

F.M. ELTER (*), M.G. NARDELLI (**)

STUDIO DEI NASTRI DI QUARZO NELL'AREA DI PIANO S. ANNA – TORPÈ (SARDEGNA NORD – ORIENTALE)

Riassunto - Vengono presentati i dati morfologici-micro-strutturali dei nastri policristallini di quarzo raccolti nell'area compresa tra il Piano S. Anna e Torpè (Sardegna nord - orientale). I risultati ottenuti mettono in rilievo la presenza di un quadro strutturale complesso e caratterizzato da almeno due eventi milonitici a livelli strutturali differenti. Tale quadro risulta correlabile con quello già conosciuto e definito nel Complesso Migmatitico di alto grado.

Parole chiave - Sardegna NE, Catena Ercinica, nastri policristallini di quarzo, evoluzione tettonica.

Abstract - *Ribbon – quartz study in the Piano S. Anna – Torpè area (Northeastern Sardinia)*. Many types of polycrystalline ribbons quartz are recognizable in the Piano S. Anna – Torpè area (Northeastern Sardinia). The morphological and microstructural aspects are indicated. The data allow us to hypothesize the composite structural framework of this zone, that is characterized by two mylonitic events. The mylonitic events are carried on to different crustal levels. The structural framework is correlating with the same known in the High Grade Migmatitic Complex.

Key words – NE Sardinia, Hercynian Chain, polycrystalline ribbons quartz, tectonic framework.

INTRODUZIONE

L'area oggetto di studio ricade in un settore (Fig. 1) che è interessato da due Zone di taglio tardoerciniche particolari (Elter e Corsi, 1995): la Zona di Taglio di Siniscola-Mamone (ZTSM) e la Zona di Taglio della Valle del Posada (ZTVP). Esse sono esempi di un evento estensionale composito e complesso che interessa la catena ercinica nel suo stadio finale. Le due zone di taglio hanno aspetti strutturali nettamente distinti in quanto la ZTSM è una zona di taglio di tipo estensionale mentre la ZTVP è una zona di taglio successiva e di tipo «strike slip». Nelle zone di taglio i nastri di quarzo sono fra gli indicatori cinematici più comuni che si possono osservare. Lo studio tipologico – morfologico di essi permette di acquisire dati sia dal punto di vista cinematico che metamorfico e che possono essere ulteriormente chiariti attraverso l'applicazione dei metodi dell'«aspect ratio» e « R_p/ϕ » (De Paor, 1980, 1981).

INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

I litotipi in cui è stato eseguito questo studio appartengono a diverse Unità che in ordine geometrico di sovrapposizione dall'alto verso il basso, sono (Fig. 1): — Unità di M.^{te} Albo-La Caletta, (Elter, 1985, 1987) costituita da micascisti e paragneiss appartenenti alla zona ad albite + oligoclasio + granato (Franceschelli *et al.*, 1982, Elter *et al.*, 1986);

— Unità di Siniscola-Lodè-Mamone (Elter, 1985, 1987) costituita da ortogneiss granodioritici (età di messa in posto 458 ± 31 Ma, Ferrara *et al.*, 1978) con facies marginali a tessitura occhiadina (età di messa in posto 442 ± 31 Ma, Ferrara *et al.*, 1978);

— Unità di P.^{ta} Gortomedda (Elter, 1985, 1987) costituita da paragneiss, micascisti e quarziti appartenenti alla zona a staurolite + biotite (Franceschelli *et al.*, 1982, Elter *et al.*, 1986);

— Unità di Br.^{cu} Nieddu (Elter, 1985, 1987) costituita da paragneiss, micascisti e quarziti appartenenti alla zona a cianite + biotite (Franceschelli *et al.*, 1982, Elter *et al.*, 1986).

Dal punto di vista strutturale nell'area oggetto di studio è stata riconosciuta una tettonica polifasata e caratterizzata da più eventi deformativi (Elter e Sarria, 1989). Sono presenti quattro eventi deformativi (D2, D3, D4, D5): all'evento D2 è associata una foliazione secondaria penetrativa (S2), che traspone un precedente «lajering» metamorfico (S1, Franceschelli *et al.*, 1982). All'evento D3 è associata una foliazione secondaria penetrativa milonitica (C, Elter, 1987, Elter *et al.*, 1990). All'evento D4 è associata una foliazione secondaria discontinua di tipo clivaggio di crenulazione, mentre all'evento D5 è associato un discontinuo e spaziato clivaggio di fratturazione. L'evento deformativo D2 costituisce la strutturazione principale del settore di P.^{no} S. Anna, mentre nel settore a nord, verso Torpè, acquista fondamentale importanza l'evento D3 (Elter, 1987, Elter *et al.*, 1990). Per l'orientazione degli elementi lineari si rimanda ai lavori Elter e Sarria, 1989 e Nardelli, 1997.

