

LUCIANO CORTESOGNO *, FRANCO FORCELLA **

IL MASSICCIO CRISTALLINO DI ARENZANO, FRAMMENTO DI CROSTA CONTINENTALE BRIANZONESE AL MARGINE MERIDIONALE DEL GRUPPO DI VOLTRI ***

RIASSUNTO. — Al margine meridionale del Gruppo di Voltri (Zona Piemontese delle Alpi liguri) affiora, in corrispondenza del promontorio di Arenzano, un ridottissimo lembo di rocce polimetamorfiche. Nonostante l'area d'affioramento assai ridotta in esso sono rappresentati i vari termini che caratterizzano un basamento cristallino e le relative coperture permo-carboniche (?) e mesozoiche.

Ad onta degli attuali rapporti di natura prevalentemente tettonica non sembra infatti possibile considerare l'accostamento delle diverse associazioni litologiche come puramente casuale; esse sembrano piuttosto riconducibili ad una stratigrafia pre-alpina sostanzialmente unitaria che può essere così schematizzata:

- a) basamento cristallino metamorfico comprendente metabasiti probabilmente ortoderivate ed una sequenza paraderivata originariamente costituita da termini prevalentemente pelitico-psammitici con livelli di probabili vulcano-clastiti basiche frammiste ad apporti carbonatici. Il metamorfismo ha carattere polifasico in condizioni di temperature e pressioni relativamente elevate riferibili, durante una prima fase, alla facies delle anfiboliti ad almandino con probabile graduale diminuzione delle pressioni nella seconda;
- b) copertura di tipo continentale costituita da detriti grossolani con grado di maturità tessiturale molto basso, derivati dallo smantellamento di rocce granitoidi che, per certi aspetti, sembrano ricordare alcuni livelli delle coperture permo-carboniche dei massicci brianzonesi;
- c) copertura mesozoica con caratteri di piattaforma che inizia con depositi di ortoquarziti dovute ad elaborazione di un basamento cristallino ed evolve rapidamente verso sedimenti prevalentemente pelitici di ambiente relativamente più profondo attraverso condizioni locali a sedimentazione carbonatica di mare sottile.

Per quanto riguarda i caratteri termodinamici del metamorfismo alpino esistono solo scarsi indizi di una fase di alta pressione e bassa temperatura, mentre risultano più generalizzate condizioni di incipienti Scisti Verdi.

Durante fasi alpine posteriori alla chiusura del bacino oceanico ligure-piemontese, importanti dislocazioni connesse a trascorrenze sinistre provocano l'affiancamento del lembo sialico in esame, e di limitate porzioni delle sue coperture pre-mesozoiche e cenozoiche, al margine meridionale del Gruppo di Voltri, a partire da posizioni più esterne. A questi movimenti sono ricollegabili le fasce milonizzate e le scaglie di serpentiniti cataclastiche che sottolineano i contatti delle varie unità paleogeografico-strutturali. Il metamorfismo alpino sembra saldare, almeno in parte, i contatti tra il Massiccio di Arenzano e le rocce dei complessi ofiolitici.

I movimenti tettonici si protraggono ben oltre il Pliocene evidenziando le varie unità morfologico-strutturali dell'area esaminata.

* Istituto di Petrografia dell'Università di Genova. ** C.N.R. - Centro studi per la Stratigrafia e la Petrografia delle Alpi Centrali, Milano. *** Lavoro eseguito nel quadro degli studi geodinamici sul Gruppo di Voltri finanziati dal Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Confronti con i massicci cristallini limitrofi suggeriscono la possibilità di ascrivere il lembo sialico in esame ad un frammento di basamento di tipo Brianzonese, traslato verso posizioni più interne durante le fasi di trascorrenza prima ricordate che fecero risentire i propri effetti su ben più vasta area di questo settore delle Alpi.

ABSTRACT. — At the southern edge of the Voltri Group, a metamorphic belt of basic and ultrabasic composition belonging to the Alpine Penninic Zone (CHIESA et al., 1975, 1977) crops out a very small slice of rock assemblages ascribed to a continental polymetamorphic crust and to its meta-sedimentary covers.

Despite today's prevailing structural connections the joining of the different lithologies is not casual. The lithologic units of the continental crust include:

- a) Schistose basic rocks cropping out at the south-western edge of the massif (T. Lerone); an almost complete alpine recrystallization makes it difficult to detect the original rock type, probably basic effusive rocks.
- b) Gneiss and micaschists that form most of the sialic massif with scattered lenses of augengneisses, amphibolites and amphibole-bearing marbles in minor amount. This complex derives from a sedimentary sequence of pelitic and psammitic nature with irregular intercalation of coarse feeding and basic volcanoclastic material.
- c) Blastomylonitic complex cropping out at the south-eastern edge of the massif (Punta S. Martino). It includes various aforementioned rock types connected by a penetrative clastic deformation followed by an incomplete recrystallization of alpine age.

The pre-mesozoic cover crops out at Punta S. Martino. It is represented by a tectonic slice of coarse meta-sediments interested by alpine metamorphism; they derive from the erosion of a granitoid basement.

The Mesozoic cover of Middle and Early Triassic age forms a structural unit that surrounds the northern margin of the crystalline massif. Its reduced thickness is accounted to tectonic and stratigraphic reasons. From bottom to top quartzitic metapsammities, dolomitic limestone and calcareous metapelites follow to one another. The last rock unit is similar to the calcareous metasediments of the oceanic cover (*Calcesisti* Auct.) that form the northern structural unit of the area investigated.

In the sialic basement the evolution of metamorphic mineral assemblages took place in two major steps: the first is of pre-alpine age and is characterized by relatively high temperatures and pressures ($T > 550^{\circ} \text{C}$, $P > 6 \text{ kb}$). The thermal acme is in the almandine amphibolite facies (Kyanite + Staurolite) probably followed by a gradual decrease. The second step is of alpine age and is characterized by strong deformations localized near the major dislocation planes accompanied by a slight recrystallization of Greenschist facies; few local clues of high pressure-temperature metamorphism are also present.

Comparisons with the surrounding crystalline massifs of the Penninic (Valosio and Ligurian Crystalline Massifs) and of the Insubric Realms (represented as pebbles in Miocene sedimentary Val d'Aveto sequence) suggest a possible correlation with the Ligurian Penninic massifs belonging to the Brianzonese Zone of western Alps.

Later trascurrent movements linked with the final stages of alpine tectogenesis are responsible for the eastward translation of such a fragment of Brianzonese basement and covers and for its tectonic setting at the southern margin of the Voltri Group of more internal structural pertinance (Piemontese Zone).

Such movements interested a wide area near the boundary of western Alps and northern Apennines as pointed out by CHIESA et al. (1975). Tectonic movements continue during Pliocene and post-Pliocene times contributing in the distinction of morpho-structural units of the investigated area.

Autori precedenti

La bibliografia che tratta questo lembo sialico è piuttosto scarna e le opinioni espresse affatto discordi.

G. ROVERETO (1939), nella sintesi geologica generale sulla Liguria, non riserva

particolare spazio al Cristallino di Arenzano assimilandolo alla « Serie di Montenotte »; nello schizzo geologico che illustra l'area in questione (pag. 333) non viene differenziato dai Calcescisti e l'Autore si limita ad avvertire nella didascalia che questi ultimi « *probabilmente non sono distinti nella parte orientale dello schizzo dagli scisti della serie di Montenotte* ».

È T. LOCHER (1957) che, nell'ambito di un più ampio lavoro, intravede nel promontorio di Arenzano un lembo gneissico stratigraficamente sottostante ai livelli quarziticci e calcareo-dolomitici triassici. Questo Autore lo ritiene costituito da scaglie tettoniche addossate le une alle altre, intruse più tardivamente da apporti sialici (ortogneiss) e suggerisce la correlazione al Cristallino Savonese.

Le interpretazioni date dal geologo svizzero vengono però immediatamente contestate da S. CONTI (1958) che, nell'unica succinta monografia fino ad ora dedicata a questa zona, nega la presenza di ortogneiss, respinge l'equivalenza proposta tra queste rocce e i termini petrograficamente consimili del Cristallino Savonese, non concorda neppure con l'attribuzione stratigrafica in quanto, a suo dire, non si sarebbe in presenza di un elemento sottostante la successione triassica, ma, al contrario, ad essa sovrastante e costituente la « serie inferiore » filladica della serie dei Calcescisti.

Questa zona torna al centro dell'attenzione sulla fine degli anni sessanta in concomitanza ai nuovi rilevamenti per la II ed. del foglio « Genova ». L'interpretazione elaborata in questa occasione ricalca in parte le interpretazioni di Locher con la significativa differenza della correlazione a zoccoli cristallini più interni (Zona Piemontese anzichè Zona Brianzonese) ed è evidenziata tanto nella legenda del foglio quanto nelle relative note illustrative (ALLASINAZ et al., 1971, pag. 22 e 32).

Analogo punto di vista è ripetuto in lavori successivi elaborati dagli Autori che avevano partecipato ai rilievi sopra citati: GELATI e PASQUARÈ (1970, pag. 536) e FORCELLA et al. (1973, pag. 488). Anche nel Modello Strutturale d'Italia alla scala 1:1.000.000 (OGNIBEN et al., 1973) al lembo sialico di Arenzano viene dato il significato di nucleo cristallino pre-triassico appartenente alla Zona Piemontese.

Minor sicurezza per quanto riguarda l'attribuzione paleogeografico-strutturale traspare infine dai lavori più recenti (CHIESA et al., 1975, 1977) concomitanti al progredire dell'elaborazione della presente ricerca.

Inquadramento geografico e morfologico

La zona descritta in questa nota è ubicata lungo la costa ligure occidentale tra gli abitati di Cogoleto e Arenzano, interamente cartografata in una piccola parte della tav. « Arenzano » (F. 82, III S.E.).

Le unità morfo-strutturali salienti sono costituite dal promontorio di Arenzano seguito, verso NE, da un'ampia depressione (in cui sorge l'abitato omonimo) occupata da sedimenti pliocenici; essa si raccorda piuttosto bruscamente ai rilievi serpentinoscistosi della dorsale M. Beigua - Bric del Dente.

Il promontorio ha una forma grossolanamente piramidale a cima tronca dovuta a un terrazzamento marino d'età quaternaria; è costituito da un rilievo delimitato a sud e sud-est da una costa piuttosto ripida a scarpata che determina l'unica sequenza continua di affioramenti freschi dell'area investigata, a nord dall'avvallamento occupato da sedimenti pliocenici ed alluvioni recenti mentre ad ovest è profondamente inciso dal tratto terminale del T. Lerone.

La sommità del promontorio è costituita da un ampio terrazzo quaternario di cui restano ancora ciottolami e sabbie incoerenti, tale ripiano presenta un reticolato idrografico primitivo limitato ad incisioni marginali a disposizione radiale, spesso impostati lungo fratture tettoniche. Terrazzi altimetricamente correlabili sono frequenti su tratti adiacenti della costa tra Voltri e Varazze dove si mantengono a quote comprese tra 80 e 120 m e nella zona di Albisola ad una quota leggermente inferiore; nell'individuazione di tali terrazzi a partire da un originario terrazzo imputabile ad un unico evento morfogenetico sembra aver concorso, oltre ai normali processi erosivi, anche uno smembramento tettonico ad opera di faglie e/o basculamenti.

Sul versante sud, in corrispondenza della foce del T. Lerone, si ha un più recente episodio di terrazzamento marino ad una quota di circa 10 m s.l.m. con depositi di spiaggia costituiti prevalentemente da ciottolami grossolani a matrice terrosa.

La depressione occupata dai sedimenti pliocenici costituisce invece un *Graben*, di genesi molto recente, interposto tra il promontorio e la dorsale serpentinoscistosa del M. Beigua - M. Rama - Bric del Dente a decorso grossolanamente parallelo alla costa. La sommità di tale dorsale, la cui netta dissimmetria dei versanti è da imputarsi all'assetto tettonico dell'unità strutturale cui appartiene e di cui rappresenta i contrafforti meridionali (Unità Beigua, cfr. CHIESA et al., 1975, pag. 569), costituisce lo spartiacque tra i tributari del bacino ligure e di quello adriatico.

Tale spartiacque decorre, nella zona in esame, ad una distanza topografica variabile tra 5-7 km dalla costa ligure offrendo un ulteriore elemento a convalida dell'estrema giovinezza degli elementi morfo-strutturali presenti nell'area in esame.

Inquadramento geologico

Il lembo sialico di Arenzano affiora lungo il margine meridionale del Gruppo di Voltri al quale risulta addossato tettonicamente. Nell'area di quest'ultimo è stata recentemente individuata (CHIESA et al., 1975) la giunzione e talora la sovrapposizione di più unità di diversa pertinenza paleogeografica quali:

— rocce riferibili a *copertura di crosta oceanica* costituite da ridotti lembi di natura gabbbrica associati a più cospicue masse di vulcaniti basiche ricoperte da scisti quarziticci manganesiferi, calcari cristallini e scisti calcareo-micacei con metamorfismo variabile da alta pressione e bassa temperatura a Scisti Verdi glaucofanici (Unità Palmaro-Caffarella, Voltri-Rossiglione, Alpicella e Ortiglieto). A questo gruppo sono riconducibili anche unità ofiolitiche di pertinenza ligure

con metamorfismo di bassa temperatura e pressione \pm elevata (Unità ofiolitica della Sestri-Voltaggio, Falda di Montenotte e probabili residui di essa sovrapposti alle unità serpentinoscistose);

- rocce riferibili a *crosta oceanica e mantello* costituite da ultrabasiti associate a rocce intrusive (gabbri e Fe-gabbri) con impronta metamorfica d'alta pressione e/o Scisti Verdi (Unità Beigua, Ponzema, S. Luca-Colma e Varazze);
- rocce riferibili a *copertura continentale* costituite da sequenze carbonatiche d'età triassica passanti verso l'alto a sequenze metapelitiche d'età da triassico a liassica (Sequenze del margine meridionale del Gruppo di Voltri, della Sestri-Voltaggio o inserite nell'unità Voltri-Rossiglione e in piccole *Klippen* o scaglie sovrapposte alle unità prima citate);
- rocce riferibili a *crosta continentale* costituite da materiali sialici a metamorfismo prealpino in genere d'alta temperatura con sovrapposizione di metamorfismo alpino variabile da condizioni d'alta pressione e bassa temperatura a Scisti Verdi (Cristallino di Valosio, Arenzano e Savonese).

I Massicci cristallini sopra citati affiorano in posizione essenzialmente periferica rispetto alle unità serpentinitiche.

Il *Massiccio Cristallino di Valosio* affiora al margine settentrionale; in esso è stata riconosciuta (FORCELLA et al., 1973) la presenza di metamorfismo prealpino ed alpino e la posizione sottostante alle sequenze calcescistose ed ofiolitiche delle quali costituisce dunque il basamento tettonico; esso è stato inoltre correlato con i massicci perimetrali interni delle Alpi (Zona Piemontese).

Il *Massiccio Cristallino Savonese* è costituito da uno zoccolo gneissico-anfibolitico a metamorfismo prealpino in facies anfibolitica a cianite, staurolite e sillimanite e da rocce granitoidi d'età tardoercinica; esso rappresenta uno dei frammenti di zoccolo cristallino della Zona Brianzonese interessati poi, unitamente alle loro coperture pre-mesozoiche e mesozoiche, dal metamorfismo alpino in varia misura (MES-SIGA et al., 1975; CHIESA et al., 1977). La sua estremità occidentale è posta a contatto del margine sud-occidentale delle sequenze ofiolitiche dalla linea Celle-Sanda e vicarianti che evidenziano, nel complesso, una giacitura subverticale (CHIESA et al., 1975).

Il *Cristallino di Arenzano* è, come si è detto, addossato tettonicamente al margine meridionale delle unità serpentinitiche dalle quali è separato da un fascio di faglie appartenenti ad un più esteso ed importante lineamento del margine meridionale del Gruppo di Voltri; questo fascio, che attualmente delimita anche il lembo pliocenico di Arenzano, è sottolineato da scaglie di serpentiniti cataclastiche che sottolineano la separazione tra gli scisti filladici e carbonatici che riteniamo associabili alle sequenze carbonatiche triassiche di copertura continentale e i Calcescisti associabili alle sequenze ofiolitiche di copertura oceanica poste a nord.

Caratteri petrografici delle unità litologiche del massiccio di Arenzano

Le unità litologiche

Il massiccio di Arenzano è costituito da associazioni litologiche riferibili ad una crosta continentale pre-mesozoica con metamorfismo prealpino e alpino e da una sequenza di piattaforma con debole sovraimpronta metamorfica alpina. Lungo un allineamento a direzione SW-NE i sedimenti di piattaforma immergono verso sud al di sotto degli elementi pre-mesozoici.

