzonese), queste successioni — più o meno conservate — sono estremamente variabili anzitutto per quanto concerne i piani che vi sono rappresentati e lo spessore e, in misura minore, anche per quanto attiene alle litofacies di termini coevi. Rinviando per maggiori dettagli ad una più generale messa a punto (VANOSI, 1980), ci limiteremo qui a ricordare le litofacies primarie relative ai termini che abbiamo selezionato (perchè considerati più « reattivi ») per studiarvi l'evoluzione metamorfica alpina.

Nell'ambito delle successioni brianzonesi sono stati considerati: *a*) il Verrucano del Permo-Trias, costituito da conglomerati poligenici a ciottoli prevalentemente di quarzo e di rocce riolitiche e da sedimenti arenacei e pelitici; *b*) le quarziti scitiche, con i loro livelli pelitici; *c*) le breccie calcareo-dolomitiche (« Breccie dei Buzi »), verosimilmente anisiche, derivate da fenomeni di collasso singenetico in ambiente di piattaforma carbonatica; *d*) le peliti argillose rossastre (« Siderolitico »), di età post-ladinica e pre-bajociana, rappresentanti i prodotti residuali della degradazione chimica in ambiente subaereo delle sottostanti successioni carbonatiche; *e*) le micriti pelagiche del Malm (ora trasformate in marmi: « Calcari di Val Tanarello »); *f*) il hard ground ferruginoso al di sopra di queste, avente età cretacea; *g*) le micriti più o meno marnose e ricche di fine detrito arenaceo, verosimilmente emipelagiti, del Cretaceo superiore, ora trasformate in scisti calcarei (« marbres cloriteux » degli Autori francesi).

Delle serie pre-piemontesi abbiamo preso

in esame il Verrucano e le quarziti scitiche, sostanzialmente non differenti dagli equivalenti brianzonesi, di tutte le unità, da quelle in posizione attuale esterna (C. Tuberto), a quelle in posizione interna (M. Sotta, Villanova). Abbiamo inoltre considerato, nell'unità di Arnasco-Castelbianco, attualmente in posizione esterna, le rioldaciti giurassiche di C. Morteo (cfr. CORTESOGNO et al., 1981) e le formazioni delle Radiolariti di Arnasco e dei Calcari di Menosio (Giurassico superiore-Cretaceo inferiore), con i loro non infrequenti livelli pelitici.

Infine, dell'unità piemontese esterna di Montaldo abbiamo esaminato i diaspri, le micriti e le breccie poligeniche, costituenti una successione ora metamorfica, assegnata essenzialmente al Giurassico superiore, base stratigrafica di banali Calcescisti prevalentemente calcarei.

#### 4. Il metamorfismo alpino

##### 4.1. I TIPI DI PARAGENESI E LA LORO DISTRIBUZIONE

Nel settore investigato tutto il metamorfismo rientra nel Very Low Grade di Winkler (1974), ma con caratterizzazione barica differenziata, come risulta dalla distribuzione delle paragenesi.

##### 1) Zona a giadeite + quarzo

Presente soltanto negli gneiss e nelle anfiboliti dell'Unità di Bagnaschino. CORTESOGNO et al. (1982) segnalano il ritrovamento di pirosseno giadeitico negli gneiss.

Le paragenesi caratterizzanti sono date da:  
 — lawsonite + anfibolo sodico + pumpellyite, nelle anfiboliti;  
 — pirosseno giadeitico + quarzo + lawsonite + fengite ( $Si > 3,5$ ), negli gneiss.

L'Unità di Bagnaschino, la più interna e la più elevata delle falde brianzonesi, deve aver subito durante l'evento alpino un'evoluzione tettonico-metamorfica che risulta correlabile con quella della «nappe ultrabriançonnaise» (MICHARD, 1977) della zona di Acceglio.

##### 2) Zona ad anfibolo sodico

Le principali paragenesi sono:  
 — anfibolo sodico + fengite ( $Si > 3,5$ ) ±

pirosseno egirin-augitico ± pumpellyite + albite, nelle metavulcaniti;  
 — anfibolo sodico + fengite ( $Si > 3,5$ ) ± pirosseno egirin-augitico, nei sedimenti carbonatici mesozoici;  
 — fengite ( $Si > 3,5$ ) + cloritoide, nei sedimenti carboniferi.

Si tratta di paragenesi molto diffuse che caratterizzano in genere sia le successioni carbonifere, sia i porfiroidi permiani, sia le coperture mesozoiche delle parti interne dell'Unità di Ormea, nonché delle Unità di Pamparato-Murialdo e di Mallare: esse sono inoltre presenti, sporadicamente, nei massicci dell'Unità di Calizzano-Savona. Distinguo, infine, l'unità piemontese esterna di Montaldo, nelle cui breccie poligeniche sono state rinvenute.

##### 3) Zona a lawsonite + pirofillite

In una recente nota B. GOFFÉ (1979) segnala la seguente paragenesi, da noi non rinvenuta:

lawsonite + pirofillite + muscovite ± magnesiocarfolite ± cloritoide ± diasporo ± calcite ± quarzo.

Essa è stata ritrovata in alcune località (riportate nella fig. 1), entro i metasedimenti alluminosi (peliti triassico superiori-liassiche del «Siderolitico») facenti parte della copertura della porzione a cavallo tra settore intermedio ed esterno dell'Unità di Ormea.

##### 4) Zona a clorite + albite

Compaiono in una parte dei massicci cristallini dell'Unità di Calizzano-Savona, nel substrato pre-triassico dell'Unità di M. Carmo e della parte esterna dell'Unità di Ormea (eccezion fatta per le sue porzioni più esterne, prive di un vero metamorfismo); sono anche presenti nella falda brianzonese di copertura di Castelvecchio-Cerisola. Inoltre, esse si riscontrano in tutte le successioni pre-piemontesi affioranti sia al margine esterno, sia a quello interno del Brianzonese.

Le paragenesi più sviluppate nei terreni del basamento e della copertura permo-carbonifera possono essere così schematizzate:  
 — clorite + albite + pumpellyite, in graniti e gneiss;  
 — clorite + albite + epidoto, nelle anfiboliti;  
 — clorite + fengite ( $Si \leq 3,2$ ) + pumpel-

lyite + albite ± epidoto, nelle metavulcaniti acide permo-carbonifere;

- clorite + pumpellyite + albite ± epidoto, nelle metavulcaniti basiche permo-carbonifere.

Inoltre, nelle successioni post-paleozoiche le paragenesi metamorfiche sono rappresentate da:

- clorite + pumpellyite + albite + mica bianca + quarzo, nel Verrucano e nelle quarziti brianzonesi e pre-piemontesi;
- clorite + albite + epidoto, nelle riadaciti giurassiche pre-piemontesi (CORTE-SOGNO et al., 1981);
- sericite + clorite, nelle peliti giurassico-cretacee e nelle radiolariti giurassiche pre-piemontesi.

### 5) Paragenesi anchimetamorfiche

Sono state rinvenute nel substrato del settore più esterno dell'Unità di Ormea, nella copertura non solo di quest'ultimo, ma di quasi tutta la parte esterna dell'Unità di Ormea e, in base ai dati fino ad ora raccolti, nella falda di copertura di Caprauna-Armetta.

Si tratta di paragenesi caratterizzate da argillificazione (illiti) e sericitizzazione dei feldspati nei porfiroidi e nelle piroclastiti di C. Pollaio, e da clorite e idrossidi di Fe negli hard grounds e nel Siderolitico.

### 4.2. QUADRO SCHEMATICO DELLA COMPOSIZIONE DEI MINERALI

Le caratteristiche composizionali delle fasi mineralogiche sono state investigate, mediante analisi in microsonda, su trenta campioni rappresentativi delle diverse litofacies e delle diverse unità tettoniche: di seguito viene presentato un quadro schematico delle composizioni dei principali minerali caratterizzanti le paragenesi a Scisti Blu e a Scisti Verdi ad anfibolo sodico.

