

**STORIA DELLA DEFORMAZIONE IN ZONE DI TAGLIO COMPRESSIVE
DELL'APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO
RICOSTRUITA CON IL CONTRIBUTO DELL'ANALISI MICROSTRUTTURALE(**)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 437
ABSTRACT	" 437
INTRODUZIONE	" 437
ASSETTO STRUTTURALE DEL SITO STUDIATO	" 439
ANALISI MICROSTRUTTURALE	" 439
RISULTATI DELL'ANALISI	" 440
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	" 445
BIBLIOGRAFIA	" 449

RIASSUNTO

Questo lavoro si propone di indagare la deformazione microscopica in rocce appartenenti alle zone di taglio associate ai sovrascorrimenti umbro-marchigiani al fine di riconoscere i meccanismi deformativi operanti durante la messa in posto dei sovrascorrimenti e da questi risalire alle condizioni di temperatura raggiunte in seno alla zona di taglio. Si è cercato anche di verificare l'esistenza di effetti alla microscaletta dei diversi vettori scivolamento riconosciuti in affioramento (N20°E, N70°E, N140°E); la geometria delle zone di taglio alla mesoscaletta è generalmente compatibile con un vettore scivolamento orientato N70°E. A tali scopi sono stati prelevati campioni orientati di Scaglia rossa in un affioramento campione appartenente alla zona di taglio associata al sovrascorrimento di M. Cavallo-M. Primo (Appennino centro-settentrionale) e su di essi sono state effettuate sia indagini al microscopio ottico a luce trasmessa che indagini al SEM, applicando tecniche diverse (principalmente elettroni secondari e *back scattering*).

Lo studio ha condotto al riconoscimento dei seguenti meccanismi deformativi: cataclasi, dissoluzione per pressione, probabile scivolamento intergranulare (*Grain Boundary Sliding*) ed, in misura minore e talvolta localizzata, *Grain Boundary Migration*, deformazione plastica dei microfossili contenuti nella matrice, geminazione nei cristalli di calcite di maggiori dimensioni. Il riconoscimento di alcuni di questi meccanismi consente di estrapolare temperature fino a 200-250°C raggiunte all'interno della zona di taglio.

Lo studio sull'orientazione preferenziale degli assi-c della calcite in vene di taglio ha rivelato una riorientazione delle microstrutture in direzione N20°E, consentendo alcune ipotesi sul significato delle microstrutture stesse.

ABSTRACT

In this paper, the deformation of fine-grained limestones belonging to the shear zones related to the Umbria-Marche thrust-sheets is analyzed in order to recognize different deformation mechanisms, to evaluate the temperature conditions during thrusting, and to investigate the possible effects of

different slip vectors (N70°E, N20°E and N140°E) measured in the field.

The studied samples come from a shear zone associated with the M. Cavallo-M. Primo thrust sheet (Central-Northern Apennines). Optical microstructures, strain analysis and SEM observations allow to distinguish intracrystalline deformation such as grain boundary migration, twinning and probable grain boundary sliding. These deformation mechanisms appear to be associated with pressure solution and cataclasis during thrusting. The inferred temperatures are 200-250°C.

The c-axes fabric of calcite crystals shows a reorientation due to the N20°E slip vector.

PAROLE CHIAVE: Calcite, Microdeformazione, Zona di taglio, Appennino umbro-marchigiano.

KEY WORDS: Calcite, Microscopic deformation, Shear zone, Umbria-Marche Apennines.

INTRODUZIONE

Le microstrutture di deformazione ottica associate a tettoniti delle zone di taglio dell'Appennino umbro-marchigiano sono state correlate con l'ambiente deformativo (temperature) e la deformazione finita allo scopo di poter discriminare tra i possibili meccanismi deformativi operativi durante la strutturazione dei singoli *thrust sheets*.