Nell'ambito della *crosta continentale* pre-mesozoica vanno distinti alcuni elementi differenziati dal punto di vista litologico e separati da discontinuità tettoniche, alcune delle quali sembrano ancora attive in età posteriore al Pliocene basale:

- Anfiboliti a grana fine con importante sovraimpronta metamorfica alpina che porta ad una quasi completa ricostituzione strutturale; presentano una notevole uniformità litologica ed estensione limitata al margine sud-occidentale del promontorio.
- Complesso gneissico-miscastoso con intercalazioni di anfiboliti e marmi anfibolici; pur non completamente unitario dal punto di vista tettonico e nonostante la notevole eterogeneità litologica, rappresenta il prodotto della trasformazione polimetamorfica di un'unica sequenza sedimentaria. Questo complesso risulta il più esteso del massiccio di Arenzano e costituisce l'ossatura dell'omonimo promontorio. Specie lungo il margine occidentale, in prossimità della sequenza di piattaforma, effetti di marcata deformazione seguita da ricristallizzazione metamorfica alpina portano ad una notevole e talvolta completa ricostituzione mineralogica e strutturale.
- Complesso blastomilonitico. Non molto esteso, affiora in corrispondenza di Punta S. Martino; comprende rocce di natura molto eterogenea che hanno in comune caratteri tessiturali dovuti a deformazione prevalentemente clastica spinta fino al livello delle microstrutture. La successiva ricristallizzazione metamorfica alpina cancella solo in parte il carattere milonitico di queste rocce. Qua e là tuttavia, all'interno della compagine milonitizzata, permangono zone più o meno estese in cui sono almeno parzialmente riconoscibili caratteri tessiturali riferibili ai diversi litotipi pre-mesozoici. In particolare verso sud prevalgono blastomiloniti a chimismo basico derivate da rocce anfibolitiche, mentre verso nord le blastomiloniti a chimismo prevalentemente acido presentano relitti gneissici, miscastosi ed anche anfibolitici talvolta finemente commisti per azione meccanica.
- Metaarcese. Si tratta di lembi estremamente ridotti che affiorano presso Punta S. Martino. È possibile riconoscervi rocce clastiche a tessitura generalmente grossolana con scarsa maturità tessiturale, interessate da metamorfismo alpino.

La *sequenza di piattaforma*, che occupa il margine settentrionale del promontorio, è rappresentata (dal basso) da:

- Quarziti da grossolane a fini con scistosità alpina.

- Dolomie cariate, dolomie e calcari dolomitici.
- Scisti filladici a livelli carbonatici.

A questa sequenza sembra poter essere attribuita un'età triassico inferiore e media sulla base esclusivamente di analogie litologiche. I rapporti tra quarziti e rocce carbonatiche sono mal visibili, mentre è possibile riconoscere passaggi transizionali tra quarziti e scisti filladici; le migliori esposizioni possono ritrovarsi in corrispondenza della valle del T. Lerone. Sul versante occidentale dell'incisione lo spessore delle quarziti raggiunge una decina di metri ed il passaggio agli scisti è piuttosto brusco; sul versante orientale, dove le quarziti hanno potenza minore, i termini filladici presentano, per qualche decina di metri dal contatto, una prevalenza di intercalazioni di calcari cristallini detritici e di livelli quarzosi. Il passaggio verso l'alto tra dolomie e filladi non è documentato all'interno del massiccio di Arenzano; esso sembra poter essere estrapolato sulla base dei rapporti tra calcari dolomitici e filladi affioranti presso Cogoletto, dove tuttavia mancano del tutto i termini quarziti (CHIESA et al., 1976).

Caratteri petrografici della crosta continentale

ANFIBOLITI A GRANA FINE

Di colore verde-bruno e granulometria appena riconoscibile ad occhio nudo, presentano una scistosità piuttosto marcata che determina una grossolana fissilità; tale scistosità, che va riferita al ciclo alpino, traspone pressoché completamente orientazioni prealpine, le cui tracce possono essere riconosciute solo in sezione sottile.

In base ai relitti mineralogici, e al riconoscimento di strutture pseudomorfiche, è possibile ricostruire la paragenesi prealpina rappresentata da: *orneblenda* + *plagioclasio* + *clinozoisite* + *apatite* + *rutilo* + (?) *titanite*. Le strutture prealpine, per altro raramente conservate, mostrano l'orneblenda in individui prismatici subidioblastici (0,1-0,2 mm fino a 0,5 mm) generalmente isorientati con plagioclasio granoblastico.

La scistosità alpina deforma e riorienta i minerali prealpini ed è accompagnata dalla cristallizzazione sin- e post-cinematica di una paragenesi costituita da: *albite* + *attinolute* + *Fe-epidoto* + *clorite* + *titanite* + *mica bianca* + *magnetite*.

L'anfibolo attinolitico sviluppa aggregati aciculari attorno alle orneblende deformate o, assieme a clorite, le sostituisce pseudomorficamente.

Il plagioclasio è completamente sostituito da albite con sericite ed epidoto e la sostituzione ha spesso carattere pseudomorfico anche su plagioclasii precedentemente deformati. Tuttavia, dove la ricristallizzazione è più avanzata, l'albite tende a sviluppare individui tondeggianti peciloblastici, accentuando la convergenza litologica con le prasiniti delle sequenze ofiolitiche.

L'epidoto, fortemente ferrifero, è frequente in inclusioni nell'albite, ma sviluppa anche grandi individui subidioblastici spesso accresciuti attorno a granuli deformati di clinozoisite. Dove la roccia si presenta intensamente fratturata è relativamente frequente uno sviluppo pervasivo di epidoto.

TABELLA 1

Proprietà roentgenografiche e composizione chimica calcolata delle miche chiare del massiccio cristallino e delle coperture mesozoiche

Campione	Polimorfo	d(002) (Å)	b (Å)	R.M. (1)	Na/(Na+K)
<i>Gneiss</i>					
PA 22	2M	9.949	9.013	0.071	0.125
PA 78	2M	9.957	9.011	0.218	-0.049
PA 78	2M	9.957	9.016	0.077	0.091
PA 52	2M	9.969	9.023	0.091	0.031
<i>Micascisti</i>					
PA 4	2M	9.924	8.989	0.016	0.288
PA 5	2M	9.922	8.984	0.004	0.314
PA 26	2M	9.957	9.006	0.050	0.132
<i>Caloescisti</i>					
PA 105	2M*3T	9.921	9.052	0.238	-0.069
PA 105	2M*3T	9.975	9.038	0.089	0.541
PA 105	2M*3T	9.971	9.019	0.079	0.042
PA 105	2M*3T	9.983	9.012	0.058	0.038
<i>Filladi</i>					
PA 71	2M	9.926	9.047	0.212	-0.025
<i>Cogoleto</i>					
	2M	9.988	9.014	0.168	-0.146
PA 104	2M	10.034	9.071	0.095	1.847
PA 104	2M	10.009	9.052	0.073	0.985
PA 104	2M	9.985	9.025	0.025	0.612
PA 104	2M	9.977	9.032	0.062	0.543
PA 104	2M	9.972	9.018	0.079	0.041
PA 104	2M	9.986	9.013	0.060	0.025

(1) Per il calcolo di $Na/(Na+K)$ e R.M. abbiamo usato le formule proposte da CIPRIANI et al. (1968). Per i metodi di separazione e per le tecniche roentgenografiche impiegate si vedano i lavori di CHIESA et al. (1972) e LIBORIO e MOTTANA (1972).

La titanite è frequente e può includere nuclei di rutilo relitto e magnetite. La presenza di rutilo non trasformato incluso entro granuli di orneblenda o clinozoisite sembra indicare che, almeno in parte, la sostituzione da parte di titanite sia da ascrivere all'episodio alpino.

La magnetite è relativamente abbondante in granuli idioblastici, mentre l'apatite è sempre molto fratturata.

Fini aggregati di miche bianche sottolineano frequentemente i piani di scistosità alpini.

COMPLESSO GNEISSICO-MICASCISTOSO

Rappresenta una sequenza paraderivata a carattere polimetamorfico che comprende litotipi molto eterogenei ma accomunati da rapporti del tutto transizionali anche quando realizzati nello spazio di pochi centimetri.

Il litotipo più diffuso è costituito da gneiss biotitico-muscovitici a grana fine. A questi sono intercalati rari banchi di spessore metrico di gneiss a grana sensibilmente più grossolana e tessitura occhiadino-listata.

Nella parte centro-meridionale del promontorio gli gneiss passano bruscamente a micascisti prevalentemente muscovitici. Corpi lenticolari potenti anche parecchi metri di anfiboliti, talvolta passanti a marmi anfibolici, sono intercalati nei micascisti o, più raramente, negli gneiss. Alla loro salbanda si sviluppano, per spessori che possono raggiungere il metro, scisti a biotite e granato.

Bande di roccia anfibolitica, di spessore generalmente decimetrico, sono inoltre frequenti nei micascisti, talvolta ripetutamente intercalate, od in prossimità del contatto tra questi e gli gneiss. Spesso tali bande sono accompagnate ai bordi da livelli, per lo più sottili, ma anche fino a qualche decimetro, di roccia fortemente arricchita in plagioclasio e/o biotite e granato (fig. 1).

Lungo la costa, dove gli affioramenti sono meglio esposti, i vari litotipi appaiono mutuamente implicati in pieghe con asse diretto NE-SW debolmente inclinato verso SW (20-30°), con cerniere acute di ordine sia metrico che decimetrico (fig. 2).

Gneiss a grana fine

Sono relativamente ben esposti soprattutto lungo la costa tra Punta S. Martino e Marina Grande, dove immergono abbastanza regolarmente verso NE. La giacitura cambia bruscamente nei restanti settori, dove predomina una immersione verso S o SE.

Presentano, specialmente nel settore sud-orientale, una bancatura netta dovuta a livelli arricchiti in miche e con marcata fissilità, regolarmente intervallati di 20-30 cm (fino a 40 cm) (fig. 3). Nonostante la grana piuttosto fine è talvolta possibile riconoscere già ad occhio nudo l'intersezione, secondo angoli per lo più attorno a 20-30°, della scistosità principale con una precedente orientazione solo parzialmente obliterata, dovuta prevalentemente a lamelle biotitiche.

Tranne che nel settore nord-occidentale del promontorio, dove gli gneiss sono a contatto con le rocce della sequenza di piattaforma, la deformazione alpina non risulta molto penetrativa, benchè localmente siano state osservate micropieghe ad asse approssimativamente NW-SE che deformano la S_2 e risultano verosimilmente alpine in quanto accompagnate da ricristallizzazione di albite e clorite.

La paragenesi prealpina comprende *quarzo* e *plagioclasio* (An 15-20 %) in percentuali piuttosto variabili, *K-feldspato* estremamente raro, *miche bianche* e *biotite*, con miche bianche generalmente, ma non sempre, prevalenti sulla biotite. Tra gli accessori sono frequenti *magnetite*, *apatite*, *tormalina* e *zircono*. In livelli in cui predominano miche e quarzo possono comparire piccoli idioblasti di *granato*.

Quarzo e plagioclasio presentano caratteri microstrutturali notevolmente variabili in funzione soprattutto di un grado non uniforme di riequilibratura agli effetti delle diverse fasi di deformazione e ricristallizzazione; tali variazioni sono distribuite in maniera del tutto irregolare benchè si abbia una notevole uniformità parallelamente alle bancature.

Più frequentemente quarzo e plagioclasio presentano una struttura granoblastica a bordi per lo più curvi o leggermente indentati, ma talvolta anche lobati.

La granulometria è relativamente omogenea con granuli debolmente appiattiti. Per il quarzo è stata misurata una dimensione maggiore media attorno a 0,2 mm, con oscillazioni per lo più comprese tra 0,1 e 0,4 mm, ed una dimensione minore mediamente di 0,15 mm. Per il plagioclasio i granuli hanno dimensioni mediamente di $0,15 \times 0,10$ mm. In alcuni livelli il quarzo presenta invece, accanto a granuli più abbondanti di dimensioni analoghe a quelle sopra descritte, granuli di dimensioni molto maggiori: mediamente di 0,6 mm (con variazioni tra 0,4 e 1,8 mm) \times 0,4 mm (con variazioni tra 0,2 e 0,6 mm). Questa distribuzione granulometrica decisamente bimodale potrebbe dubitativamente costituire un carattere relitto blastosammitico sopravvissuto alle deformazioni.

In altri casi le microstrutture sono invece caratterizzate da un forte appiattimento dei granuli, per cui la dimensione parallela alla scistosità può superare anche di varie volte quella ortogonale (fig. 4). Per il plagioclasio è 0,3 (con variazioni tra 0,1 e 0,6 mm) \times 0,1 mm.

In qualche caso meno frequente, infine, una più avanzata blastesi postcinematica sviluppa strutture tendenti a granoblastico-poligonali. Non esistono relazioni costanti tra caratteri microstrutturali e composizione mineralogica della roccia.

La presenza di due diverse generazioni prealpine è frequentemente riconoscibile nelle microstrutture di mica bianca e biotite (fig. 5). Gli individui appartenenti alla prima generazione, più frequentemente costituiti da biotite, si presentano in lamelle mediamente più grandi (0,5-1,5 mm) disposte secondo piani paralleli relativamente distanziati (S_1). Questi sono attraversati, e più o meno trasposti, dalla scistosità S_2 su cui si sviluppano, secondo piani generalmente più fitti, aggregati lepidoblastici finemente lamellari (0,1-1 mm) in cui si accompagnano mica bianca e subordinata biotite. Strutture decussate dovute a ricristallizzazione di biotite e mica bianca ruotate e deformate e strutture di biotiti poligonalizzate alla cerniera di micropieghe intrafoliari sono il risultato della sovrapposizione di differenti fasi di deformazione e ricristallizzazione prealpina.

L'apatite si presenta in granuli subidioblastici, talvolta fratturati, che presentano sempre una zonatura interna a colorazione violacea o brunastra. La magnetite presenta forme ottaedriche spesso fortemente appiattite per effetto dello sviluppo delle facce parallele a S_2 . Lo zirconio, in granuli generalmente tondeggianti, è incluso in biotite e apatite.

Durante la fase alpina il quarzo, oltre che estinzione ondulata e lamelle di deformazione, sviluppa bordi finemente indentati e più raramente strutture di sub-

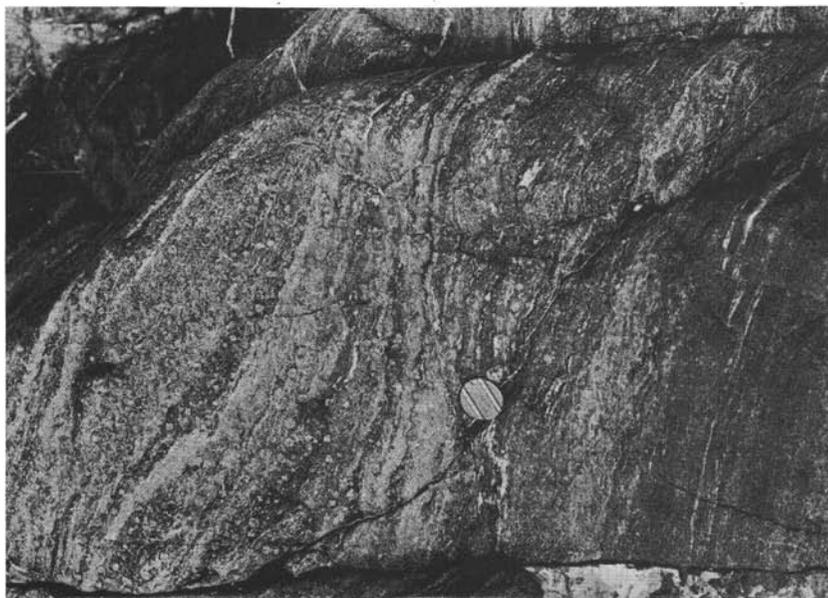


Fig. 1. — Intercalazioni di livelli di scisti biotitico-granatiferi, livelli arricchiti in plagioclasio e bande anfiboliche entro i micascisti (sulla destra nella figura).

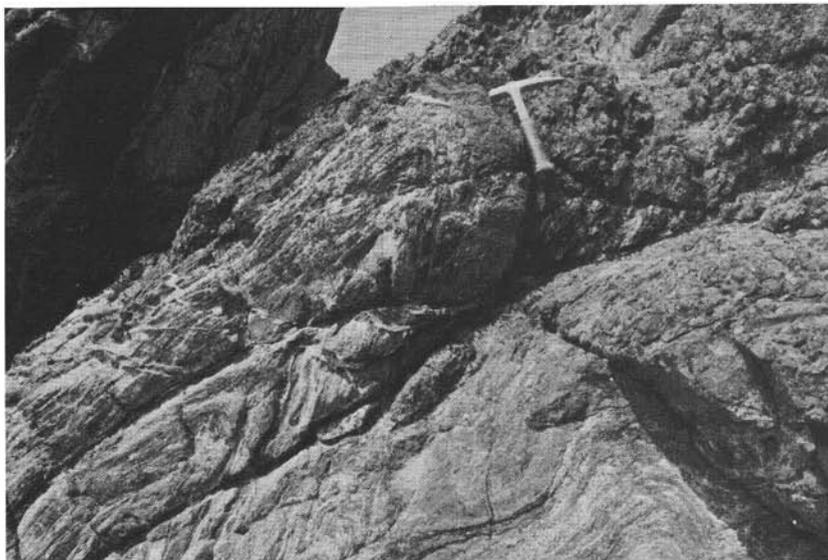


Fig. 2. — Piegammenti a scala mesoscopica interessanti alternanze di anfiboliti, marmi anfibolici, e scisti biotitico-granatiferi (scogli immediatamente ad est di Marina Grande).

granuli. I feldspati sono in gran parte trasformati in aggregati saussuriti che, nelle facies maggiormente ricristallizzate, evolvono in aggregati di albite e miche bianche alpine. Il granato viene progressivamente sostituito da cloriti o da aggregati di mica bianca e minerali opachi.



Fig. 3. — Gneiss a grana fine del settore sud-orientale del massiccio cristallino, in essi è particolarmente evidente la scistosità S_2 determinata dall'alternanza di livelli in cui predominano le fasi lamellari (miche bianche) con livelli in cui predominano le fasi granulari.

