

L. CRISPINI (\*)

## ANALISI MICROSTRUTTURALE E DI STRAIN FINITO NELLE QUARZITI AL LIMITE TRA IL MASSICCIO CRISTALLINO DI ARENZANO E I METASEDIMENTI DEL MASSICCIO DI VOLTRI

**Riassunto** - In questo lavoro viene presentata l'analisi microstrutturale (orientazione cristallografica degli assi-c del quarzo, analisi di strain e analisi degli indicatori cinematici), eseguita su quarziti milonitiche del Massiccio di Voltri (Quarziti di Fosso Angassino, Auct.) che affiorano nei pressi del contatto con il Massiccio Cristallino di Arenzano. Gli scopi principali di questo studio, che si inserisce nell'ambito di una ricerca a scala regionale della tettonica sin e post-collisionale del Massiccio di Voltri, sono: l'analisi comparata tra strain finito e fabric del quarzo in una fascia milonitica e l'analisi della cinematica lungo la stessa fascia.

L'analisi del fabric e l'analisi dello *strain* nei clasti relitti hanno fornito indicazioni di una deformazione di tipo *flattening* apparente. L'analisi dell'orientazione degli assi-c e degli assi-a dei cristalli neoblastici nella matrice indica una deformazione per *flattening* estremo mentre l'analisi degli assi-c eseguita sui clasti relitti indica una deformazione intermedia tra *plane strain* e *flattening*. La simmetria non ortorombica delle figure indica che in entrambi i casi è presente una componente rotazionale della deformazione. La componente di taglio risulta coerente con le componenti ricavate dagli indicatori cinematici.

I risultati hanno evidenziato il carattere di superficie transensiva con taglio destro del contatto milonitico, le relazioni con le altre strutture e il senso di trasporto tettonico lo accomunano alla cinematica pre-eocenica individuata in questo settore delle Alpi Liguri.

**Parole chiave** - Massiccio di Voltri, quarziti, analisi dello strain finito, analisi del fabric del quarzo, assi-c del quarzo.

**Abstract** - *Microstructural and strain analysis of the quartzite at the Arenzano crystalline massif-Voltri massif boundary.* An integrated microstructural (c-axis) analysis, strain-analysis and petro-fabric study have been performed on quartzites belonging to a metamorphic sequence of Prepiemontese affinity, associated with the Voltri Massif (Ligurian Alps), in correspondence of a shear zone near the contact with the Arenzano crystalline Massif.

It has been detected a good correlation between the patterns of c-axis fabrics and the symmetry of the strain ellipsoid which both indicate a flattening strain. Selective recrystallization or changes in the incremental strain history can explain the detected difference between c-axis fabric of syntectonically recrystallized quartz grains (small circle girdles centered about the Z axis) and the c-axis fabric of the old deformed grains (type I vs type II crossed girdles).

Kinematic indicators point to a transcurrent character of the tectonic surface with movement top to S-SW that is

coherent with a pre-eocenec kinematics in this sector of the Ligurian Alps.

**Key-words** - Voltri Massif, quartzites, strain analysis, quartz fabric analysis, quartz c-axis.

### INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area in esame è situata nel settore centro-meridionale del Massiccio di Voltri (Fig. 1), tra gli abitati di Cogoleto ed Arenzano (Fig. 2). La geologia e l'assetto tettonico di quest'area sono descritti in Cortesogno e Forcella (1978) e in Capponi (1991).

In quest'area un complesso di rocce metamorfiche, rappresentate da termini tipici di un basamento cristallino (anfiboliti, gneiss e micascisti), è giustapposto tettonicamente alle metaofioliti con metasedimenti del Gruppo di Voltri attraverso l'interposizione di una successione metamorfica costituita da quarziti, calcari dolomitici, dolomie e calcescisti. Il complesso di rocce cristalline è caratterizzato da un metamorfismo polifasico prealpino e da una sovraimpronta alpina a scisti verdi ed è regionalmente conosciuto come Massiccio cristallino di Arenzano; Cortesogno e Forcella (1978) ne suggeriscono una pertinenza Brianzone.

La successione di quarziti, calcari dolomitici, dolomie e calcescisti rappresenta invece l'equivalente metamorfico di una successione sedimentaria di piattaforma continentale ad affinità Prepiemontese / Piemontese (Cortesogno e Forcella, 1978; Capponi, 1987) ed è in contatto con le rocce cristalline attraverso una superficie tettonica subverticale marcata da livelli di cataclasiti che tagliano un pre-esistente contatto milonitico meno inclinato (Fig. 3). Le quarziti studiate appartengono a questa successione e mostrano di essere derivate da originarie arenarie, microconglomerati e conglomerati. Queste rocce mostrano di avere condiviso la stessa evoluzione tettonico-metamorfica alpina dei metasedimenti di derivazione oceanica del Gruppo di Voltri (Capponi, 1991; Crispini, 1996). Hanno quindi subito un metamorfismo polifasico caratterizzato da condizioni di alta pressione e bassa temperatura seguite da una retrocessione sino a condizioni della facies a Scisti Verdi (Cortesogno *et al.* 1977; Vanossi *et al.*, 1986; Cabella *et al.* 1994), mentre dal punto di vista deformativo

(\*) Dipartimento Scienze della Terra, Università di Genova, Corso Europa, 26, 16132 Genova.

Lavoro realizzato con il contributo finanziario del MURST 60% e fondi di Ateneo (resp. G. Capponi) dell'Università di Genova.

