

CAROSI R. (\*), ELTER F.M. (\*\*)

## LE MICROSTRUTTURE DEFORMATIVE DI ALTO GRADO DELLE ANFIBOLITI DI TORPÉ (SARDEGNA NE) (\*\*\*)

**Riassunto** — Sono stati studiati alcuni corpi anfibolitici inglobati nella Zona di Taglio Tardo-Ercinica della Valle del Posada (Sardegna Nord Orientale).

È stata eseguita l'analisi del Fabric utilizzando i metodi automatici Paror e Surfor (PANOZZO, 1983, 1984), lo studio delle caratteristiche ottiche di deformazione plastica e della composizione dei plagioclasti per mezzo della microanalisi.

I risultati ottenuti suggeriscono la presenza di un evento deformativo di alto grado di tipo non coassiale, precedente allo sviluppo in facies di scisti verdi della Zona di Taglio Tardo-Ercinica della Valle del Posada.

**Abstract** — *High grade deformative microstructures in the Torpé amphibolites (North Eastern Sardinia).* Some amphibolitic bodies, embedded in the Late Hercynian Posada Valley Shear Zone, have been examined by the Authors.

It has been carried out the fabric analysis, using the Surfor and Paror automatic methods described by PANOZZO (1983, 1984).

A detailed study of optical characteristics of plastic deformation and the study of plagioclase composition by electron microscope analysis allowed the Authors to hypothesize the existence of an older non coaxial deformative event in high grade metamorphic conditions.

This high grade deformative event subsequently underwent the Late Hercynian Posada Valley Shear Zone, with mineral assemblages indicating green schist facies condition.

**Key words** — Amphibolites, Fabric Analysis, Microstructures, North-Eastern Sardinia, Shear Zone.

### PREMESSA

Recentemente nella Sardegna nord-orientale è stata segnalata e

---

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa, Via S. Maria 53, 56100 Pisa.

(\*\*) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena, Via delle Cerchia 3, 53100 Siena.

(\*\*\*) Lavoro realizzato con i contributi finanziari del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino - CNR, Pisa e del fondo M.P.I. 60% (Resp. P.C. Pertusati).

studiata una complessa struttura tettonica, la Zona di Taglio della Valle del Posada (ELTER, 1985, 1987).

Successivamente sono state formulate alcune ipotesi sull'evoluzione strutturale e metamorfica e sulle correlazioni regionali di questa struttura con il resto dell'Europa meridionale (ELTER *et alii.*, in stampa). Tuttavia non è ancora chiaro il significato dei corpi anfibolitici presenti all'interno della zona di taglio stessa (ELTER, 1987).

A causa della eterogeneità della deformazione e del contrasto di competenza tra i corpi anfibolitici e le rocce milonitiche che li inglobano, questi corpi risultano particolarmente idonei per ricercare tracce di eventi deformativi precedenti all'evento milonitico in facies di scisti verdi segnalato da ELTER *et alii* (1986). Tale ricerca è facilitata in quanto vengono conservate, nei plagioclasti, microstrutture riferibili a deformazione plastica, avvenute a temperature maggiori di 400° - 450° C (SUPPE, 1985).

Lo studio della deformazione all'interno delle anfiboliti ha permesso agli Autori di formulare nuove ipotesi sull'evoluzione strutturale di questa zona di taglio.

#### INQUADRAMENTO GEOLOGICO

I litotipi studiati affiorano nella zona assiale della catena ercinica sarda (CARMIGNANI *et alii.*, 1982; ELTER *et alii.*, 1986), dove sono presenti vasti lembi di basamento, costituiti da sequenze paleozoiche vulcano-sedimentarie, tettonizzate e metamorfosate durante l'orogènesi ercinica e successivamente intruse dal vasto batolite sardo-corso.

Le anfiboliti di Torpè sono corpi ultrabasici di affinità subalcalina (MEMMI *et alii.*, 1983), che affiorano in una serie di corpi boudinatis all'interno di una fascia discontinua di miloniti e ultramiloniti (ELTER, 1987) (Fig. 1). Generalmente si tratta di corpi di piccola entità (max 5-6 mt), boudinatis in direzione E-W.

Litologicamente sono costituiti da anfiboliti massive, anfiboliti listate e da anfiboliti con relitti granulitici (MEMMI, 1983).

Strutturalmente presentano una marcata anisotropia planare, con direzione E-W ed immersione di 65° - 85° verso Sud, lungo la quale si allineano la maggioranza delle specie mineralogiche.

Localmente sono presenti piccole fasce di taglio di spessore millimetrico orientate N45E-N60E ed immergenti di circa 45° - 50° verso i quadranti meridionali.