Le miche bianche sono caratterizzate da una relativamente elevata sostituzione fengitica ( $Al^{VI} \rightarrow Mg+Fe^{II}$ ) in dipendenza del chimismo della roccia ospite: in particolare la più elevata sostituzione avviene nelle metavulcaniti (porfiroidi e vulcaniti basiche), mentre è molto bassa nelle rocce carbonatiche (fig. 2). Inoltre le miche bianche che sono coesistenti con l'anfibolo sodico mostrano un tenore in Si nella posizione tetraedrica com-

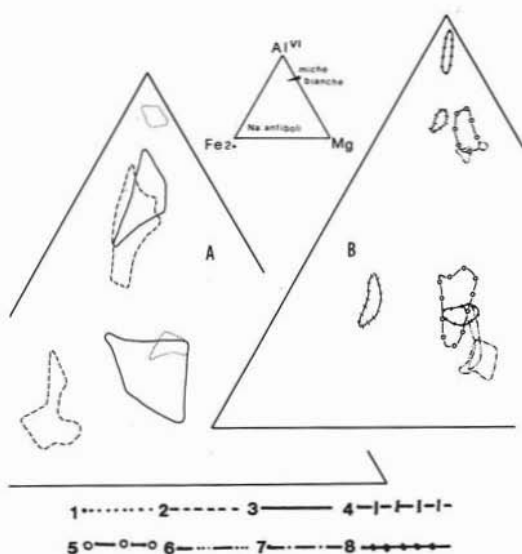


Fig. 2. — Dati composizionali di miche bianche ed anfiboli sodici nelle rocce analizzate. Nei diagrammi sono riportate 105 analisi di anfiboli sodici e 120 analisi di miche bianche. Il  $Fe^{2+}$  negli anfiboli è stato calcolato come quello massimo consentito dalla stechiometria (HOLLAND e RICHARDSON, 1978), mentre nelle miche bianche tutto il Fe è stato attribuito a  $Fe^{2+}$ . In fig. 2 A sono riportati i dati relativi alle metavulcaniti ed alle anfiboliti, in fig. 2 B quelli relativi ai metasedimenti. La distribuzione dei dati relativi ai differenti litotipi indica la loro dipendenza dalla composizione del sistema e, in particolare, dal rapporto Fe/Mg nella roccia.

*Dominio brianzonese interno* (Unità di Pamparato-Murialdo, di Mallare, di Bagnaschino e parte interna dell'unità di Ormea): 1 - anfiboliti: analisi di miche bianche (1 campione) e di anfiboli sodici (2 campioni); 2 - metavulcaniti acide (porfiroidi): sono riportati i dati relativi alle analisi di miche bianche (13 campioni) e di anfiboli sodici (6 campioni); 3 - metavulcaniti basiche (5 campioni); 4 - metarenite nei porfiroidi (1 campione); 5 - metarenite negli Scisti di Viola (1 campione); 6 - metapelite del Verrucano (1 campione); 7 - breccia carbonatica triassica dei Buzi (1 campione).

*Dominio piemontese esterno* (unità di Montaldo): 8 - breccia prevalentemente carbonatica, giurassica (1 campione).

preso fra 3,5 e 3,6 atomi per unità di formula.

Gli anfiboli sodici analizzati coprono un intervallo composizionale abbastanza ampio (vedi fig. 3): nei porfiroidi e nelle metavulcaniti basiche hanno composizioni elevate in termini ferriferi (Fe-glaucofane, crossite e riebeckite) mentre nelle anfiboliti e nelle rocce carbonatiche prevalgono termini ma-



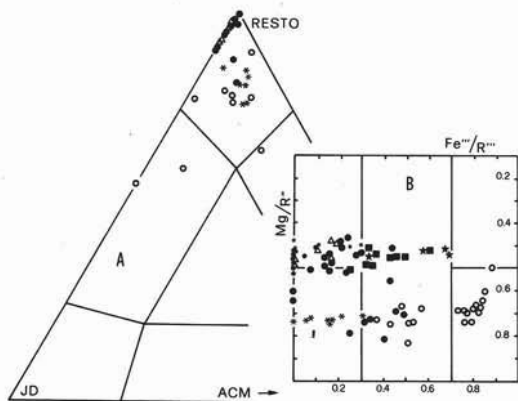


Fig. 3. — Dati composizionali di clinopiroseni (fig. 3 A) e di anfiboli sodici (fig. 3 B) nelle rocce analizzate. Le composizioni molecolari dei clinopiroseni sono state calcolate secondo il metodo di CAWTHORN e COLLERSON (1974); gli anfiboli sono stati calcolati come per la fig. 2.

*Dominio Brianzonese interno* (unità come in fig. 2):  $\Delta$  anfiboliti (2 campioni);  $\circ$  metavulcaniti acide (porfiroidi): analisi di anfiboli sodici (6 campioni) e di clinopiroseni (3 campioni);  $\bullet$  metavulcaniti basiche: analisi di anfiboli sodici (5 campioni) e di clinopiroseni (1 campione); \* metarenite nei porfiroidi (1 campione);  $\bullet$  metarenite negli Scisti di Viola (1 campione);  $\star$  metapelite del Verrucano (1 campione); \* breccia carbonatica triassica dei Buzi (1 campione).

*Dominio piemontese esterno* (Unità di Montaldo):  $\blacksquare$  breccia prevalentemente carbonatica, giurassica (1 campione).

gnesisiferi (glaucofane e Mg-crossite). Nelle rocce sedimentarie (arcose e grovacche) presenti nella formazione delle metavulcaniti gli anfiboli mostrano più ampi intervalli composizionali.

Solo in rari casi i pirosseni neoblastici nei porfiroidi mostrano composizioni egirinaugitiche o onfacitiche; tutti gli altri rivestono caratteristiche primarie (fig. 3).

#### 4.3. LA DESTABILIZZAZIONE DELLE PARAGENESI DI ALTA PRESSIONE

I minerali caratterizzanti le associazioni paragenetiche di pressioni relativamente elevate (Scisti Blu e Scisti Verdi ad anfibolo sodico) vengono sostituiti durante un evento metamorfico successivo.

L'anfibolo sodico, in particolare, subisce differenti processi di sostituzione in relazione alle differenti paragenesi cui partecipa durante la fase di alta pressione. Generalmente,

e specialmente nelle metavulcaniti basiche e nelle anfiboliti, esso viene sostituito da pseudomorfo di clorite + albite  $\pm$  attinoto; nelle sequenze di porfiroidi, dove l'anfibolo sodico è accompagnato da fengite, questa associazione viene sostituita da biotite verde + albite  $\pm$  clorite. Nelle rocce sedimentarie carbonatiche l'anfibolo blu viene trasformato in aggregati di clorite e materiale limonitico.

Il pirosseno sodico nei porfiroidi viene in genere sostituito da aggregati di stilpnomelano, trasformazione che può essere messa in relazione con l'attività del K e del  $Fe^{3+}$  in queste rocce.

Le miche bianche fengitiche, quando non vengono coinvolte nelle reazioni con l'anfibolo sodico, sono sostituite da biotite verde-bruna e da miche muscovitiche caratterizzate da un maggiore rapporto  $Al^VI/Fe + Mg$  ed un concomitante decremento nel tenore in Si in posizione tetraedrica ( $Si \leq 3,2$ ).

La lawsonite, presente solo nelle anfiboliti, viene sostituita da pumpellyite e miche bianche, in fini aggregati.

Mediante le reazioni metamorfiche sopra descritte si realizzano quindi, nei vari litotipi investigati, nuove paragenesi metamorfiche, che possono essere così schematizzate:

- 1) biotite verde + albite + clorite  $\pm$  epidoto  $\pm$  quarzo;
- 2) clorite + albite + attinolite  $\pm$  epidoto  $\pm$  quarzo;
- 3) albite + clorite + pumpellyite  $\pm$  epidoto  $\pm$  quarzo;
- 4) biotite + mica bianca ( $Si \leq 3,2$ )  $\pm$  quarzo;
- 5) clorite + limonite + carbonati.

Le associazioni (1), (2) e (4) si sviluppano principalmente nelle litofacies della sequenza dei porfiroidi, nelle vulcaniti acide e basiche e nelle rocce sedimentarie; l'associazione (3) è tipica delle anfiboliti dell'Unità di Bagnaschino, mentre la (5) compare nei sedimenti calcarei.

Le predette relazioni di sostituzione consentono quindi di individuare nel Brianzonese interno e nella parte interna di quello intermedio la successione di due fasi metamorfiche caratterizzate da condizioni termobariche di diverso valore, la prima con pressioni relativamente più elevate e con maggiore rapporto  $P/T$  rispetto alla seconda.

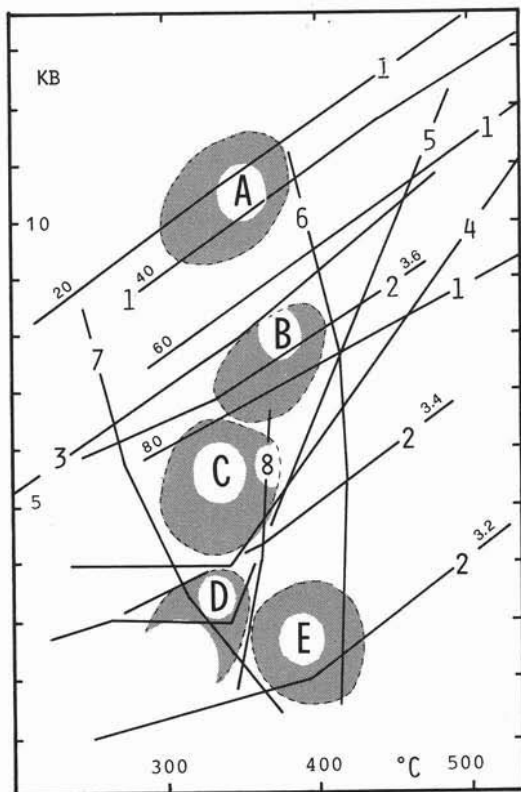


Fig. 4. — Diagramma P-T delle condizioni di equilibrio metamorfica delle rocce studiate.