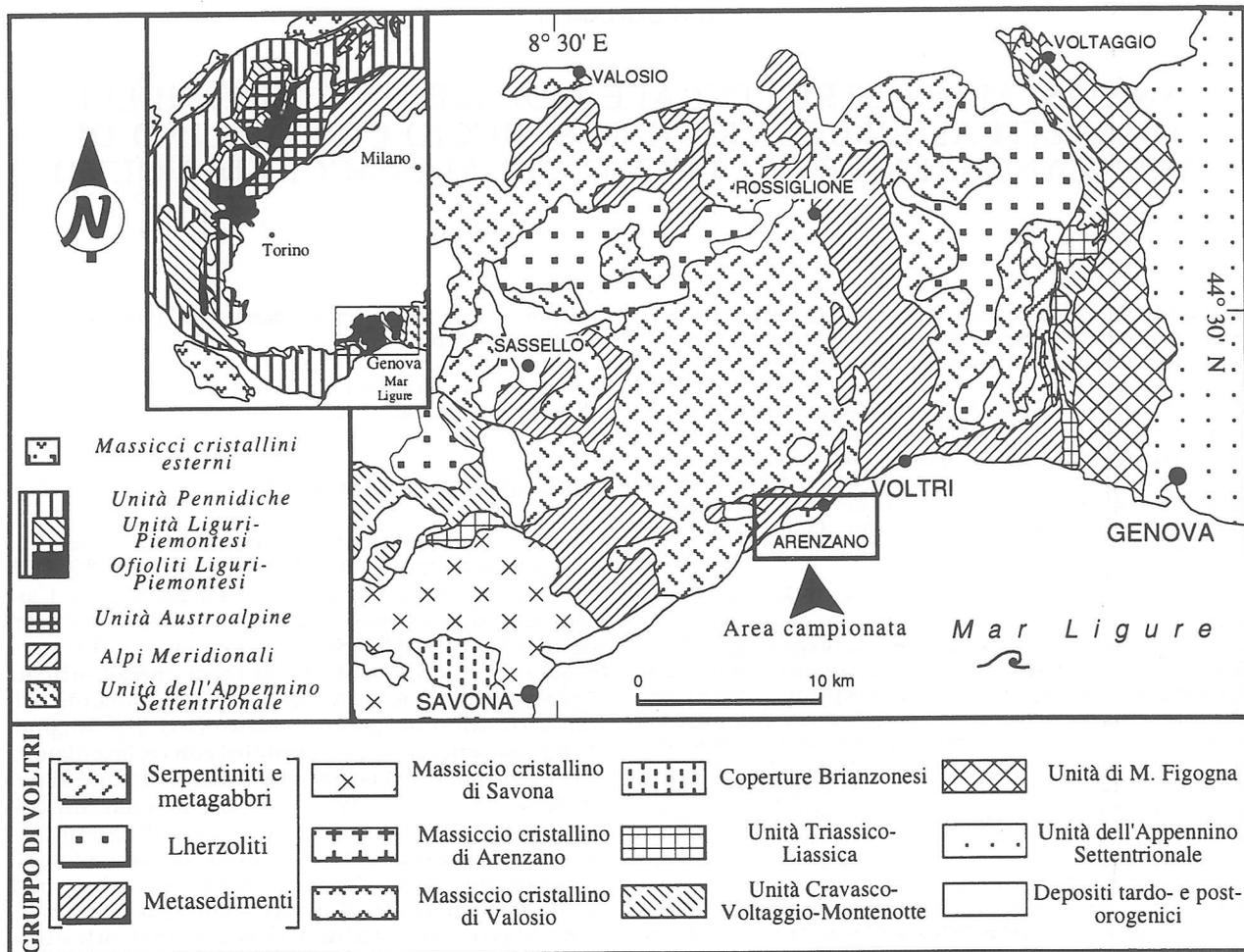


Fig. 1 - Schema geologico del Massiccio di Voltri, modificato da Vanossi et al. (1986). Nel riquadro: schema strutturale delle Alpi Occidentali (modificato dal modello tettonico d'Italia, C.N.R.).

sono implicate nelle medesime strutture. Le deformazioni più antiche riconoscibili sono pieghe isoclinali intrafoliari (F1+F2 in Capponi, 1991) la cui superficie di piano assiale coincide con la scistosità regionale. Queste sono a loro volta deformate da pieghe aperte con lunghezza d'onda decametrica, non scistogene, con piano assiale subverticale e asse N-S (attribuibili alle F3 descritte in Capponi et al., 1986). La scistosità regionale ha direzione media attorno a 50-70° (Fig. 2) ed è da mediamente a fortemente inclinata verso sud-est. La scistosità è caratterizzata dalla blastesi di albite, calcite, fengite, clorite ed epidoto che indicano un metamorfismo in facies scisti verdi (Cimmino e Messiga, 1979; Crispini, 1996). I fabric analizzati nelle quarziti sono geneticamente correlati con le strutture pre-F3.

CARATTERISTICHE PETROGRAFICHE DELLE QUARZITI DI ARENZANO

I litotipi campionati sono quarziti compatte con

tessitura da milonitica S > L a listata, spesso deformata da shear bands. I principali costituenti mineralogici sono quarzo, feldspato, miche bianche e in minor quantità clorite, epidoto e zirconio. Quasi sempre è possibile riconoscere la natura detritica del protolito ed alcuni livelli sono particolarmente arrossati per l'alta percentuale di feldspato detritico. La grana è variabile da molto fine a grossolana, con clasti di quarzo relitti di dimensione da millimetrica a centimetrica (2-3 cm). I clasti di quarzo detritico sono fasciati da una matrice quarzifica a grana fine e il rapporto matrice/clasti detritici relitti dipende dal grado di deformazione e di ricristallizzazione dei livelli considerati.

Si possono individuare tre tipi principali di quarziti in base al contenuto totale in quarzo: quarziti con contenuto in quarzo > 85% (d'ora in avanti indicate con qtz 85); quarziti con percentuale di quarzo tra il 60% e 85% (qtz 60-85) e quarziti con quarzo circa = 60% (qtz 60).

Per lo studio delle relazioni tra il fabric del quarzo e lo stato di strain sono stati utilizzati i campioni di

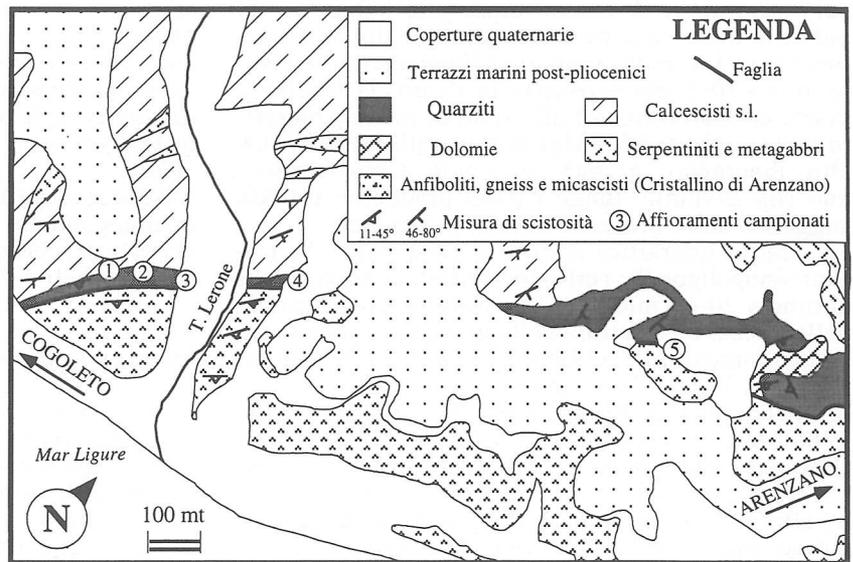


Fig. 2 - Schema geologico dell'area studiata (modificato da Cortesogno e Forcella, 1976).

qtz 85 nelle quali il contenuto di miche bianche o clorite essendo sempre inferiore al 5% può essere considerato ininfluenza sulla evoluzione delle strutture. La presenza di fillosilicati ha infatti grande

influenza sulla orientazione cristallografica del quarzo; al contrario la presenza di feldspato, che in queste rocce ha una percentuale volumetrica attorno al 5-10%, può essere considerata ininfluenza sullo sviluppo delle strutture. Questa è una osservazione a validità generale per le rocce composte prevalentemente da quarzo, già evidenziata e discussa in bibliografia (Dell'Angelo e Tullis, 1989).

Per l'osservazione degli indicatori cinematici sono stati utilizzati soprattutto i campioni di qtz 60-85 e qtz 60 dove i livelli di fillosilicati marcano *shear bands* e microstrutture tipo *mica-fish* o  $\sigma$ -*porphyroclast* (Simpson, 1986).