Le zone di taglio associate ai principali sovrascorrimenti della catena umbro-marchigiana sono descritte in numerosi lavori di carattere mesostrutturale (INVERNIZZI & RIDOLFI, 1992 ed opere citate; CALAMITA & PIERANTONI, 1993 ed opere citate). L'aspetto mesoscopico di queste zone di taglio è principalmente fragile ed esse sono descritte in letteratura come tettoniti S/C (*sensu* LISTER & SNOKE, 1984). I meccanismi deformativi meglio rappresentati sono la dissoluzione per pressione, che sviluppa le superfici S comprese tra piani di taglio più o meno pervasivi (superfici C), e la cataclasi. I caratteri mesostrutturali delle zone di taglio associate ai sovrascorrimenti sono generalmente simili tra loro.

In questo lavoro sono presentati i risultati riferiti ad un'area campione, individuata nella zona di taglio associata al Sovrascorrimento di M. Cavallo-M. Primo (SCAP, Fig. 1a). Lo SCAP è ubicato al fronte della ruga interna della dorsale umbro-marchigiana; quest'ultima è parte della catena a pieghe e sovrascorrimenti costruitasi principalmente a spese di una copertura sedimentaria stratificata di età compresa tra il Triassico superiore ed il Quaternario. All'interno della successione sedimentaria si riconoscono diverse unità principali, litologicamente e reologicamente differenti, i cui diversi comportamenti deformativi sono condizionati anche dal forte contrasto di competenza (Fig. 1b).

(*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino.

(**)La ricerca è stata finanziata con una Borsa di studio post-dottorato dell'Università di Camerino e con i Fondi M.U.R.S.T. 40%, G. DEIANA.