- A) Zona a giadeite + quarzo nell'Unità di Bagnaschino;  
 B) Zona ad anfibolo sodico nelle Unità Brianzoni interne (Pamparato-Murialdo e Mallare) ed intermedie (parte interna dell'Unità di Ormea) e nell'Unità Piemontese Esterna di Montaldo;  
 C) Zona a lawsonite + pirofillite nel « Siderolitico » del Brianzese intermedio-esterno;  
 D) Zona a clorite + albite nelle Unità Brianzoni di M. Carmo, Ormea (parte esterna), Castelvecchio-Cerisola e nelle unità pre-piemontesi;  
 E) Stadio a Scisti Verdi di Bassa Temperatura che si sviluppa a spese delle paragenesi A e B.

Le curve di stabilità dei minerali sono riportate da: (1) POPP e GILBERT (1972), KUSHIRO (1969); (2) VELDE (1967); (3) JOHANNES e PUHAN (1971); (4) MARESCH (1977); (5) NITSCH (1972); (6) HOSCHEK (1969); (7)-(8) NITSCH (1971); (1) albite = giadeite + quarzo; i numeri indicano le percentuali di molecola acmitica nel pirosseno; (2) curve relative al contenuto di  $Si^{4+}$  nelle miche bianche; (3) calcite = aragonite; (4) limite di stabilità del glaucofane (ad alte P e basse T); (5) lawsonite = zoisite + cianite + quarzo + vapore; (6) clorite + pirofillite = cloritoide + quarzo + vapore; (7) prehnite + clorite = pumpellyite + attinolute + quarzo; (8) pumpellyite = clinozoisite + attinolute.

#### 4.4. I PARAMETRI INTENSIVI DELL'EVOLUZIONE METAMORFICA

Una stima dei parametri pressione e temperatura nei sistemi studiati può essere fatta confrontando qualitativamente le paragenesi naturali riconosciute con le curve di stabilità di minerali e associazioni di minerali, dedotte sperimentalmente in sistemi semplificati (vedi fig. 4, e la bibliografia riportata in didascalia). L'evoluzione metamorfica è tutta nella Zona del Very Low Grade.

Le paragenesi della Zona a giadeite + quarzo nell'Unità di Bagnaschino sono caratterizzate dai valori relativamente più elevati della pressione: infatti, pressioni attorno ai 10 kb possono essere dedotte dalla coesistenza di anfibolo sodico + lawsonite (nelle anfiboliti) e di giadeite + quarzo (negli gneiss). L'assenza della zoisite, quale minerale caratterizzante, sembra inoltre indicare che le temperature non superano i 450° C.

Le altre paragenesi sono ascrivibili, come si è visto, a tre Zone, caratterizzate da condizioni bariche decrescenti.

a) L'associazione anfibolo sodico + pumpellyite + pirosseni sodici egirin-augitici in equilibrio con albite, che caratterizza le Unità di Pamparato-Murialdo e di Mallare e la parte interna dell'Unità di Ormea, indica pressioni grossolanamente comprese fra 6 e 9 kb per temperature non superiori ai 400° C: questa stima delle pressioni è confermata dall'assenza di aragonite nelle rocce carbonatiche.

b) Le paragenesi della Zona a lawsonite + quarzo nelle metapeliti del Siderolitico del Brianzese intermedio, coesistenti con pirofillite + calcite nelle adiacenti rocce carbonatiche indicano, secondo GOFFÉ (1979), per  $CO_2 < 3\%$  e per temperature tra 300° e 400° C, pressioni comprese nell'intervallo 4-7 kb.

c) Le paragenesi della Zona a clorite + albite hanno campi di stabilità relativamente ampi verso le basse temperature e il loro limite superiore può essere individuato da temperature attorno ai 350° C per pressioni non superiori a 4 kb.

Per quelle che nascono dalla retrocessione di altre di pressione più elevata si possono desumere pressioni inferiori ai 4 kb in base alla destabilizzazione dell'anfibolo sodico, alla trasformazione della fengite in biotite ed

alla presenza di miche bianche con bassi tenori in Si in posizione tetraedrica. Temperature inferiori ai 400° C sono indicate dalla mancanza di cloritoide, ai suddetti valori di pressione.

Infine, la blastesi di stilpnomelano, che sovente ci è apparsa posteriore all'ultima deformazione penetrativa, dovrebbe indicare temperature non inferiori a 300° C.

#### 4.5. RELAZIONI TRA PARAGENESI METAMORFICHE E DEFORMAZIONI

Non disponiamo ancora di un quadro completo per tutta l'area presa in esame; in particolare sono incerte le correlazioni cronologiche tra le differenti fasi deformativo-metamorfiche nelle varie unità, specie tra quelle Brianzoni interne ed esterne; inoltre non è stato fino ad ora sempre possibile inserire il quadro micro e mesoscopico nel suo contesto megascopico.

Quanto segue è pertanto frutto in parte di dati locali ed in parte di ipotesi di lavoro ancora da verificare.

##### 4.5.1. Brianzoni interno

Nelle unità Brianzoni in cui sono presenti paragenesi di alta pressione, successivamente retrocesse in facies Scisti Verdi di bassa temperatura, il carattere principale del fabric mesoscopico è dato dalla sovrapposizione di pieghe e dalla trasposizione di scistosità.

In particolare, una più antica scistosità ( $S_1$ ), identificabile solo raramente, viene piegata da pieghe isoclinali ( $B_2$ ): questo piegamento controlla pure la forma degli affioramenti, ripiegando i contatti litologici. Le pieghe ( $B_2$ ) sono inoltre associate ad una scistosità ( $S_2$ ), sulla quale la  $S_1$  è in generale completamente trasposta. Una fase deformativa posteriore ( $F_3$ ), collegata a pieghe asimmetriche ( $B_3$ ), si rinviene in genere in bande isolate: l'aspetto che ne deriva, alla scala degli affioramenti, è dato da domini in cui la  $F_3$  è molto pervasiva, anche se solo raramente traspositiva, con pieghe asimmetriche ( $B_3$ ) ed una scistosità per lo più di crenulazione, raramente di frattura ( $S_3$ ), intervallati a domini in cui è presente la sola  $F_2$ . Queste alternanze hanno sovente dimensioni metriche.

Alla microscala la  $S_1$  appare come una foliazione minerale, in cui sono stabili i mine-

rali caratterizzanti la fase di maggior pressione. In particolare, foliazioni di anfibolo sodico e miche bianche fengitiche sono individuabili nelle rocce della sequenza dei porfiroidi, vulcaniti e metasedimenti.

La scistosità  $S_2$  è invece individuata da un crenulation cleavage serrato, nel quale permangono stabili ancora i minerali delle paragenesi di alta pressione: nei domini crenulati sono comuni gli archi poligonali di anfibolo sodico e le strutture decussate delle miche fengitiche. L'anfibolo sodico talora cresce porfiroblastico su questa fase metamorfica.

La terza fase  $F_3$  è invece in relazione alla evoluzione retrograda (decompressionale), in quanto appare associata alle paragenesi della fase metamorfica successiva. Alla microscala questa fase produce clastesi e microboudinage degli anfibi sodici, che vengono sostituiti dai minerali secondari: negli aggregati di mica bianca si sviluppa in genere un crenulation cleavage asimmetrico, che è accompagnato dalla blastesi della biotite nella zona di dilatazione fra gli archi di mica. Questa fase non produce foliazione minerale, tranne che nei casi in cui le strutture connesse siano molto serrate.

Infine, alle successive blande fasi, in particolare alla più antica e relativamente più penetrativa fra queste ( $F_4$ ), cui si accompagna, nelle litologie adatte, un clivaggio di frattura, o anche di strain-slip ( $S_4$ ) poco pervasivo, non sono in generale associate importanti blastesi.

##### 4.5.2. Brianzoni esterno

Su questo settore, privo di metamorfismo di alta pressione, abbiamo sino ad ora condotto solo ricerche preliminari, ed il quadro che presentiamo deve pertanto essere considerato in parte ipotetico.