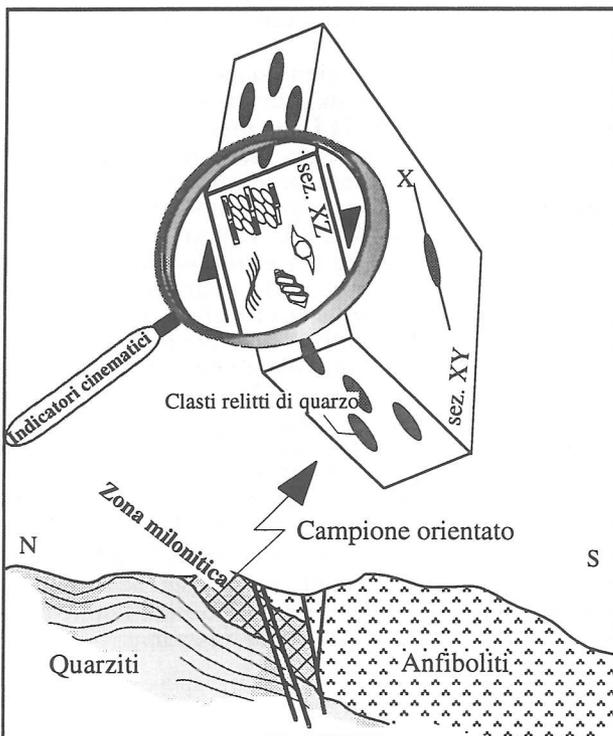


Fig. 3 - Sezione geologica schematica rappresentativa del contatto tra le quarziti e le metamorfite del Massiccio Cristallino di Arenzano. Sul piano XZ del campione sono indicati alcuni degli indicatori cinematici utilizzati in sezione sottile e il senso di taglio risultante.

#### Caratteristiche microstrutturali delle qtz 85

Nelle qtz 85 i clasti relitti sono presenti in percentuali che vanno da un massimo del 60% a un minimo del 5% della roccia totale; dunque hanno un rapporto variabile tra clasti relitti e matrice.

I clasti relitti hanno generalmente forme discoidali o a nastro e dimensioni medie di 1000-2000 micron (asse maggiore) per 230-260 micron (asse minore). I singoli clasti presentano estinzione ondulata, bande di deformazione con poligonizzazione all'interno di ciascuna banda, lamelle di deformazione, microfratture trasversali all'allungamento e crescita di *subgrain* sia lungo le fratture sia lungo i bordi dei singoli individui. Sono presenti inclusioni fluide in diversi *trails* trasversali rispetto al piano della foliazione; il *trail* di inclusioni più evidente in tutte le sezioni analizzate ha una traccia subperpendicolare all'allungamento dei clasti e subperpendicolare alla direzione della traccia dell'asse-c dello stesso.

I clasti relitti presentano generalmente una deformazione plastica per *dislocation glide*, ma si osserva altresì che alcuni bordi dei granuli hanno forma irregolare, indice di ricristallizzazione per *grain bound-*

*dary migration*. Fenomeni di *kinking* lungo i bordi indicano anche una ricristallizzazione dinamica per rotazione. L'elevato rapporto allungamento/spessore (fino a 10:1) che si osserva in alcuni clasti sembra essere dovuto, oltre che allo stato di *strain* generale, in parte a questi fenomeni di ricristallizzazione. Un altro fenomeno che può agire nello stesso senso è uno *slip* avvenuto lungo i piani prismatici (1010), suggerito dalla presenza di *kink* prismatici.

La matrice quarzifica attorno ai clasti relitti ha tessitura subpoligonale; i cristalli hanno dimensioni medie attorno a 20-40 micron e orientazione preferenziale della forma. La struttura della matrice è geometricamente comparabile ad un tipo di foliazione milonitica tipica dei nastri di quarzo monomineralici (Boullier & Bouchez, 1978; Brunel, 1980; Means, 1981; Burg, 1986) definita anche come *strain-insensitive fabric* (Hanmer & Passchier, 1991) e legata all'azione combinata di ricristallizzazione dinamica e deformazione (Burg, 1986). I granuli di quarzo ricristallizzati hanno una orientazione cristallografica differente rispetto ai clasti relitti e i loro assi-c formano sempre un angolo acuto con gli assi-c dei clasti relitti circostanti.

Gli individui di feldspato hanno abito subrettangolare con forme poco allungate e dimensioni massime attorno a 750 x 300 micron; sono sempre deformati da microfrazture e spesso saussuritizzati

#### *Caratteristiche microstrutturali delle qtz 60-85 e delle qtz 60*

I minerali di queste rocce quarzoso-feldspatiche mostrano evidenze sia di una deformazione per plasticità cristallina (*crystal-plastic deformation*) avvenuta a temperature relativamente basse che di una deformazione cataclastica.

L'alterazione sincinemica del feldspato è data dalla cristallizzazione di quarzo fibroso a grana fine, miche bianche e raramente clorite e calcite nelle fratture intragranulari dei porfiroclasti e nelle loro ombre di pressione. Nei siti dove avvengono questi processi di alterazione, si ha un considerevole *softening* della roccia e conseguente sviluppo di una foliazione pervasiva. Nei casi in cui la percentuale di miche bianche diventa preponderante si ha una tessitura foliata con alternanza di livelli millimetrici a miche bianche e livelli di quarzo. Il quarzo presenta un'orientazione cristallografica preferenziale e orientazione preferenziale della forma (Sb) oblique rispetto alla foliazione marcata dalle miche bianche, coincidente con la scistosità regionale (Sa). La relazione angolare tra Sa e Sb è stata analizzata per le indicazioni sul senso di taglio.

Nel piano perpendicolare alla foliazione e parallelo alla lineazione di allungamento (con buona approssimazione coincidente col piano XZ dell'ellissoide dello strain), il feldspato presenta strutture occhiate circondate da miche bianche e ombre di pressione con quarzo granoblastico. Gli individui di feldspato e a volte i porfiroclasti di quarzo, presentano microfrazture riempite da fibre di quarzo e formano

microstrutture a domino caratterizzate sempre dalla blastesi di quarzo nelle ombre di pressione. Sul piano della foliazione, gli individui di feldspato sono fratturati perpendicolarmente alla direzione di allungamento e nelle ombre di pressione cristallizza quarzo in fibre del tipo *face-controlled* (Ramsay e Huber, 1983).

L'isorientazione dei feldspati individua una lineazione di allungamento che non sempre coincide con quella marcata dai clasti o dalle fibre di quarzo, ma che forma un angolo di 5-10° con esse.

#### *Stime sulla temperatura delle deformazioni*

I *fabric* descritti sono geneticamente legati a condizioni metamorfiche in facies a Scisti Verdi.

Il quarzo presenta microstrutture che indicano un grado variabile di deformazione per *crystal-plasticity* associata a ricristallizzazione dinamica; la formazione di nuovi granuli e di subgrain ai bordi dei granuli indicano anche la presenza di processi deformativi per *dislocation creep* (White, 1976) e per *dislocation glide*. La deformazione per *dislocation glide* nel quarzo è attivata termicamente ed esiste un limite di bassa temperatura al di sotto del quale questo meccanismo di deformazione è incapace di produrre uno *strain* significativo. Questo limite è posto da Sibson et al. (1979) a T = 300° C circa, a T = 300-400° C da Atkinson (1982). La presenza di deformazione per *dislocation glide* fornisce quindi un limite inferiore di T.

La ricristallizzazione avviene sia per *grain boundary migration* sia per ricristallizzazione per rotazione. Secondo Werling (1992) i due processi possono avvenire contemporaneamente, ma la ricristallizzazione per rotazione diventa predominante a più alte temperature e la T oltre la quale ciò avviene coincide con valori di T = 400-420° C. Il fatto che sia presente anche ricristallizzazione per *grain boundary migration* indica che nel caso delle quarziti le T erano inferiori a questi valori e ciò fornisce un limite superiore di T. Un altro indizio sulle condizioni di temperatura sintettoniche può essere dedotto dal tipo di deformazione del feldspato. I feldspati non mostrano mai indizi di deformazione plastica, questo indica che le T raggiunte devono essere state inferiori a 500-550° C (White, 1975; Tullis, 1983).