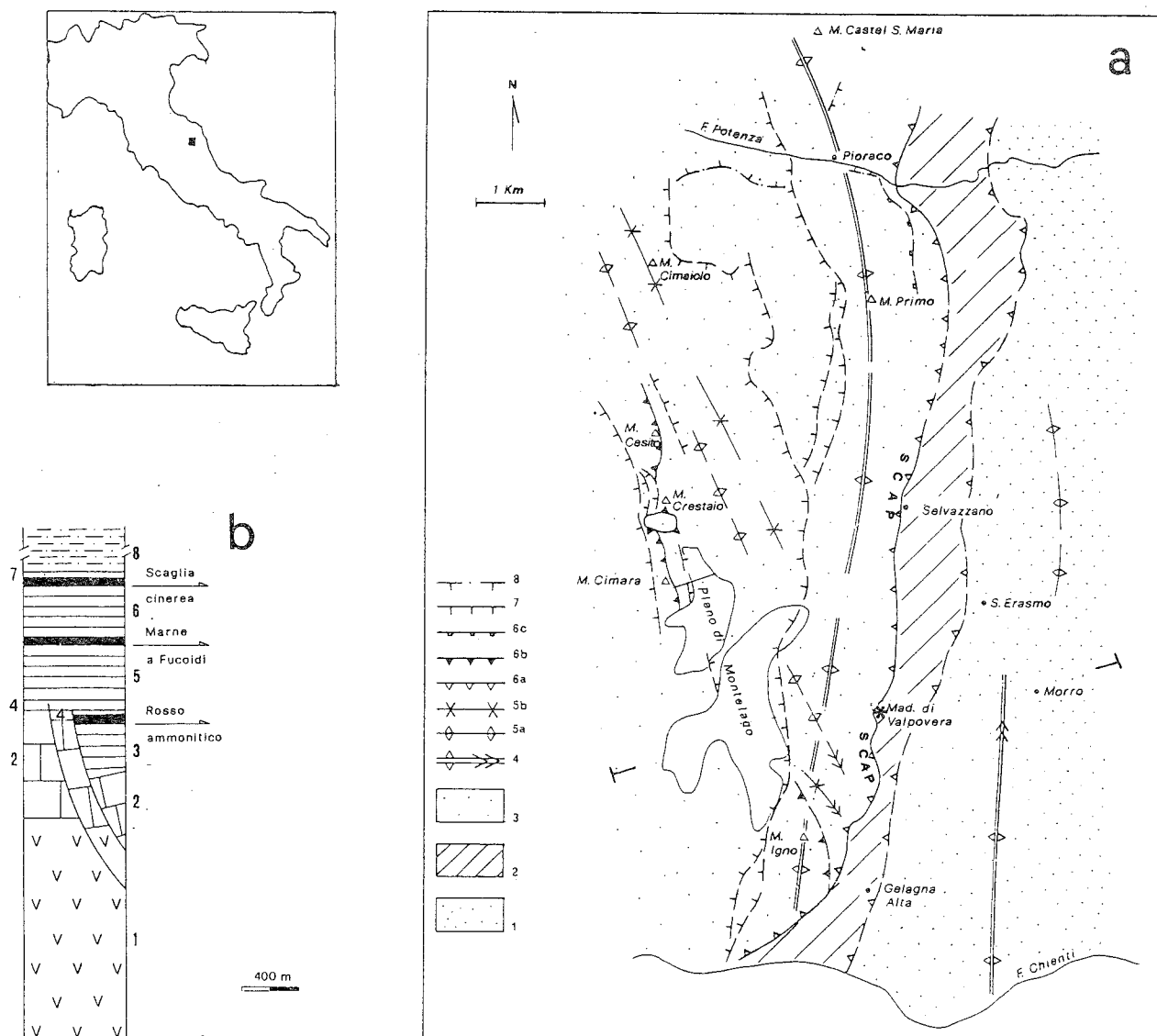


Fig. 1 - a) Schema strutturale del sovrascorrimento di M. Cavallo-M. Primo (SCAP); con un asterisco è evidenziato l'affioramento di Madonna di Valpovera studiato in dettaglio in questo lavoro. 1 - Letto del sovrascorrimento; 2 - elemento tettonico intermedio costituito da scaglie tettoniche; 3 - tetto del sovrascorrimento; 4 - macroanticlinale (la doppia freccia indica l'immersione assiale); 5 - pieghe minori: (5a) anticlinale, (5b) sinclinale; 6 - sovrascorrimento: (6a) principale, (6b) minore, (6c) cieco; 7 - faglia normale; 8 - faglia giurassica. (da CALAMITA & PIERANTONI, 1993, modificato).

b) Schema stratigrafico della successione sedimentaria di copertura nella regione umbro-marchigiana: 1 - *Anidriti di Burano* (Trias Sup.); 2 - *Calcari e marne a Raethavicula e Calcare massiccio* (Trias sup.-Lias inf.); 3 - *Corniola, Rosso ammonitico e/o Calcari e marne del Sentino* (Sinemuriano sup.-Aaleniano); 4 - *Formazione del Bugarone* (Pliensbachiano-Titonico inf., Successioni condensate); 5 - *Calcari e marne a Posidonia, Calcari diasprini umbro-marchigiani, Maiolica, Marne a Fucoidi* (Bajociano-Cenomaniano); 6 - *Scaglia bianca, rossa e cinerea* (Cenomaniano medio-Oligocene); 7 - *Bisciario, Schlier, Marne con cerroigna, Marne a Pteropodi* (Aquitaniiano-Messiniano p.p.); 8 - *Depositi torbiditici silico-clastici* (Burdigaliano p.p.-Messiniano). In nero sono evidenziati i livelli incompetenti che corrispondono alle formazioni del *Rosso ammonitico*, delle *Marne a fucoidi* e della *Scaglia cinerea*.

Le indagini macro e mesostrutturali effettuate lungo lo SCAP hanno evidenziato una direzione del piano principale (NNE-SSW), parallela all'asse della omonima macroanticlinale (Fig. 1a); il piano immerge di 20°-30° verso WNW (CALAMITA & PIERANTONI, 1993); tuttavia proseguendo a nord della valle del F. Potenza il sovrascorrimento assume direzione NW-SE, mentre a sud del F. Chienti esso ha una direzione media N20°-30°E, fino a ricollegarsi con i sovrascorrimenti della Valnerina. Esso rappresenta pertanto un elemento tettonico di notevole continuità che descrive, nel suo complesso, una forma arcuata tipica dei sovrascorri-

menti dell'Appennino umbro-marchigiano (CALAMITA & DEIANA, 1987).