ASPETTI MORFOLOGICI DEI NASTRI DI QUARZO

I nastri di quarzo sono elementi strutturali molto

* Dipartimento di Scienze della Terra – Università di Siena – Via delle Cerchia, 3 – 53100 Siena.

** Località S. Giovanni, 08020 Posada (NU).

*** Lavoro eseguito con contributo MPI 60%, F. Elter.

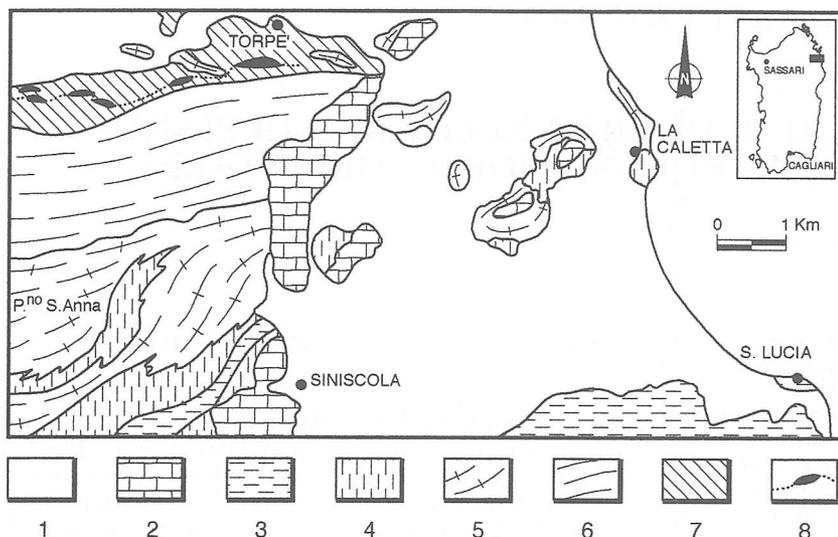


Fig. 1 - Schema geologico dell'area di studio: 1) depositi quaternari e alluvionali recenti; 2) successioni sedimentarie giurassico-cretacee; 3) filladi e metarenarie della Zona a biotite e micascisti - paragneiss della Zona a granato + albite; 4) micascisti e paragneiss della Zona ad albite + granato + oligoclasio (Unità di M.^{le} Albo - La Caletta); 5) ortogneiss granodioritici (448 ± 31 Ma) e gneiss occhiadini (441 ± 33 Ma, Unità di Siniscola - Mamone); 6) micascisti e paragneiss della Zona a staurolite + biotite (Unità di P.^{ia} Gortomedda) e micascisti e paragneiss della Zona a cianite + biotite (Unità di Br.^{ca} Nieddu); 7) ultramiloniti; 8) anfiboliti di Torpè.

frequenti nelle fasce milonitiche. A livello macroscopico i nastri di quarzo si presentano o come lenti o come livelletti dallo spessore variabile dal mm al cm e lunghezza che può superare anche il metro. Generalmente sono paralleli alla foliazione secondaria (D2 e/o D3) che li ha generati, ma possono anche presentarsi secondo un «fabric» di tipo «en echelon» (Boullier e Bouchez, 1978).

Nella classificazione schematica a livello microscopico (Fig. 2) dei principali tipi di nastri di quarzo, Boullier e Bouchez (1978) distinguono nastri monocristallini e policristallini.

I nastri monocristallini sono i meno frequenti; si presentano in forma più o meno allungata, formati da un solo granulo, appiattito sul piano della foliazione e con rilevante estinzione ondulata. I nastri monocristallini si formano in condizione di Facies Scisti Verdi.

I nastri policristallini sono il risultato della deformazione duttile di granuli o aggregati di granuli di quarzo e secondo la loro giustapposizione, vengono distinti nei tipi B₁, B_{2a}, B_{2b}, B₃, B₄. L'aspetto di questi tipi di nastri, riscontrati in porzioni diverse delle fasce milonitiche, costituisce una risposta a diverse condizioni di deformazione - evoluzione termica sin e post-tettonica.

Nastro B₁ - caratterizzato da granuli deformati di taglia variabile ed allungati parallelamente ai bordi del nastro stesso; quelli di taglia più grande mostrano estinzione ondulata e sono progressivamente rimpiazzati da un insieme di granuli più piccoli essi stessi allungati e appiattiti (Fig. 2). Questo tipo di nastro è tipico di deformazione e ricristallizzazione sintettonica.