Prescindendo dalle porzioni più esterne, caratterizzate solo da anchimetamorfismo (figg. 1 e 5 A), e dalle coperture post-paleozoiche, in cui le paragenesi metamorfiche sono raramente reperibili, restano in sostanza da considerare quasi unicamente le meta-rioliti permiane.

In queste è di norma riconoscibile una foliazione  $S_2$  rispetto alla quale le paragenesi della Zona a clorite + albite appaiono sincinematische, fino a postcinematische. In rare cerniere di mesopieghe sradicate compare

una  $S_1$  parallela ai limiti litologici, per la quale alcuni indizi lasciano tuttavia credere che si tratti di una foliazione generata per trasposizione.

Se così stanno le cose, le paragenesi predette risultano sostanzialmente intercinematiche (fino a post-cinematiche) rispetto alle prime due fasi deformative, occupando così nella cronologia relativa tra deformazioni e metamorfismo la stessa posizione che nel Brianzone interno è tenuta dalle paragenesi di alta pressione.

Le fasi più recenti ( $F_3$  ed  $F_4$ ), ove riconoscibili, non sembrano essere accompagnate da nuove e diverse paragenesi; i loro effetti consistono in deformazioni, per lo più di tipo clastico.

Pertanto, risulta che la seconda fase metamorfica alpina, che presenta caratteri di retrocessione nel Brianzone interno, ha al più prodotto nel settore esterno parziali ricristallizzazioni di minerali nati nella fase precedente.

#### 4.5.3. *Lo stilpnomelano*

Come sopra precisato, le paragenesi fino ad ora descritte sono tutte associate a fasi deformative. La presenza di stilpnomelano, pressochè ubiquitaria, anche se non frequente, nei massicci cristallini e nei terreni brianzoni permo-carboniferi di tutte le unità (v. anche CERRO et al., 1971) appare invece quasi sempre post-cinematica rispetto alla più recente deformazione penetrativa visibile alla microscala. Appare possibile, anche se per ora i dati sono insufficienti a provarlo, che gran parte della blastesi di questo mine-

rale sia non solo tardiva, ma anche più o meno contemporanea in tutti i settori.

## 5. Discussione

L'interpretazione in chiave di evoluzione geodinamica delle paragenesi metamorfiche e delle fasi deformative alpine descritte nei capitoli precedenti deve necessariamente prendere avvio dalla disposizione paleogeografica dei domini esaminati in questo lavoro. Assumendo come base i modelli recentemente proposti da alcuni di noi (VANOSI, 1980; VANOSI et al., 1980), abbiamo costruito lo schema della fig. 5 A, nel quale i diversi settori sono disposti dall'esterno all'interno secondo la loro presunta pertinenza paleogeografica. Per ciascuno di essi è stata fatta una valutazione molto grossolana della possibile ampiezza originaria, riportata nella figura, ed è stata indicata la facies metamorfica alpina di pressione più alta ivi registrata. Insieme con la fig. 5 A, la fig. 1, che mostra la distribuzione areale di dette facies, serve per la discussione che segue.

### 5.1. BRIANZONESE LIGURE

#### 5.1.1. *Distribuzione dell'evento di alta pressione*

Sulla base dei dati esposti nel paragrafo 4.1., si può ricostruire, all'interno del dominio brianzone, la distribuzione delle diverse paragenesi metamorfiche.

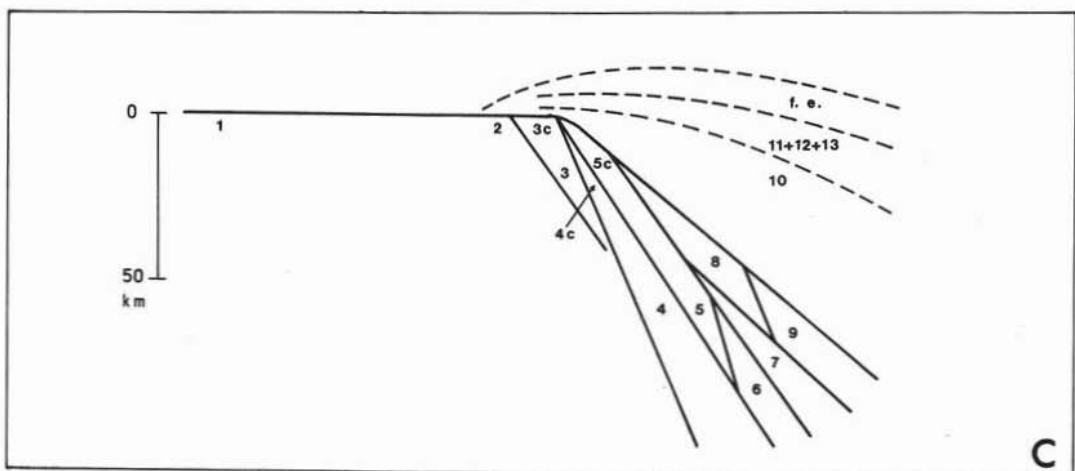
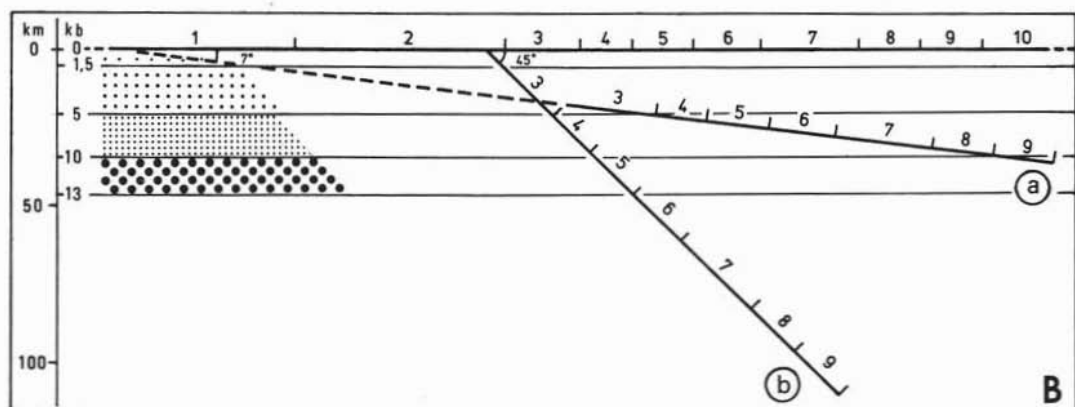
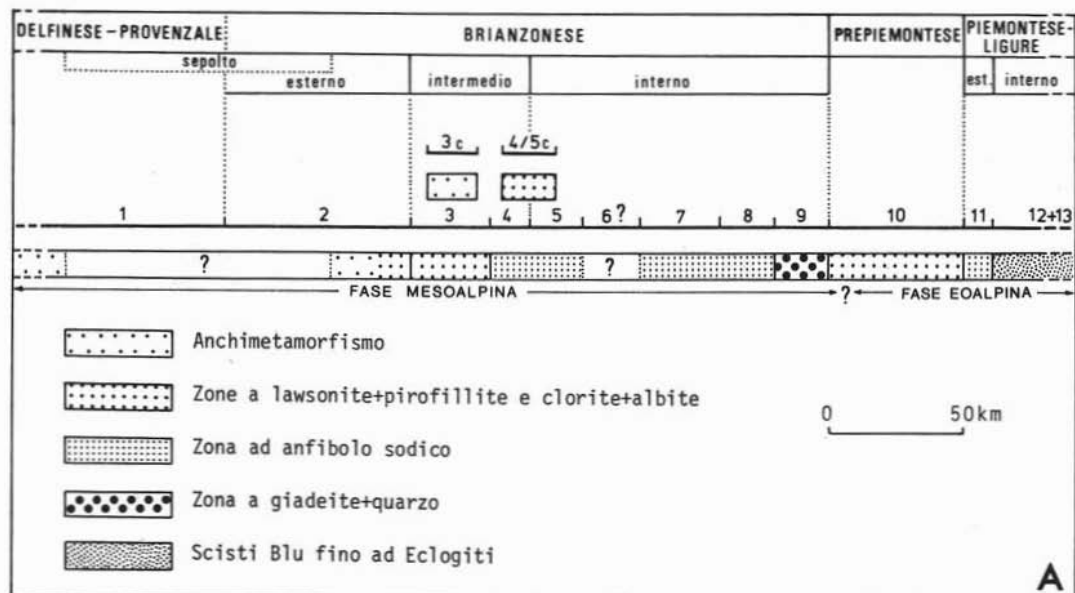
Le paragenesi della Zona a giadeite + quarzo sono confinate, come detto, alla sola Unità di Bagnaschino, di cui seguono i limiti.