I rapporti tra il piano di sovrascorrimento principale ed il suo *footwall* risultano complicati da una serie di scaglie tettoniche a varia scala, da metrica a chilometrica, che nel complesso realizzano una zona di sovrascorrimento dello spessore di 300-400 m. (CALAMITA & PIERANTONI, 1993). Sui piani di taglio si osservano, a luoghi, strie indicanti tre diversi vettori scivolamento (N70°E, N10°-20°E e N130°E): non è chiaro tuttavia se tali strie siano il risultato di vere e proprie cinematiche diverse o non piuttosto di complicazioni

locali; un contributo in tal senso viene anche dalle analisi effettuate in questo lavoro.

ASSETTO STRUTTURALE DEL SITO STUDIATO

I campioni utilizzati per le indagini microstrutturali provengono dalla località Madonna di Valpovera (Fig. 1a e 2a), dove sono coinvolte nella zona di taglio le formazioni della Scaglia rossa e cinerea particolarmente deformate (Fig. 2b). Le suddette formazioni appartengono ad una delle scaglie tettoniche comprese tra il *footwall* e l'*hangingwall* dello SCAP, nella quale la Scaglia cinerea e la Scaglia rossa sono in successione normale. Per questa indagine si sono utilizzati campioni orientati di Scaglia rossa, un calcare marnoso costituito dal 4-8% di argilla e silt, dal 2-6% di microfossili e per il resto da una matrice micritica di cristalli di calcite; il colore rossastro deriva da un certo contenuto di ematite. All'interno della successione della Scaglia rossa sono presenti strati più francamente marnoso-argillosi che si alternano al complesso di strati calcareo-marnosi. In aree poco deformate, al di fuori della zona di taglio, la stratificazione ha una giacitura del tut-

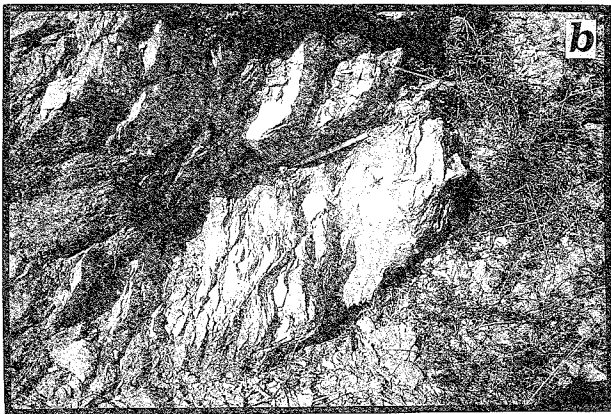


Fig. 2 - a) Panoramica dell'affioramento di Madonna di Valpovera, visto da SE: si osservano, dall'alto verso il basso, le formazioni della Scaglia cinerea e della Scaglia rossa fittamente foliate tra piani di taglio immergenti a SW, paralleli al sovrascorrimento principale, e ritagliate da piani finali immergenti a NE.

b) Particolare della foto precedente, formazione della Scaglia rossa. Ben evidenti la geometria interna della tettonite e le relazioni angolari tra piani di taglio e di clivaggio alla mesoscala.

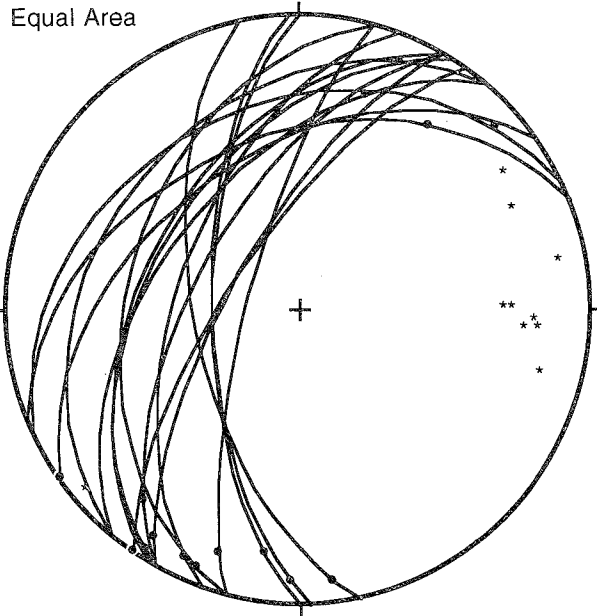


Fig. 3 - Proiezione stereografica su reticolo di Schmidt (emisfero inferiore), degli elementi tettonici principali misurati alla scala dell'affioramento. Sono riportati le ciclografie dei piani di taglio, i vettori scivolamento (*), i poli ai piani di clivaggio (☆).

to simile a quella dei piani di taglio principali: ciò suggerisce un frequente utilizzo degli orizzonti marnoso-argillosi come piani di movimento interstratale.