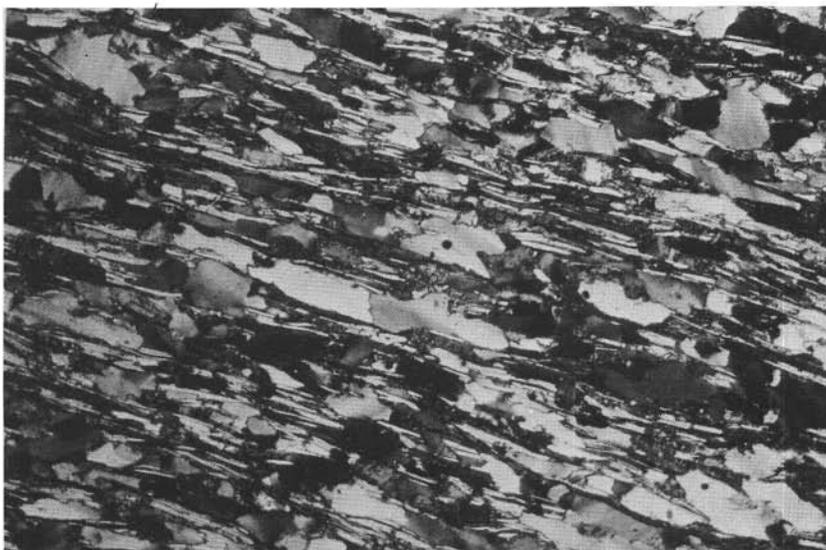
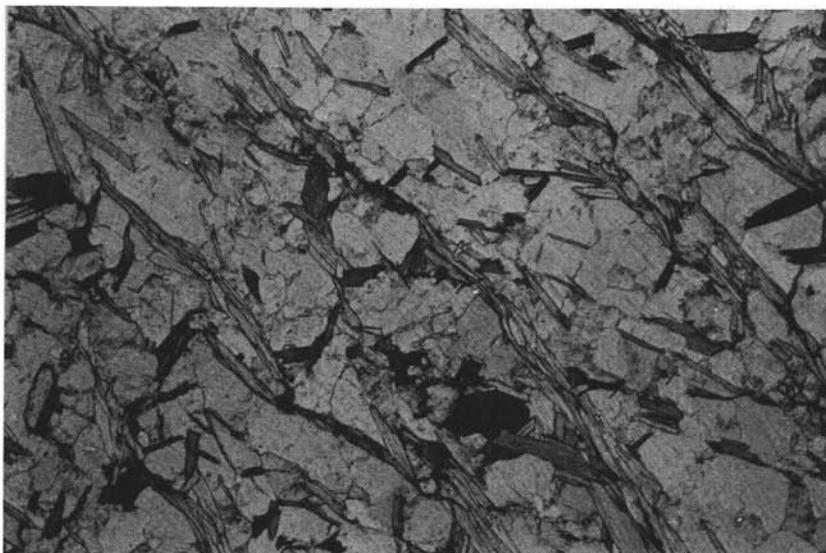


Fig. 4. — Microfotografia di gneiss a grana fine con cristalli fortemente appiattiti ed isoorientati; è visibile la sola scistosità S_2 . Nicols +, ingrandimenti lineari 35.

Nel settore più occidentale, ed in particolare nella valle del T. Lerone, il metamorfismo alpino porta allo sviluppo di una scistosità alpina (S_a) che oblitera pres-



(a)



(b)

Fig. 5 (a e b). — Microfotografie di rocce gneissiche a grana fine in cui la disposizione delle laminette micacee evidenzia l'intersezione di S_2 su S_1 , quest'ultima solo parzialmente conservata. Solo polarizzatore, ingrandimenti lineari 35.

soché completamente le foliazioni precedenti; questo processo di avanzata deformazione è accompagnato da una quasi completa ricostituzione paragenetica e microstrutturale della roccia con sviluppo di biotite prealpina, di miche bianche di

neoformazione e blastesi di albite «ocellare». Il quarzo assume invece una struttura granoblastica finissima.

Durante fasi di fratturazione tardoalpina si ha sviluppo di vene a quarzo, per lo più discordanti, e di fratture minori mineralizzate a clorite, carbonati, solfuri e zeoliti.

Gneiss occhiadino-listati

Si distinguono a prima vista dagli gneiss a grana fine in cui sono intercalati per la presenza di lenticelle appiattite (con dimensioni medie tra 5 e 10 mm) dovute ad aggregati di quarzo e/o plagioclasio. Anche la granulometria è sensibilmente maggiore: il quarzo misura mediamente 1 mm (da 0,4 a 2,8 mm) \times 0,5 (da 0,1 a 0,8 mm), il plagioclasio 0,4 mm (0,2-0,8 mm) \times 0,2, la biotite 1,5 mm (0,8-2 mm) e la muscovite 1 mm (0,6-1,5 mm).

Dal punto di vista della paragenesi differiscono dagli gneiss a grana fine per più elevati rapporti plagioclasio/quarzo e biotite/muscovite ed inoltre per l'abbondanza tra gli accessori dello zirconio, che compare talvolta in individui ben sviluppati e relativamente grandi, ed infine per la totale assenza di granato.

I motivi microstrutturali, sostanzialmente analoghi a quelli degli gneiss a grana fine, mostrano una maggior persistenza di caratteri dovuti ad una cristallizzazione prevalentemente blastica dei minerali successivamente deformati e riorientati dalla scistosità principale.

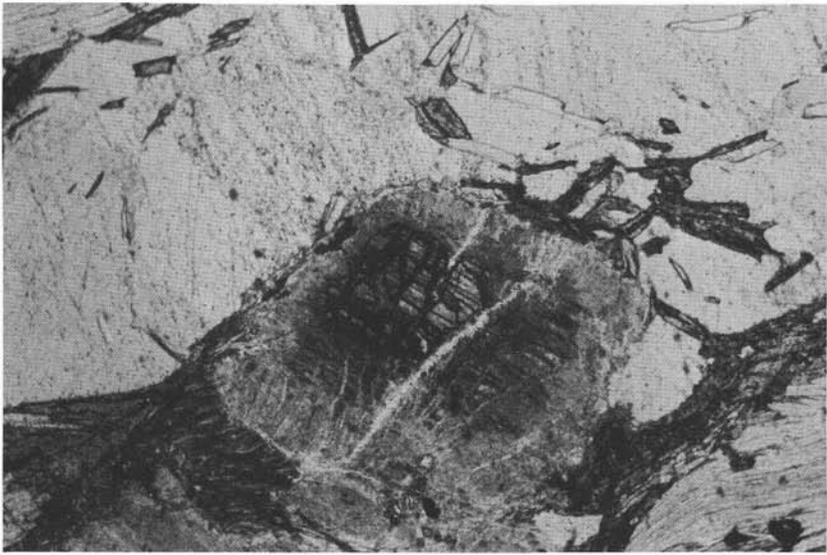
Micascisti e scisti a biotite e granato

Affiorano lungo la costa tra la spiaggia di Marina Grande e la foce del T. Lerone, con giacitura variabile da E-W a SW-NE subverticale o fortemente inclinata verso sud. Si tratta di scisti micacei grigio-verdastri a struttura laminare con miche disposte in letti o bande sottili separate da lenti appiattite quarzose o quarzoso-feldspatiche, spesso con grandi porfiroblasti (fino a 10-15 mm) di granato. Localmente sottili livelli micacei contengono cianite e staurolite in idioblasti allungati (fig. 6).

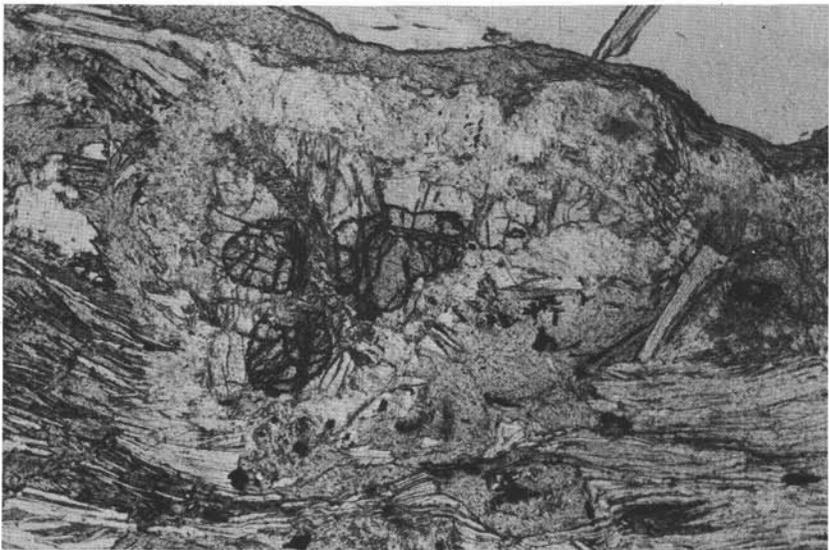
Una facies piuttosto frequente e caratteristica è dovuta alla presenza di ripetute intercalazioni di potenza decimetrica di roccia anfibolitica. Tali bande, che possono raramente trovarsi anche al passaggio tra micascisti e gneiss, sono spesso bordate da livelli più o meno estesi fortemente arricchiti in granato e/o biotite od in plagioclasio (fig. 1).

Al contatto con le lenti di roccia anfibolitica di maggior estensione i micascisti sono invece sostituiti da scisti a biotite e granato. In questi scisti si ha un netto decremento, fino a scomparsa totale, di quarzo, plagioclasio e mica bianca, mentre può diventare abbondante l'orneblenda; in qualche caso il granato può divenire del tutto prevalente appena avvolto da lamelle di biotite. Generalmente si ha inoltre un sensibile aumento di magnetite, rutilo e titanite.

La granulometria è molto grande, con individui di biotite ed orneblenda con dimensioni che oltrepassano talvolta 1 cm e granato fino a 4-5 cm.



(a)



(b)

Fig. 6 (a e b). — Relitto di cianite (in alto) e di staurolite (in basso) circondati da finissimi aggregati micacei entro i micascisti graniferi del settore sud-occidentale del promontorio. Solo polarizzatore, ingrandimenti lineari 35.

Le paragenesi prealpine che possono riscontrarsi nei micascisti comprendono *mica bianca*, *biotite*, *quarzo*, *plagioclasio* (An 10-20 %), *granato*, *cianite*, *staurolite*, *orneblenda*, *tormalina*, *apatite*, *magnetite*, *rutilo* e *titanite*.

Come già negli gneiss è evidente la presenza di due fasi di deformazione sovrapposte, e la presenza, in alcune delle fasi minerali, di due fasi di cristallizzazione collegate a tali episodi deformativi (fig. 7).

La mica bianca è prevalentemente in aggregati lepidoblastici di lamelle relativamente grandi (0,8 mm, con variazione tra 0,4 e 1,5 mm) paralleli alla S_2 , debolmente deformati dalla fase alpina; tuttavia si trova anche assieme a biotite, in lamelle ripiegate o in strutture poligonizzate al nucleo di micropieghe intrafoliari spesso avvolgenti granuli di granato.

La biotite, pur con caratteri strutturali analoghi, conserva più spesso, specie negli scisti biotitico-granatiferi, strutture decussate in grandi individui peciloblastici su quarzo, plagioclasio e magnetite e/o reciprocamente includenti orneblenda. Queste



Fig. 7. — Micascisti granatiferi del settore centro-meridionale del massiccio cristallino; la scistosità principale è la scistosità S_2 mentre relitti di precedenti scistosità sono testimoniate dalle pieghe boudinate a composizione leucocrata.

strutture, postcinematiche rispetto a S_1 , sono più o meno intensamente deformate e ruotate sul piano S_2 . La biotite di prima generazione è inoltre frequentemente inclusa, sotto forma di lamelle a debole isorientazione, nel granato, mentre in una fase successiva ad S_2 forma aggregati decussati nelle ombre di pressione del granato od addirittura lo sostituisce lungo microfratture.

La presenza di due generazioni ben distinte è evidente anche per il quarzo: gli individui di prima generazione sono conservati esclusivamente entro i grandi peciloblasti di granato dove mostrano strutture granoblastico-poligonali equigranulari a grana relativamente fine (0,05-0,1 mm). Al di fuori di tali inclusioni il quarzo si trova in aggregati lenticolari (10-30 mm) con granuli relativamente grandi e spesso molto appiattiti sino ad assumere aspetto nastriforme (1,4 × 0,5 mm).

Individui di plagioclasio di prima generazione, generalmente grandi (1-2 mm), sono piuttosto rari e si presentano peciloblastici su miche, quasi sempre molto deformati e parzialmente ricristallizzati specie ai bordi. I plagioclasti di seconda generazione sono invece in banderelle lenticolari a struttura granoblastica (0,5 mm).

Il granato, in porfiroblasti peciloblastici, include abbondante quarzo e minori quantità di biotite, magnetite e anfibolo; le inclusioni possono raggiungere il 50 % del volume del minerale includente, gli inclusi conservano orientazione, e talvolta anche micropieghe, riferibili alla S_1 che risulta ruotata anche di 30-40° rispetto alla S_2 (fig. 8); in casi assai meno frequenti il granato ha subito una fase di accrescimento contemporaneo alla sua rotazione sulla S_2 . Durante l'evento di ricristallizzazione



Fig. 8. — Microfotografia mostrante un relitto di granato con parziale sostituzione ad opera di clorite; i filari di inclusi, che rappresentano la S_1 , sono nettamente ruotati rispetto alla scistosità esterna al relitto stesso (S_2). Solo polarizzatore, ingrandimenti lineari 35.

successiva a questa seconda fase di deformazione il granato può anche subire parziali trasformazioni lungo microfratture da parte di biotite o minerali opachi.

Cianite e staurolite, in idioblasti da 0,5 a 5 mm, mostrano effetti di rotazione meccanica sulla S_2 (fig. 6).

Gli anfiboli, presenti, oltre che nelle bande anfiboliche, quasi esclusivamente negli scisti biotitico-granatiferi, sono rappresentati da orneblenda verde-bruna ($\gamma^{\circ}c = 16-21^{\circ}$, $2V_{\alpha} = 78-80^{\circ}$) per lo più peciloblastica su plagioclasio, biotite e magnetite che, come le inclusioni nel granato, conservano una orientazione S_1 . Vi compare inoltre un anfibolo incolore ($\gamma^{\circ}c = 15-19^{\circ}$, $2V_{\alpha} = 80-85^{\circ}$) in individui prismatici allungati, parzialmente sostituiti da orneblenda verde ed anfibolo attinolitico ($\gamma^{\circ}c = 16^{\circ}$, $2V_{\alpha} = 83^{\circ}$).



Fig. 9. — Livello di potenza decimetrica a composizione anfibolitica intercalato entro i micascisti granatiferi, boudinato durante lo sviluppo della scistosità data la maggior competenza.

Apatite e tormalina si presentano in idioblasti orientati secondo S_2 e possono essere talvolta concresciute con magnetite di seconda generazione. Il rutilo, generalmente scarso, è parzialmente sostituito da titanite che non risente della scistosità S_2 .

Durante la fase alpina, che induce trasformazioni analoghe a quelle descritte per gli gneiss, cianite e staurolite sono quasi interamente sostituite da feltri micacei.

Anfiboliti e marmi a orneblenda

Le anfiboliti compaiono prevalentemente associate ai micascisti con diversi caratteri giacitureali:

a) relativamente frequente è una giacitura a bande relativamente sottili (7-40 cm) ripetutamente intercalate con livelli di micascisti che generalmente risultano arricchiti in plagioclasio o biotite e granato;

b) anfiboliti con giacitura in banchi potenti parecchi metri, con passaggio graduale a livelli di marmi anfibolici si hanno prevalentemente nel settore meridionale del promontorio.

A scala mesoscopica le rocce anfibolitiche, per la diversa competenza ed una minor tendenza a ricristallizzare, conservano meglio degli altri litotipi i caratteri strutturali dovuti alla sovrapposizione di successive deformazioni. È quindi soprattutto nelle rocce anfibolitiche che è possibile riconoscere il ripiegamento della foliazione S_1 da parte della seconda fase di deformazione prealpina; in alcuni casi è inoltre possibile riconoscere l'intersezione della S_2 sulla S_1 rappresentata dal limite litologico tra micascisti e bande anfibolitiche.

Bande anfibolitiche relativamente potenti assumono talvolta un comportamento rigido rispetto alla deformazione S_2 con conseguente *boudinage* (fig. 9). Nelle masse anfibolitiche maggiori la deformazione S_2 risulta spesso poco penetrativa limitandosi in qualche caso alle zone di cerniera, ciò che permette una parziale conservazione dei caratteri microstrutturali relativi alla prima fase metamorfica prealpina. In questo caso la grana risulta generalmente grande, con individui di biotite ed orneblenda anche di parecchi millimetri.

La composizione, relativamente omogenea nelle bande più sottili, risulta invece

molto variabile nelle lenti maggiori in funzione del passaggio graduale ai marmi anfibolici.

La paragenesi prealpina è costituita da: *orneblenda* ± *tremolite* + *plagioclasio* ($An \geq 25\%$) ± *biotite* ± *granato* ± *clinozoisite* ± *quarzo* ± *calcite* + *rutilo* + (?) *titanite* + *magnetite* + *apatite*.

La sovrapposizione di due diverse fasi prealpine risulta ancor più evidente che negli altri litotipi nel determinare i caratteri microstrutturali; le deformazioni alpine sembrano per lo più limitate a piani di taglio localmente intersecanti la scistosità.