Fig. 5. — **In A:** disposizione paleogeografica ed ampiezza presunta dei vari settori delle Alpi Marittime, dall'esterno (a sinistra) all'interno. Al di sotto di ogni settore è indicato il tipo di metamorfismo alpino di pressione più elevata ivi registrato.

**In B:** in ascisse sono riportati i vari settori indicati in A. In ordinate sono indicati i limiti barici approssimati (desunti dalla fig. 4) dei campi di esistenza delle diverse paragenesi metamorfiche, con gli stessi simboli grafici (puntini di varia densità) usati in fig. A.

**In C:** interpretazione delle prime fasi dell'evoluzione geodinamica alpina del Brianzone ligure secondo il modello di una subduzione ensialica di età meso-alpina all'interno del blocco brianzone stesso (*br*). *Nei tre disegni:* **1 e 2:** rispettivamente, copertura dell'Argentera e parti esterne dell'unità di Ormea (in parte sepolte sotto i flysch ad Elmintoidi); **3:** parti intermedie dell'unità di Ormea e unità di M. Carmo; **3 c:** unità di Caprauna-Armetta (costituita quasi esclusivamente da copertura post-paleozoica); **4:** parti interne dell'unità di Ormea; **5:** unità di Mallare; **4/5 c:** unità di Castelvecchio-Cerisola (costituita quasi esclusivamente di copertura post-paleozoica); **6:** presunta area (di cui attualmente non esiste traccia in superficie) separante nel Carbonifero superiore i settori 5 e 7 (cfr. CORTESOGNO et al., 1982); **7:** unità di Pamparato-Murialdo; **8:** unità di Calizzano-Savona; **9:** unità di Bagnaschino; **10:** unità di Arnasco-Castelbianco, di C. Tuberto, di M. Sotta, di Villanova, di Gazzo-Isoverde (coperture post-paleozoiche); **11:** unità di Montaldo; **12+13:** unità del Gruppo di Voltri (indistinte) e di Cravasco-Voltaggio-Montenotte.





Le paragenesi ad anfibolo sodico caratterizzano l'intera Unità di Pamparato-Murialdo e quella di Mallare. Il limite esterno di quest'ultima, nella nuova posizione genericamente più meridionale indicata da MENARDI NOGUERA (1982), potrebbe coincidere con il limite tra paragenesi della Zona ad anfibolo sodico e della Zona a clorite + albite.

In tutti i predetti casi, quindi, il trasporto tettonico posteriore al metamorfismo di alta pressione non consente di identificare immediatamente un'eventuale preesistente zoneografia metamorfica.

Al contrario, all'interno dell'Unità di Ormea, procedendo dai settori interni verso quelli esterni, si succedono paragenesi della Zona ad anfibolo sodico, poi a lawsonite + pirofillite, poi a clorite + albite, per finire con l'orlo più esterno, unicamente anchimetamorfico.

Benchè le deformazioni duttili e quelle tardive fragili, separanti l'Unità di Ormea in compartimenti diversamente dislocati, impediscano di accertare l'esistenza di transizioni graduali tra le fasce a diverse paragenesi, tali fasce, allungate in senso E-W, appaiono nel complesso disposte in modo da suggerire un'originaria distribuzione zoneografica.

### 5.1.2. Età dell'evento di alta pressione

Lo schema predetto è ovviamente possibile solo se le paragenesi in questione sono connesse ad una stessa fase metamorfica, che sia grossolanamente coeva in tutto il dominio.

In assenza di datazioni radiometriche, la discussione sull'eventuale contemporaneità delle diverse paragenesi alpine può essere fatta solo sulla base delle attuali conoscenze.

Nel Brianzese ligure interno ed intermedio-interno (Unità di Pamparato-Murialdo; parte interna dell'Unità di Ormea) le condizioni termo-bariche dell'evento alpino nel substrato e nella copertura appaiono sostanzialmente le stesse: dal momento che la copertura sedimentaria comporta terreni datati al Cretaceo superiore, l'evento metamorfico di alta pressione deve qui avere età meso-alpina (Eocene superiore).

Tale conclusione si accorda del resto con la generale considerazione che il settore brianzese intermedio ed interno rappre-

sentava, nel Cretaceo superiore, un'area di sedimentazione emipelagica e non poteva pertanto trovarsi coinvolto in processi « subduttivi ».

L'evento di alta pressione nel Brianzese interno ed intermedio sembra sostanzialmente sin-intercinematico, come si è visto, rispetto alle prime due fasi deformative alpine. Ciò significa che l'evoluzione metamorfico-strutturale e tettonogenetica del settore deve essersi attuata in un intervallo di tempo molto ristretto, limitato all'Eocene superiore e, al massimo, all'Oligocene basale: lo Stampiano ricopre infatti in discordanza l'edificio delle falde, già retroflesso.

Non sembrano pertanto esistere le condizioni per un'evoluzione tettonica molto diversificata nel tempo e nello spazio.

Alla luce delle attuali conoscenze, sembra che anche le paragenesi delle Zone prive di Na-anfibolo nel Brianzese esterno, siano legate alle più antiche fasi deformative ivi riconoscibili. Tali paragenesi non possono esservi state indotte dal carico litostatico del flysch ad Elmintoidi, perchè quest'ultimo si è dimostrato incapace di svilupparle nella fascia esterna, anchimetamorfica, che pure deve aver ricoperto.

Se è logico attribuire la facies Scisti Verdi di bassa temperatura nel Brianzese interno ad una seconda fase metamorfica « decompressionale », tale spiegazione non può evidentemente essere applicata al Brianzese esterno, che non si trovò mai in condizioni molto profonde.

La somma delle argomentazioni finora svolte porta a ritenere probabile una grossolana contemporaneità delle paragenesi di Basso Grado nei diversi settori esaminati.

La Zona a giadeite + quarzo nel settore più interno sembra rappresentare il necessario complemento del quadro così tracciato; anche per essa appare quindi maggiormente probabile l'età meso-alpina, pur se non documentata dalle coperture, che in questa zona mancano.

Un'età eo-alpina, e quindi l'attribuzione di questo evento alla subduzione del Dominio Piemontese-Ligure, appare, inoltre, in contrasto con le ricostruzioni paleogeografiche: tra il dominio piemontese e l'Unità di Bagnaschino, infatti, doveva essere interposto il dominio pre-piemontese, le cui coperture

mancano di sovraimpronta metamorfica di alta pressione.

Sulla base dei dati suesposti il dominio Brianzonese appare aver subito un metamorfismo, con pressione via via minore procedendo verso l'esterno, durante l'Eocene superiore. Tale evento fu accompagnato da due deformazioni isoclinali con caratteri fortemente traspositivi.

Il quadro proposto si accorda con quello messo in evidenza da BOCQUET (1974) nelle Alpi Cozie e Graie; delle due soluzioni prospettate dall'Autrice (età eo-alpina o meso-alpina) appare più probabile la seconda.

### 5.1.3. *Comportamento delle coperture*

Le coperture post-paleozoiche delle Unità di Pamparato-Murialdo e della parte interna dell'Unità di Ormea mostrano paragenesi di pressione relativamente elevata, comparabili a quelle presenti nel loro substrato ed appaiono, di conseguenza, essere rimaste solidali con questo durante la suddetta evoluzione tettonico-metamorfica meso-alpina.

Ciò non si verificò per le falde di copertura di Castelvechio-Cerisola e di Capruana-Armetta, caratterizzate, come si è detto (v. anche fig. 5 A) da paragenesi metamorfiche di pressione minore rispetto a quelle presenti nel substrato dei settori dai quali esse presumibilmente provengono (VANOSI, 1980). Per esse è pertanto logico ammettere uno scollamento dal substrato stesso durante la suddetta fase evolutiva. Per la falda di Castelvechio-Cerisola esistono però dati (OXILIA et al., 1982) che indicano come essa abbia tuttavia partecipato a questo evento, anche se a livelli crostali insufficienti a determinarvi la blastesi dell'anfibolo sodico: essa presenta infatti deformazioni penetrative comparabili con quelle osservate nelle coperture delle unità interne rimaste aderenti al substrato.

Indizi di una copertura a luoghi aderente al substrato, a luoghi scollata, esistono anche in settori Brianzoni più esterni, anche se in questi (come è dimostrato dall'attuale distribuzione « ordinata » delle coperture stesse: VANOSI, 1974 b) gli scollamenti debbono essere stati modesti, non accompagnati dalla formazione di falde di copertura. Così, gli hard grounds ed il Siderolitico della zona Prato Nevoso-Cima Artesinera hanno meta-

orfismo analogo a quello del substrato, mentre quelli più esterni, della zona del Mongioie (in accordo anche con le evidenze geologiche: LECANU e VILLEY, 1974), mostrano che qui la copertura è scollata. Nulla può essere detto, infine, per l'orlo Brianzonese più esterno (zona della Val Tanarello), ove sia la copertura che il substrato hanno paragenesi anchimetamorfiche.