Lo studio delle tettoniti associate a questo tratto del sovrascorrimento ha evidenziato la presenza di una fitta deformazione nei litotipi più marnosi che si realizza su piani di taglio orientati mediamente tra N-S e N30°E, tra i quali si sviluppa un clivaggio di dissoluzione per pressione con direzione variabile tra N140°E e N-S. Il vettore scivolamento più rappresentato è orientato N20°E; parallelamente a questa direzione, misurata attraverso strie meccaniche e fibre di calcite, sono stati tagliati anche i campioni orientati. I risultati dell'indagine meso-strutturale sono sintetizzati in Fig. 3. A scala mesoscopica la tettonite è organizzata in prevalenza secondo una geometria S/C dove, tuttavia, non vengono rispettati i rapporti angolari tra piani di taglio e clivaggio: l'angolo tra questi due elementi tettonici raggiunge anche i 70°-80° (Fig. 2b). Alla scala del campione, si sviluppa una tettonite S/C più fitta dove i rapporti angolari sono invece generalmente rispettati o addirittura minori di 45°. In quest'ultimo caso le vene di taglio (C) sono debolmente inclinate rispetto alla stratificazione o riutilizzano superfici di clivaggio a basso angolo.

Ben sviluppate sono anche le vene di estensione, geneticamente associate al clivaggio di dissoluzione per pressione. La distribuzione delle vene di estensione meriterebbe tuttavia uno studio a parte: infatti sono presenti più generazioni di vene attribuibili, con ogni probabilità, a momenti diversi della storia deformativa. Per l'analisi microstrutturale sono state prese in considerazione solo vene aventi chiara relazione genetica con le superfici S della tettonite.

ANALISI MICROSTRUTTURALE

Nella letteratura internazionale esiste ampia do-

cumentazione (alla quale si rimanda) di studi sia sperimentali sia condotti su rocce carbonatiche naturalmente deformate, allo scopo di:

I) indagare il comportamento reologico e lo sviluppo del microfabric in condizioni di taglio semplice (SCHMID *et alii*, 1987 ed opere citate);

II) stabilire relazioni tra la temperatura ed i meccanismi deformativi (BURKHARD, 1990);

III) verificare in che modo varia la geminazione al variare dello stress differenziale (ROWE & RUTTER, 1990 ed opere citate);

IV) stabilire le relazioni della stessa geminazione con l'orientazione dell'ellissoide dello stress (FRIEDMANN & STEARNS, 1971; FRIEDMANN & HIGGS, 1981; GROSHONG, 1972; KNIPE, 1989; PFIFFNER & BURKHARD, 1987).

E' evidente, pertanto, che accurate analisi microstrutturali di campioni di roccia adeguatamente orientati e sezionati consentono di derivare utili informazioni sulla storia e sulle condizioni deformative delle aree oggetto dello studio. A tale scopo i campioni di roccia della zona di taglio SCAP sono stati analizzati al microscopio ottico in luce trasmessa ed al SEM. In entrambi i casi le tecniche di analisi utilizzate hanno fornito informazioni di carattere qualitativo e semi-quantitativo.

Per lo studio in sezione sottile si sono preparate sezioni nei piani principali XZ ed XY dell'ellissoide delle deformazioni. La X coincide con la lineazione di scorrimento misurata sui piani di taglio e di clivaggio riutilizzati, la Z è perpendicolare al clivaggio stilolitico. Il piano XY è costituito dalla superficie del clivaggio riorientato. Le sezioni studiate sono in numero di 12 nel piano XZ e 6 in quello XY. Alcune sezioni provengono inoltre dalla *Scaglia rossa* non deformata e sono state utilizzate come termine di confronto.