Nastro B₂ - caratterizzato da un mosaico dei grani da equidimensionale (B_{2a}) ad allungato (B_{2b}), di taglia costante (Fig. 2); i granuli sono per lo più equidimensionali o allungati e i loro bordi sono rettilinei. Il tipo B₂ è tipico di deformazione e ricristallizzazione sintettonica, ma con una importante restau-

razione post-tettonica, che ridurrebbe l'accumulo delle deformazioni attraverso una neo-granulazione.

Nastro B₃ «plattform quartz» - caratterizzato da un insieme di granuli molto allungati, con «fabric» idomorfo e bordi rettilinei (Fig. 2). Il tipo B₃ è il risultato di una restaurazione statica in relazione ad una importante evoluzione termica di alta temperatura (Facies Anfibolitica), sincinemica alla deformazione. In questa categoria di nastri, recenti studi di Mackinnon *et al.*, (1997), hanno introdotto una ulteriore classificazione presentando particolari categorie morfologicamente distinte nei tipi a, b, c, e d (Fig. 2). I tipi a e b sono nastri caratterizzati da bordi con marcata ricristallizzazione (sia mirmechitici che «newgrain» di quarzo); i tipi c, d ed e sono nastri caratterizzati o da bordi irregolari o zigrinati (c) o da terminazioni a «lingua di serpente» (d, e). Il tipo f è un nastro che nasce come frattura provocata da un corpo rigido interessato dalla deformazione. I nastri B₃ possono evolvere in una struttura particolare, tipica di Facies Granulitica, detta «a scacchiera» dove la sezione prismatica e la sezione basale si ritrovano contemporaneamente sullo stesso piano (Kruhl, 1996).

Nastro B₄ - formato da granuli a bordi più o meno irregolari (Fig. 2), che generalmente presentano «deformation lamelle» e secondo gli autori sono tipici anche dei nastri B₁, B₂, B₃ che abbiano subito una ricristallizzazione statica.

ASPETTI MICROSTRUTTURALI DEL QUARZO

La deformazione intracristallina di questa specie mineralogica è caratterizzata tre stadi di deformazione (White, 1976, Mitra, 1978, Cannat, 1985, Paschier e Trouw, 1997); per condizioni di T ~ 300°C il quarzo presenta deformazione fragile («brittle fracturing») e bordi di dissoluzione («pressure solution»);