I valori dedotti (300° < T < 400°) sono del tutto compatibili con le condizioni di T > 350° C stimate per il metamorfismo in facies Scisti Verdi ad anfibolo sodico o Scisti Verdi s.s. nelle rocce basiche (Messiga e Scambelluri, 1991) e nei metasedimenti del Gruppo di Voltri associati alle rocce in esame.

#### TECNICHE DI ANALISI

##### *Analisi di strain finito*

I clasti di quarzo detritico sono stati utilizzati per le misure di strain finito su campioni orientati di qtz 85, provenienti dai siti indicati in Figura 2. I cam-

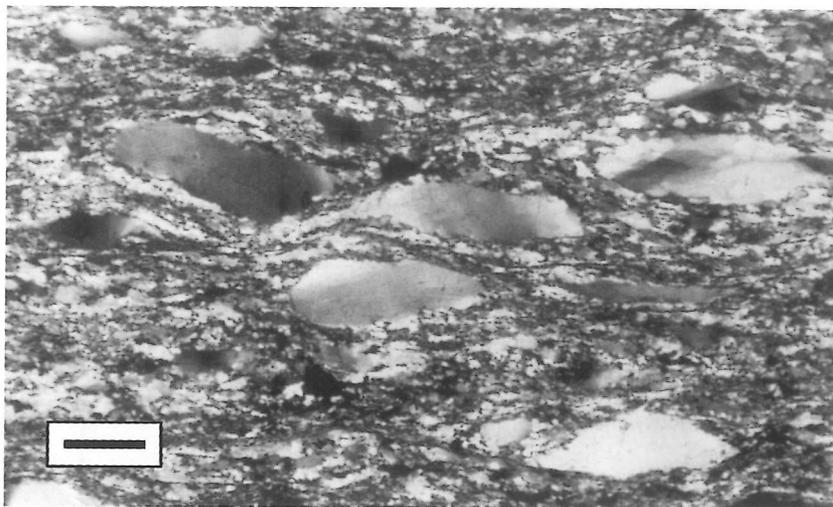


Fig. 4 - Aspetto microscopico di una sezione XZ di quarziti del tipo qtz85 (vedi testo). NX; la barretta di riferimento è 500 micron.

pioni selezionati sono privi di evidenti deformazioni legate alla fase F3. Il piano XY dell'ellissoide coincide con la scistosità principale e l'asse X con la lineazione di estensione marcata dal quarzo. Per ciascun campione sono state quindi eseguite 3 sezioni sottili parallele, con accettabile approssimazione, con i piani principali dell'ellissoide dello strain finito; un errore di alcuni gradi può esistere nella scelta della sezione XY in quanto l'asse X oscilla di 2-3° rispetto alla tessitura milonitica che è deformata da microshear-bands. In ogni sezione sono stati misurati circa 30÷50 clasti; dall'analisi sono stati esclusi i clasti nastriformi con una evidente alterazione delle dimensioni relative a causa dell'incipiente ricristallizzazione per rotazione e i clasti con forme globulari derivate dalla parziale ricristallizzazione dei clasti allungati. I dati ottenuti sono stati elaborati con il programma "MacStrain" (Kanagawa, 1990). Il programma consente una analisi bidimensionale applicando 5 metodi: "Slope method" (Ramsay, 1967); "Means" (Lisle, 1977); "Matrici di Shimamoto e Ikeda" (1976); " $R_f/\phi$ " (Dunnet e Siddans, 1971); " $\theta$ -curve method" (Peach e Lisle, 1979; Lisle, 1985). Il calcolo dell'ellissoide dello strain in tre dimensioni è basato sul metodo del tensore algebrico di Wheeler (1986a). L'ellissoide finale medio normalizzato ("*shape tensor N*") di Wheeler, 1986a) viene determinato utilizzando il metodo descritto in Shimamoto e Ikeda (1976), anche se sussistono delle perplessità da parte di alcuni autori sull'attendibilità del metodo (Wheeler, 1986b).

#### Analisi del fabric

L'analisi degli assi-c del quarzo è stata eseguita al tavolino universale su sezioni XZ di campioni qtz 85. Sono stati misurati separatamente i granuli di quarzo relitti e quelli ricristallizzati che costituiscono la matrice. L'analisi degli assi-c è stata eseguita sui clasti relitti con rapporti di X:Z da 6:1 a 4:1, in numero di

70-80 per sezione. I cristalli misurati nella matrice sono 300-500 per sezione. Per alcuni campioni a grana fine è stata misurata l'orientazione degli assi-c e degli assi-a tramite goniometro tessiturale a raggi-X (in collaborazione col Dott. M. Casey presso l'ETH di Zurigo).

Gli assi-c e assi-a sono rappresentati in proiezione stereografica (Fig. 7-8) in modo tale che la foliazione sia verticale Est-Ovest e la lineazione orizzontale Est-Ovest.

#### Analisi degli indicatori cinematici

L'analisi degli indicatori cinematici è stata eseguita nelle quarziti con feldspati e miche bianche (qtz 60-85 e qtz 60) sulle sezioni coincidenti col piano XZ dell'ellissoide dello strain finito (Fig. 3). Le indicazioni migliori sul senso di taglio sono state desunte dall'osservazione sistematica di *shear bands*, strutture a domino dei feldspati e  $\sigma$ -*porphyroclast* (Simpsom, 1986).

## RISULTATI

#### Analisi dello strain finito

I clasti di quarzo sono immersi in una matrice quarzitica e quindi l'effetto della matrice sull'entità della deformazione può essere considerato nullo. A causa degli effetti della ricristallizzazione non è possibile stabilire quanta parte dell'intera storia deformativa sia rappresentata dal valore di *strain* finito. I valori assoluti ottenuti dall'analisi dello *strain* finito forniscono una stima dello *strain* accomodato per deformazione intragranulare nei clasti e rappresentano quindi un valore minimo dello *strain* totale subito dalla roccia. Anche i valori di *stretching* relativi al feldspato sono una sottostima del valore reale della deformazione; infatti una ripartizione della

deformazione è suggerita da strutture occhiate in cui i granuli di feldspato sono gli elementi più competenti e quindi meno deformati. Poichè durante l'analisi sono stati selezionati i clasti non completamente ricristallizzati durante le deformazioni sin-F2 e il più possibile esenti dagli effetti delle deformazioni F3. Lo stato di *strain* di questi campioni dovrebbe quindi riflettere soprattutto la deformazione assunta durante F2. Tuttavia è plausibile ipotizzare che i clasti mantengano memorizzati anche stadi delle deformazioni precedenti (pre- F2).

Nella tabella I sono riassunti i risultati rappresentativi dei diversi siti campionati. Gli ellissoidi risultano caratterizzati da un parametro K compreso tra 0.15 e 0.6, evidenziando la prevalenza di ellissoidi triassiali appiattiti (ellissoide tipo oblato).

Tab. 1 - Risultati rappresentativi dell'analisi dello *strain* finito.

camp	X	Y	Z	RXY	RYZ	RXZ	K
1-C3	1.42	1.22	0.58	1.17	2.10	2.50	0.15
2-C4	1.37	1.10	0.65	1.24	1.65	2.05	0.37
3-C5	1.90	1.09	0.48	1.74	2.25	3.92	0.60
4-C22	1.70	1.13	0.52	1.51	2.16	3.25	0.44
5-C23	1.49	1.20	0.56	1.24	2.13	2.65	0.21

Per interpretare il significato della forma oblata dell'ellissoide, occorre tenere in conto alcuni fattori:

– una eventuale variazione di volume durante la deformazione;

– una eventuale variazione nello *strain* totale causata da deformazioni sovrainposte (post-F2).