## 5.2. PRE-PIEMONTESE E PIEMONTESE ESTERNO

La ricostruzione dell'evoluzione di questi settori appare più problematica non solo perchè i dati finora raccolti sono minori, ma soprattutto perchè si tratta di falde di sola copertura, il cui substrato è ignoto.

Le unità pre-piemontesi mostrano, come descritto, una debole sovraimpronta metamorfica alpina della Zona a clorite e albite.

Per queste appare ipotizzabile un substrato litologicamente analogo a quello Brianzonese: se il modello della fig. 5 C è valido, tale substrato non può aver partecipato all'evoluzione tettonica metamorfica meso-alpina, poichè in caso contrario non rimarrebbe in superficie un'area sulla quale poggiare le unità di copertura.

L'ipotesi che lo zoccolo di queste unità pre-piemontesi sia invece del tipo del massiccio di Valosio è difficile da sostenere. Quest'ultimo possiede infatti un metamorfismo di alta pressione di presumibile età coalpina, in stretta analogia con i massicci pennidici interni, cui è stato correlato (FORCELLA et al., 1974; CHIESA et al., 1975). Anche in questo caso, infatti, non si trova spazio in superficie per una sua copertura scollata e non subdotta, dal momento che i domini adiacenti sono rispettivamente in fase deposizionale (hard ground e calcari cretacei: Brianzonese) o essi stessi in subduzione (Piemontese-Ligure), e non possono quindi ospitarla.

Uno zoccolo di tipo Valosio potrebbe invece aver rappresentato il substrato di successioni di tipo piemontese esterno, quali l'Unità di Montaldo, in cui abbiamo messo in evidenza un metamorfismo alpino di relativamente alta pressione. Non è per ora possibile riconoscere se fra il cristallino di tipo Valosio e le radiolariti giurassiche delle serie di Montaldo fosse stratigraficamente in-

terposta una successione triassico-liassica (con litofacies analoghe a quelle pre-piemontesi), così come alcuni di noi (CERRO et al., 1975) avevano supposto (<sup>1</sup>).

Nella predetta ipotesi, l'Unità di Montaldo, pur rimanendo inalterata la sua posizione paleogeografica, al limite tra margine continentale europeo ed oceano piemontese-ligure, seguirebbe un'evoluzione analoga a quella delle vere e proprie unità oceaniche, con subduzione cretacea. Il suo scollamento dallo zoccolo cristallino e la traslazione verso l'esterno, sulle unità pre-piemontesi, debbono essere stati precoci, precedenti la messa in posto delle unità del Gruppo di Voltri sul massiccio di Valosio, attualmente privo di copertura stratigrafica.

Alla luce delle predette considerazioni, se la disposizione paleogeografica è quella da noi supposta (fig. 5 A), ci si deve chiedere se anche il metamorfismo delle unità pre-piemontesi non sia eoalpino, come implicitamente ammesso negli schemi di GRANDJACQUET e HACCARD (1977) e di VANOSSI et al. (1980).

Con un modello analogo a quello della supposta « subduzione » brianzonese mesoalpina si potrebbe paragonare le successioni di tipo Valosio-Montaldo a quelle brianzonesi intermedie-interne e le successioni pre-piemontesi a quelle brianzonesi intermedie-esterne.

Le unità pre-piemontesi più esterne (in particolare quelle di tipo Arnasco-Castelbianco) avrebbero mantenuto una posizione superficiale, analoga a quella assunta dal Brianzonese più esterno durante l'evento mesoalpino, senza partecipare al sistema subduittivo: le loro coperture eoceniche (del tipo Formazione di Albenga) presentano infatti metamorfismo e deformazioni non diversi da quelli del loro substrato triassico-giurassico.

In queste unità il blando metamorfismo caratterizzato da associazioni a clorite ed al-

bite dovrebbe pertanto essere mesoalpino e potrebbe essere stato indotto dal carico della falda del flysch ad Elmintoidi, sommato a quello delle falde piemontesi.

Per finire, osserveremo che i rapporti tettonici attuali al margine interno del Brianzonese ligure (con falde di pertinenza piemontese, dotate di metamorfismo di alta pressione probabilmente eoalpino, sia sovrapposte che sottoposte alle falde pre-piemontesi, che ne sono prive) appaiono spiegabili mediante una sovrapposizione precoce delle prime alle seconde ed un successivo ripiegamento di tutto l'edificio così formato durante la sua traslazione sul Brianzonese ligure interno. La messa in posto su quest'ultimo, avvenuta dopo che esso aveva già subito l'importante evoluzione tettonico-metamorfica legata alla « subduzione intracontinentale » mesoalpina, sembra precedere, nei settori interni, la fase di « serrage ».

## 6. Un possibile modello evolutivo

La somma dei dati suesposti sulla distribuzione delle facies metamorfiche alpine nelle diverse unità del Brianzonese ligure, sulle caratteristiche termobariche delle differenti associazioni paragenetiche e sulla loro tentata attribuzione ad una età mesoalpina, e la discussione del quadro paleogeografico prealpino del settore ligure occidentale, consentono di avanzare ipotesi sull'ambiente e sui meccanismi con cui l'evoluzione tettonico-metamorfica si esplicò sulle diverse sequenze litologiche del Brianzonese ligure in tempi successivi alla fase subduittiva intraoceanica eoalpina che interessò le sequenze piemontesi oceaniche e di margine continentale.

### 6.1. LE PRIME FASI

Per queste, il meccanismo più attendibile, anche in base alle recenti conoscenze sulle caratteristiche strutturali delle zone di sutura fra placche litosferiche ed, in particolare, delle fasce orogeniche di collisione continente-continente (DEWEY et al., 1973 a e b; MATTEUCCI, 1974; BIRD e TOKSÖZ, 1975; MOLNAR e TAPPONIER, 1978; COWARD, 1980), sembra rappresentato dal sottoscorrimento di sezioni di crosta continentale lungo importanti zone di taglio ensialico.

Queste zone di shear con sottoscorrimento relativo di crosta continentale rappresentano

(<sup>1</sup>) In ogni caso, tale successione deve aver subito un'evoluzione metamorfica diversa da quelle pre-piemontesi, nelle quali manca il metamorfismo di alta pressione; essa è forse da ricercare in alcuni klippen carbonatici sovrapposti al Brianzonese interno, dotati di paragenesi metamorfiche in cui compare l'anfibolo sodico, la cui pertinenza paleogeografica è tuttora oggetto d'indagine.



la migrazione delle zone di taglio all'interno dei margini continentali in collisione, in tempi successivi al distacco della sezione di litosfera oceanica in subduzione dal suo blocco continentale (COWARD, 1980).

Tali meccanismi di sottoscorrimento crostale sono stati riconosciuti da tempo come responsabili dei notevoli raccorciamenti crostali post-collisionali che caratterizzano le catene orogeniche di tipo alpino-himalaiano (MATTAUER, 1974).

Analogamente alla subduzione di litosfera oceanica, il sottoscorrimento di crosta continentale fredda produce importanti anomalie negative nella distribuzione delle isoterme, e, conseguentemente, i gradienti geotermici caratteristicamente bassi che sono responsabili dello sviluppo di paragenesi metamorfiche in facies di relativamente alte pressioni e basse temperature (BIRD e TOKSÖZ, 1975).

Sulla base delle attuali conoscenze, sembra quindi riconoscibile come le unità brianzonesi in via di studio abbiano subito una evoluzione tettonico-metamorfica secondo bassi gradienti geotermici lungo zone di taglio ensialico sviluppate, in tempi mesoalpini, all'interno del margine continentale paleo-europeo, pressochè contemporaneamente alla collisione continentale fra il blocco insubrico ed europeo, conseguente alla consunzione del dominio oceanico piemontese-ligure per subduzione intraoceanica in età eo-alpina.

Consideriamo infatti in dettaglio la distribuzione delle facies metamorfiche nelle varie aree, ricollocate (fig. 5 A) nella loro più probabile posizione originaria reciproca.

Nell'ipotesi che le paragenesi di più alta pressione sviluppate nei vari settori siano state acquisite contemporaneamente, con un meccanismo di sottoscorrimento crostale lungo un unico piano di taglio, esso potrebbe avere avuto (fig. 5 B) le due posizioni *a* o *b* (inclinate sull'orizzonte, rispettivamente, di 7° e 45°).