Lo studio in sezione sottile è stato finalizzato al riconoscimento dei meccanismi deformativi ed all'applicazione di metodi analitici per ottenere dati semi-quantitativi sulla deformazione finita; in particolare si è fatto uso della Rf/ϕ - Theta technique (RAMSAY, 1967; RAMSAY & HUBER, 1983; LISLE, 1985) applicandola ai microfossili. Questa tecnica, ormai collaudata in numerosi casi utilizzando oggetti diversi, consente di valutare un modo semiquantitativo la presenza di deformazione plastica. La tecnica parte dal presupposto che, in un volume di roccia abbastanza piccolo, la deformazione plastica sia omogenea ed interessi un oggetto ellittico che si deforma solidalmente con la matrice che lo contiene, senza un rilevante contrasto di competenza. Il metodo di RAMSAY (1967) proietta graficamente il rapporto tra gli assi deformati (Rf) e l'orientamento (ϕ) dell'asse maggiore degli oggetti rispetto ad una superficie di riferimento. Le misure sono state effettuate al microscopio ottico con l'ausilio di un oculare micrometrico e del tavolino meccanico graduato: si sono così misurati i rapporti assiali Rf e l'angolo ϕ utilizzando come riferimento la traccia della superficie stilolitica del clivaggio in sezione XZ. Sono state effettuate 50-60 misure per ogni sezione ritenuta idonea; i dati così ottenuti sono stati sottoposti al test di simmetria (LISLE, 1985) al fine di escludere la presenza di un fabric iniziale.

L'orientazione preferenziale degli assi-C della calcite è stata indagata otticamente utilizzando il Tavolino Universale secondo il metodo descritto in TURNER & WEISS (1963); le misure sono state effettuate nei cri-

stalli di calcite di maggiori dimensioni (30 micron). Poiché all'interno di ciascuna sezione sottile i cristalli di calcite variano notevolmente di dimensioni a seconda dei diversi domini cui appartengono (vedi oltre), questa distribuzione disomogenea non ha consentito l'utilizzo del goniometro tessiturale a raggi X per le indagini sulle orientazioni cristallografiche preferenziali.

Il microscopio elettronico a scansione è stato utilizzato per indagini di dettaglio sia di carattere morfologico, applicando la tecnica degli elettroni secondari (S.E.), sia di carattere composizionale utilizzando il Back Scatter (B.S.), la mappatura del Silicio e del Calcio e la microsonda. In particolare l'immagine ottenuta al *Back Scatter* consente di distinguere diverse fasi mineralogiche poiché, al variare del numero atomico (Z), varia anche la luminosità dell'immagine: i minerali con Z più piccolo appaiono più luminosi, quelli con Z maggiore risultano scuri. In questo caso il B.S. è stato utilizzato per evidenziare l'aumento nella presenza di minerali argillosi lungo le superfici stilolitiche osservato grazie al progressivo arricchimento in silice; questo processo è una conseguenza del meccanismo di dissoluzione per pressione. Per le analisi al SEM i campioni consistono in blocchetti di roccia sezionati secondo i piani XZ: il B.S. richiede superfici del campione estremamente levigate, mentre per l'S.E. si sono utilizzati sia campioni la cui superficie, dapprima levigata, è stata poi sottoposta ad *etching*, (utilizzando HCl al 10% per 40 sec.) sia piccoli frammenti di roccia con superficie scabra. I risultati ottenuti nei due casi sono comparabili.

RISULTATI DELL'ANALISI

Come si è detto, sono stati messi a confronto campioni di roccia non deformata e campioni provenienti dalla zona di taglio (roccia deformata). Per quanto riguarda questi ultimi, nell'ambito di ciascuna sezione sottile sono state differenziate diverse aree denominate domini:

- dominio della *host rock*;
- dominio delle superfici di dissoluzione per pressione e vene di taglio;
- dominio delle vene di estensione.

a) *Roccia non deformata*

I campioni di *Scaglia rossa* prelevati al di fuori della zona di taglio, provengono da una parte dell'affioramento interessata solo da mesopieghe. Poiché la deformazione finita in rocce di origine sedimentaria e deformate in modo naturale può derivare dalla sovrapposizione di diagenesi (compattazione pre-tettonica) e deformazione tettonica, si è effettuato un confronto tra campioni di roccia tettonicamente deformati e non, per accertare l'eventuale presenza di un *fabric* pre-tettonico.