Variazioni di volume durante la deformazione hanno l'effetto di traslare il limite tra il campo del *flattening* apparente e quello della costrizione apparente, inficiando l'interpretazione del significato della forma dell'ellissoide. Nel nostro caso l'ellissoide continua a cadere nel campo del *flattening* apparente per ampie variazioni di volume e si avvicina alla retta  $K = 1$  solo per variazioni di volume  $> 50\%$ . In questi campioni valori così elevati di variazione di volume non sono verosimili perché non sono stati osservati fenomeni di *pressure solution* o altri indizi di tale variazione. Si può quindi concludere che l'ellissoide cade realmente nel campo del *flattening* apparente. Per quanto riguarda il secondo punto, le deformazioni successive a quelle che hanno prodotto la tessitura milonitica (post-F2) non appaiono rilevanti nell'influenzare la forma dell'ellissoide, visto che già in fase di campionamento sono stati selezionati campioni provenienti da siti mesostrutturali poco interessati da queste deformazioni.

I punti proiettati sul diagramma logaritmico di Flinn (Fig. 5) sottolineano quindi una reale deformazione per *flattening* apparente per le rocce analizzate.

Una stima approssimativa del valore minimo assoluto di allungamento  $S (= "stretch")$  è stata ricavata anche dai cristalli di feldspato che presentano deformazio-

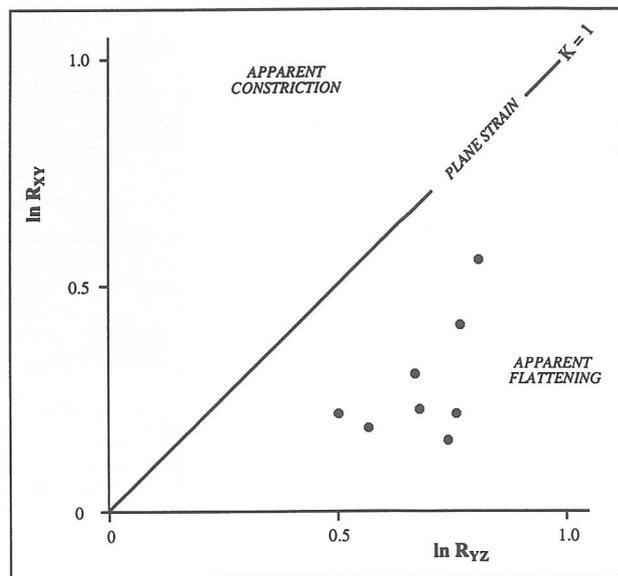


Fig. 5 - Diagramma logaritmico di Flinn con i risultati rappresentativi di ciascun sito campionato.

ne cataclastica.  $S$  è stato calcolato secondo la relazione (Bailey *et al.*, 1994):

$$S = L_f / \sum L_i$$

dove  $L_f$  è la lunghezza totale finale e  $L_i$  è la somma delle lunghezze dei frammenti di feldspato.

Per  $S$  si ottengono valori che variano da 1.1 a 1.4 e di conseguenza valori dell'estensione quadratica

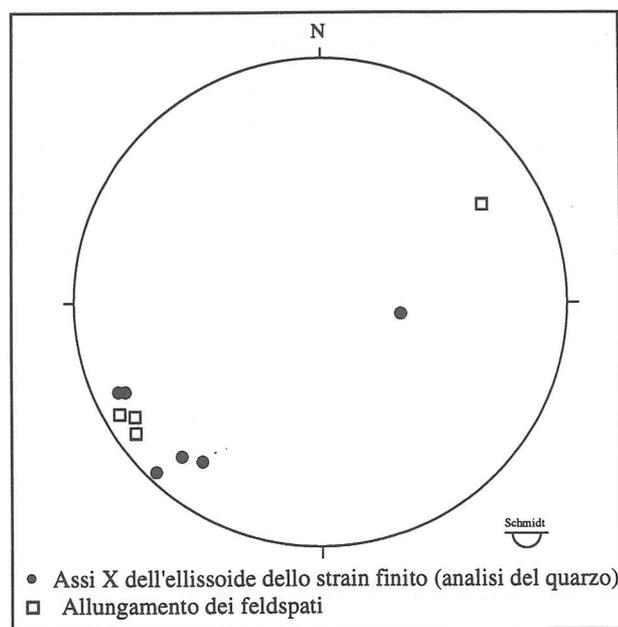


Fig. 6 - Proiezione stereografica delle direzioni di massima estensione ricavate dall'analisi dei clasti di quarzo e di feldspato e rappresentative di ciascun sito campionato.

compresi tra 1.2 e 2, confrontabili con i valori ricavati dai clasti di quarzo.

Le direzioni di massima estensione ricavate dall'analisi in sezione sottile degli allungamenti dei clasti di quarzo e del feldspato sono riportate nella proiezione stereografica di Figura 6, come detto nella descrizione delle microstrutture l'allungamento dei feldspati non coincide perfettamente con quello dei clasti o delle fibre di quarzo.

#### Analisi del fabric

L'analisi degli assi-c eseguita sui clasti relitti evidenzia una dispersione intermedia tra *crossed girdle*

tipo I e *small circle girdles* (Fig. 7). Secondo il modello di Schmid e Casey (1986) questa configurazione indica una deformazione intermedia tra *plane strain* e *flattening*. L'angolo di apertura del fabric degli assi-c è di circa 23-25°.

L'analisi eseguita sui cristalli della matrice evidenzia una dispersione degli assi-c attorno a *small circles* centrati sull'asse-Z. Secondo il modello di Schmid e Casey (1986) questa configurazione indica una deformazione per *flattening*. La dispersione degli assi-c è asimmetrica rispetto alla foliazione con un massimo relativo nei quadranti NO-SE. L'angolo di apertura è maggiore rispetto a quello visto per i clasti relitti ed è uguale a 30-35°.