Gli individui di orneblenda, che conservano i caratteri strutturali acquisiti nella prima fase, sono riconoscibili per la forma tozza e le dimensioni generalmente molto grandi (1-4 mm); prevalgono strutture decussate con isorientazione molto scarsa; i granuli sono per lo più peciloblastici su plagioclasio, biotite, magnetite, apatite, calcite, rutilo, titanite e, più raramente, clinozoisite. Gli inclusi presentano una netta isorientazione generalmente discordante con la S_2 .

L'orneblenda di prima generazione risulta per lo più intensamente deformata e ruotata; spesso effetti di scorrimento lungo le sfaldature (110) ne provocano la scomposizione in aggregati di individui minori subparalleli. L'orneblenda di seconda generazione si presenta invece prevalentemente in individui prismatici allungati (0,4-1,5 mm) a struttura nematoblastica o decussata per ricristallizzazione di cristalli deformati; in qualche caso sono riconoscibili strutture poligonalizzate in cerniere di micropieghe, molto più raramente si hanno aggregati aciculari.

La tremolite ($\gamma^c = 22^\circ$, $2V_\alpha = 85^\circ$) è assai meno comune e compare in individui per lo più subidioblastici isorientati quasi esclusivamente in presenza di abbondanti carbonati.

Il plagioclasio si presenta sia in grandi individui irregolari (0,5-1 mm), peciloblastici su calcite, biotite, apatite, che in aggregati granoblastici poligonali (0,1-0,5 mm); è poco abbondante, particolarmente nelle zone ricche di carbonati, ed in questo caso la trasformazione in prodotti secondari (albite + sericite + clinozoisite) è sempre completa. I rari granuli parzialmente preservati presentano un contenuto in An attorno al 25%.

La biotite è piuttosto scarsa, ma diviene più abbondante nei litotipi ricchi in carbonati ed in prossimità del contatto con gli scisti biotitico-granatiferi e presenta le stesse caratteristiche strutturali già descritte per questi ultimi con due generazioni ben distinte.

Anche il granato compare quasi esclusivamente nelle anfiboliti in bande ed al contatto con gli scisti biotitico-granatiferi.

La clinozoisite è frequente soltanto nelle litofacies ricche in carbonati dove si trova per lo più in idioblasti, assieme ad apatite e titanite, entro gli aggregati di calcite.

Quest'ultima costituisce bande a struttura granoblastico-poligonale (0,1-0,2 mm) ma, sotto l'effetto delle deformazioni alpine, assume frequentemente forma appiattita con bordi fortemente lobati ed evidenti geminazioni meccaniche.

Nelle bande a prevalenti carbonati l'orneblenda risulta parzialmente pseudo-morfosata da calcite e tremolite; in alcuni casi, anzi, aggregati di calcite e tremolite sembrerebbero sostituire individui di diopside; gli scarsissimi individui attribuibili a tale minerale non sono però identificabili con certezza.

Durante il metamorfismo alpino lungo piani di laminazione, od in fratture, si sviluppano *epidoto*, *tremolite*, *attinolite*, *calcite*, *clorite*, *quarzo*, *albite*, *titanite* e *pirite*.

COMPLESSO BLASTOMILONITICO

Sotto questo termine sono state raggruppate rocce appartenenti ai differenti litotipi della sequenza di crosta continentale, in cui il ciclo alpino ha operato una deformazione a carattere spiccatamente clastico con microfratturazione e stiramento molto marcati dei granuli minerali. A questa deformazione è seguita soltanto una fase molto modesta di ricristallizzazione con limitata blastesi di *quarzo*, *albite*, *Fe-epidoto*, *Fe-attinolite* (in individui aciculari), *mica bianca*, *biotite verde*, *titanite*, *magnetite* e, talvolta, *stilpnomelano*.

Le fasi relitte sono generalmente abbondanti e comprendono: *orneblenda*, *granato*, *biotite*, *miche bianche*, *apatite* e *rutile*.

L'intensità della deformazione risulta assai variabile da punto a punto, ciò che permette di riconoscere a zone i caratteri tessiturali e le scistosità prealpine più o meno trasposte (fig. 10).

Nel settore sud di Punta S. Martino le rocce blastomilonitiche derivano prevalentemente da litotipi basici e conservano qua e là relitti di roccia anfibolitica. Nel settore est predominano invece materiali quarzo-micacei e sono frequenti relitti di micascisti ad intercalazioni anfiboliche. Nel settore nord-est si riconoscono relitti di rocce gneissiche.

Nelle miloniti derivate da rocce basiche numerose bande epidotiche sono precedenti la milonitizzazione, da cui vengono ampiamente trasposte, mentre famiglie di fratture riempite da calcite, albite e clorite immergenti verso sud appaiono dovute a deformazioni posteriori.

Caratteristica di tali rocce è anche la presenza di sacche di carbonati (calcite e ankerite) e/o pirite.

METAARCOSE DI PUNTA S. MARTINO

Queste rocce, che sembrano rappresentare l'unica testimonianza di una copertura pre-mesozoica della crosta continentale, costituiscono un piccolo affioramento localizzato al margine orientale del promontorio, tettonicamente inserito tra gli gneiss a grana fine (ad ovest) e le rocce blastomilonitiche (ad est).

Presentano tessitura vistosamente pseudo-occhiadina (fig. 11) per la presenza di grandi elementi stirati e deformati di K-feldspato, plagioclasio e quarzo. Nonostante la deformazione, è talvolta ancora possibile riconoscere in sezione sottile una prima



Fig. 10. — Miloniti di Punta S. Martino: intercalazioni di livelli anfibolitici in micascisti con contatti trasposti dalla scistosità alpina; ancora ben riconoscibili granati fortemente stirati.

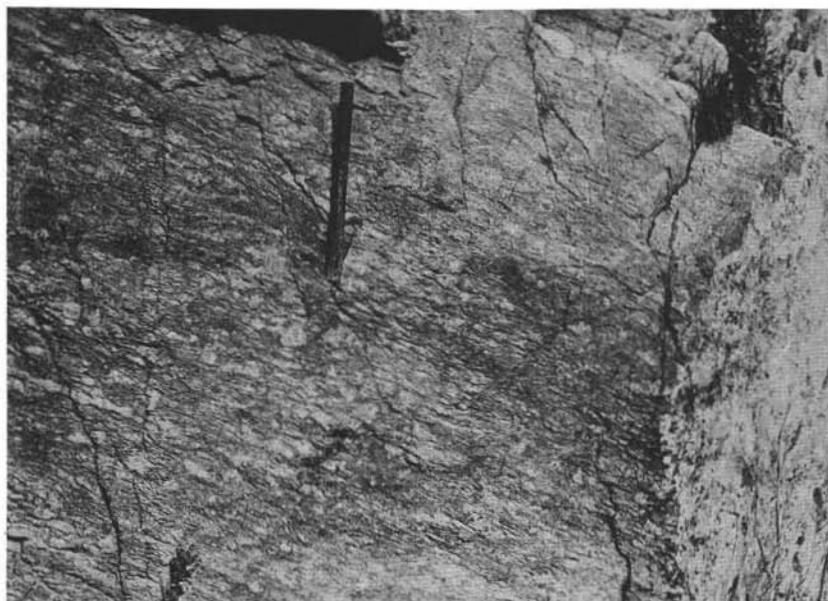


Fig. 11. — Metaarcese di Punta S. Martino: ben visibile la struttura pseudo-occhiadina determinata da grossi elementi di K-feldspato, plagioclasio e quarzo.

grossolana orientazione sedimentaria dei clasti (S_0). Su questa si è sovrainposta in discordanza una orientazione presumibilmente alpina che ha conferito alla roccia una marcata scistosità con direzione all'incirca N-S.

La morfologia arrotondata degli elementi di K-feldspato, quarzo e, più raramente, plagioclasio è ancora in parte riconoscibile. Tra questi il K-feldspato conserva meglio la struttura originaria e subisce quasi esclusivamente deformazioni rigide per microfratturazioni con scorrimento e fine granulazione di quarzo ed albite nelle microfrazioni.

Gli elementi di quarzo presentano abbondante sviluppo di subgranuli attorno a nuclei resistenti, ad estinzione fortemente ondulata e lamelle di deformazione (struttura a calcestruzzo).

Il plagioclasio, completamente trasformato in aggregati di albite e sericite, presenta in genere una più avanzata ristrutturazione. La matrice è costituita da fini aggregati di quarzo, albite, miche bianche, cloriti e calcite con marcata isorientazione dimensionale dei granuli.

Le più importanti differenze rispetto alle quarziti attribuite a copertura mesozoica sono costituite dalla presenza di abbondante K-feldspato, del tutto assente in queste ultime, e dal rapporto plagioclasio/quarzo molto più elevato.

Caratteri petrografici della sequenza di piattaforma

QUARZITI

Affiorano lungo il settore nord-occidentale e nel settore occidentale trasversalmente alla valle del T. Lerone. La potenza maggiore è raggiunta in località « Il lago » dove le quarziti, ad immediato contatto con ridottissimi lembi di dolomie cariate e con calcari dolomitici, costituiscono un'ampia piega coricata con asse pressoché N-S e sono rappresentate da un litotipo grossolano fino a conglomeratico con ciottoli arrotondati (2-3 cm) di quarzo, spesso rosato.

Negli affioramenti più ad ovest le quarziti passano invece direttamente agli scisti filladici più o meno carbonatici, hanno potenza limitata (1-3 m nella valle del T. Lerone) e presentano prevalentemente granulometria piuttosto fine (0,5-2 mm nei granuli detritici riconoscibili).

Nelle facies grossolane la ricristallizzazione, sotto l'azione della deformazione alpina, dà luogo nei singoli elementi quarzosi allo sviluppo di subgranuli, che tendono ad evolvere verso aggregati di quarzo granoblastico, attorno a nuclei deformati (estinzione ondulata, lamelle di Böhm). I singoli elementi sono cementati, oltre che da processi di compenetrazione lungo i bordi, da scarsi aggregati di mica sericitica e quarzo (cfr. CHIESA et al., 1976).

Nelle litofacies a grana fine i granuli detritici, benché molto stirati e parzialmente ricristallizzati, sono generalmente ancora distinguibili dalla matrice, costituita da quarzo finemente granoblastico e finissimi aggregati micacei in banderelle. Il contenuto in miche della matrice è elevato, fino al 40-50 % della roccia totale. Scarsi gli accessori costituiti da minerali opachi, apatite e zircone.

Presso il contatto con le rocce del cristallino si hanno frequentemente facies minutamente brecciate e ricementate.

DOLOMIE CARIATE, CALCARI DOLOMITICI E DOLOMIE

Affiorano esclusivamente nel settore N-E del promontorio; predominano le dolomie con minori percentuali di calcari dolomitici. La colorazione varia da grigio-chiara a debolmente giallastra.

A differenza di quanto avviene nell'affioramento di Cogoletto (CHIESA et al., 1976) la roccia appare prevalentemente massiccia; anche dove è presente, la stratificazione è difficilmente riconoscibile a causa di un'intensa fratturazione. Un livello di dolomie cariate risulta ridotto a brandelli di pochi metri quadrati, caratterizzati dalla colorazione giallo-ocracea.

I carbonati si presentano ricristallizzati con granulometria estremamente variabile, da molto fine a quasi saccaroide (0,2-0,4 mm); tracce di una tessitura sedimentaria micritica sono appena riconoscibili.

Compaiono in piccole quantità: quarzo, in granuli detritici più o meno ricristallizzati (0,1-0,4 mm), albite idioblastica a geminazione Carlsbad od anche polisintetica, miche in fini aggregati e rari minerali opachi. I granuli detritici sono assai più abbondanti nei calcari cavernosi dove si rinvencono anche frammenti di rocce filladiche.

In sezione sottile è riconoscibile, nei litotipi più ricristallizzati, una orientazione metamorfica delle miche bianche.

SCISTI FILLADICI

Di colorazione molto scura fino a nerastra, risultano molto simili ai Calcescisti delle serie ofolitifere da cui si distinguono con molta difficoltà in base alla struttura più fine degli aggregati micacei ed in piccole differenze di carattere strutturale.

Dove sono in contatto con le quarziti contengono spesso livelli con caratteri intermedi, oltre ad intercalazioni carbonatiche molto più rare. I livelli carbonatici sono costituiti da calcari cristallini scuri con caratteristica « picchiettatura » nerastra dovuta ad addensamenti di quarzo microcristallino.

Spesso, entro i livelli filladici, sono abbondanti lenti quarzose.

Analisi modali

Determinazioni mineralogiche quantitative sono state eseguite su 10 campioni di *gneiss occhiadino-listati*, 11 di *gneiss a grana fine*, 14 *micascisti*, 2 *bande a plagioclasio e granato*, 7 *marmi ad orneblenda*, 10 *anfiboliti a grana grossa*, 8 *anfiboliti a grana fine*, ed inoltre su 7 campioni di *metaarcese*, 5 *quarziti a grana grossolana* e 12 *quarziti a grana fine*.

La tabella n. 3 riporta i parametri statistici per i diversi gruppi di rocce considerate; in fig. 12 sono proiettate le correlazioni modali ternarie per *gneiss*, *micascisti* e *bande a plagioclasio e granato*, sul diagramma *Qz-Plag-Ms* sono riportati per confronto anche i modi delle *metaarcese* e delle *quarziti micacee*.

TABELLA 2

Proprietà roentgenografiche ed ottiche di minerali del massiccio cristallino

CAMPIONE LITOTIPO		PROPRIETÀ OTTICHE				
PLAGIOCLASI		2V _w				
PA 57	Anfibolite gros.	88°				
X Ar10	Anfibolite gros.	80°, 84-86°				
X Ar12	Miscascisto	86°				
BIOTITE		N _f	N _β	N _w	Δ _{γ-x}	2V _w
PA 15	Miscascisto	1.624(1)	1.623(1)	1.576(2)	0.048	6°(+1)
PA 57	Anfibolite gros.	1.623(2)	1.623(2)	1.576(2)	0.047	6-7°
ORNEBLENDA						
PA 16	Marmo anfibol.	1.666(1)	1.659(1)	1.649(1)	84°	16°
PA 24	Marmo anfibol.	1.670(1)	1.659(1)	1.648(1)	74-76°	16-17°
PA 57	Anfibolite gros.	1.665(1)	1.660(1)	1.648(1)	88°	14°
PA 93	Anfibolite fine	1.660(2)	n.d.	1.646(2)	60°	15°
ANFIBOLO INCOLORE		2V _w	γ̂ ^c	2V _f	δ̂ ^c	
X Ar10	Anfibolite gros.	84-86°	15°	88-92°	22°	
EPIDOTI		2V _f				
PA 24	Marmo anfibol.	88°				
X Ar10	Anfibolite gros.	86-96°				
X Ar11	Anfibolite gros.	88-90°				
X Ar20	Anfibolite gros.	96-100°				
GRANATO		N				
PA 15	Miscascisto	1.784(3)				

Fra parentesi il probabile errore che si riferisce all'ultima cifra decimale. Composizione chimica calcolata dalle proprietà ottiche per i campioni: PA 15: R_s = 6, Mg = 67, Fe = 27; PA 57: R_s = 10, Mg = 65, Fe = 25.

(continua)

Per ciascun campione sono stati conteggiati da 1.000 a 3.000 punti spazati su maglie rettangolari di 0,2 × 1 mm.

Analisi chimiche

Sono stati analizzati 3 campioni di *anfiboliti a grana fine*, 3 di *anfiboliti a grana grossa*, 3 di *miscascisti*, 3 di *gneiss a grana fine*, 1 di *gneiss occhiadino-listato*, ed inoltre 1 campione delle intercalazioni di *scisto biotitico-granatifero* ed 1 delle *bande arricchite in plagioclasio*, oltre a 2 campioni di *blastomiloniti*. I risultati analitici sono riportati nella tabella n. 4.

Dato il numero relativamente scarso di analisi disponibili, lo scopo principale risulta quello di fornire una prima indicativa caratterizzazione chimica delle

(segue Tab. 2)

CAMPIONE LITOTIPO		PROPRIETA'	ROENTGENOGRAFICHE			
PLAGIOCLASTI		131-131	241-241	deter.		
PA 4	Micascisto	1.2875	1.4381	8% An		
PA 5	Micascisto	1.270	1.465	8% An		
PA 26	Scisto biot-gr.	1.270	1.660			
PA 64	Gneiss minuto	1.085				
BIOTITE		b_0	d_{001}	r.int. Fe/Mg		
PA 15	Micascisto	9.260	10.090	1.521	2.90	
PA 57	Anfibolite gros.		10.092	1.067		
ORNEBLENDA		a_0	b_0	c_0	β	V
PA 93	Anfibolite fine	9.694	18.539	5.226	$106^\circ 47'$	899.14
EPIDOTI		a_0	b_0	c_0	β	V
PA 74	Calcescisto G.V.	8.875	5.609	10.125	$115^\circ 21'$	455.54
PA 93'	Anfibolite fine	8.896	5.610	10.150	$115^\circ 21'$	457.80
PA 93''	Anfibolite fine	8.909	5.607	10.184	$115^\circ 30'$	459.21
GRANATO		a_0				
PA 15	Micascisto	11.584				
CALCITE		d_{1014}	deter.			
PA 16	Marmo anfibol.	3.0324	Cc pura			
PA 24	Marmo anfibol.	3.0325	Cc pura			
ILMENITE		a_0	b_0	c_0	α	
PA 15	Scisto biot-gr.	5.539				$54^\circ 71'$
STAUROLITE						
PA 4	Micascisto	7.866	16.611	5.653	$90^\circ 00'$	

Composizione chimica calcolata dalle proprietà roentgenografiche per il campione PA 57: Mg=4, Fe=1,7.

differenti litologie del basamento cristallino di Arenzano. Pur con i limiti che emergono dal basso valore statistico di tali dati è tuttavia possibile, tenendo anche conto dei dati modali, trarre utili considerazioni sui vari gruppi di rocce.