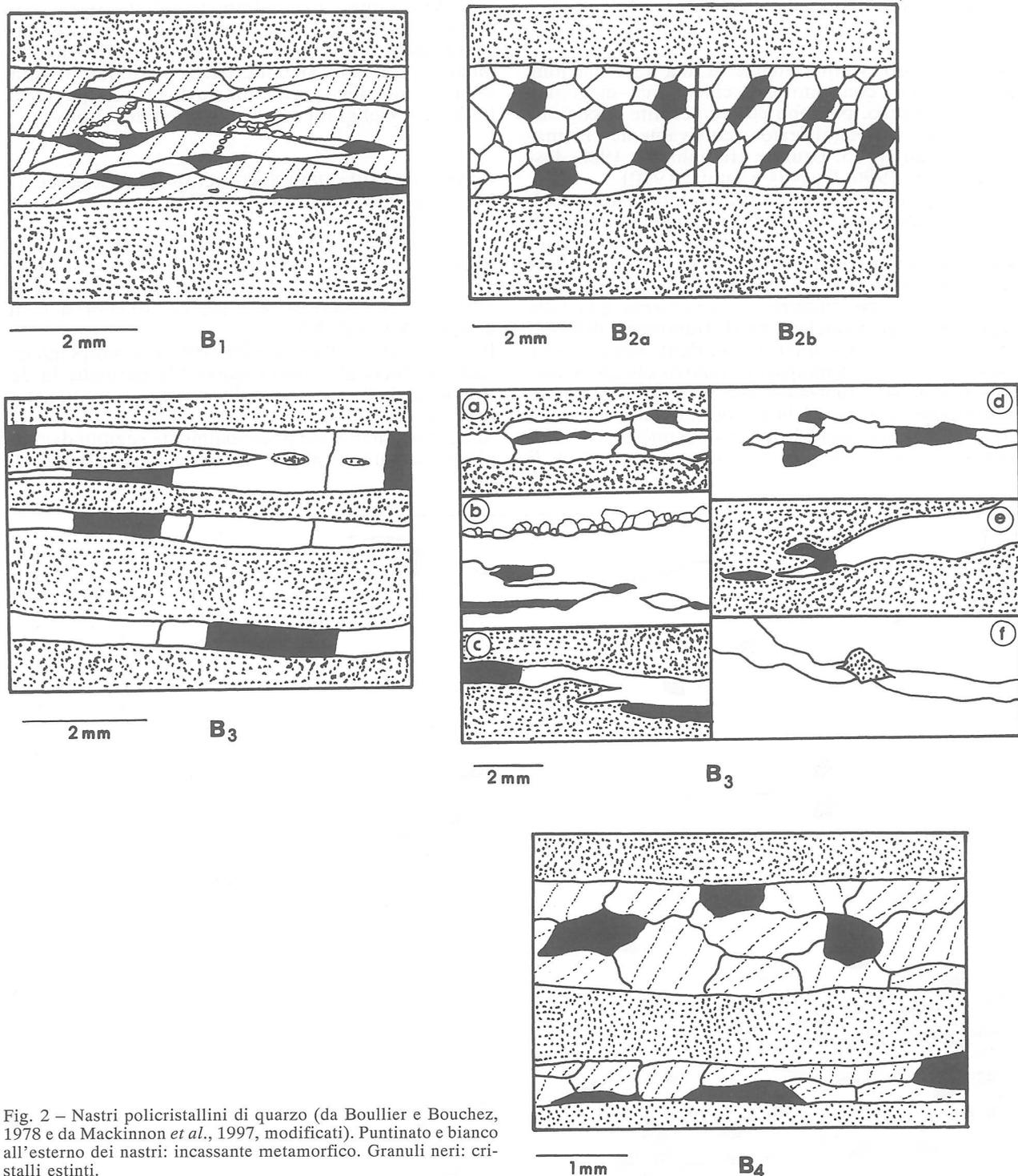


Fig. 2 – Nastri policristallini di quarzo (da Boullier e Bouchez, 1978 e da Mackinnon *et al.*, 1997, modificati). Puntinato e bianco all'esterno dei nastri: incassante metamorfico. Granuli neri: cristalli estinti.

per T comprese tra 300° e 400°C compaiono sia l'estinzione ondulata che le lamelle di deformazioni («sweating lamellae»); per T comprese tra 400° e 500°C sono tipici i cristalli con ricristallizzazione («recovery») fortemente pronunciata. Kruhl (1996) indivi-

dua i primi due stadi come «Prismatic grain size» e sono tipici di una deformazione che si esplica a T < 500°; nell'ultimo stadio, a T > 500°, compare la struttura a scacchiera («chessboard quartz subgrain»), che è tipica della Facies Granulitica.

CARATTERISTICHE DEL QUARZO NELLA ZONA DI STUDIO

Oltre ai nastri, testimonianze di una deformazione intracristallina con significato cinematico-metamorfico, nel quarzo, possono essere definite anche microstrutture con significato esclusivamente cinematico (Cannat, 1985, Drury e Humphreys, 1988, Jessel e Lister, 1990, Cuevas e Tubia, 1990).

Le microstrutture con significato cinematico sono caratterizzate dalla migrazione e compenetrazione di porzioni di cristallo in un individuo limitrofo e contiguo («grain boundary migration»). Nascono nuovi individui che assumono o una forma a «finestra» («windows microstructures») o una forma data dalla contemporanea associazione di frammenti del vecchio e del nuovo cristallo («left or right over grains»). Esistono, inoltre, aggregati di quarzo che presentano i bordi («boundaries») dei vari grani secondo morfologie variabili. I bordi dei cristalli appaiono zigrinati ed irregolari e la loro forma può essere idiomorfa o xenomorfa («grain boundary bulges»). È

rilevabile inoltre una asimmetria delle zigrinature dovuta alla migrazione di un cristallo verso un altro («migrating grain boundary») o, in seguito a fenomeni di rotazione, alcuni cristalli possono presentare un'orientazione preferenziale diversa da quella dei limitrofi («subgrain rotation recrystallisation»).

«ASPECT RATIO» DEI CRISTALLI DI QUARZO E METODO « R_p/ϕ » (De Paor, 1980, 1981)

L'«Aspect ratio» (De Paor, 1980, 1981, Kruhl, 1996, Ramsay e Huber, 1987, Passchier e Trouw, 1997) è un metodo che definisce il rapporto fra l'asse maggiore e l'asse minore di un grano, misurandoli su piani definiti (XZ, YZ, XY).

Il metodo di De Paor, (1980, 1981), è indipendente dalla forma degli «strain marker» e permette la definizione di R_s («strain ellipse ratio») mediante il reticolo «Hyperbolic net».