La prima posizione è costruita in modo che tutti i settori da 3 a 9 cadano nell'intervallo di pressione che loro compete in base alle paragenesi in essi riconosciute. Con questa soluzione, per il settore 3 si deve ammettere un'ampiezza che supera di circa 150 km (linea tratteggiata in fig. 5 B) quella desunta

dagli affioramenti attuali (come indicata in fig. 5 A).

La porzione « in eccesso » del settore 3 dovrebbe, in questo caso, essere rimasta in profondità durante la successiva messa in posto delle unità sottoscorse; ma le coperture post-paleozoiche dei settori 2 e 3, oggi affioranti, mostrano variazioni laterali relativamente graduali (VANOSI, 1974 b), e non sembrano registrare lo iato di 150 km che vi si dovrebbe inserire, secondo tale ipotesi.

Inoltre, se questa fase evolutiva è mesoalpina, per la parte maggiore della tettonogenesi nel Brianzonese è disponibile, come già detto, un modesto intervallo di tempo, valutabile in circa 5 m.a. (equivalenti alla durata del Priaboniano). Nell'ipotesi *a*, quindi, il settore 9 dovrebbe aver impiegato, per raggiungere la profondità che gli compete, poco meno di 6 m.a. (con una velocità di 5,5 cm/anno, quale è quella calcolata per alcuni sottoscorrimenti ensialici: TOKSÖZ, 1976) o, comunque, più di 3 m.a. (con una velocità di 9,5 cm/anno, calcolata per alcune subduzioni intraoceaniche). Anche con la velocità più elevata, tenuto conto della necessità di risalita dei settori sottoscorsi, il tempo disponibile appare insufficiente.

La seconda posizione (*b*) è invece ottenuta collocando il settore 3 (con l'ampiezza assegnatagli nella fig. 5 A) nell'intervallo di pressione (circa 1,5-5,0 kb) corrispondente alle paragenesi che presenta: come conseguenza, tutti i settori da 5 a 9 vengono a trovarsi a profondità maggiori di quelle indicate dalle loro paragenesi.

Per tali motivi, entrambe le soluzioni appaiono poco probabili. Ad esse sembra preferibile l'ipotesi schematizzata in fig. 5 C, ove i singoli settori (da 3 a 9) sono disposti in modo che siano rispettate sia le profondità che loro competono sia le sovrapposizioni geometriche attuali (a parte i retroscorimenti successivi): ne risulta un modello in cui il sottoscorrimento si realizza lungo numerose superfici di taglio, isolanti presumibilmente le singole unità tettoniche.

Il blocco sovrascorrente è probabilmente molto complesso (e volutamente lasciato in gran parte indistinto in figura): in esso è solamente schematizzata la posizione delle unità di copertura pre-piemontesi, che sop-

portano quelle piemontesi-liguri già metamorfiche (fase eo-alpina) ed in parte strutturate, a loro volta ricoperte dai flysch ad Elmintoidi della Liguria occidentale (*f.e.*). Verso l'interno (all'estrema destra della figura) si deve immaginare che esista la crosta continentale in subrica, in ulteriore avanzamento durante questa fase di accorciamento crostale.

In questo quadro, utilizzando gli stessi valori di velocità di scorrimento relativo già impiegati per la posizione *a* di fig. 5 B, i vari settori coinvolti raggiungerebbero le pressioni che loro competono in circa 0,9 m.a. (5,5 cm/anno) o circa 0,5 m.a. (9,5 cm/anno): il fattore tempo non appare, in tal caso, una difficoltà insuperabile.

È interessante notare che una possibile conferma dell'elevata velocità con cui deve essersi realizzato il sottoscorrimento intracontinentale brianzonese viene dall'esame della fig. 4, nella quale i campi di esistenza delle quattro zone metamorfiche coeve (A, B, C, D) appaiono tutti allineati attorno alle geoterme 300°-400° C, senza sensibili differenze tra quelli a più alta ed a più bassa pressione: ciò sembra giustificabile con una subduzione abbastanza rapida da impedire un'equilibratura termica delle paragenesi.

Per finire, sottolineiamo che il meccanismo da noi prospettato non solo appare adatto a spiegare la tetto-genesi del Brianzonese ligure, ma contribuisce anche alla comprensione della messa in posto delle falde sopra-brianzonesi, ed in particolare del flysch ad Elmintoidi. Il percorso di quest'ultimo, dal dominio di origine (piemontese-ligure) a quello d'arrivo (provenzale), risulta infatti notevolmente accorciato, dal momento che gran parte del Brianzonese, che deve essere scavalcato, risulterebbe in sottoscorrimento proprio mentre la falda del flysch si muove in superficie verso i domini esterni: in tale contesto si possono assegnare alla velocità di trasporto di quest'ultima valori geologicamente accettabili.

## 6.2. ULTERIORI FASI DELL'EVOLUZIONE TETTONICO-METAMORFICA

Anche indipendentemente dalle considerazioni stratigrafiche (v. paragr. 5.1.2.), si deve ritenere che il ritorno a livelli cristallini relativamente poco profondi sia stato altret-

tanto veloce del sottoscorrimento: anche durante la deformazione  $S_2$ , che sembra riferibile all'inizio della « risalita » del materiale sottoscorsso, permangono infatti ancora stabili i minerali delle paragenesi di alta pressione, senza registrare gli effetti di una compensazione termica.

La deformazione successiva alla  $S_2$  appare legata, a scala regionale, al bloccaggio del sistema: come conseguenza si generano, nel Brianzonese interno ed intermedio, strutture retroflesse, con sviluppo della foliazione  $S_3$ . Poiché questa è all'incirca contemporanea dell'evento metamorfico retrogrado sviluppato nel Brianzonese interno, si deduce che i complessi deformati si trovavano già a livelli relativamente superficiali.

La sovrapposizione fra diverse falde brianzonesi sembra essersi realizzata già in precedenza, dal momento che, in alcuni casi, è evidente come i contatti tra unità siano piegati dalla fase cui è connessa la  $S_3$ .

A riguardo invece delle unità geometricamente più elevate (Calizzano-Savona, Bagnaschino, Unità pre-piemontesi), in cui la deformazione dei contatti è blanda, non appare possibile a tutt'oggi precisare se si tratti di fenomeni di disarmonia (imputabili sia alla maggior competenza dei terreni formanti dette falde, sia alla posizione più superficiale di queste ultime), o di una messa in posto definitiva delle falde stesse essenzialmente gravitativa, posteriore alla fase  $S_3$ .

Sulla base di quanto suddetto, lo schema ipotetico che viene proposto immagina che una parte degli accavallamenti si compì all'interno della zona di taglio e sottoscorrimento: la messa in posto successiva, pur senza scompaginare sostanzialmente i rapporti tettonici già acquisiti, favorì probabilmente alcuni scavalcamenti, quali la sovrapposizione dell'Unità di Calizzano-Savona alle Unità di Ormea, di Monte Carmo e a quella di Cerisola-Castelvecchio.

Successivamente alla deformazione  $S_2$  e precedentemente alle retroflessioni, si ebbero ulteriori movimenti di accavallamento verso l'esterno; questi, oltre che documentati in seno all'Unità di Mallare (MENARDI-NOGUERRA, 1982) ed a quella di Castelvecchio-Cerisola (OXILIA et al., 1982), sono anche deducibili dagli attuali rapporti tra le falde.

Così, ad esempio, per quanto si può desumere dai suoi affioramenti oggi poco estesi e sovente delimitati da faglie tardive, l'Unità di Bagnaschino appare tettonicamente indipendente dai substrati sui quali riposa. I sei ridotti lembi da cui è costituita (fig. 1) sono distribuiti su un'area di oltre 250 km: potrebbe quindi trattarsi dei resti di una falda di zoccolo di notevole estensione. Essi riposano o sugli ortogneiss pre-namuriani di Nucetto (Unità di Pamparato-Murialdo) o su quelli del massiccio di Savona, o sui terreni mesozoici dell'Unità di Castelvecchio-Cerisola. Poiché tali substrati geometrici sono dotati di caratteri metamorfici diversi l'uno dall'altro, la sovrapposizione tettonica attuale deve essere posteriore all'evento metamorfico di alta pressione. In particolare, la messa in posto dell'Unità di Bagnaschino, per lo meno sulla Pamparato-Murialdo, deve essere stata preceduta dallo scollamento delle coperture permo-carbonifere e mesozoiche degli ortogneiss di Nucetto e dal trasporto di queste ultime verso l'esterno.

Il ritorno verso livelli strutturali elevati, al termine del primo evento metamorfico, deve essere pressochè completo almeno per alcune unità interne; per esempio, per quella di Calizzano-Savona, poiché nel suo ulteriore viaggio verso l'esterno essa era probabilmente già ricoperta dalle unità pre-piemontesi di C. Tuberto e Arnasco-Castelbianco.