I diagrammi riportati nelle figg. 13, 14, 15, 16 servono ad evidenziare alcune di tali considerazioni.

Gli gneiss mostrano complessivamente una buona corrispondenza col campo delle grovacche (RIVALENTI e SIGHINOLFI, 1969) (fig. 16). L'impoverimento in plagioclasio degli gneiss a grana fine rispetto a quelli occhiadini e dei micascisti rispetto agli gneiss viene espresso chiaramente dal progressivo allontanamento dal vertice $Ca+Na$, mentre il contemporaneo aumento soprattutto in Al e K indica una tendenza pelitica che, se è molto debole per gli gneiss a grana fine, risulta più sensibile per i micascisti.

TABELLA 3

Parametri statistici delle analisi mineralogiche quantitative

<i>Quarziti a grana fine (12 analisi)</i>									
	Qz	Pl	Moh	Chl	Op	Altri			
Range	44.3-63.7	tr.	30.2-53.5	0-4.5	0.2-1.2	0.3-1.4			
\bar{X}	52.03	-	46.02	0.46	0.58	0.82			
σ	5.49	-	6.33	1.42	0.29	0.34			
C.V.	0.11	-	0.14	3.09	0.50	0.41			
<i>Quarziti a grana grossolana (6 analisi)</i>									
	Qz	Pl	Moh	Chl	Op	Altri			
Range	84.8-91.4	tr.	8.6-15.2	tr.	tr.	tr.			
\bar{X}	87.42	-	12.54	-	-	-			
σ	2.45	-	2.44	-	-	-			
C.V.	0.03	-	0.19	-	-	-			
<i>Metaarose (7 analisi)</i>									
	Qz	Pl (1)	Kfs	Moh	Op	Altri			
Range	24.6-32.6	12.3-28.3	4.0-20.7	22.8-50.2	0.8-2.4	0.8-3.3			
\bar{X}	36.14	16.64	11.27	32.60	1.56	-			
σ	11.08	6.45	6.52	9.21	0.53	-			
C.V.	0.31	0.39	0.58	0.28	0.34	-			
<i>Micascisti (14 analisi)</i>									
	Qz	Pl	Moh	Biot	Chl	Gar	Op	Altri	
Range	0-72.2	0-11.7	12.6-50.6	3.4-12.4	0-20.2	0-25.6	0.1-5.1	0.5-10.0	
\bar{X}	39.87	4.24	33.95	7.97	7.06	2.93	1.35	2.59	
σ	17.48	4.32	12.71	2.67	5.47	6.91	1.25	2.63	
C.V.	0.44	1.02	0.37	0.34	0.77	2.36	0.93	1.02	
<i>Onisse a grana fine (11 analisi)</i>									
	Qz	Pl	Moh	Biot	Chl	Gar	Op	Altri	
Range	2.6-42.0	11.9-37.9	5.5-39.2	3.7-20.2	0.3-11.8	0-1.4	0.2-3.3	0.2-3.6	
\bar{X}	35.97	22.84	21.63	10.44	5.85	0.22	1.41	1.16	
σ	5.38	8.47	10.71	6.45	4.63	0.49	0.89	1.06	
C.V.	0.15	0.37	0.50	0.62	0.79	2.23	0.63	0.91	
<i>Onisse occhiate (10 analisi)</i>									
	Qz	Pl	Moh	Biot	Chl	Op	Altri		
Range	18.3-30.0	43.3-45.5	3.1-14.9	13.3-23.3	0-0.9	0.3-2.3	0.1-2.5		
\bar{X}	24.46	44.28	10.60	18.69	0.11	0.93	0.84		
σ	4.10	0.64	4.24	2.85	0.28	0.69	0.76		
C.V.	0.17	0.01	0.40	0.15	2.55	0.74	0.90		
<i>Marmi ad orneblenda (7 analisi)</i>									
	Amph (2)	Pl (3)	Biot	Clx	Chl	Apt	Tit+Rut	Op	Co
Range	14.3-38.8	0-4.2	0-24.7	1.3-17.2	0-22.8	0-1.8	3.8-11.8	0-0.8	26.1-60.5
\bar{X}	29.34	1.53	7.54	7.46	4.57	0.88	7.81	0.18	40.67
σ	8.01	1.96	9.04	6.32	8.64	0.76	2.62	0.33	11.19
C.V.	0.27	1.28	1.20	0.85	1.89	0.86	0.34	1.83	0.28
<i>Anfiboliti a grana fine (8 analisi)</i>									
	Amph (4)	Pl (5)	Ep (6)	Chl+Biot v.	Apt	Tit+Rut	Op	Altri	
Range	32.0-53.5	23.4-28.7	8.6-33.8	0.6-19.9	0.2-0.9	3.5-7.3	0-3.1	0-0.7	
\bar{X}	47.96	25.61	13.96	4.59	0.46	5.37	1.69	0.15	
σ	7.97	2.75	8.38	6.44	0.26	1.36	0.85	0.25	
C.V.	0.17	0.11	0.60	1.40	0.57	0.25	0.50	1.67	
<i>Anfiboliti a grana grossa (10 analisi)</i>									
	Amph (7)	Pl	Biot	Clx	Chl	Apt	Tit+Rut	Op	Co
Range	37.6-77.3	0-44.4	0-29.7	0-21.8	0-0.9	0.4-2.4	0.2-6.7	0-11.3	0-14.4
\bar{X}	59.92	16.06	11.84	2.50	0.09	1.48	2.79	3.52	1.49
σ	14.02	12.08	11.26	6.85	0.29	0.61	2.21	3.34	4.54
C.V.	0.23	0.75	0.95	2.74	3.11	0.41	0.79	0.95	3.05

Trattasi di: (1) albite, (2) orneblenda + tremolite, (3) saussurite, (4) orneblenda + attinolute, (5) albite + sericite, (6) clinozoisite + Fe-epidoto, (7) orneblenda.

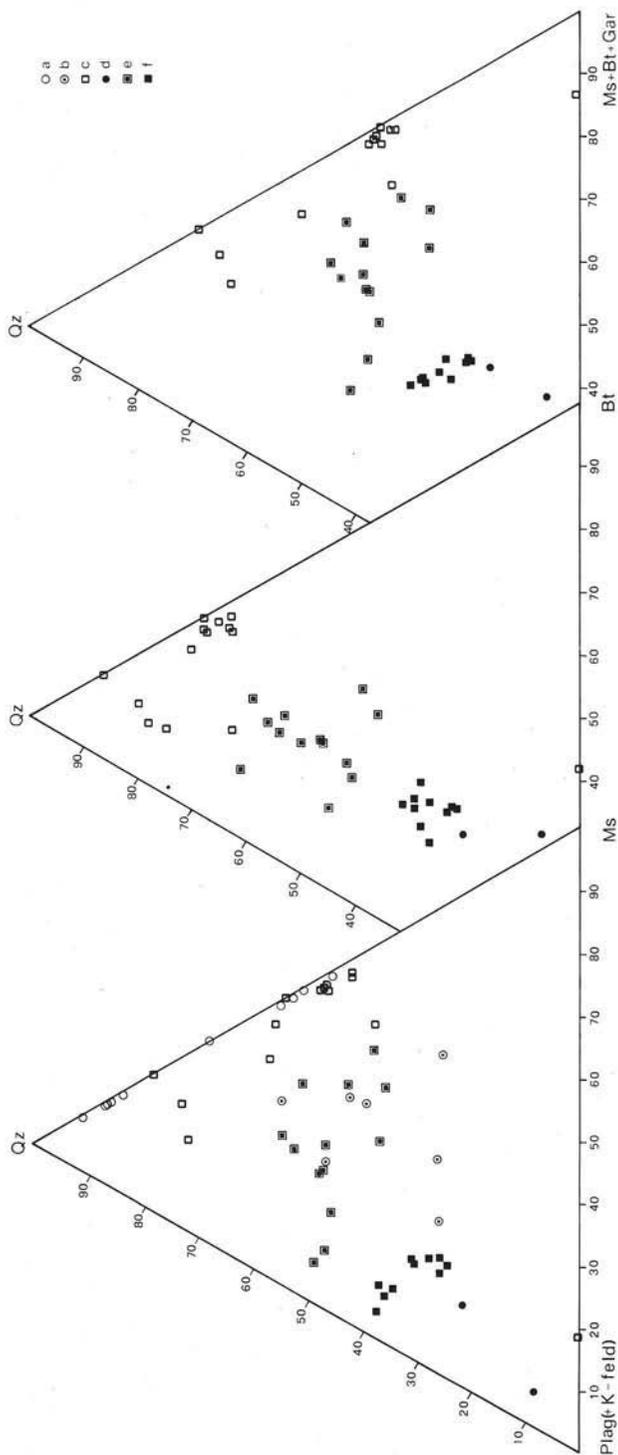


Fig. 12. — Correlazioni modali ternarie di rocce del basamento cristallino e delle coperture premesozoiche e mesozoiche. Simboli usati: a) quarziti triasiche, b) metaarose di Punta S. Martino, c) micascisti, d) livelli a plagioclasio e granato, e) gneiss a grana fine, f) gneiss occhiadino-listato. Le pseudomorfosi di clorite su biotite e granato sono state rispettivamente attribuite ai relativi minerali in quanto i caratteri strutturali sembrano indicare che le possibili variazioni di volume dovute alla trasformazione possono ampiamente rientrare nei limiti dell'errore sperimentale. Sul diagramma Qz-Plag-Ms sono riportati, per confronto, anche i modi delle coperture pre-mesozoiche (metaarose) e mesozoiche (quarziti micacee); per questi litotipi le miche sericitiche sono state equiparate a Ms e, per le metaarose, il K-feldspato è stato sommato a Plag. Gli gneiss occhiadino-listati, ad eccezione di un solo campione, presentano una notevole omogeneità di composizione che può in parte essere dovuta al fatto che i campioni sono stati raccolti da pochi e limitati affioramenti. Gli gneiss a grana fine risultano nettamente separati dagli gneiss occhiadino-listati rispetto ai quali mostrano una dispersione maggiore ed, in alcuni campioni, una più accentuata tendenza pelitica, indicata dall'elevato contenuto in Ms. Esiste una certa transizionalità tra il campo degli gneiss a grana fine e quello dei micascisti che tendono a disperdersi lungo l'asse Qz-Ms. Fa eccezione un solo campione di micascisto in cui il quarzo è assente, ma che, anche per le condizioni di giacitura, è piuttosto da assimilare alle bande con plagioclasio e granato.

TABELLA 4

*Analisi chimiche (elementi maggiori in %, elementi in tracce in p.p.m.)
e parametri di Niggli*

	Ar 20	Ar 21	PA 93	XAr 11B	PA 16	PA 57	XAr 10N	PA 45	PA 47
SiO ₂	41.50	52.67	57.84	46.30	47.33	47.10	54.60	51.41	52.30
Al ₂ O ₃	15.76	16.03	11.81	17.97	12.38	13.25	9.96	12.12	17.03
TiO ₂	2.32	1.89	1.62	2.25	3.50	4.18	2.81	1.98	1.92
Fe ₂ O ₃	2.94	2.33	3.97	2.73	2.67	4.10	4.67	1.50	4.38
FeO	6.10	6.27	5.43	8.80	8.81	8.38	13.02	8.41	6.01
MnO	0.36	0.39	0.17	0.36	0.26	0.16	0.41	0.19	0.31
MgO	7.61	5.98	6.97	5.79	7.07	9.99	6.47	5.44	5.38
CaO	17.06	5.62	3.54	9.31	11.20	4.56	2.55	6.13	4.64
Na ₂ O	2.84	5.39	4.59	0.63	0.83	2.72	0.52	6.66	5.00
K ₂ O	0.43	0.84	0.21	0.72	1.47	1.03	1.73	1.25	0.78
P ₂ O ₅	0.07	0.16	0.06	0.10	0.04	0.10	0.04	0.08	0.07
CO ₂	0.24	0.14	0.62	2.87	1.80	1.40	0.72	2.30	n.d.
H ₂ O ⁺	2.57	2.36	2.80	2.54	2.32	2.70	2.37	2.20	2.41
H ₂ O ⁻	0.20	0.28	0.26	0.09	0.36	0.35	0.20	0.30	0.20
Ba	85	48	27	100	30	30	68	41	37
Cr	26	86	120	88	60	202	75	76	51
Ni	251	145	135	205	210	176	120	180	220
Y	41	35	25	22	25	20	18	31	25
Zr	16	56	27	18	60	5	11	5	8
alk	6.10	15.38	13.73	2.67	4.23	8.01	0.65	19.40	14.46
c	36.83	16.07	11.35	24.95	29.14	11.88	7.90	17.56	13.45
fm	38.35	43.34	54.08	45.90	48.90	61.12	70.49	43.93	44.13
al	18.72	25.21	20.83	26.48	17.72	18.99	16.96	19.11	27.16
si	83.63	140.61	173.30	115.81	114.97	114.59	157.78	137.51	141.52
ti	3.51	3.78	3.65	4.24	6.39	7.64	6.11	3.98	3.91
p	0.06	0.18	0.07	0.10	0.04	0.10	0.05	0.10	0.08
co ₂	0.65	2.69	2.54	9.80	5.97	4.65	2.85	8.40	n.d.
h ₂ o	17.28	21.01	27.96	21.19	18.80	21.91	22.85	19.62	21.75
k	0.09	0.09	0.03	0.43	0.54	0.20	0.69	0.11	0.09
mg	0.60	0.55	0.57	0.47	0.52	0.59	0.39	0.49	0.48
al-alk	12.62	7.11	7.11	23.80	13.48	10.97	12.31	-0.29	12.69

(continua)

Ar 20, Ar 21, PA 93: anfiboliti a grana fine. - X Ar 11B, PA 16, PA 57: anfiboliti a grana grossolana. - X Ar 10N: scisto biotitico-granatifero. - PA 45, PA 47: blastomiloniti.

(segue Tab. 4)

	XAr 8	2Ar 3	PA 52	XAr 10P	Ar 4	XAr 5	PA 64	XAr 6
SiO ₂	68.32	68.87	68.62	59.00	61.02	57.63	67.33	64.30
Al ₂ O ₃	9.23	9.94	13.91	18.30	18.20	18.40	11.86	11.68
TiO ₂	0.49	0.79	0.45	0.91	1.00	1.02	0.53	0.53
Fe ₂ O ₃	3.96	2.34	2.50	2.60	3.88	4.51	2.51	4.50
FeO	6.01	5.68	3.01	4.17	1.01	4.02	3.27	4.00
MnO	0.35	0.23	0.20	0.34	0.21	0.19	0.24	0.29
MgO	2.66	3.40	2.48	2.98	2.62	2.99	3.29	1.80
CaO	0.59	0.38	0.43	1.49	1.83	1.32	0.59	3.20
Na ₂ O	0.68	0.63	0.70	4.18	4.60	4.20	4.45	4.40
K ₂ O	4.78	4.57	5.00	3.24	2.81	2.97	2.57	2.20
P ₂ O ₅	0.12	0.06	0.12	0.18	0.16	0.09	0.10	0.07
CO ₂	0.54	0.21	n.d.	0.29	n.d.	n.d.	0.43	n.d.
H ₂ O ⁺	2.41	2.43	2.68	2.21	2.38	2.21	2.10	2.18
H ₂ O ⁻	0.07	0.46	0.28	0.14	0.20	0.18	0.41	0.25
Ba	76	87	61	70	37	40	65	51
Cr	82	90	76	58	47	76	80	80
Ni	137	170	220	301	180	220	250	201
Y	26	28	30	30	40	35	27	25
Zr	28	61	10	12	35	70	76	80
alk	16.82	16.36	18.60	21.33	23.33	20.08	25.55	22.11
c	2.86	1.89	2.22	5.57	7.31	5.14	2.71	13.37
fm	55.64	54.58	39.75	35.48	29.30	38.28	41.75	37.68
al	24.67	27.17	39.43	37.61	40.05	36.50	29.99	26.84
si	310.00	319.39	330.07	205.78	227.87	193.94	288.99	250.79
ti	1.66	2.76	1.63	2.39	2.80	2.58	1.70	1.55
p	0.22	0.11	0.25	0.27	0.25	0.13	0.18	0.11
co ₂	3.35	1.34	n.d.	1.38	n.d.	n.d.	2.53	n.d.
h ₂ o	36.48	37.59	42.99	25.71	29.64	24.81	30.07	28.36
k	0.82	0.83	0.82	0.34	0.29	0.32	0.27	0.25
mg	0.32	0.43	0.45	0.44	0.50	0.39	0.50	0.28
al-alk	7.85	10.81	20.82	16.28	16.71	16.42	4.44	4.74

X Ar 8, 2 Ar 3, PA 52: micascisti biotitico-granatiferi. - X Ar 10P: livello arricchito in plagioclasio. - X Ar 6: gneiss listato-occhiadino.