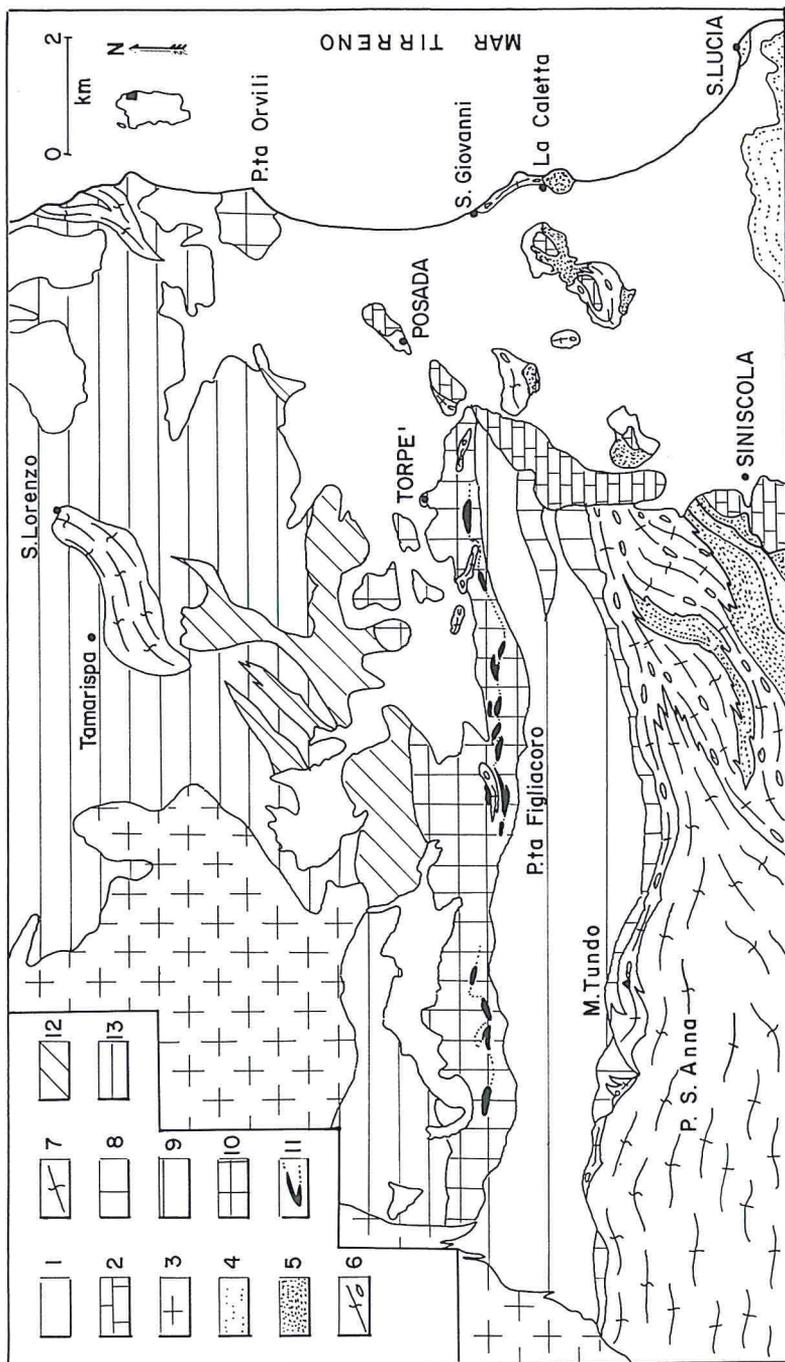


Fig. 1 - Schema geologico dell'area di affioramento delle anfiboliti studiate. 1) Depositi quaternari e alluvioni recenti; 2) successioni sedimentarie giurassico-cretacee; 3) complesso granitoide; 4) micascisti, paragneiss delle Zone a granato + albite e granato + albite + oligoclasio; filladi e metarenarie della Zona a biotite; 5) micascisti e paragneiss della Zona ad albite ± granato ± oligoclasio; 6) gneiss occhiadini ( $441 \pm 33$  Ma); 7) ortogneiss granodioritici ( $458 \pm 31$  Ma); 8) micascisti e paragneiss della Zona a staurolite + biotite; 9) micascisti e paragneiss della Zona a cianite + biotite; 10) miloniti e rocce milonitiche; 11) anfiboliti con relitti di paragenesi di facies granulitiche; 12) gneiss biotitico-sillimanitici; 13) complesso migmatitico delle Zone a sillimanite + muscovite e sillimanite + k-feldspato.

## INQUADRAMENTO STRUTTURALE

Le anfiboliti di Torpè mostrano una marcata anisotropia planare sia alla scala macroscopica che alla scala microscopica.

Si tratta di una scistosità disposta parallelamente alla anisotropia planare presente all'interno della milonite (scistosità milonitica C, ELTER *et alii*, in stampa). Al momento attuale non vi sono elementi sufficienti per inquadrare cronologicamente l'anisotropia planare presente nelle anfiboliti.

Le diverse associazioni mineralogiche riconosciute sulle due scistosità (scistosità milonitica C e scistosità delle anfiboliti) escludono una possibile correlazione tra le due superfici, nonostante siano geometricamente parallele.

I corridoi di taglio, disposti a 30° - 45° rispetto alla scistosità principale delle anfiboliti, sono attribuibili ad un fenomeno di rifrazione della scistosità milonitica C al passaggio dalla fillonite alle più competenti anfiboliti.

Non esistono altresì correlazioni dirette con la scistosità regionale S2 (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982) presente nei micascisti e paragneiss della zona a cianite + biotite a contatto con le rocce milonitiche, in quanto la superficie di taglio C traspone ed oblitera completamente tale anisotropia.