Sono state analizzate principalmente sezioni di campioni orientati; sul piano XZ è stata definita l'«Aspect

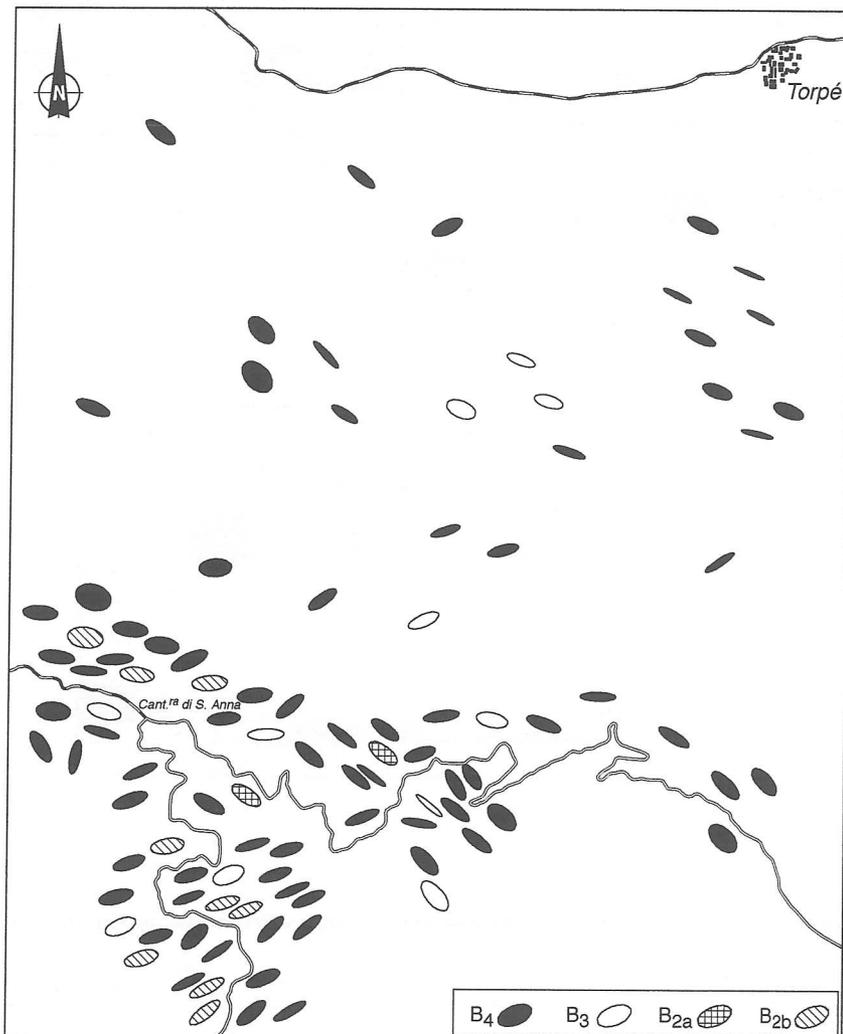


Fig. 3 – Distribuzione dell'«Aspect Ratio» sul Piano XZ dei nastri policristallini.

ratio» per le varie tipologie dei nastri presenti. L'«Aspect ratio» è riportata in carta (Fig. 3) tenendo conto, come sua orientazione, della lineazione mineralogica e/o di estensione presente nel luogo di campionatura.

I valori massimo e minimo dell'«Aspect Ratio» per i singoli nastri sono stati ricavati applicando il metodo « R_f/ϕ » di De Paor, (1980, 1981).

Sono stati misurati gli angoli sottesi dagli assi maggiori dei cristalli di quarzo con la foliazione secondaria milonitica principale di riferimento C (evento D3). I cristalli appartenenti ai nastri B_4 presentano orientazioni preferenziali maggiori per angoli compresi tra 10° e 20° (Fig 4), mentre i cristalli appartenenti ai nastri B_{2a} , B_{2b} e B_3 presentano un picco di maggiore frequenza in corrispondenza del valore 0° (Fig. 5).

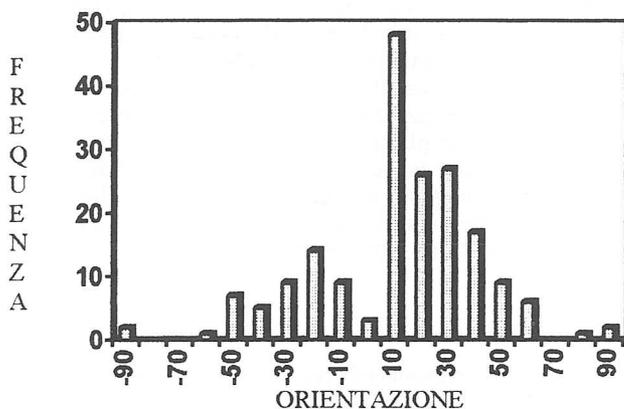


Fig. 4 - Grafico degli angoli di rotazione preferenziali dei cristalli di quarzo nei nastri policristallini di tipo B_4 , misurati tra la foliazione secondaria milonitica e l'asse maggiore, in relazione alla loro frequenza.