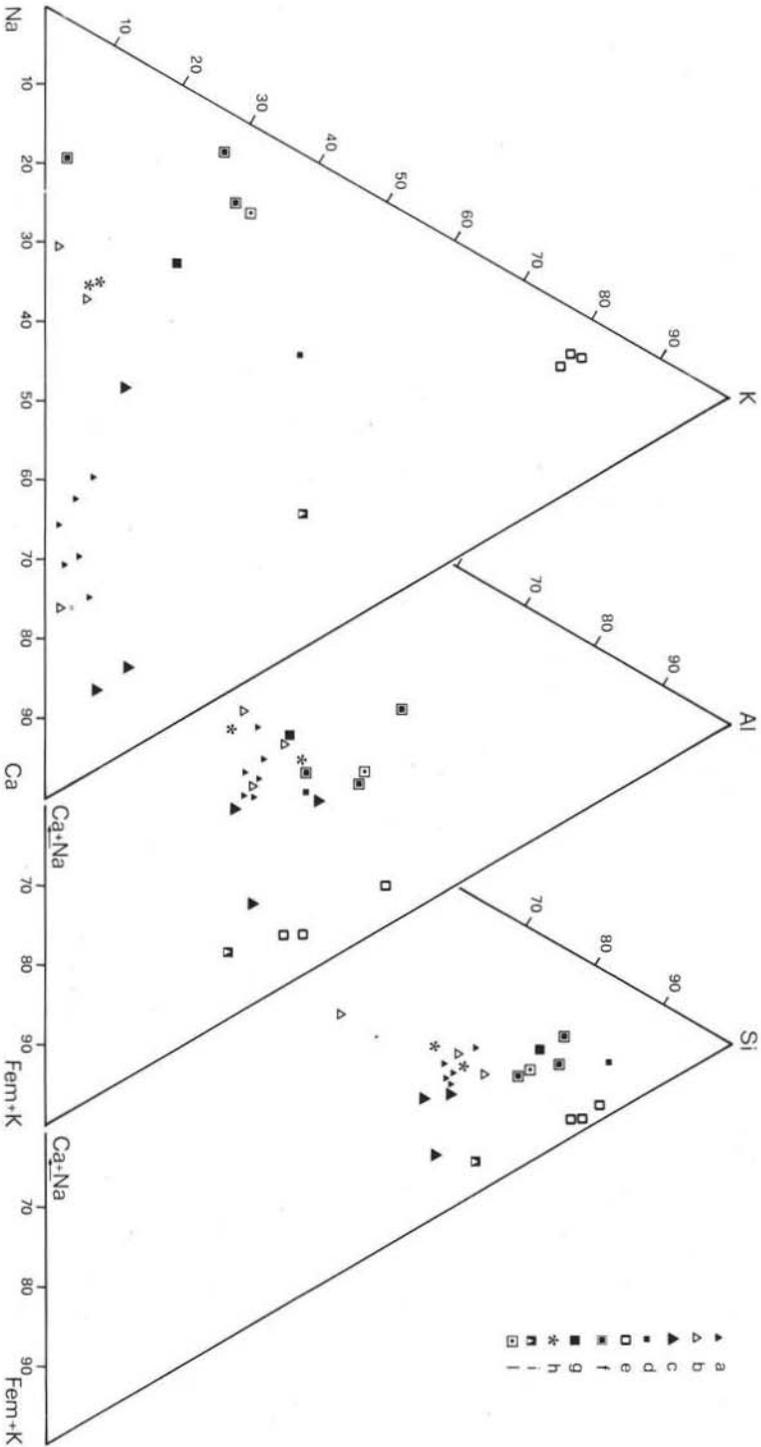


Fig. 13. — Proiezione di percentuali cationiche nei diagrammi triangolari. $K/Na/Ca$, $Al/(Ca+Na)/(Fem+K)$, $Si/(Ca+Na)/(Fem+K)$. I simboli piccoli (a, d) si riferiscono a valori calcolati a partire da analisi reperibili in letteratura, tutti gli altri a valori ottenuti dagli scriventi (riportati in tabella 4) su rocce del cristallino di Arcenzano. Simboli usati: a) anfiboliti dei massicci cristallini liguri (da Cimmino et al., 1976), b) anfiboliti a grana fine, c) anfiboliti a grana grossolana, d) gneiss del savonese (da Galli e Penzo, 1954), e) micacisti, f) gneiss a grana fine, g) gneiss a grana grossolana, h) blasto-miloniti, i) scisto biotitico-granatifero, j) livello arricchito in plagioclaso.

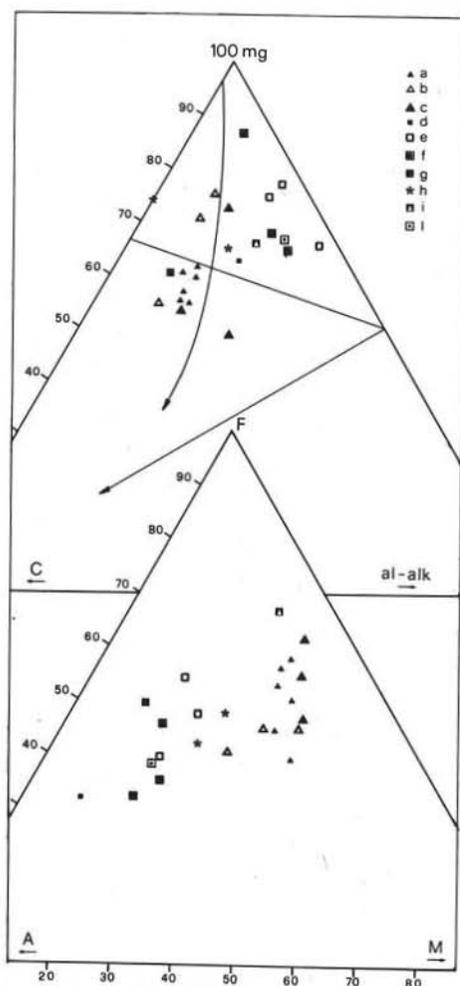


Fig. 14. — Proiezione di parametri chimici nei diagrammi triangolari $100 \text{ mg}/c/(al-alk)$ e AFM . I simboli usati sono gli stessi della fig. 13.

sembrano individuare un andamento di tipo magmatico che non risulta invece riconoscibile per quelle a grana grossa; analoghe indicazioni sembrano emergere dai diagrammi di variazione.

Per quanto riguarda le anfiboliti a grana grossa si può inoltre osservare come esse presentino un valore di k leggermente più elevato; il campione X Ar 11 B inoltre, che presenta caratteri intermedi verso i marmi anfibolici, documentato dal valore di CO_2 , si differenzia in maniera abbastanza sensibile dai due restanti campioni.

I valori degli elementi considerati immobili confrontati con i più usuali diagrammi non sembrano molto significativi ai fini del confronto con i tipi magmatici

Un trend di natura sedimentaria del complesso gneiss-miscascisti sembra infine in accordo con lo scarso grado di correlazione evidenziato nei diagrammi di variazione riportati (fig. 15); anche le variazioni degli elementi minori sembrano indicare andamenti piuttosto irregolari.

Le anfiboliti di Arenzano mostrano una dispersione sensibilmente maggiore in confronto a quelle dei massicci cristallini liguri (CIMMINO et al., 1976). Questo fatto, che in piccola parte dipende dalla campionatura, è dovuto alla presenza di due gruppi sostanzialmente differenti.

Per quanto riguarda la campionatura risulta evidente dai vari diagrammi il carattere petrochimico anomalo del campione Ar 20, conseguente ad arricchimento secondario in calcio, dovuto a processi di locale rimobilizzazione, già descritti nella parte petrografica, durante la fase metamorfica alpina. È ovvio che il significato di questo campione ai fini della caratterizzazione primaria della roccia risulta fortemente limitato.

Per quanto riguarda il secondo punto, dai diversi diagrammi, e particolarmente AFM e $Si/(Ca+Na)/(Fem+K)$ (figg. 13, 14) emerge l'esistenza di andamenti notevolmente differenti per le anfiboliti a grana fine e quelle a grana grossa. Sul diagramma AFM , pur coi limiti fin qui esposti, le anfiboliti a grana fine

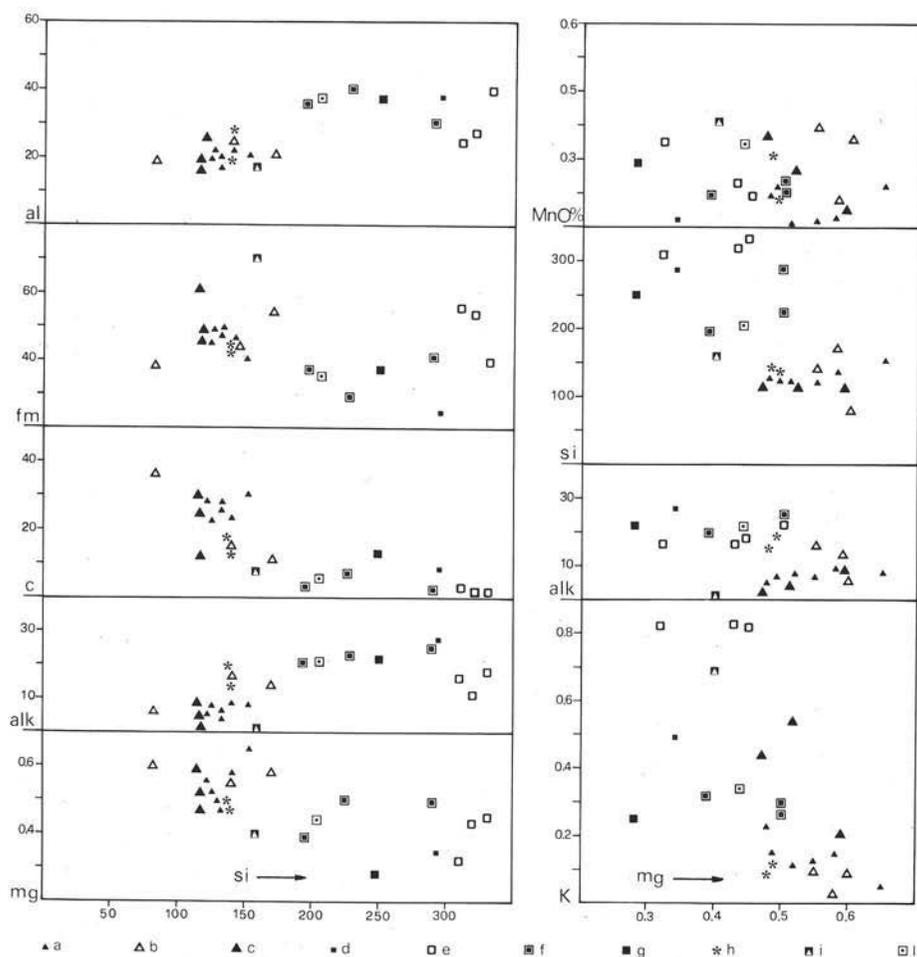


Fig. 15. — Diagramma di variazione binaria di parametri chimici. I simboli usati sono gli stessi della fig. 13.

basaltici. Essi permettono tuttavia alcune osservazioni: le anfiboliti a grana fine presentano valori relativamente elevati e costanti di TiO_2 ; questi sono sensibilmente analoghi ai valori riscontrati per le anfiboliti dei massicci Brianzoni Liguri (Cimmino et al., 1976). Per contro nelle anfiboliti a grana grossa il Ti presenta variazioni marcate con massimi particolarmente elevati. Al contrario in entrambi i litotipi anfibolitici i valori degli altri elementi analizzati risultano piuttosto depressi: mentre P_2O_5 e Cr hanno valori sensibilmente inferiori a quelli delle anfiboliti dei massicci Brianzoni, l' Y e specialmente lo Zr si mantengono su valori molto modesti, il primo aumenta in maniera sensibile solo nel campione Ar 20.

Un certo interesse rivestono anche i caratteri chimici dei campioni di blastomiloniti, che mostrano caratteri per certi aspetti intermedi tra rocce gneissiche ed anfibolitiche. Poichè nell'affioramento da cui provengono i campioni suddetti sono stati rinvenuti relitti tessiturali di roccia gneissica intercalata con bande anfibi-

tiche, il carattere chimico delle blastomiloniti può testimoniare fenomeni di omogeneizzazione meccanica operata dalla milonisi.

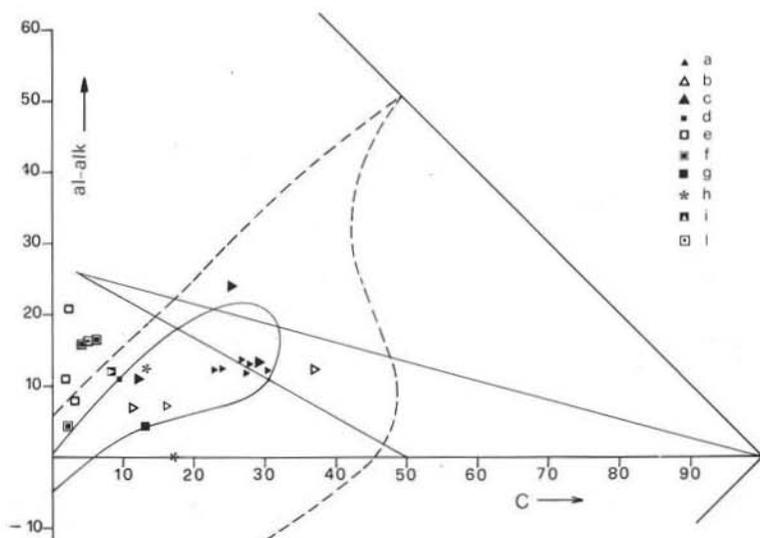


Fig. 16. — Diagramma di variazione binaria $c/(al-alk)$. I simboli usati sono gli stessi della fig. 13.

Evoluzione metamorfica del basamento cristallino e metamorfismo alpino della copertura

Sulla base dei caratteri strutturali e paragenetici sopra esaminati l'evoluzione polimetamorfica del basamento cristallino può essere così sintetizzata (fig. 17):

Una prima fase prealpina, sviluppata su una sequenza complessa costituita da termini paraderivati e forse ortoderivati, è responsabile dell'assetto a bande ancora riconoscibile in alcuni termini. Durante questa fase si sviluppano per blastesi, in condizioni prevalentemente postcinematiche, associazioni paragenetiche comprendenti *quarzo*, *plagioclasio* (di composizione almeno oligoclasica ma in alcuni litotipi verosimilmente anche più basica), rarissimo *K-feldspato*, *biotite*, *mica bianca*, *granato*, *orneblenda*, *cianite*, *staurolite*, *calcite*, *ruilo*, *magnetite*. La presenza di *diopside* in alcuni litotipi non è sufficientemente documentata.

La natura di tali paragenesi è indicativa di condizioni termodinamiche caratterizzate da temperature e pressioni relativamente elevate che possono essere valutate in $T \geq 550^\circ \text{C}$ e $P \geq 6 \text{ kb}$ (WINKLER, 1975 e relativa bibliografia).

Una seconda fase deformativa prealpina provoca una parziale riequilibrio con ricristallizzazione, in condizioni almeno in parte sincinematiche, di *quarzo*, *plagioclasio*, *biotite*, *mica bianca*, *orneblenda*, *calcite* e *magnetite*.

MINERALI	PARAGENESI METAMORFICHE		
	s ₁ 1	s ₂ 2	3
Plagioclasio	An ≈ 20-25%		An < 5%
K-feldspato	— ? — ? —	— ? — ? —	
Mica Bianca			
Biotite			b. verde —
Ciorite		— ?	
Stilpnomelano			— ? —
Granato		— —	
Cianite		?	
Staurolite		?	
Orneblenda			
Tremolite			— — — —
Attinolite			
Clinozoisite			— — — —
Epidoto			
Quarzo			
Calcite			
Rutilo			
Titanite			
Apatite			
Tormalina			— — — —
Magnetite			
Zeoliti			— —
Pirite	?	?	

Deformazione Alpina

Fig. 17. — Evoluzione delle paragenesi metamorfiche pre-alpine (colonna 1 e 2) ed alpine (colonna 3).

mineralogica in condizioni di Scisti Verdi. Per quanto non si abbiano indizi di una fase di alta pressione e bassa temperatura precedente gli Scisti Verdi, questa non può essere del tutto esclusa anche sulla base delle tracce che di tale evento sono state riconosciute nelle sequenze di copertura (cfr. CHIESA et al., 1975, 1976, 1977).

Le metaarose attribuite a copertura paleozoica e le sequenze mesozoiche sono interessate da analoghi fenomeni metamorfici riconducibili alla fase alpina. A parte gli indizi già ricordati che indicano un modesto evento di alta pressione e bassa temperatura, su tutti questi litotipi si può riconoscere l'influenza di una deformazione e ricristallizzazione piuttosto modeste in condizioni di Scisti Verdi.

Sintesi petrogenetica

Dall'insieme dei dati fin qui esposti emergono le seguenti considerazioni:

le *anfiboliti a grana fine* rappresentano il prodotto di trasformazione poli-metamorfica di originarie rocce a composizione basaltica; i dati chimici a disposi-

Il granato soltanto in qualche raro caso presenta strutture che indicano un accrescimento contemporaneo alle prime fasi della deformazione; più generalmente esso subisce processi di rotazione e fratturazione con parziale sostituzione da parte di orneblenda e biotite in condizioni postcinematiche.

Cianite e forse staurolite sembrano instabili, come pure il rutilo che probabilmente già in questa fase viene sostituito da titanite. La blastesi di granato durante gli stadi di questa seconda fase prealpina e la sua netta instabilità durante gli stadi finali suggeriscono che il calo di pressione e di temperatura, quest'ultimo verosimilmente più moderato, che sembrano caratterizzare la transizione dalla prima alla seconda fase prealpina, avvengano con gradualità in un periodo di tempo che coincide almeno in parte con l'evento deformativo.