Nei corpi anfibolitici sono presenti nastri di spessore variabile, (1-5 mm), disposti parallelamente alla scistosità principale, caratterizzati da diverse associazioni mineralogiche, distinguibili in due tipi principali:

- a) un primo tipo, di colore grigio-chiaro, caratterizzato dall'associazione *anfibolo* ± *plagioclasio* ± *granato* ± *quarzo* ± *titanite*;
- b) un secondo tipo, di colore bianco-rosa, caratterizzato dall'associazione *plagioclasio* + *quarzo* ± *granato* ± *anfibolo* (raro) ± *titanite*.

Le sezioni di questi nastri, parallele alla scistosità principale, hanno messo in evidenza la presenza di una lineazione di allungamento mineralogico, marcata prevalentemente da *anfibolo*, orientato in direzione E-W con giacitura suborizzontale e coincidente con l'asse X dell'elissoide dello «strain» finito dei corpi anfibolitici.

## DESCRIZIONE MINERALOGICA

Le anfiboliti di Torpè sono caratterizzate dalle seguenti associazioni mineralogiche:

— una associazione primaria relitta, costituita da *granato* + *clinopiros-*

seno, ascrivibile a condizioni di facies granulitica (MEMMI, 1983); — un'associazione successiva, costituita da plagioclasio + orneblenda ascrivibile a condizioni di facies anfibolitica (MEMMI, 1983); — un'associazione tardiva, costituita da clorite + ossidi + epidoti + plagioclasio (albite), ascrivibile a condizioni di facies di scisti verdi (ELTER, 1987).

Si tratta di rocce costituite da una matrice simplectitica, nella quale sono immersi i cristalli di granato contenenti rare inclusioni di clinopirosseno omfacitico (GHEZZO *et alii*, 1982).

È stata rivolta particolare attenzione ai plagioclasii, in quanto presentano, in entrambi i tipi di nastri, microstrutture particolari, caratteristiche di processi deformativi avvenuti in condizioni metamorfiche di alto grado (OLSEN & KOHLSTEDT, 1985).

I plagioclasii presenti all'interno dei campioni studiati si presentano in due classi dimensionali ben distinte. Un primo tipo è prevalentemente costituito da fenocristalli di dimensioni millimetriche, con bordi lobato-suturati, spesso alterati e seriticizzati; un secondo tipo è costituito da plagioclasii di dimensioni nettamente inferiori, tendenti a forme idiomorfe, con bordi più netti, generalmente meno alterati.

I caratteri tessiturali e i rapporti relativi tra le due classi indicano che i plagioclasii appartenenti alla seconda classe sono cristallizzati posteriormente.

## MICROSTRUTTURE

La scistosità, nelle anfiboliti, è definita dagli allineamenti dei «grain boundaries» dei minerali e dalla orientazione preferenziale di alcune specie mineralogiche, prevalentemente anfiboli.

Lo studio microstrutturale dei fenoblasti di plagioclasio ha messo in evidenza numerosi caratteri ottici di deformazione plastica.

È stata riconosciuta la presenza di microstrutture quali: «twins lamellae slightly deformed» (OLSEN & KOHLSTEDT, 1985, pag. 114), «albite twins which terminate at subgrain boundary» (*ibidem*, pag. 113, fig. h), «twins lamellae bent» (*ibidem*, pag. 115, fig. a), «late pericline twins displacing earlier formed albite twins» (*ibidem*, pag. 115, fig. 3a), «banded undulatory extinction» (*ibidem*, pag. 115, fig. 3) e