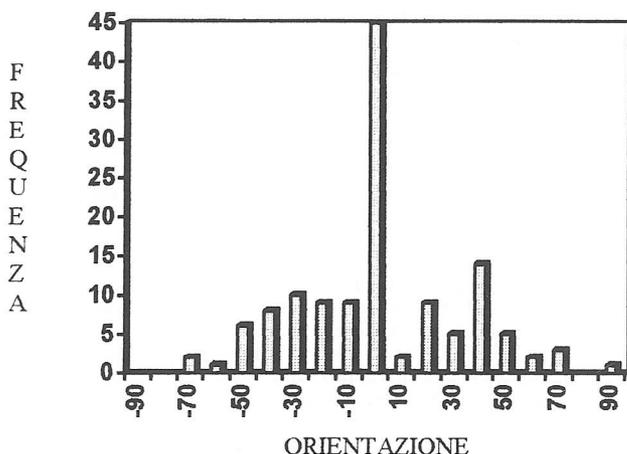


Fig. 5 - Grafico degli angoli di rotazione preferenziali dei cristalli di quarzo nei nastri policristallini di tipo B_{2a} , B_{2b} , B_3 , misurati tra la foliazione secondaria milonitica e l'asse maggiore, in relazione alla frequenza.

I risultati ottenuti sono stati riportati su diagrammi « R_f/ϕ » (De Paor, 1980, 1981), da cui si deducono i seguenti valori:

a) per i nastri di tipo B_4 :

a1) sul piano XZ: per $R_d = R_{fmax} * R_{fmin}$; e per $R_i = R_{fmax} / R_{fmin}$; $R_{max} = 7.3$; $R_{min} = 0.3$; $R_d = 2.1$; $R_i = 24.3$; $R_d < R_i$;

a2) sul piano YZ: $R_{max} = 6.0$; $R_{min} = 0.8$; $R_d = 4.8$; $R_i = 7.5$; $R_d < R_i$.

b) per i nastri B_{2a} , B_{2b} , B_3 :

b1) per il piano XZ: $R_{max} = 5.0$; $R_{min} = 0.5$; $R_d = 2.5$; $R_i = 10.0$; $R_d < R_i$.

b2) per il piano YZ: $R_{max} = 6.6$; $R_{min} = 0.9$; $R_d = 5.9$; $R_i = 7.3$; $R_d < R_i$.

APPLICAZIONI DELLE RELAZIONI DI RAMSAY E GRAHAM (1970)

In una milonite è possibile definire l'angolo θ angolo sotteso fra il piano «C», milonitico, ed il piano «S» (foliazione trasposta).

Nel nostro caso si intendono i rapporti fra la foliazione secondaria S2 e la foliazione milonitica C. La definizione dell'angolo θ permette di: a) definire se la deformazione milonitica è avvenuta per deformazione non coassiale (Taglio Semplice) o per deformazione coassiale (Taglio Puro) mediante la relazione $\gamma = 2 / \tan \theta$, dove θ è l'angolo acuto sotteso dal piano «C» con il piano «S». Tale relazione definisce che lo «Shear Plane (γ)» aumenta con il diminuire di θ , pertanto per $\gamma > 2$ il Taglio è Semplice (deformazione non coassiale); b) definire l'entità dell'asse di massima estensione finita S_1 , mediante la relazione $S_1 = 1 / \tan \theta$, c) definire l'entità dell'asse di massimo raccorciamento finito S_3 , mediante la relazione $S_3 = \tan \theta$, d) definire l'angolo di soglia A.S. che indica il passaggio da una deformazione non coassiale ad una deformazione coassiale. Infine, sapendo che S_2 quando il taglio è semplice non subisce deformazione ed è uguale a 1, si sono ricavati i rapporti R_{S1S2} e R_{S2S3} , da cui è stato ottenuto il valore «K» e la variazione di volume ΔV ($\Delta V = [2(1+S_1)(1+S_3)] - 1$).

Dalle misure effettuate, per ogni tipo di «ribbon» policristallino individuato sul piano XZ, si sono ricavate le seguenti conclusioni schematizzate nella Tabella 1 sottostante:

«Ribbon»	θ	γ	A.S.	K	Δ
B_4 (XZ)	$3^\circ < \theta < 87^\circ$	$0,10 < \gamma < 38$	46°	$K > 1$	$\Delta > 0$
B_3 (XZ)	$2^\circ < \theta < 58^\circ$	$1,20 < \gamma < 57$	40°	$K > 1$	$\Delta > 0$
B_{2a} (XZ)	$3^\circ < \theta < 75^\circ$	$0,53 < \gamma < 38$	46°	$K > 1$	$\Delta > 0$
B_{2b} (XZ)	$15^\circ < \theta < 65^\circ$	$0,90 < \gamma < 7,6$	46°	$K > 1$	$\Delta > 0$

Tab. 1 - Schema riassuntivo dei dati analitici della relazione Ramsay and Graham, 1970: θ = angolo sotteso dall'asse maggiore X con la superficie di riferimento; γ = «strain» piano; A.S. = angolo di soglia Taglio puro - Taglio semplice; K = parametro che consente di individuare il tipo di ellissoide.