Il ciclo metamorfico alpino è principalmente caratterizzato da deformazioni energetiche ma non uniformemente distribuite, ed anzi con una netta tendenza a localizzarsi in determinati settori, accompagnate da una modesta riequilibratura

zione non risultano sufficienti per una miglior definizione dei caratteri originari, anche in considerazione di fenomeni molto frequenti di locale rimobilizzazione connessi a deformazioni e microfratturazioni durante l'evento alpino. Per quanto riguarda i caratteri giacaturali, la relativa potenza ed omogeneità dell'affioramento, ove non intervengano disturbi secondari, possono far propendere per una natura di colata basaltica.

Le *anfiboliti a grana grossolana*, sia in lenti che in intercalazioni, sembrano invece rappresentare metavulcanoclastiti basiche; la presenza di inquinamento da parte di materiale sedimentario, e nel caso specifico di materiali carbonatici, è evidente per le anfiboliti passanti a *marmi anfibolici*.

Gneiss e micascisti rappresentano i derivati rispettivamente da grovacche, con limitati contributi pelitici, e da areniti quarzoso-pelitiche. All'interno degli gneiss i livelli occhiadino-listati sembrano rappresentare apporti detritici meno elaborati e con componente pelitica ancor più ridotta (maggior omogeneità di composizione, abbondanza di plagioclasio, scarsa percentuale di muscovite e assenza di granato). È abbastanza verosimile che il carattere granulometrico più grossolano rappresenti, almeno in parte, il relitto di un carattere primario.

Gli *scisti biotitico-granatiferi* e le *bande a plagioclasio, biotite e granato* non trovano probabilmente riscontro nei caratteri primari, ma sono piuttosto una conseguenza della reciproca influenza tra rocce a diverso chimismo, con processi endo-metasomatici durante la ricristallizzazione metamorfica.

Le *metaarcese* di Punta S. Martino rappresentano il prodotto del metamorfismo alpino su sedimenti detritici a granulometria variabile da conglomerati fino ad areniti grossolane, ma relativamente omogenee dal punto di vista composizionale. Le dimensioni degli individui di quarzo, plagioclasio e K-feldspato e le percentuali di tali minerali, oltre a caratterizzare il basso grado di maturità tessiturale dell'originario sedimento, ne indicano la provenienza dalla detritazione di rocce granitoidi.

Analisi strutturale

INTRODUZIONE

A causa delle estese coperture e del notevole grado di antropizzazione dell'area studiata, ed in special modo dell'area occupata dallo zoccolo sialico, le osservazioni sono risultate forzatamente frammentarie; osservazioni con carattere di sistematicità sono possibili solo lungo i margini meridionale ed orientale del promontorio sulla scarpata prospiciente il mare.

La distribuzione spaziale delle diverse unità litologiche costituenti il massiccio evidenzia che lo stesso possiede un proprio assetto strutturale acquisito durante fasi tettogenetiche pre-alpine sulle quali si sono in seguito sovrainposte deformazioni e dislocazioni alpine; a queste ultime è imputabile l'attuale addossamento al margine meridionale del Gruppo di Voltri. Le deformazioni alpine risultano in via generale

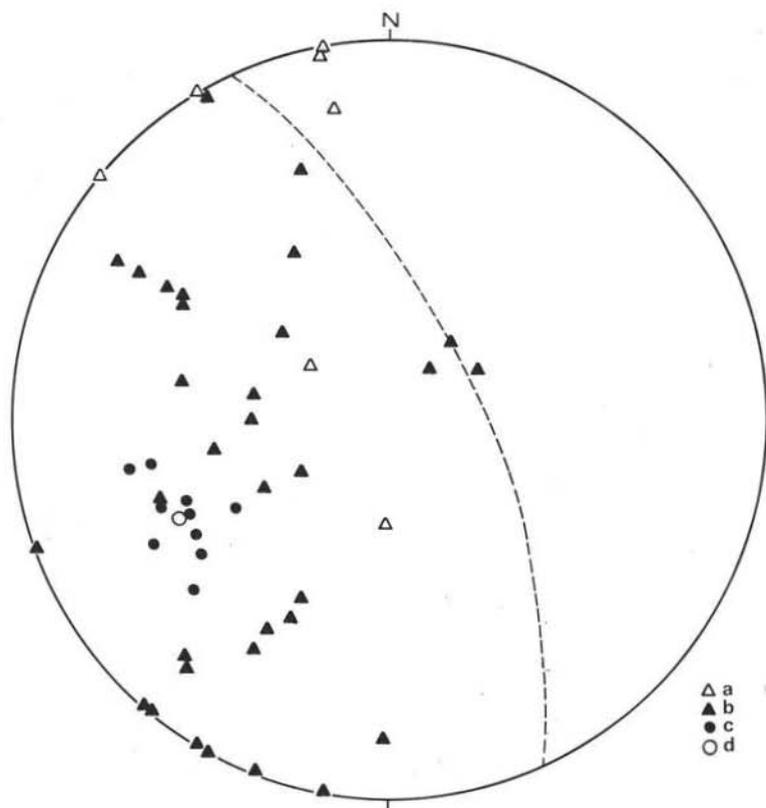


Fig. 18. — Proiezione sull'emisfero inferiore del reticolo equivalente di Schmidt delle giaciture dei piani di scistosità prealpina (S_1 ed S_2) e di assi di pieghe mesoscopiche. Simboli usati: a) poli di piani S_1 misurati in prossimità delle pieghe mesoscopiche, b) poli di piani S_2 , c) assi di pieghe, d) valor medio calcolato della giacitura dei precedenti e traccia del piano ad esso normale (linea a tratti). Tale traccia costituisce la linea d'interpolazione dei poli S_1 mentre è del tutto indipendente dalla disposizione dei poli S_2 .

di tipo non penetrativo nell'ambito del massiccio ad esclusione delle zone più marginali dove si osserva una trasposizione, od anche totale obliterazione, delle scistosità prealpine.

DEFORMAZIONI PRE-ALPINE

A deformazioni pre-alpine è innanzitutto imputabile l'assetto geometrico delle unità litologiche costituenti lo zoccolo sialico; esse evidenziano tanto piegamenti a scala mesoscopica delle superfici S_1 con raggio di curvatura variabile tra qualche

decimetro e qualche metro, quanto piegamenti a blando raggio di curvatura a scala megascopica desumibili solo dall'esame della distribuzione delle giaciture dei piani di scistosità principale (S_2).

I migliori esempi dei piegamenti del primo tipo si hanno nei dintorni degli scogli immediatamente ad est di Marina Grande evidenziati anche dalla diversità cromatica dei litotipi coinvolti nei ripiegamenti (anfiboliti, micascisti e scisti biotitico-granatiferi; vedi fig. 2); qui è stata possibile anche una raccolta statistica dell'orientazione di tali assi che mediamente risultano immersi $245^\circ/30^\circ$ (fig. 18). Anche altrove lungo la costa, ed in affioramenti più interni, sono visibili tali piegamenti, seb-



Fig. 19. — Livello con porfiroblasti granatiferi di dimensioni centimetriche (particolare della fig. 2). Gli allineamenti evidenziati dalle inclusioni nei singoli granati, testimonianza della S_1 , risultano dispersi sulla S_2 .

bene le osservazioni non abbiano potuto avere il carattere di sistematicità a causa delle non buone esposizioni.

La S_1 è particolarmente ben visibile in corrispondenza delle alternanze anfiboliti-micascisti ove è materializzata dai limiti litologici; altrove la S_1 è completamente trasposta dalla scistosità S_2 e si può rintracciare con una certa difficoltà sul terreno dall'esame dell'orientazione delle laminette di biotite oppure dagli allineamenti delle inclusioni all'interno dei singoli granati che risultano dispersi sulla S_2 (fig. 19). Dove si è avuta massiccia cristallizzazione di miche bianche, come nei micascisti del settore sud-occidentale, tale scistosità risulta in linea generale del tutto obliterata a scala mesoscopica; locali pieghe, intrafoliari rispetto a S_2 , schiacciate e boudinate, possono essere attribuite alla scistosità di prima fase (fig. 7).

La S_2 è la « scistosità principale » attualmente riscontrabile nell'area del pro-

monitorio ed è particolarmente ben sviluppata ovunque. Nel settore sud-orientale è sottolineata dalla diversa ripartizione delle fasi micacee che determinano una scistosità a bande e dalla intercalazione di livelli a struttura occhiadina; nei micascisti del settore occidentale è data dall'isorientazione delle lamine di miche bianche.

La scistosità S_2 non può essere confusa con la scistosità alpina, benchè sub-parallela alla giacitura di questa nel settore occidentale del promontorio, per via dell'associazione mineralogica che la individua, di tipo pre-alpino.

I piegamenti del secondo tipo sono sovrainposti a quelli precedentemente descritti e ne determinano blande ondulazioni attorno ad assi diretti all'incirca N-S, immersi verso nord con inclinazione non precisabile data la scarsità degli elementi a disposizione. Per questi piegamenti di seconda fase, che interessano la scistosità S_2 , non si potrebbe, in linea teorica, escludere un'età alpina; gli scriventi ritengono sia più plausibile una collocazione temporale successiva al metamorfismo pre-alpino e precedente la fase alpina in quanto non trovano un'adeguata corrispondenza nell'andamento della scistosità delle coperture mesozoiche poste più a nord.

DEFORMAZIONI ALPINE

All'evento scistogeno alpino è imputabile la formazione di piani di scistosità (S_a) presenti nella sequenza metasedimentaria di copertura dello zoccolo cristallino e delle Ofioliti piemontesi.

Tale deformazione penetrativa precede i locali lineamenti di tettonica disgiuntiva da ascrivere a fasi relativamente tardive della tettonogenesi alpina; a questi ultimi si deve l'attuale posizione del Cristallino di Arenzano, e dei residui della sua copertura metasedimentaria, al margine meridionale del Gruppo di Voltri.

La scistosità alpina evidenzia una giacitura abbastanza regolare verso SE interessata da ondulazioni, ad asse NE-SW, in genere blande; solo in prossimità dell'invaso artificiale sono stati osservati, grazie a sbancamenti in atto al momento del rilievo, ripiegamenti a scala decametrica più accentuati, localmente con fianco inverso.

Nell'ambito del cristallino la scistosità alpina si osserva, oltre che nelle metaarose di Punta S. Martino, nelle miloniti appena ad est ove si possono osservare anche vistosi fenomeni di trasposizione delle scistosità pre-alpine (fig. 10), negli gneiss milonitizzati del margine settentrionale e nelle anfiboliti a grana fine del margine occidentale delle quali però non sono note le relazioni originarie con le restanti litofacies appartenenti allo zoccolo cristallino.

Il sistema principale di dislocazioni è orientato grossolanamente E-W e delimita l'allineamento degli elementi strutturali maggiori in senso nord-sud; essi, a partire da sud, risultano formati da: zoccolo cristallino, copertura metasedimentaria dello stesso, associazioni ofiolitiche (parzialmente ricoperte da lembi di sedimenti pliocenici).

Il secondo sistema è pressoché normale al precedente del quale risulta in genere più recente e determina un modesto smembramento delle unità precedentemente individuate.

Le faglie a decorso E-W risultano correlabili ad un importante fascio tettonico del margine meridionale del Gruppo di Voltri; considerazioni strutturali a più ampio respiro, riassunte da CHIESA et al. (1975), hanno permesso di ascrivere l'individuarsi di tali lineamenti tettonici a movimenti di trascorrenza sinistra che avrebbero favorito, tra l'altro, la traslazione di segmenti di crosta e copertura di pertinenza più esterna verso est. Tali traslazioni risultano posteriori alla chiusura del bacino oceanico ligure-piemontese e alla susseguente saldatura delle unità crostali europea e insubrica mentre sono precedenti la deposizione dei conglomerati oligocenici del Bacino Terziario Piemontese, le cui evidenze sedimentologiche indicano un rifornimento da un'area emersa, a materiale almeno in parte sialico, situata in corrispondenza dell'attuale Golfo Ligure (GNACCOLINI, 1970, 1974).

Le faglie appartenenti a tale fase tettonica (trascorrenze sinistre) non hanno, nell'area di specifico interesse, ormai alcuna evidenza morfologica e possono essere individualizzate solo sulla base di elementi geologici quali la milonisi degli gneiss del margine settentrionale dello zoccolo sialico accompagnata da clastesi delle quarziti e dolomie contrapposte e, più a nord, dalle scaglie di serpentiniti cataclastiche allineate lungo le dislocazioni che separano le sequenze triassiche di copertura continentale dalle Ofioliti con Calcescisti; ad effetti di trascorrenza si può dubitativamente imputare la forma grossolanamente sigmoide dell'affioramento di dolomie ad ovest dell'invaso artificiale.

Il regime dinamico successivo presenta caratteristiche di distensione con formazione di sistemi di faglie che individuano allineamenti a decorso N-S e NW-SE, oltre a riutilizzare in parte gli allineamenti E-W precedentemente individuatisi. Questo evento, iniziato verso la fine dell'Oligocene, deve essersi compiuto nelle sue linee essenziali prima del Pliocene; le caratteristiche sedimentologiche ed il contenuto faunistico dei sedimenti arenacei e marnosi pliocenici indicano trattarsi di depositi d'ambiente pelagico riforniti da nord (CORTESOGNO et al., 1977).

A questo sistema di movimenti potrebbe corrispondere, alla scala dell'affioramento, la famiglia di fratture mineralizzate a *quarzo ± cloriti ± carbonati ± zeoliti* la cui età risulterebbe tardo-oligocenica se è valida la correlazione con altre discontinuità mineralizzate a zeoliti osservate in altre parti del Gruppo di Voltri (CORTESOGNO et al., 1975). Le dislocazioni E-W risultano saldate, almeno in parte, dal metamorfismo alpino (fase tardiva), riprese in seguito da dislocazioni post-plioceniche senza più alcuna reazione di tipo mineralogico.

Il perdurare dell'attività di questo sistema di faglie anche durante il Pliocene è testimoniato dallo smembramento dei lembi sedimentari stessi e ad esso può essere infine riferito l'individuazione dello *Horst* costituente il promontorio stesso. Alla famiglia di fratture orientate E-W apparterebbe a scala più regionale la generale gradonatura verso sud (FANUCCI et al., 1974; GIAMMARINO et al., 1974), ad una fase distensiva più recente sembra attribuibile una gradonatura a scala più locale con andamenti da ovest verso est.

Le dislocazioni più recenti conservano sempre un più o meno netto riscontro

morfológico determinando le brusche variazioni di pendio fra i vari elementi morfostrutturali presenti nell'area esaminata e, a nostro avviso, l'andamento stesso della linea di costa con brusche prominenze verso mare delle quali il promontorio di Arenzano è uno degli esempi.

Confronto e correlazioni con i massicci cristallini limitrofi

Per la sua posizione strutturale al margine meridionale del Gruppo di Voltri i confronti più immediati coinvolgono da una parte il Massiccio di Valosio, affiorante poche decine di chilometri più a nord al margine settentrionale dello stesso complesso ofiolitico, e dall'altra il Cristallino Savonese la cui estremità orientale non dista che una dozzina di chilometri.

Tali confronti sono significativi ed importanti non solo perchè negli studi più recenti il Cristallino di Arenzano è stato correlato ora all'uno ora all'altro massiccio cristallino sopra ricordato (LOCHER, 1957; GELATI e PASQUARÈ, 1970; F. « Genova », II ed., 1971; FORCELLA et al., 1973), ma soprattutto perchè questi ultimi costituiscono lo zoccolo cristallino di zone paleogeografiche diverse delle Alpi occidentali: rispettivamente della Zona Brianzonese (Cristallino Savonese) e della Zona Piemontese (Cristallino di Valosio). Un'esatta correlazione del frammento sialico in esame apporta quindi un notevole contributo anche alla conoscenza dell'evoluzione dinamica di una più vasta area situata nella zona di connessione tra Alpi ed Appennini.

Rispetto al CRISTALLINO DI VALOSIO, con il quale presenta un'area di affioramento dello stesso ordine di grandezza, il Cristallino di Arenzano presenta significative differenze sia nelle associazioni litologiche che nei caratteri dell'evoluzione metamorfica.

I ridotti livelli di gneiss occhiadino intercalati in quelli minuti del Cristallino di Arenzano non sono paragonabili agli gneiss listato-occhiadini di Valosio nè dal punto di vista puramente quantitativo nè, e soprattutto, dal punto di vista petrologico. Le blastomiloniti affioranti al margine settentrionale del Cristallino di Arenzano non sono confrontabili, nè per caratteri petrografici, nè per significato genetico, con le paleomiloniti inserite negli gneiss e micascisti di Valosio: queste ultime sono infatti connesse a un ciclo deformativo pre-alpino, mentre le prime sono chiaramente connesse alla tetto-genesi alpina. Le alternanze di anfiboliti e marmi ad orneblenda non si possono infine considerare gli equivalenti delle anfiboliti e dei marmi quarzoso-micacei degli orizzonti superiori del Cristallino di Valosio; questi ultimi, designati più propriamente con il termine di gneiss carbonatici, sono intercalati in rocce gneissiche e micascistose e non già nelle anfiboliti come avviene nel Cristallino di Arenzano. Il confronto non può essere esteso alle coperture pre-mesozoiche mancando queste nel Valosio per denudamento tettonico operato dalla falda dei Calcescisti.