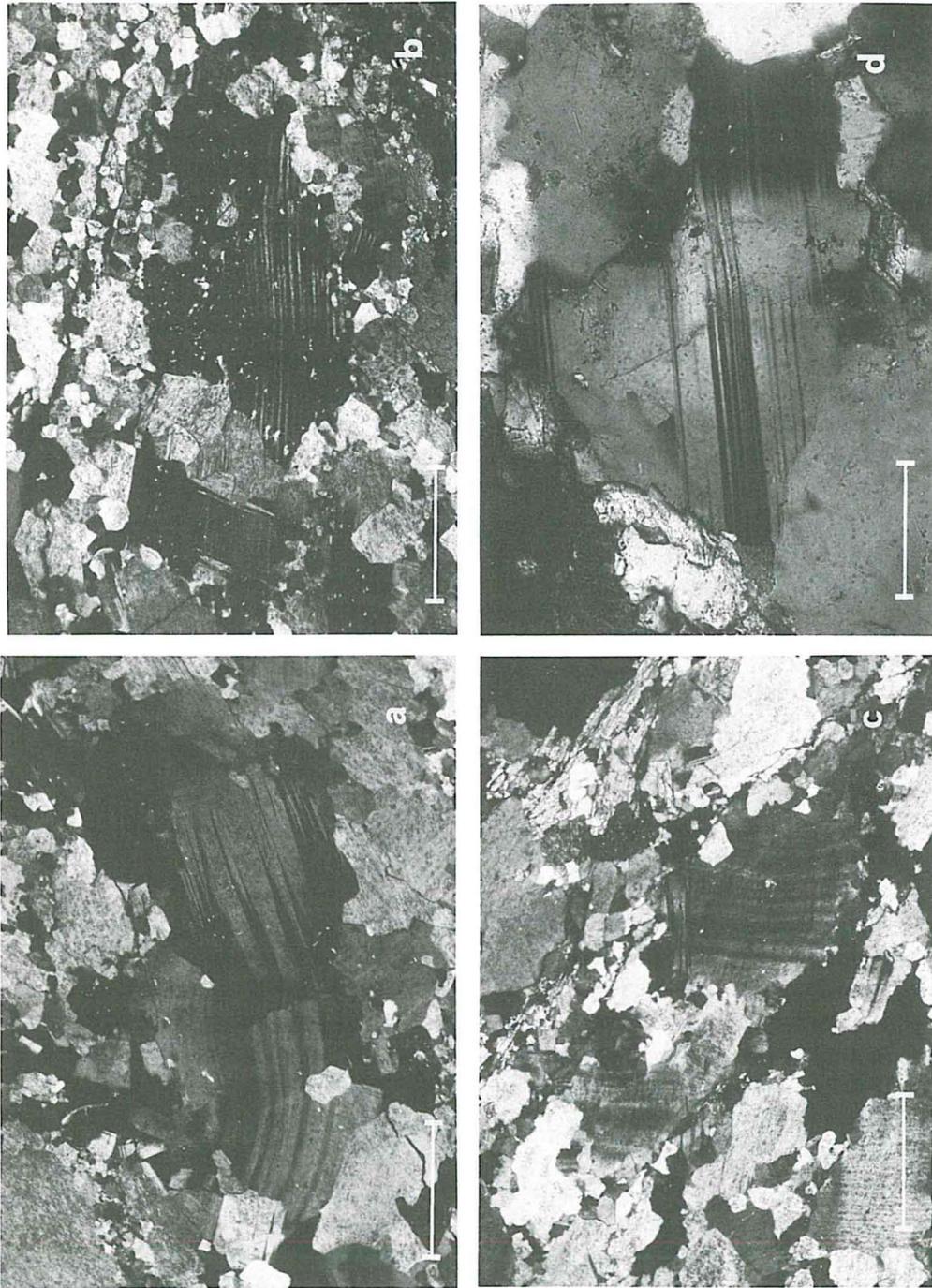


Fig. 2 - Fotografie al microscopio ottico di alcune microstrutture di plagioclasii deformati plasticamente nei nastri di tipo a. I granuli mostrano fitte geminazioni di tipo albite, estinzione ondulata, strutture tipo «kink band» (a) e lamelle di geminazione piegate (b, c, d). Nicols incrociati; la linea di riferimento è 1 mm.

«graines with well developed deformation bands» (*ibidem*, pag. 115, fig. 3c) (fig 2).

I rapporti granulo-granulo sono caratterizzati da «migration grain boundary» (LISTER & SNOKE, 1984), con associata una «banded undulatory extinction»; l'evoluzione di tale struttura tende alla formazione di «asymmetric buldges» (DRURY & HUMPHREYS, 1988). La compenetrazione fra i vari individui indica coppie di taglio con senso diverso, cioè sia destro che sinistro.

Talvolta si segnalano rari fenomeni, per cui alcune geminazioni tipo albite, all'interno di un singolo cristallo, si presentano in porzioni boudinate parallelamente alla lineazione di massimo allungamento.

Comuni anche i fenomeni di «subgrains» e «newgrains», sia ai margini, che all'interno dei singoli cristalli. Nei nastri tipo b è più frequente il processo di «newgrains».

L'andamento generale dei contorni dei granuli di plagioclasio mostra, prevalentemente, strutture di tipo tabulare, indicative di deformazioni non coassiali (DRURY & HUMPHREYS, 1988).

Vanno segnalate, inoltre, nel nastro tipo b e nella roccia in genere (ad esclusione dei nastri tipo a), alcune microstrutture anche all'interno degli anfiboli. Si tratta di microfratture a 30° - 45° rispetto alla scistosità principale, alle quali sono associati fenomeni sincinemati di cristallizzazione, che danno ai cristalli (orneblenda) un aspetto a graticcio od ondulato. Queste microstrutture indicano una componente di taglio destrale e talvolta (Campioni A2, A3, A5) evolvono in «microtension gashes», con comparsa di piani C, con associata una blastesi di actinolite + muscovite di taglia minuta + ossidi.

Anche la titanite presenta microstrutture (Campione A1) di tipo «listric microfaults» (LISTER & SNOKE, 1984), o fenomeni di boudinage paralleli alla «stretching mineralogical lineation».

Da segnalare, infine, in alcuni granati del campione A1, la presenza di inclusioni di tipo «snow ball», costituite da quarzo, ed indicanti un probabile relitto di scistosità pre-sin-cristallizzazione di tale specie mineralogica.

#### COMPOSIZIONE DEI PLAGIOCLASI

Nella tabella 1 sono stati riportati i valori delle analisi chimiche di alcuni plagioclasii calcolate sulla base di otto ossigeni. Le analisi

Tab. 1 - *Analisi dei fenocristalli di plagioclasio contenuti nei nastri di tipo a. Formula calcolata per otto ossigeni.*

	P1core	P1rim	P2core	P2rim	P3core	P3rim
Si	2,747	2,848	2,737	2,878	2,690	2,712
Al	1,247	1,147	1,266	1,127	1,330	1,290
Na	0,820	0,907	0,807	0,975	0,700	0,760
Ca	0,202	0,112	0,210	0,059	0,268	0,252
K	0,006	0,007	0,004	0,012	0,014	0,003
Mol%						
Ab	79,8	88,4	79,1	93,2	71,3	74,9
An	19,6	10,9	20,5	5,6	27,3	24,9
Or	0,6	0,7	0,4	1,2	1,4	0,3
	P4core	P4rim	P5core	P5rime		
Si	2,734	2,768	2,744	2,838		
Al	1,261	1,241	1,265	1,166		
Na	0,815	0,806	0,772	0,916		
Ca	0,215	0,193	0,216	0,113		
K	0,007	0,005	0,000	0,008		
Mol%						
Ab	78,6	80,6	78,1	88,3		
An	20,7	19,2	21,9	10,9		
Or	0,7	0,5	0,00	0,8		

sono state eseguite utilizzando la microanalisi EDAX 9100 e il microscopio a scansione SEM 515.