Dalla Tabella 1 si deduce che sul piano XZ per i nastri di quarzo di tipo B_4 si hanno valori di θ compresi tra 3° ed 87° , valori di γ sempre $\gg 2$, angoli di soglia A.S. = 46° , valori di $K > 1$ e Δ sempre > 0 ; per i nastri di quarzo di tipo B_3 si hanno valori di θ compresi tra 2° ed 58° , valori di γ sempre $\gg 2$, angoli di soglia A.S. = 40° , valori di $K > 1$ e Δ sempre > 0 ; per i nastri di quarzo di tipo B_{2a} si hanno valori di θ compresi tra 3° ed 75° , valori di γ sempre $\gg 2$, angoli di soglia A.S. = 46° , valori di $K > 1$ e Δ sempre > 0 ; per i nastri di quarzo di tipo B_{2b} si hanno valori di θ compresi tra 15° ed 65° , valori di γ sempre $\gg 2$, angoli di soglia A.S. = 46° , valori di $K > 1$ e Δ sempre > 0 .

DISCUSSIONE

La distribuzione dei nastri policristallini è diversificata procedendo da sud verso nord.

A sud della zona in esame (Piano S. Anna) sono presenti, infatti, in maggioranza i nastri policristallini di quarzo di tipo B_4 e B_{2b} , mentre sono rari i nastri policristallini B_3 e B_{2a} . I nastri B_3 sono sempre presenti come forma relitta e precedenti alla foliazione secondaria milonitica C.

Procedendo verso nord (Torpè), sono ancora frequenti nastri di tipo B_4 e in minor quantità B_3 (sempre presenti comunque, anche in questa zona come forma relitta e precedente alla foliazione secondaria milonitica C), mentre sono rari i nastri policristallini di quarzo di tipo B_{2a} , B_{2b} .

La presenza dei nastri B_3 , anche se relitti, indica una ricristallizzazione sincinemica ad un evento milonitico in Facies Anfibolitica. I nastri B_{2a} , B_{2b} , invece, indicano una deformazione - ricristallizzazione sintettonica con una importante restaurazione postettonica che riduce l'accumolo delle deformazioni attraverso una neogranulazione in condizioni di Facies degli Scisti Verdi. I nastri B_4 rappresentano un'evoluzione ulteriore dei nastri B_{2a} , B_{2b} dove il processo di «recovery» è risultato perdurante nel tempo.

Sul piano XZ «l'Aspect Ratio» individua un'ellisse che ha subito una deformazione finale tale che il suo rapporto assiale è risultato minore al rapporto assiale iniziale. Si riscontra dunque un raccorciamento ortogonale all'asse maggiore X. L'asse X dei cristalli appartenenti ai nastri B_{2a} , B_{2b} presenta sempre angoli = 0° rispetto alla foliazione milonitica di riferimento C. L'asse X dei cristalli appartenenti ai nastri B_3 presenta un angolo di 0° rispetto alla foliazione secondaria di riferimento S2. L'asse X dei cristalli appartenenti ai nastri B_4 presenta orientazioni preferenziali con angoli compresi tra 10° e 20° rispetto alla foliazione secondaria milonitica C.

Sul piano YZ il rapporto assiale della deformazione è risultato in proporzione molto minore del rapporto assiale iniziale, il raccorciamento quindi è stato meno influente.

Dalla Tabella 1 per tutti i nastri di quarzo i valori di γ indicano che la deformazione è di tipo non coassiale con angoli di soglia A.S. $\geq 40^\circ$, i valori di K

sempre > 1 , indicano un ellissoide di tipo prolato e Δ sempre > 0 , indica un aumento di volume.

CONCLUSIONI

La tipologia dei nastri riscontrati nell'area in esame mette in evidenza una evoluzione strutturale complessa - polifasica e caratterizzata da una storia deformativa di tipo composito. Il ritrovamento di nastri relitti B_3 associati alla S2 ed i propri caratteri geometrici definiti, permette di segnalare per la prima volta un evento milonitico in Facies Anfibolitica, sincinemico all'evento deformativo D2 che ben si correla sia con quello segnalato da Elter e Carosi, 1989, nelle anfiboliti di Torpè, sia da Elter e Corsi, 1995, nel complesso migmatitico.

Tali correlazioni permettono ulteriormente di ipotizzare che tale evento milonitico si inquadri nel contesto della tettonica estensionale che ha caratterizzato l'orogenesi ercinica nel Massiccio Sardo - Corso nelle sue fasi finali (Elter e Corsi, 1995).