Il confronto con i massicci brianzonesi liguri (CRISTALLINO SAVONESE) presenta

invece alcuni elementi di rassomiglianza, pur in presenza di alcune importanti differenze. Per quanto riguarda la litologia le differenze salienti consistono nell'abbondante presenza di litotipi granitoidi a tessitura più o meno evidentemente gneissica nei massicci brianzonesi (MESSIGA et al., 1975) mentre mancano completamente nel Massiccio di Arenzano; tale assenza non costituisce una difficoltà insormontabile sia in considerazione delle ridotte dimensioni del massiccio stesso sia per le notevoli analogie che esistono tra questi litotipi e i clasti presenti nelle metaarose di Punta S. Martino che potrebbero rappresentare quindi i prodotti di detritazione degli stessi.

Altra differenza è rappresentata dal rapporto *Biot/Ms* sensibilmente più elevato nella maggioranza dei paragneiss dei massicci cristallini liguri, quando non siano riequilibrati dal metamorfismo alpino; in essi è inoltre presente, spesso in quantità abbondante, il K-feldspato che manca quasi completamente negli gneiss del massiccio di Arenzano. Dalla campionatura attualmente disponibile degli gneiss del basamento brianzonese sembra tuttavia emergere una gamma di variabilità tale che queste differenze non sembrano sufficienti a far escludere la possibilità di correlazione.

Analoghe considerazioni possono essere fatte per quel che riguarda le anfiboliti presenti nel Cristallino Savonese e nel Cristallino di Arenzano; la differenza più importante è rappresentata dalla presenza in quest'ultimo di anfiboliti passanti a marmi carbonatici che non sono state fino ad ora segnalate nei massicci brianzonesi liguri.

Per quanto riguarda i caratteri del metamorfismo pre-alpino la differenza più importante riguarda la presenza di sillimanite, coesistente con staurolite e cianite, nel cristallino brianzonese (CIMMINO et al., 1976; MESSIGA et al., 1975); la relativa scarsità di tale minerale in rocce del brianzonese, da una parte, e la profonda trasformazione di molti minerali pre-alpini nel Cristallino di Arenzano, dall'altra, rende tuttavia questa differenza poco significativa.

Per quanto riguarda il metamorfismo alpino occorre sottolineare le notevoli rassomiglianze indicate dal carattere frequentemente blastomilonitico delle strutture; occorre ricordare che le paragenesi indicative della fase di alta pressione-bassa temperatura, pur segnalate nel basamento brianzonese (CIMMINO et al., 1976; MESSIGA et al., 1975), non sono sempre evidenziabili in parte per la natura litologica della roccia, in parte per il loro carattere transizionale verso condizioni di Scisti Verdi.

Interessante è il confronto tra le coperture del Massiccio di Arenzano e dei massicci brianzonesi liguri; per le metaarose di Punta S. Martino è già stata ipotizzata nelle pagine precedenti la correlabilità con i livelli conglomeratici presenti nelle coperture pre-mesozoiche dei massicci brianzonesi, più precisamente ci sembra che tale correlabilità possa essere istituita con la formazione di Ollano (VANNOSSI, 1970). Per quanto riguarda invece la sequenza mesozoica si può osservare innanzitutto la stretta rassomiglianza tra le quarziti del Massiccio di Arenzano e quelle che stanno alla base delle sequenze mesozoiche brianzonesi; anche la successione quarziti-dolomie e calcari dolomitici - sedimenti pelitici trova una certa corrispondenza nelle successioni brianzonesi. Si deve tuttavia osservare che le sequenze di Arenzano e Cogoleto appaiono al confronto estremamente assottigliate pur tenendo conto delle

riduzioni tettoniche certamente presenti nell'area esaminata; qui si verifica inoltre il passaggio diretto tra quarziti e filladi solo localmente reso più graduale dalla interposizione di livelli carbonatici.

Queste caratteristiche suggeriscono un ambiente più marginale ed una più rapida subsidenza del substrato; ciò è congruo con una posizione paleogeografica più marginale rispetto alla piattaforma brianzonese vera e propria, in prossimità della fossa piemontese.

Si può ricordare a questo proposito la presenza di ridotti lembi di copertura continentale costituiti da quarziti, dolomie, calcari dolomitici e metapeliti coinvolte nel metamorfismo alpino assieme alle coperture oceaniche (Calcescisti Auct.) che si rinvencono nelle unità Voltri-Rossiglione (CHIESA et al., 1976) e che potrebbero costituire esempi di analoghe successioni di tipo marginale.

Esauriti i confronti con i massicci cristallini più prossimi sembra opportuno vagliare anche la possibilità di appartenenza di questo massiccio al Cristallino Insu-brico; tali confronti devono essere limitati, in assenza di affioramenti dello stesso in zone ragionevolmente vicine, ai clasti di rocce ignee e metamorfiche rinvenibili nei conglomerati miocenici delle successioni Sub-liguri. Essi evidenziano litologie di rocce gneissiche ed anfibolitiche con metamorfismo pre-alpino di temperatura elevata (presenza di sillimanite) in cui non sono stati fino ad ora riscontrati caratteri metamorfici attribuibili a metamorfismo alpino pur in presenza di energiche deformazioni posteriori al metamorfismo di alta temperatura. Tali caratteri mineralogici e petrografici differiscono in modo tale da quelli presenti nel Cristallino di Arenzano da escludere ogni possibilità di correlazione.

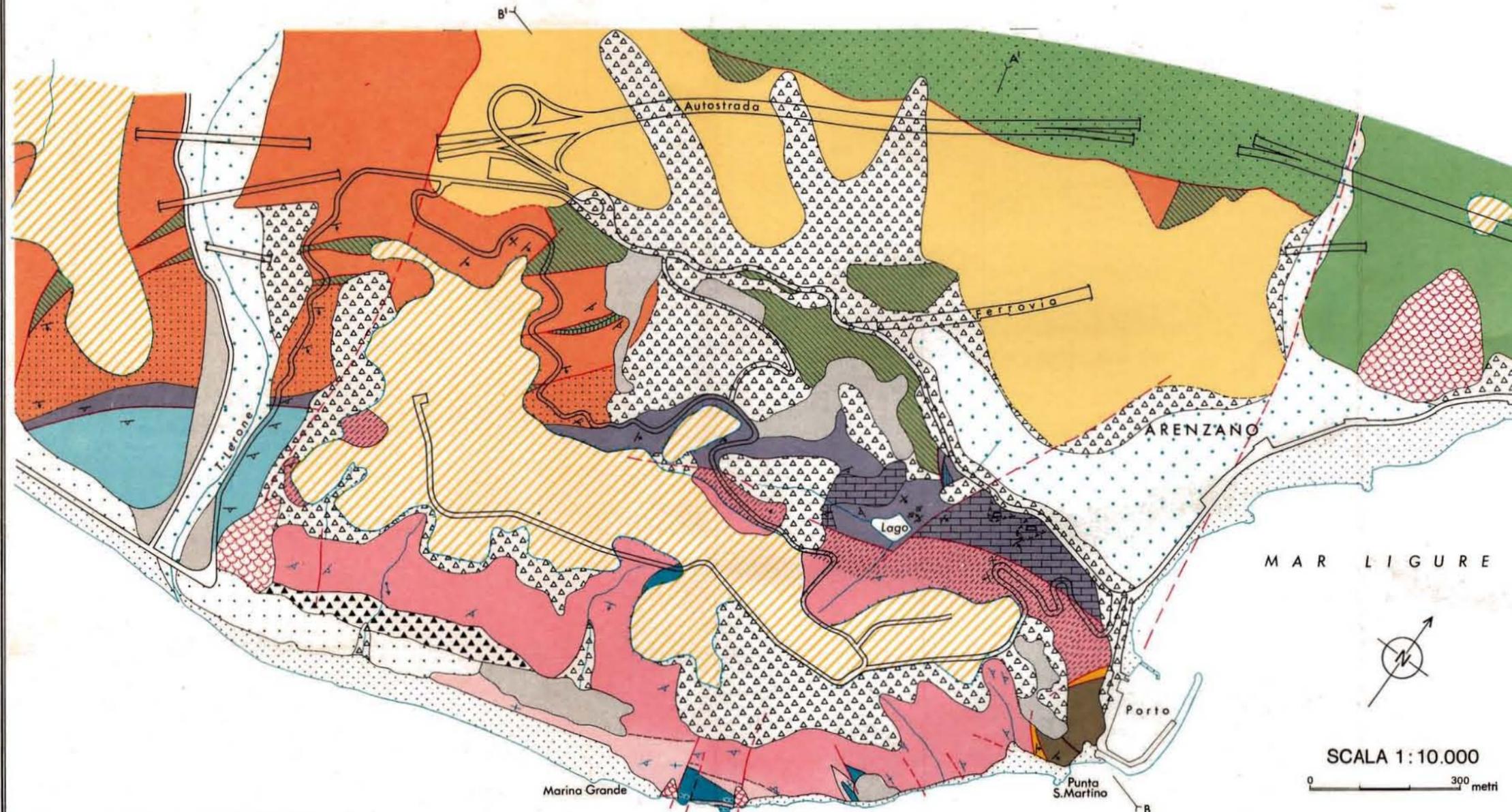
Pertanto, fra le varie possibilità esaminate per il Massiccio di Arenzano, la più verosimile sembra essere la correlazione ad un basamento di tipo Brianzonese, pur con le differenze prima sottolineate. Tale attribuzione appare congrua con la ricostruzione tetto-genetica proposta da CHIESA et al. (1975) che prevede, nelle fasi finali della tetto-genesi alpina, l'instaurarsi di trascorrenze sinistre a direzione E-W con avanzamento di zone di pertinenza più esterna verso settori più orientali.

Ringraziamenti. — Gli autori ringraziano il sig. G. FENILI per l'aiuto dato nelle separazioni dei minerali e per l'esecuzione dei disegni inseriti nel testo, il sig. G. MAFFIOLETTI per l'esecuzione delle sezioni sottili, il sig. MAZZUCOTELLI per le analisi chimiche e la dott. G. LUCCHETTI per l'aiuto dato loro in varie occasioni. Alla cortesia del dott. G. LIBORIO si devono infine parte delle riprese diffrattometriche.

BIBLIOGRAFIA

- ALLASINAZ A., GELATI R., GNACCOLINI M., MARTINIS B., OROMBELLI G., PASQUARÉ G., ROSSI P.M. (1971) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 82 « Genova »*. Servizio Geol. It., pp. 134, Roma.
- CHIESA S., LIBORIO G., MOTTANA A., PASQUARÉ G. (1972) - *La paragonite nei Calcescisti delle Alpi: distribuzione ed interpretazione geo-petrologica*. Mem. Soc. Geol. It., 11 (1), 1-30.
- CHIESA S., CORTESOGNO L., FORCELLA F., GALLI M., MESSIGA B., PASQUARÉ G., PEDEMONTE G.M., PICCARDO G.B., ROSSI P.M. (1975) - *Aspetto strutturale ed interpretazione geodinamica del Gruppo di Voltri*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 555-581.
- CHIESA S., CORTESOGNO L., LUCCHETTI G. (1976) - *Gli scisti quarziticci del Gruppo di Voltri: caratteri stratigrafici, petrografici e mineralogici*. Ofioliti, 1 (2), 199-218.
- CHIESA S., CORTESOGNO L., LUCCHETTI G. (1976) - *Metasedimenti quarziticci di differente pertinenza paleogeografica nel Gruppo di Voltri*. Boll. Soc. Geol. It., 95 (3-4), 759-765.
- CHIESA S., CORTESOGNO L., FORCELLA F. (1977) - *Caratteri e distribuzione del metamorfismo alpino nel Gruppo di Voltri e nelle zone limitrofe della Liguria occidentale con particolare riferimento al metamorfismo di alta pressione*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 33 (1), 253-279.
- CIMMINO F., CORTESOGNO L., LUCCHETTI G. (1976) - *Orneblende nelle anfiboliti dei massicci cristallini liguri*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 32 (2), 591-616.
- CIPRIANI C., SASSI F.P., VITERBO BASSANI C. (1968) - *La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 24, 153-187.
- CONTI S. (1958) - *Sulla geologia del promontorio di Arenzano*. Atti Acc. Lig. Sc. Nat., 15, pp. 15.
- CORTESOGNO L., GIAMMARINO S., TEDESCHI D. (1977) - *Età dei lembi terziari di Lerca e Sciarborasca (Liguria occidentale) e loro implicazioni nell'evoluzione neotettonica del Gruppo di Voltri*. Boll. Soc. Geol. It. (in stampa).
- FANUCCI F., FIERRO G., GENESSEAUX M., REHAULT J.P., TABBÒ S. (1974) - *Indagine sismica sulla piattaforma litorale del savonese (Mar Ligure)*. Boll. Soc. Geol. It., 93 (2), 421-435.
- FORCELLA F., MOTTANA A., PASQUARÉ G. (1973) - *Il Massiccio cristallino interno di Valosio (Gruppo di Voltri, provincia di Alessandria)*. Mem. Soc. Geol. It., 12, 485-528.
- GALLI M., PENCO A.M. (1954) - *Ricerche petrografiche sul massiccio granitico di Albisola*. Ann. Museo Civ. St. Nat. Genova, 68, 20-34.
- GELATI R., PASQUARÉ G. (1970) - *Interpretazione geologica del limite Alpi-Appennini in Liguria*. Riv. It. Paleont. Strat., 76 (4), 1-65.
- GIAMMARINO S., MECARINI G., TEDESCHI D. (1974) - *Interpretazione stratigrafico-tettonica di linee sparker nel Golfo di Genova*. Mem. Soc. Geol. It., 13 (II suppl.), 73-82.
- GNACCOLINI M. (1970) - *Andamento della linea di costa durante la trasgressione oligocenica nella regione compresa tra Bandita (Alessandria) e Celle Ligure (Savona)*. Riv. It. Paleont. Strat., 76 (2), 327-336.
- GNACCOLINI M. (1974) - *Osservazioni sedimentologiche sui conglomerati oligocenici del settore meridionale del bacino terziario ligure-piemontese*. Riv. It. Paleont. Strat., 80 (1), 85-99.
- LIBORIO G., MOTTANA A. (1972) - *I carbonati dei calcescisti in relazione alla distribuzione delle temperature metamorfiche alpine*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 29, 43-80.
- LOCHER T. (1957) - *Zur Geologie der Gruppe von Voltri*. Mitt. Geol. Inst. E.T.H. Univ. Zurich, ser. C, 71.
- MESSIGA B., CORTESOGNO L., PEDEMONTE G. (1975) - *Caratteri del metamorfismo alpino su rocce del cristallino Savonese sottostanti la Falda di Montenotte*. Boll. Soc. Geol. It., 94 (6), 1659-1683.
- OGNIBEN L., PAROTTO M., PRATURLON A. editors (1975) - *Structural Model of Italy. Maps and explanatory notes*. C.N.R., quaderni de « La ricerca scientifica », n. 90, pp. 502.
- RIVALENTI G., SIGHINOLFI G.P. (1969) - *Geochemical Study of Graywackes as a Possible Starting Material of Para-amphibolites*. Contr. Min. Petr., 23, 173-188.

- ROVERETO G. (1939) - *Liguria geologica*. Mem. Soc. Geol. It., 2, pp. 743.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Carta Geologica d'Italia, F. 82: « Genova »*. Scala 1:100.000, II ed., Roma.
- STANLEY D. Y., MUTTI E. (1968) - *Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian Sea during the Paleogene*. *Natura*, 218 (5136), 32-36.
- VANOSI M. (1970) - *Studio sedimentologico della Formazione di Ollano (Carbonifero medio-superiore della Liguria Occidentale)*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 21, pp. 36.
- WINKLER H. G. F. (1975) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag ed., IV ed., pp. X+334.



LEGENDA

	ghiaie e sabbie di spiaggia attuali	OFIOLITI DEL GRUPPO DI VOLTRI	
	depositi fluviali attuali (alvei T. Lerone e Cantarena)		scisti carbonatici e quarzoso-carbonatici (Calcescisti Auct.)
	fascie di detrito e coperture eluvio-colluviali provenienti per lo più dal rimaneggiamento dei depositi marini pliocenici e plio-quadernari		metabasiti scistose epidotico-cloritiche a grana fine (Prasiniti Auct.)
	fascie di detrito e coperture eluvio-colluviali semicoerenti		metagabbri a tessitura scistosa a grana medio-grossolana
	ghiaie e sabbie di spiaggia d'età quaternaria		serpentinili brecciate e cataclastiche
	ghiaie e sabbie depositate su terrazzamenti marini d'età post-pliocenica e relativi margini		serpentinoscisti antigortici
	sabbie fini, siltiti, marne e marne argillose d'età pliocenica	SEQUENZA TRIASSICA DI PIATTAFORMA CONTINENTALE	
	accumuli di frane e paleofrane		scisti filladici più o meno calciferi
	terreni di riporto ed accumuli di detrito artificiali		calcarei dolomitici a stratificazione per lo più indistinta
	cave abbandonate e relativo fronte		dolomie cariate
	piani di faglia e loro probabile prosecuzione		metaarenarie quarzite-sericitiche
	giacitura dei piani di stratificazione e di scistosità alpine	CRISTALLINO DI ARENZANO	
	giacitura dei piani di scistosità prealpina		metaconglomerati e metaareniti arcose di P.ta S. Martino
	assi di ripiegamento d'età prealpina		anfiboliti a grana fine
	asse di ripiegamento d'età alpina		anfiboliti e marmi a orneblenda
	traccia delle sezioni geologiche		micascisti granatiferi con staurolite e cianite
			gneiss minuti, localmente occhiadini, e micascisti gneissici localmente milonitizzati
			blastomiloniti dei litotipi pre-mesozoici sopraelencati

MAR LIGURE