Nel nastro *a* sono stati individuati plagioclasii con composizione variabili da An 27,3%-Ab 71,3% per il nucleo, a valori di An 5-6%-Ab 93,2% per il bordo. Si tratta quindi di termini composizionalmente appartenenti alla serie albite-oligoclasio. Si segnala anche una percentuale variabile di Or, compreso tra 0,3 e 1,4%. Sempre nello stesso nastro gli anfiboli analizzati indicano termini di composizione tipo orneblenda edenitica. Nel nastro *b* (Tab. 2) i plagioclasii presentano composizioni albitiche (An 1%-Ab 99%) mentre i rari anfiboli analizzati indicano termini da orneblenda edenitica-magnesio orneblenda fino a orneblenda actinolitica, queste ultime composizioni riscontrate generalmente sui bordi dei cristalli analizzati.

#### ANALISI DEL «FABRIC»

##### *Metodi utilizzati*

Dalle sezioni sottili delle anfiboliti sono stati tratti ingrandimenti

TAB. 2 - *Analisi dei plagioclasti contenuti nei nastri di tipo b. Formula calcolata per otto ossigeni.*

	P1	P2	P3	P4	P5
Si	2,706	2,952	2,940	2,956	2,957
Al	1,291	1,020	1,038	1,042	1,095
Na	0,785	1,037	1,066	1,042	1,026
Ca	0,014	0,011	0,011	0,000	0,000
K	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Mol%					
Ab	97,6	99	99	100	100
An	1,7	1	1	—	—
Or	0,7	—	—	—	—

fotografici sui quali è stata eseguita l'analisi del «fabric» utilizzando i metodi Paror (PANOZZO, 1983) e Surfor (PANOZZO, 1986). Il procedimento usato è il seguente: le fotografie vengono poste su una tavola digitalizzatrice collegata, tramite interfaccia seriale asincrona standard RS-232, ad un «personal computer» e successivamente vengono digitalizzati i contorni dei marker scelti, approssimandoli ad un insieme di segmenti di linee rette. I dati così ottenuti vengono immagazzinati in un file, che successivamente viene richiamato dagli appositi programmi.

A questo punto si rende necessaria una operazione di «smoothing-spline» bidimensionale, per minimizzare e correggere le distorsioni dovute al processo di digitalizzazione stesso, che viene eseguita dal programma fortran SCASMO (PANOZZO, 1987 b).

I contorni dei markers così trattati vengono proiettati sull'asse X e ruotati, per piccoli incrementi scelti, per 180°. Ad ogni incremento di rotazione viene calcolata la lunghezza di proiezione totale A (a) dal programma Surfor (PANOZZO, 1984), e la proiezione semplice («Feret diameter») B (a) dal programma PAROR (PANOZZO, 1983). I risultati di tali operazioni vengono presentati come istogrammi, che danno la lunghezza totale di proiezione delle superfici dei «markers» per angolo di rotazione, o come «rose diagrams», rappresentanti la distribuzione delle orientazioni delle superfici dei «markers».

I metodi sopradescritti si basano sulla assunzione che:

- 1) le superfici dei «markers» si siano comportate passivamente durante la deformazione (SURFOR);
- 2) i volumi dei «markers» (= la loro forma) si siano comportati passivamente (PAROR).