I rapporti tra i nastri B_3 e tutti gli altri successivi nastri indicano un'evoluzione continua della tettonica estensionale che si esplica però a differenti livelli crustali. In particolare va segnalato che nel corso di questa evoluzione vengono a mutarsi le tipologie di taglio, per cui si passa da una tettonica di tipo estensionale a una tettonica di tipo «strike slip».

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori della presente nota ringraziano il Prof. P. C. Pertusati per la revisione critica del manoscritto e la Sig. Antonella Mancini per la stesura dei disegni.

BIBLIOGRAFIA

- Boullier, A.M. e Bouchez, J.L., 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. Bull. Soc. Géol. franc., 3: 253-262.
- Cannat, M., 1985. Quartz microstructures and fabrics in the Island of Groix (Brittany, France). J. struct. Geol., 7 (5): 555-562.
- Carosi, R. e Elter, F.M., 1989. Le microstrutture deformative di alto grado delle anfiboliti di Torpè (Sardegna NE). Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A, 96: 241-255.
- Cuevas, J. e Tubia, J.M., 1990. Quartz fabric evolution within the Adra Nappe (Betic Cordilleras, Spain). J. struct. Geol., 12 (7): 823-833.
- De Paor, D.G., 1980. Some limitations of the «R/φ» technique of strain analysis. Tectonophysics, 64: T29 - T31.
- De Paor, D.G., 1981. Strain analysis using deformed line distributions. Tectonophysics, 73: T9 - T14.
- Drury, M.R. e 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. Siena, riunione scientifica, 13-14 Dicembre, 94-96.
- Elter, F.M., 1987. La fascia blastomilonitica tardo ercinica della Valle del Posada nella zona assiale della Sardegna. Università di Siena, tesi di Dottorato, 122.
- Elter, F.M. e Corsi, B., 1995. Nuovi dati sull'assetto strutturale delle migmatiti del Nord-Est della Sardegna. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A, 102: 171-176.

- Elter, F.M. e Sarria, E., 1989. Assetto strutturale del basamento ercinico e relazioni fra i vari complessi tettonici del Nord-Est della Sardegna. *Atti Soc. tosc. Sci. nat. Mem., Ser. A*, 96: 81-105.
- Elter, F.M., Musumeci, G. e Pertusati, P.C., 1990. Late Hercynian shear zones in Sardinia. *Tectonophysics*, 176: 387-404.
- Elter, F.M., Franceschelli, M., Ghezzi, C., Memmi, I. e Ricci, C.A., 1986. The geology of Northern Sardinia. In «Guide book to the excursion on the Paleozoic basement of Sardinia» (Carmignani, L., Cocozza, T., Ghezzi, C., Pertusati, P. C. e Ricci, C.A., eds.) IGCP Project n° 5, Newsletter, Special Issue, 87-102.
- Ferrara, G., Ricci, C.A. e Rita, F., 1978. Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the Metamorphic Basement of North-Eastern Sardinia. *Contr. Mineral. Petrol.*, 68: 99-106.
- Franceschelli, M., Memmi, I. e Ricci, C.A., 1982. Zoneografia metamorfica della Sardegna Settentrionale. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo; Guide Geologiche Regionali. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 137-149.
- Ghezzi, C., Memmi, I. e Ricci, C.A., 1982. Le granuliti e le eclogiti della Sardegna nord-orientale. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 151-156.
- Jessel, M. W. e Lister, G.S., 1990. A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics. *Geological Society Special Publication*, 54: 353-362.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. metam. Geol.*, 14: 581-589.
- Lister, G. S. e Price, G.P., 1978. Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*, 49: 37-78.
- Mackinnon, P., Fueten, F. e Robin, P.Y., 1997. A fracture model for quartz ribbons in straight gneisses. *J. struct. Geol.*, 19, (1): 1-14.
- Mitra, G. M., 1978. Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical process involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Amer. J. Sci.*, 278: 1057-1084.
- Nardelli, M.G., 1997. Inquadramento geologico-strutturale di due settori interessati da tettonica estensionale nel quadro dell'orogènesi ercinica (aree di P.no S. Anna e P.ta dell'Asino-Sardegna Nord orientale). Tesi di laurea, Siena 1997, 101.
- Passchier, C.W. e Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. 289 pp., Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York.
- Ramsay, J. G. e Graham, R.M., 1970. Strain variation in shear belts. *Canad. J. Earth Sci.* 7: 786-813.
- Ramsay, J. G. e Huber, M. I., 1983. *The Techniques of modern structural geology*. Vol. 1: Strain analysis. 307pp., Academic Press, Eds.
- White, S., 1976. The effects of strains on the microstructures, fabrics and recrystallitation processes in quartz. *Tectonophysics*, 39: 133-143.

(*ms. pres. l'11 marzo 1998; ult. bozze l'11 settembre 1998*)