La dispersione degli assi-a (Fig. 8) avviene lungo

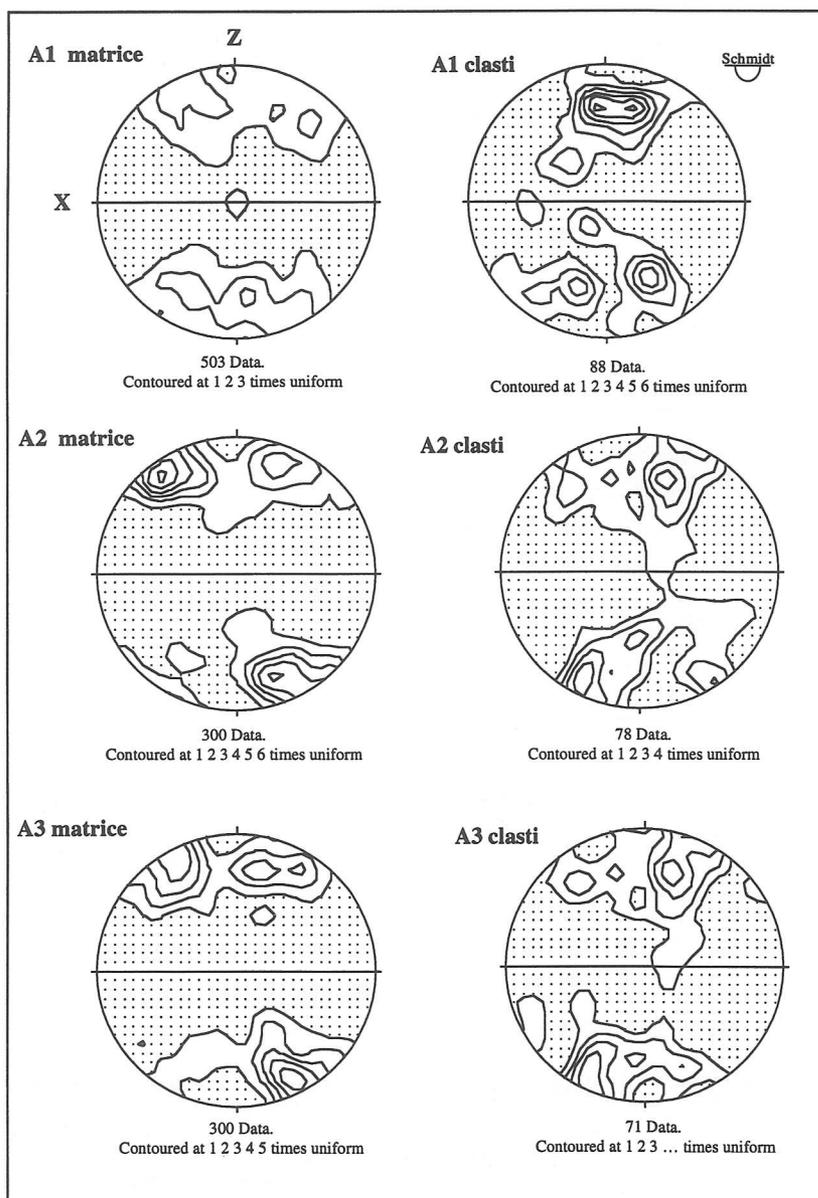


Fig. 7 - Proiezioni stereografiche rappresentative degli assi-c del quarzo. La foliazione è orizzontale ed orientata est-ovest, la direzione di massima estensione è orizzontale.

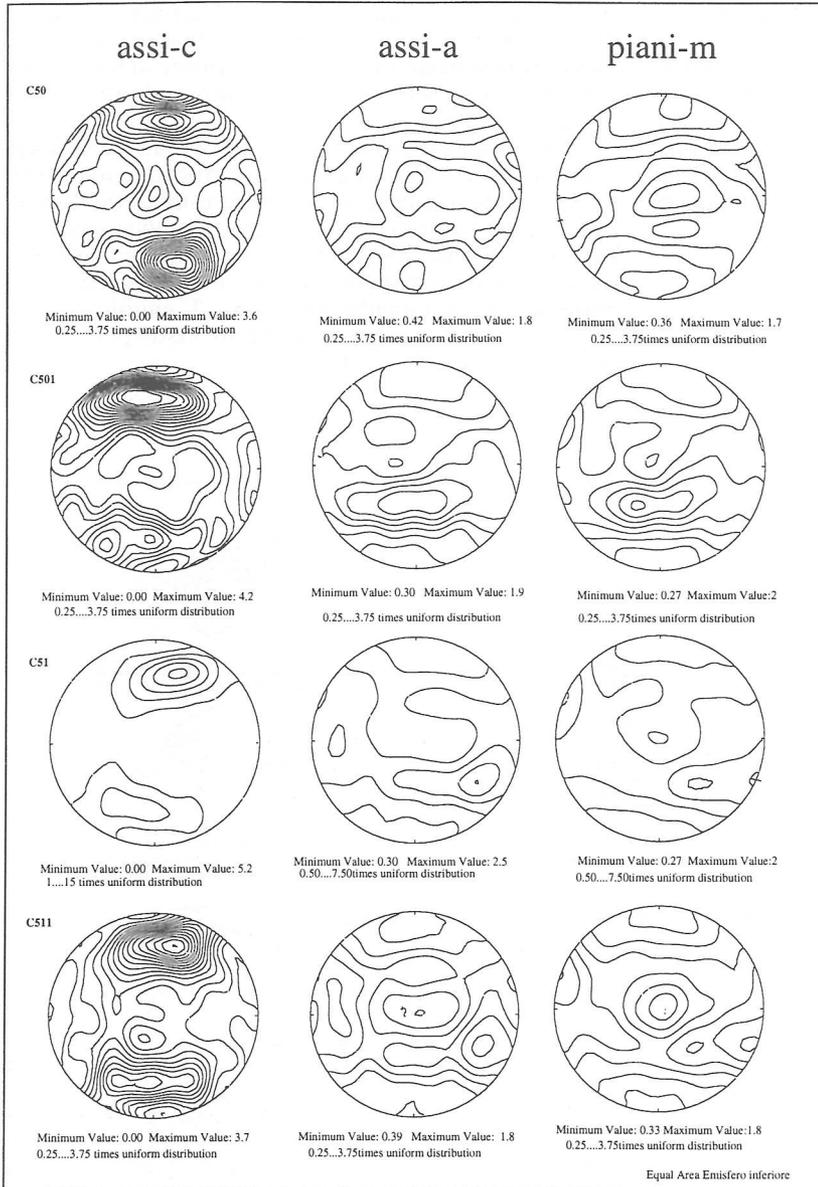


Fig. 8 - Proiezioni stereografiche rappresentative degli assi-c, assi-a e piani-m misurate col goniometro tessiturale a raggi-X. La foliazione è orizzontale ed orientata est-ovest, la direzione di massima estensione è orizzontale.

bande diffuse a  $\pm 20^\circ$  dalla foliazione e indica un *extreme flattening type pattern* (Schmid e Casey, 1986). Per controllare l'influenza esercitata dai clasti relitti sulla orientazione cristallografica dei nuovi cristalli di quarzo che si formano a loro spese, sono stati misurati gli angoli tra gli assi -c dei nuovi individui di quarzo all'interno di strutture *core and mantle*. L'istogramma di Fig. 9 evidenzia l'esistenza di un massimo per angoli attorno a  $20^\circ$ - $30^\circ$ . Questo potrebbe indicare che i clasti esercitano un controllo sulla cristallizzazione dei nuovi cristalli, come discusso in Law (1986). Tuttavia il differente angolo di apertura, cioè la differente orientazione degli assi-c rispetto all'asse Z dell'ellissoide dello strain tra i clasti relitti e il quarzo della matrice, suggerisce anche

che esiste comunque una influenza da parte degli *stress* locali e/o del campo dello *strain* in cui è avvenuta la deformazione.

Un'altra osservazione importante sui risultati dell'analisi del fabric è che la dispersione degli assi-c è sempre asimmetrica (Fig. 7); l'asimmetria dei clasti relitti è però speculare rispetto a quella dei granuli di quarzo nella matrice. Come noto (vedi ad esempio Bouchez, 1978; Simpson, 1986) l'asimmetria del fabric cristallografico del quarzo può essere utilizzata come indicatore cinematico; nel nostro caso si osserva che il senso di taglio indicato dal fabric dei granuli di quarzo della matrice è concorde con gli altri indicatori cinematici osservati, mentre il fabric dei clasti relitti è antitetico rispetto al senso di taglio.