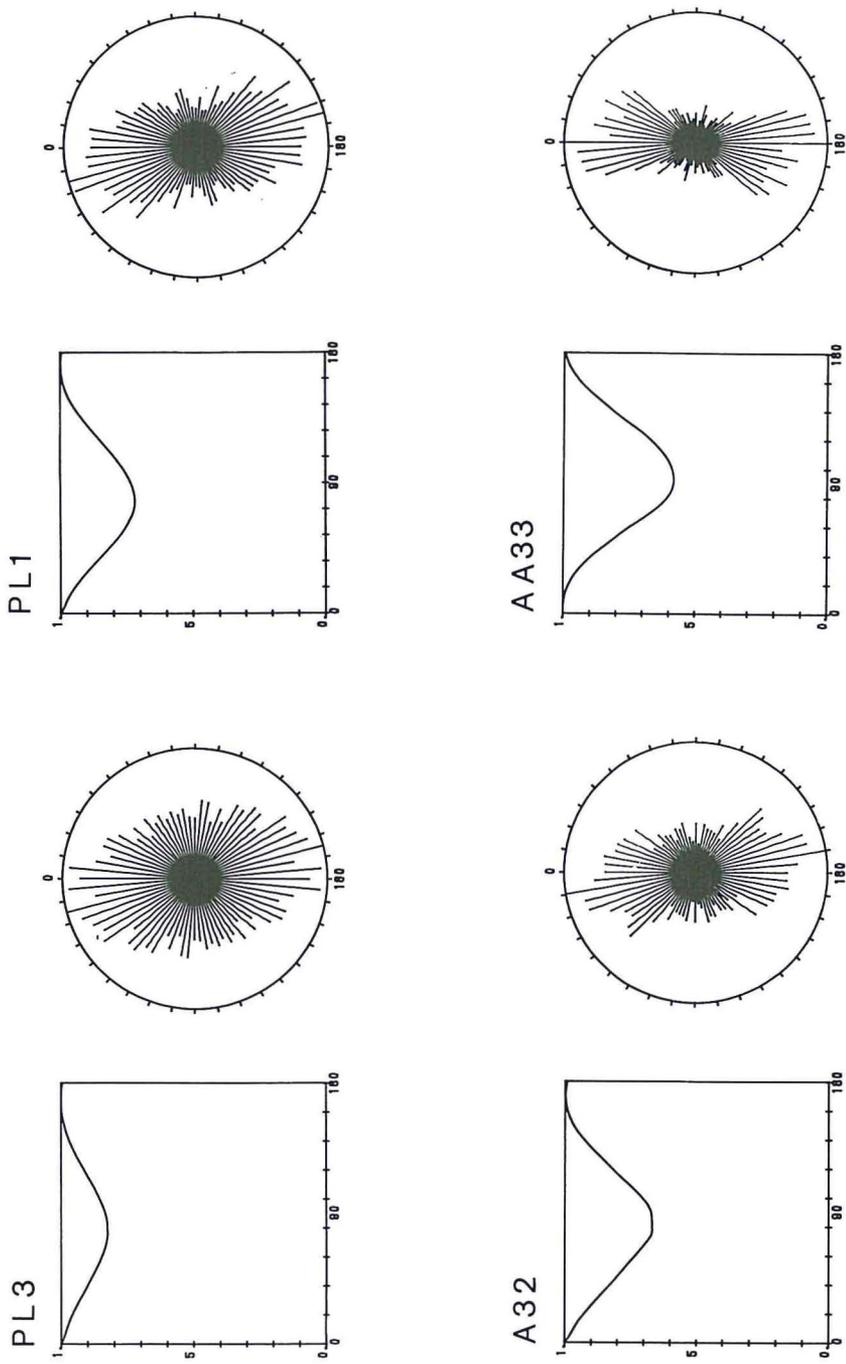


Fig. 3 - Risultati del metodo SURFOR su alcuni campioni di anfiboliti. Per ogni campione è riportato sulla sinistra l'istogramma mostrante la somma delle lunghezze di proiezione A (a) dei segmenti di linee (in ordinate) in funzione dell'angolo di orientazione (in ascisse) e sulla destra il «rose-diagram» delle orientazioni delle superfici.

I suddetti metodi permettono di stabilire, inoltre, se un «fabric» è interpretabile in termini di «strain», in base ai seguenti criteri (PANOZZO, 1987a, b; SCHMID *et alii*, 1987):

- 1) la distanza tra il massimo e il minimo negli istogrammi risulta di  $90^\circ (\pm 5^\circ)$ , corrispondenti all'intervallo di rotazione scelto), che significa simmetria e unimodalità delle funzioni di proiezione (PANOZZO, 1984);
- 2) simmetria e unimodalità della funzione di distribuzione delle orientazioni delle superfici (ricavabile nei «rose-diagrams»).

## RISULTATI

Sono state analizzate sei sezioni di anfiboliti, sulle quali sono stati digitalizzati tutti i contorni dei granuli di plagioclasio presenti e successivamente applicati i metodi Paror e Surfcor, scegliendo un intervallo di rotazione di  $5^\circ$  (Fig. 3).

Generalmente si nota che i rapporti assiali non sono molto elevati e variano da 1,20 a 1,7, le distanze tra i massimi ed i minimi sugli istogrammi sono sempre di  $90^\circ \pm 5^\circ$  e i «rose diagrams» della distribuzione delle orientazioni delle superfici sono unimodali e simmetrici, risultando, quindi, compatibili con una interpretazione di «strain» per i «fabrics» analizzati. Generalmente i risultati della applicazione dei due metodi Paror e Surfcor non mostrano grandi differenze (Tab. 3).

TAB. 3 - Risultati della applicazione dei metodi SURFOR e PAROR ai campioni di anfiboliti: *Ra/b* è il rapporto assiale dell'ellisse del fabric; *Ang.* è l'angolo di orientazione (in gradi) dell'asse maggiore dell'ellisse rispetto ad una linea di riferimento orizzontale; *Da* è la distanza angolare tra il massimo ed il minimo della funzione di proiezione *A* ( $\omega$ ).

campione	markers	metodo SURFOR			metodo PAROR		
		R a/b	Ang.	Da	R a/b	Ang.	Da
PL1	plagioclasio	1,38	15	90	1,45	10	90
PL3	plagioclasio	1,21	10	90	1,20	15	85
PL5	plagioclasio	1,29	5	90	1,33	5	90
A32	plagioclasio	1,45	0	90	1,49	10	90
A33	plagioclasio	1,28	10	85	1,31	10	85
AA33	anfibolo	1,69	5	85	1,74	5	85

Successivamente sono state eseguite analisi dei dati trattando in due gruppi distinti plagioclasti di taglia maggiore e contorni irregolari, da quelli idiomorfi e di taglia nettamente minore. Dal confronto tra le due classi si nota che i due metodi continuano a fornire risultati confrontabili e i plagioclasti più grandi forniscono rapporti assiali dell'ellisse del fabric maggiori, intorno a 1,3-1,6, mentre i plagioclasti più piccoli danno rapporti assiali intorno a 1,2-1,24.