Si può anzi ipotizzare che le condizioni bariche necessarie allo sviluppo delle paragenesi retrograde furono assicurate, per alcuni settori Brianzoni interni, non solo e non tanto dal fatto che essi si trovassero ancora in profondità lungo il piano di scorrimento, quanto piuttosto dal carico delle falde sobribranzonesi.

Al termine dell'evento metamorfico retrogrado si ebbe, almeno nel settore interno già strutturato, una fase di sollevamento (isostatico?): lo zoccolo dell'unità di Pamparato-Murialdo è infatti ricoperto in trasgressione dallo Stampiano (LORENZ, 1969) del bacino di Bagnasco. Tale fase precedette le blande deformazioni duttili e quelle tardive fragili nelle quali sono coinvolti anche i terreni della copertura « post-orogena ».

*Ringraziamenti.* — Si ringrazia il C.N.R., Consiglio Nazionale delle Ricerche - Roma, per l'utilizzazione della sonda elettronica installata presso l'Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Modena e resa disponibile a tutti i ricercatori afferenti al Comitato 05 del C.N.R..

Si ringrazia inoltre il prof. E. CALLEGARI per la lettura e la discussione critica del manoscritto.

Lavoro eseguito dalle Unità di Genova e di Pavia del « Gruppo Alpi » del C.N.R. (Contr. n. 79.00806.05, 80.01057.05, 80.01000.05 e 79.00799.05), nel quadro W2 del progetto « Dynamics and evolution of the lithosphere » (pubbl. n. 2 sul tema « Compared structural evolution of sectors of southern and western Alps and northern Apennines ») (Contr. M.P.I., 40 %, 1981).

## BIBLIOGRAFIA

- BIRD P. e TOKSÖZ M. (1975) - *Thermal and mechanical model of continent-continent convergences zones.* J. Geophys. Res., 80, 4405-4416.
- BOCQUET J. (1974) - *Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises.* Thèse Univ. Grenoble.
- CAWTHORN R.G. e COLLERSON K.D. (1974) - *The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses.* Am. Min., 59, 1203-1208.
- CERRO A., GIANOTTI R., VANOSSI M. e VENIALE F. (1971) - *Distribuzione dello stilpnomelano nel Paleozoico del Brianzese ligure.* Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., 50, 345-355.
- CERRO A., OXILIA M. e VANOSSI M. (1975) - *Rapporti tra Brianzese interno e piemontese nella zona compresa tra le valli del Casotto e del Pesio (Alpi Marittime).* Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 25, 72-88.
- CORTESOGNO L., GIANOTTI R., OXILIA M., VANNUCCI R. e VANOSSI M. (1982) - *Genesi ed evoluzione dello zoccolo pre-mesozoico di alcuni settori del Brianzese ligure interno.* Rend. Soc. It. Min. Petrol. (in stampa).
- CORTESOGNO L., OXILIA M., ROYANT G., VANOSSI M. e VIVIER G. (1981) - *Témoins d'un volcanisme rhyodacitique du Dogger dans le domaine pré-piemontais des Alpes ligures.* Eclogae geol. Helv., 74, 569-585.
- COTTA RAMUSINO S. e OXILIA M. (1978) - *Uno studio geologico nella zona compresa tra Priola e Nucetto (Alpi Marittime): primi risultati.* Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 27, 78-86.

- COWARD M.P. (1980) - *The Caledonian thrust and shear-zones of NW Scotland*. J. Struct. Geol., 2, 11-17.
- DEL MORO A., MESSIGA B., PARDINI G. e POGGIO M. (1982) - *Dati petrologici e radiometrici preliminari sui Massicci Cristallini della Liguria Occidentale*. Rend. Soc. It. Min. Petrol. (in stampa).
- DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F. e BONNIN J. (1973) - *Plate tectonics and the evolution of the Alpine System*. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3173-3180.
- GOFFÉ B. (1979) - *La lawsonite et les associations à pyrophyllite-calcite dans les métasédiments aluminés du Briançonnais. Premières occurrences*. C.R. Acad. Sc. Paris, 289, 813-816.
- GRANDJACQUET C. e HACCARD D. (1977) - *Position structurale et rôle paléogéographique de l'unité du Bracco au sein du contexte ophiolitique liguro-piémontais (Apennin-Italie)*. Bull. Soc. Géol. France, 19, 901-908.
- HELWING J. (1976) - *Shortening of continental crust in orogenic belts and plate tectonics*. Nature, 260, 768-770.
- HOLLAND T.J.B. e RICHARDSON S.W. (1979) - *Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions*. Contr. Mineral. Petrol., 70, 143-148.
- HOSCHEK G. (1969) - *The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks*. Contr. Mineral. Petrol., 22, 208-232.
- JOHANNES W. e PUHAN D. (1971) - *The calcite-aragonite transition, reinvestigated*. Contr. Mineral. Petrol., 31, 28-38.
- KUSHIRO I. (1969) - *Clinopyroxene solid solution formed by reaction between diopside and plagioclase at high pressure*. Min. Soc. Am. sp. pap., 2.
- LECANU J.-P. e VILLEY M. (1974) - *Contribution à l'étude géologique du massif du Monte Mongioie*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. de Caen.
- LORENZ C. (1969) - *Contribution à l'étude stratigraphique de l'Oligocène et du Miocène inférieur des confins liguro-piémontais (Italie)*. Atti Ist. Géol. Univ. Genova, 6, 255-873.
- MARESCH W.V. (1977) - *Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge*. Tectonoph., 43, 109-125.
- MATTAUER M. (1974) - *Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du sud de la France?*, Reun. ann. Sci. Terre, Nancy, p. 279.
- MENARDI NOGUERA A. (1982) - *Tettonica polifasata nel settore centro-orientale del Brianzese ligure*. Boll. Soc. Geol. It. (in stampa).
- MESSIGA B. (1981) - *Evidenze strutturali e paragenetiche della evoluzione polifasica pre-alpina del Massiccio Cristallino di Savona*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., 37, 739-745.
- MESSIGA B., PICCARDO G.B. e VANOSI M. (1978) - *Dati preliminari sulla distribuzione del metamorfismo alpino nei terreni pre-mesozoici liguri*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., 34, 351-369.
- MICHARD A. (1977) - *Charriages et métamorphisme haute pression dans les Alpes cottiennes méridionales: à propos des schistes à jadéite de la bande d'Acceglio*. Bull. Soc. Geol. France, 19, 883-892.
- MOLNAR P. e TAPPONIER P. (1975) - *Tectonics of Asia: consequences and implications of a continental collision*. Science, 189, 419-426.
- NITSCH K.H. (1971) - *Stabilitätsbeziehungen von prehnit- und pumpellyit-haltigen paragenesen*. Contrib. Mineral. Petrol., 30, 240-260.
- NITSCH K.H. (1972) - *Das P-T-XCO<sub>2</sub> stabilitätsfeld von lawsonit*. Contrib. Mineral. Petrol., 34, 116-134.
- OXILIA M. (1978) - *Stratigrafia e tettonica dell'Unità di Monte Sotta (Alpi Marittime)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 27, 15-24.
- OXILIA M., SENO S. e GOSSO G. (1982) - *Deformazioni alpine sovrapposte e loro geometria nella zona di Castelvecchio (Brianzese ligure)*. Mem. Sc. Geol., Padova, 35 (in stampa).
- OXILIA M. e VANOSI M. (1978) - *Osservazioni sul contatto Brianzese-Piemontese tra le valli del Torrente Pesio e del Torrente Colla (Alpi Marittime)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 27, 3-10.
- POPP R.K. e GILBERT M.C. (1972) - *Stability of acmite-jadeite pyroxenes at low pressure*. Am. Min., 57, 1210-1231.
- TOKSÖZ M.N. (1976) - *La subduzione della litosfera*. Le Scienze, 90, 54-65.
- VANOSI M. (1974 a) - *Analisi stratigrafico-strutturale della zona tra le alte valli del Casotto e dell'Ellero (Alpi Marittime)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 24, 38-73.
- VANOSI M. (1974 b) - *L'unità di Ormea: una chiave per l'interpretazione del Brianzese ligure*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 24, 74-91.
- VANOSI M. (1980) - *Les unités géologiques des Alpes Maritimes entre l'Ellero et la Mer Ligure: un aperçu schématique*. Mem. Soc. Geol. Padova, 34, 101-142.
- VANOSI M., MESSIGA B. e PICCARDO G.B. (1980) - *Hypothèses sur l'évolution tectogénétique des Alpes ligures*. Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys., 22, 4-13.
- VELDE B. (1967) - *Si<sup>4+</sup> content of natural phengites*. Contr. Mineral. Petrol., 14, 250-258.
- WINKLER G.F.H. (1974) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York, 320 p..