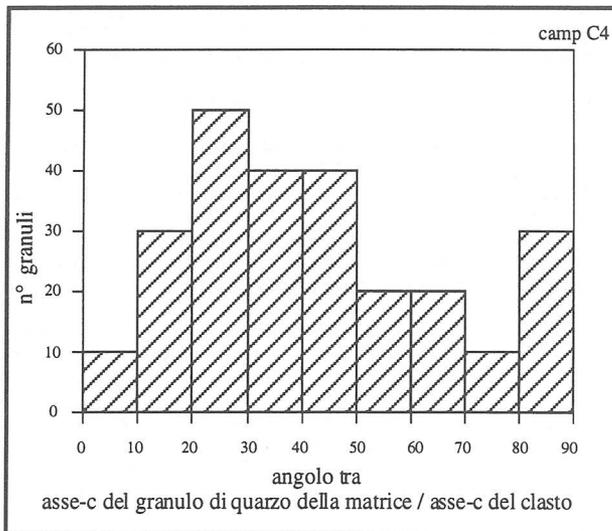


Fig. 9 - Istogramma rappresentativo di una struttura *core and mantle* in campioni del sito 2.

### Analisi degli indicatori cinematici

In generale e nella maggior parte dei casi analizzati, sia in sezione che sui campioni macroscopici, gli indicatori cinematici indicano una componente prevalente di taglio destro con movimento relativo con top a SO.

## DISCUSSIONE

### Relazioni tra microstrutture e strain

I risultati dell'analisi del fabric e quelli dell'analisi dello *strain* finito sono confrontabili avendo fornito le stesse indicazioni sullo stato di *strain*: per i clasti relitti indicano una deformazione di tipo *flattening* apparente, per i cristalli neoblastici della matrice indicano una deformazione per *flattening* estremo. Inoltre in tutti i casi si è osservata una simmetria non ortorombica della distribuzione degli assi cristallografici del quarzo che indica la presenza di una componente rotazionale della deformazione.

L'ipotesi più verosimile quindi per spiegare i risultati delle analisi delle microstrutture e dello *strain* è quella di una deformazione composita con una componente per *flattening* associata ad una componente di *plane strain* o di flusso non-coassiale. Questa ipotesi è anche supportata dalla forte similitudine tra i risultati ottenuti da questo studio e quelli ottenuti dalla deformazione sperimentale di quarziti eseguita in laboratorio da Dell'Angelo e Tullis (1989). La dispersione degli assi-c, che questi autori ottengono artificialmente applicando una deformazione combinata di taglio semplice più *flattening*, evidenzia dei massimi per orientazioni subperpendicolari al piano della foliazione, con patterns intermedi tra il tipo 1 *crossed girdles* e il tipo *small circle girdles* (Fig. 5

in Dell'Angelo e Tullis, 1989); questi patterns sono quindi simili ai risultati ottenuti dall'analisi delle quarziti di Arenzano. In particolare i patterns ottenuti dall'analisi dei clasti (Fig. 7) sono simili a quelli ottenuti con una deformazione combinata per taglio e compressione assiale con  $\gamma > 1.7$  e *flattening* > del 23%, quelli ricavati dal quarzo neoblastico della matrice sono simili a quelli ottenuti con una deformazione combinata per taglio e compressione assiale con  $\gamma > 2$  e *flattening* > 50 %.

La differenza tra il fabric (assi-c) dei clasti relitti e quello del quarzo nella matrice, potrebbe essere quindi spiegato da un cambiamento del regime di *strain* incrementale (Kirschner e Teyssier, 1991), con la componente di taglio puro che assume un ruolo predominante durante l'evolversi della deformazione. Non si può tuttavia escludere anche l'effetto di una distribuzione eterogenea della ricristallizzazione, sul tipo della ricristallizzazione selettiva proposta da Hippert e Borba (1992), in questo caso la presenza di un fabric residuale giustificerebbe l'asimmetria antitetica dei pattern degli assi-c dei clasti relitti.

### Implicazioni regionali

I risultati dell'analisi delle quarziti hanno evidenziato i caratteri della zona milonitica a taglio destro che segna il contatto tra il massiccio cristallino di Arenzano e la successione Prepiemontese esaminata. La sua posizione temporale nella successione degli eventi deformativi e metamorfici (pre-F3 di Capponi, 1991) e la direzione di trasporto tettonico consentono di inserirla nel quadro cinematico pre-eocenico descritto per questo settore delle Alpi Liguri (Vanossi *et al.*, 1986; Giglia *et al.*, 1996; Crispini, 1996; Capponi e Crispini, in prep.).

Nel settore occidentale delle Alpi Liguri (unità Brianzoni) è descritta una tettonica pre-eocenica caratterizzata da direzioni di allungamento circa N-S e trasporto tettonico verso S-SO (Vanossi *et al.*, 1986; Giglia *et al.*, 1996). La stessa cinematica è ipotizzata per il settore orientale delle Alpi Liguri (Massiccio di Voltri e Zona Sestri-Voltaggio; Capponi e Crispini, in prep.) dove sono stati individuati sistemi di thrust e faglie normali che indicano direzioni di movimento verso S-SO. I sensi di movimento verso S-SO individuati nell'area di Arenzano ben si accordano con il quadro cinematico delle aree contigue.

Queste evidenze sottolineano una cinematica pre-eocenica sostanzialmente differente da quella descritta per l'arco delle Alpi Occidentali dove le direzioni di massimo allungamento e di movimento sono verso N-NO e differenti da quelle ipotizzate da altri autori (Hoogerduijn Strating, 1994) per il Massiccio di Voltri.

## CONCLUSIONI

– L'analisi del fabric del quarzo e l'analisi dello *strain* finito forniscono indicazioni congruenti sul tipo di deformazione registrata nelle quarziti studiate. In-

fatti entrambi i tipi di analisi indicano una deformazione tipo *flattening* apparente.

– La dispersione degli assi-c e le microstrutture consentono di definire una deformazione in cui si combinano una componente di taglio semplice con una di flusso coassiale (*flattening*). Questa ipotesi è supportata anche dalle forti analogie con i dati sperimentali presentati in Dell'Angelo e Tullis (1988). Questi autori infatti, applicando alle quarziti una deformazione combinata di taglio semplice più *flattening*, ottengono una dispersione degli assi-c del tutto confrontabile con quella mostrata in questo studio.

– L'analisi degli assi-c dei clasti relitti di quarzo evidenzia una asimmetria antitetica rispetto al senso di taglio indicato dagli assi-c del quarzo nella matrice e dagli altri indicatori cinematici presi in considerazione. Questo risultato può essere spiegato con la presenza di un *fabric* residuale.

– L'analisi delle quarziti ha evidenziato che la zona milonitica esaminata ha taglio destro con direzione di trasporto tettonico verso S-SO. Questa la inserisce nel quadro cinematico pre-eocenico delle Alpi Liguri che mostra una direzione di allungamento e trasporto verso i quadranti meridionali, quindi sostanzialmente differente da quella delle Alpi Occidentali.

#### RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare il Dott. N. Mancktelow per l'ospitalità presso l'ETH di Zurigo, il Dott. S.M. Casey per le analisi col goniometro a raggi-X, il Prof. G. Capponi per l'assistenza durante le fasi di campionamento e per i suggerimenti durante la stesura del manoscritto, il Prof. M. Marroni e il Dott. G. Molli per la revisione critica del manoscritto.