I «rose-diagrams», rappresentanti la lunghezza totale dei «grain boundaries» per angolo di orientazione, tendono, in generale, ad una distribuzione unimodale e simmetrica (SCHMID *et alii*, 1987). Tuttavia si può notare, in alcuni campioni, una tendenza all'asimmetria. Tale dispersione è imputabile a processi deformativi operanti ad alte temperature, diversi dalla «crystal plasticity», quali «grain boundary migration» (SCHMID *et alii*, 1987) e «grain boundary sliding», ed agli estesi processi di ricristallizzazione.

Le orientazioni preferenziali dei bordi dei granuli sono generalmente sub-parallele alla scistosità delle anfiboliti.

I «rose diagrams», rappresentanti le lunghezze totali degli assi maggiori dei granuli (forniti dal metodo Paror), sono in genere asimmetrici e talvolta bimodali.

Gli anfiboli, a causa del loro abito cristallino, mostrano minore dispersione della orientazione rispetto ai plagioclasti e indicano rapporti assiali maggiori.

## DISCUSSIONE

Da quanto presentato emerge che i diversi blasti di plagioclasio presentano tra loro caratteristiche composizionali diverse, ma analoghe caratteristiche tessiturali e di «fabric».

Nel nastro *a* abbiamo termini che variano da oligoclasio (nucleo) ad albite (bordo), mentre nel nastro *b*, nonostante siano presenti le stesse microstrutture, abbiamo termini di composizione essenzialmente albitica. L'analisi del «fabric» mette in evidenza meccanismi deformativi diversi dalla «crystal plasticity», quali «grain boundary migration» «grain boundary sliding» etc. (SCHMID *et alii*, 1987; DRURY & HUMPHREYS, 1988).

Le osservazioni effettuate sono in accordo con quanto dimostrato da altri autori (OLSEN & KOHLSTEDT, 1985; BRODIE, 1981; DRURY & HUMPHREYS, 1988; GANDAIS & WILLAME, 1984; SHAOCHENG & MAINPRICE, 1988), i quali ritengono le microstrutture precedentemente de-

scritte indicatrici di deformazioni non-coassiali verificatesi in facies anfibolitica e/o granulitica. In particolare BRODIE & RUTTER (1984) le mettono in relazione a zone di taglio di tipo progrado.

Lo strain finito calcolato è, in genere, relativamente basso; ciò è da imputarsi alla alta temperatura presente durante la deformazione, che favorisce la ricristallizzazione dei minerali e i meccanismi deformativi precedentemente descritti; per cui la quantità di deformazione misurata rispecchia soltanto una parte della storia deformativa della roccia.

L'origine proposta per le paragenesi granulitiche delle metabasiti rappresenterebbe l'equilibratura magmatica di un originario complesso basico intrusivo e differenziato a livelli di bassa crosta continentale, che l'orogenesi ercinica avrebbe rimobilizzato insieme ad un preesistente zoccolo continentale (GHEZZO *et alii*, 1982; MEMMI, 1983).

Nelle rocce milonitiche che inglobano le anfiboliti studiate le superfici di taglio C (riferibili all'evento milonitico D3) mostrano associazioni mineralogiche tipiche della facies degli scisti verdi (ELTER, 1985, 1987). Allo stesso evento D3 possono essere riferiti i corridoi di taglio presenti nelle anfiboliti, che tagliano a 30° - 45° la scistosità principale e mostrano anch'essi associazioni mineralogiche degli scisti verdi.

Le caratteristiche microstrutturali e deformative osservate nei plagioclasti all'interno delle anfiboliti indicano invece deformazioni avvenute a temperature nettamente superiori rispetto a quelle della facies degli scisti verdi.

Si vengono quindi a delineare due eventi deformativi, probabilmente ambedue di tipo non coassiale, nettamente distinti ed avvenuti in condizioni metamorfiche differenti.

## CONCLUSIONI

La Zona di Taglio della Valle del Posada ha avuto una evoluzione assai più complessa di quanto finora ipotizzato.

Essa risulta caratterizzata da almeno due distinti eventi di deformazione di tipo non coassiale, verificatisi in condizioni metamorfiche differenti.

Sono stati infatti individuati relitti macro- e microstrutturali di una zona di taglio formatasi in facies anfibolitica e successivamente

interessata, in tempi tardo ercinici, dalla Zona di Taglio, di tipo retrogrado, della Valle del Posada.

Tenuto conto che il processo di anfibolitizzazione si collocherebbe in tempi ercinici (GHEZZO *et alii*, 1982; MEMMI, 1983) si può ipotizzare una stretta relazione tra la deformazione di alto grado delle anfiboliti e le fasi tettoniche principali dell'orogenesi varisca in Sardegna. Quindi la Zona di Taglio della Valle del Posada avrebbe riattivato (almeno in parte?) un elemento tettonico più antico, connesso alla zona di taglio duttile intracrustale (CARMIGNANI *et alii*, 1979, 1980; PIN & VIELZEUF, 1983) che ha caratterizzato l'orogene sardo-corso.

#### RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano il Prof. P.C. Pertusati per gli utili suggerimenti e la lettura critica del manoscritto. Si ringrazia, inoltre, la Dr. Carla Baldelli per la gentile collaborazione nella esecuzione delle analisi e nella interpretazione della composizione dei plagioclasti.

#### BIBLIOGRAFIA

- BRODIE K.H. (1981) - Variation in amphibole and plagioclase composition with deformation. *Tectonophysics*, **78**, 385-402.
- BRODIE K.H., RUTTER E.H. (1984) - The permeation of water into hydrating shear zones. In: Reactions, kinetics, texture and deformation. Edited by Thompson A.B. & Rubie D.C..
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. (1979) - Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a Nord-Est del Campidano. *Mem. Soc. Geol. It.*, **19** - 1978, 501-510.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1980) - È la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna? *Mem. Soc. Geol. It.*, **20** - 1979, 47-55.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1982) - Lineamenti del basamento Sardo. In: Guide Geologiche Regionali. *Soc. Geol. It.*, 11-23.
- DRURY M.R., HUMPHREYS F.J. (1988) - Microstructural shear criteria associated with grain-boundary sliding during ductile deformation. *J. Struct. Geol.*, **10** (1), 83-89.
- ELTER F.M. (1985) - La fascia blastomilonitica della valle del Posada (Sardegna Nord Orientale). In: Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico Italiano. Riunione Scientifica, Siena 23-14 Dicembre, 94-96.
- ELTER F.M. (1987) - La fascia blastomilonitica tardo ercinica della valle del Posada nella zona assiale della catena ercinica della Sardegna. Tesi di Dottorato, Roma, 25 Giugno 1987, pp. 127.

- ELTER F.M., MUSUMECI G., PERTUSATI P.C. - Late Hercynian Shear Zones in Sardinia. *Tectonophysics*, in stampa.
- ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MEMMI I., RICCI C.A. (1986) - The geology of Northern Sardinia. In: Guide book to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia. IGCP project n° 5, Newsletter, special issue, 87-102.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I., RICCI C.A. (1982) - Zoneografia metamorfica della Sardegna Settentrionale. Guide Geologiche Regionali. *Soc. Geol. It.*, 137-149.
- GANDAIS M., WILLAME C. (1984) - Mechanical properties of feldspars. In: Feldspars and Feldspatoids, 207-246.
- GHEZZO C., MEMMI I., RICCI C.A. (1980) - Un evento granulitico nel basamento metamorfico della Sardegna Nord orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, **20** - 1979. 23-38.
- GHEZZO C., MEMMI I., RICCI C.A. (1982) - Le granuliti e le eclogiti della Sardegna Nord-orientale. In: Guide Geologiche Regionali. *Soc. Geol. It.*, 151-156.
- LISTER G.S., SNOKE A.W. (1984) - S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, **3**, 617-638.
- MEMMI I. (1983) - Mineral chemistry of mafic and ultramafic amphibolites from North Eastern Sardinia. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, A, **90**, 1-30.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., ELTER F., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1983) - Further geochemical data on the pre-hercynian igneous activity of Sardinia and on their geodynamic significance. IGCP project n° 5, Newsletter, **5**, 87-93.
- OLSEN S.T., KOHLSTEDT D.L. (1985) - Natural deformation and recrystallization of some intermediate Plagioclase Feldspar. *Tectonophysics*, **3**, 107-131.
- PANOZZO R. (1983) - Two dimensional analysis of shape fabric using projections of lines in a plane. *Tectonophysics*, **95**, 279-294.
- PANOZZO R. (1984) - Two dimensional strain from the orientation of lines in a plane. *J. Struct. Geol.*, **9**, 115-119.
- PANOZZO R. (1986) - Quantitative descriptions of connected and unconnected surfaces in rocks. In: Fragmentation, Form and Flow in Fractured Media. *Ann. Israel. Phys. Soc.*, **8**, 19-41.
- PANOZZO R. (1987 a) - Two dimensional strain determination by the Inverse SURFOR Wheel. *J. Struct. Geol.*, **9** (1), 115-119.
- PANOZZO R. (1987 b) - Fabric analysis short course and introduction to program package fabric. Pisa, 1987.
- PIN C., VIELZEUF D. (1983) - Granulites and related rocks in Variscan Median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, **93**, 7-74.
- SCHAOCHENG J.I., MAINPRICE D. (1988) - Natural deformation fabrics of plagioclase: implications for slip systems and seismic anisotropy. *Tectonophysics*, **147**, 145-163.
- SCHMID S.M., PANOZZO R., BAUER S. (1987) - Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *J. Struct. Geol.*, **9** (5-6), 747-778.
- SUPPE J. (1985) - Principles of structural geology. Prentice - Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.
- VAUCHEZ A., BUFFALO M. (1988) - Charriage crustal, anatexie et décrochements ductiles dans les Maures Orientales (Var, France) au cours de l'Orogène Varisque. *Geol. Rundschau*, **77** (1), 45-62.

(ms. pres. il 15 dicembre 1989; ult. bozze il 30 dicembre 1989)