#### BIBLIOGRAFIA

- Atkinson, B.K., 1982. Subcritical crack propagation in rocks: theory, experimental results and applications. *J. struct. Geol.*, 4: 41-56.
- Bailey, C.M., Simpson, C. e DePaor, D.G., 1994. Volume loss and tectonic flattening strain in granitic mylonites from the Blue Ridge Province, Central Appalachians. *J. struct. Geol.*, 16 (10): 1403-1416.
- Bouchez, J.-L., 1978. Preferred orientations of quartz a-axes in some tectonites: kinematic inferences. *Tectonophysics*, 49: T25-T30.
- Boullier, A.M., e Bouchez, J.-L., 1978. Le quartz en rubant dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. France*, 20: 253-262.
- Brunel, M., 1980. Quartz fabric in shear-zone mylonite: evidence for a major imprint due to late strain increments. *Tectonophysics*, 64: T33-T44.
- Burg, J.P., 1986. Quartz shape fabric variations and c-axis fabrics in a ribbon mylonite: arguments for an oscillating foliation. *J. struct. Geol.*, 8 (2): 123-131.
- Cabella, R., Cortesogno, L., Gaggero, L. e Lucchetti, G., 1994. Clinopyroxenes through the blueschist facies metamorphism of the Liguria Alps: compositional variability and miscibility gaps. *Atti Tic. Sc. Terra, Ser. Spec.* 1: 55-63.
- Capponi, G., 1987. Alcune considerazioni sul Massiccio di Voltri (Alpi Liguri). *Boll. Soc. geol. ital.*, 106: 633-645.
- Capponi, G., 1991. Megastructure of the South-Eastern part of the Voltri Group (Ligurian Alps): a tentative interpretation. *Boll. Soc. geol. ital.*, 110: 391-403.
- Capponi, G., Scambelluri, M. e Tallone, S., 1986. Distinzione di fasi tettoniche al contatto tra le Unità Ponzema, Voltri-Rossiglione e la Falda Erro-Tobbio. *Ofioliti*, 11 (3): 221-234.
- Cimmino, F. e Messiga, B., 1979. I calcescisti del Gruppo di Voltri (Liguria Occidentale): le variazioni composizionali delle miche bianche in rapporto alla evoluzione tettonico-metamorfica Alpina. *Ofioliti*, 4 (3): 269-294.
- Cortesogno, L., Ernst, W.G., Galli, M., Messiga, B., Pedemonte, G.M. e Piccardo, G.B., 1977. Chemical petrology of eclogitic lenses in Serpentinite, Gruppo di Voltri, Ligurian Alps. *J. Geol.* 85: 255-277.
- Cortesogno, L. e Forcella, F., 1978. Il massiccio cristallino di Arenzano, frammento di crosta continentale Brianzonese al margine meridionale del Gruppo di Voltri. *Rend. Soc. ital. Miner. Petr.*, 34 (2): 307-350.
- Crispini, L., 1996. Evoluzione Strutturale dei Metasedimenti del Gruppo di Voltri e della Zona Sestri-Voltaggio: implicazioni nell'evoluzione Tettonica e Geodinamica Alpina. E.R.S.U., Univ. di Genova, 129 pp.
- Dell'Angelo, L.N. e Tullis, J., 1989. Fabric development in experimentally sheared quartzites. *Tectonophysics*, 169: 1-21.
- Dunnet, D. e Siddans, A.W.B., 1971. Non-random sedimentary fabrics and their modifications by strain. *Tectonophysics*, 12: 307-325.
- Giglia, G., Capponi, G., Crispini, L. e Piazza, M. 1996. Dynamics and seismotectonic of the West-Alpine Arc. *Tectonophysics*, 267: 143-175.
- Hanmer, S. e Passchier, C.W., 1991. Shear sense indicators: a review. *Geol. Surv. Can. Pap.*, 90: 1-71.
- Hippert, J.F.M. e Borba, R.P., 1992. Quartz c-axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains: discussion. *J. struct. Geol.*, 14 (5): 627-630.
- Hoogerduijn Strating, E.H., 1994. Extensional faulting in an intraoceanic subduction complex. Working hypothesis for the Paleogene of the Alps-Apennine system. *Tectonophysics*, 238: 255-273.
- Kanagawa, K., 1990. Automated two-dimensional strain analysis from deformed elliptical markers using an image analysis system. *J. struct. Geol.*, 12: 139-143.
- Kirschner, D. e Theissier, C., 1991. Quartz c-axis fabric differences between porphyroclasts and recrystallized grains. *J. struct. Geol.*, 13 (1): 105-109.
- Law, R.D., 1986. Relationships between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice quartzites of Plougastel, Western Brittany. *J. struct. Geol.*, 8 (5): 493-515.
- Lisle, R.J., 1977. Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geologie Mijnb.*, 56: 140-144.
- Lisle, R.J., 1985. *Geological Strain Analysis: A Manual for the R/f Technique*. 99 pp., Pergamon Press, Oxford.
- Means, W.D., 1981. The concept of steady-state foliation. *Tectonophysics*, 78: 179-199.
- Messiga, B. e Scambelluri, M., 1991. Retrograde P-T-t path for the Voltri Massif eclogites (Ligurian Alps, Italy): some tectonic implications. *J. metam. Geol.*, 9: 93-109.
- Peach, C.J. e Lisle, R.J., 1979. A FORTRAN IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computers Geosci.*, 5: 325-334.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. 568 pp., McGraw-Hill, New York.
- Ramsay, J.G. e Huber, M.I., 1983. *The techniques of modern structural Geology. Volume 1: strain analysis*. 307 pp., Academic Press, London.
- Schmid, S.M. e Casey, M., 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Amer. geophys. Un., Geophys. Monogr.*, 36: 263-268.
- Shimamoto, T. e Ikeda, Y., 1976. A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects-1. Basic theory. *Tectonophysics*, 36: 315-337.
- Sibson, R.H., White, S. e Atkinson, B.K., 1979. Fault rock distribution and structure within the Alpine Fault Zone: a preliminary account. In: R.I. Walcott and M.M. Cresswell (Eds.), *The origin of the southern Alps*. *Bull. r. Soc. New Zealand*, 18: 55-66.

- Simpson, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. *J. geol. Education*, 34: 246-261.
- Tullis, J., 1983. Deformation of feldspars. In: P.H. Ribbe (Ed), *Feldspar mineralogy*. *Rev. Mineral., Min. Soc. Amer.*, 297-323.
- Vanossi, M., Cortesogno, L., Galbiati B., Messiga, B., Piccardo, G.B. e Vannucci, R. 1986. *Geologia delle Alpi Liguri: dati, problemi, ipotesi*. *Mem. Soc. geol. It.*, 28: 5-75. (imprinted 1984; issued 1986).
- Werling, E., 1992. *Tonale-, Pejo- und Judiacyen-linie: kinematik, mikrostrukturen und metamorphose von tektoniten aus raumlich interferierenden aber verschiedenartigen verwerfungszonen*. Ph. D. Dissert., E.T.H., Zurigo.
- Wheeler, J., 1986a. Strain analysis in rocks with pre-tectonic fabrics. *J. struct. Geol.*, 8: 887-896.
- Wheeler, J., 1986b. Average properties of ellipsoidal fabrics: implications for two- and three-dimensional methods of strain analysis. *Tectonophysics*, 126: 259-270.
- White, S., 1975. Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contr. Miner. Petrol.*, 50: 287-304.
- White, S., 1976. The effects of strain on microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. r. Soc. London, Ser. A*. 283: 69-86.

*(ms. pres. il 15 dicembre 1997; ult. bozze l'11 settembre 1998)*