Al microscopio ottico la roccia madre è costituita da un calcare marnoso finissimo i cui grani avendo la dimensione della micrite (3-6 micron), non sono risolvibili; internamente la roccia non è deformata ed è solo sporadicamente attraversata da sottilissime superfici di dissoluzione per pressione (con scarso residuo insolubile), oblique rispetto alla stratificazione e rare vene di estensione. I fossili, inoltre, sulla base dell'ispezione effettuata, non presentano distribuzione preferenziale, isorientazione o distorsione interna.

b) Roccia deformata

Dominio della host rock — Con il termine host rock ci si riferisce a quelle porzioni microscopiche di roccia madre, apparentemente non deformata, compresa tra superfici stilolitiche, vene di taglio e vene di estensione.

Le osservazioni al microscopio ottico in questo dominio riguardano essenzialmente l'abbondante microfauna in esso contenuta: in particolare dalle sezioni XZ, emerge un isorientamento dei microfossili, più evidente in prossimità delle superfici stilolitiche (Fig. 4). Poiché i margini dei *markers* fossiliferi presi in considerazione non mostrano generalmente residuo insolubile da dissoluzione per pressione, il dato relativo ad una orientazione preferenziale dei microfossili rappresenta una sia pur debole presenza di deformazione plastica. Questi microfossili, prevalentemente foraminiferi e radiolari calcificati, sono di forma iniziale nota, talvolta approssimabile ad una ellisse in sezione. Pertanto essi sono stati utilizzati al fine di valutare la presenza di deformazione continua all'interno della *host rock*, avvalendosi della Rf/phi technique. Questi fossili sono costituiti da un guscio di calcite microcristallina e riempiti da cristalli di calcite di dimensioni maggiori, attribuibili a precipitazione secondaria. Se da un lato si può supporre che la loro deformazione sia omogenea ed avvenga in modo solidale con la matrice che li contiene, senza apprezzabile contrasto di competenza, dall'altro non va dimenticato che l'efficienza di alcuni meccanismi di deformazione plastica è fortemente dipendente dalle dimensioni dei granuli (RUTTER, 1976; SCHMID *et alii*, 1977). La deformazione plastica si valuta in base al rapporto assiale Rf pari, in questo caso, a 1.5-1.8 (Fig. 5). La media armonica dei rapporti assiali (H) approssima il tasso di deformazione; avvalendosi anche del riscontro delle curve theta (LISLE, 1985), è possibile calcolare un valore approssimato di Rs (tasso di deformazione X/Z) della stessa entità (1.5-1.8).

I cristalli di calcite secondaria che riempiono i microfossili hanno consentito alcune osservazioni di carattere qualitativo: in molti casi presentano estinzione ondulata, margini serrati e/o compenetrati e talvolta sono geminati, tutti indizi questi di una deformazione intracristallina all'interno della *host rock*.

Un esame attento della micrite ha consentito di riconoscere aree in cui le dimensioni dei grani sono variate. Già al microscopio ottico è stato possibile individuare piccoli domini, generalmente in prossimità delle superfici stilolitiche, con presenza di grani di accresciute dimensioni. Queste variazioni, attribuibili a fenomeni di ricristallizzazione dinamica cui si accompagnano margini serrati e/o grani di neoformazione, sono particolarmente evidenti in prossimità di superfici stilolitiche o di stilolitizzazione incipiente. Più approfondite osservazioni al microscopio elettronico hanno permesso di quantificare e meglio individuare l'aumento di dimensione dei grani. Questi, in alcune aree generalmente piuttosto limitate, passano dai 5-6 micron, tipici della micrite, ad oltre 20 micron di diametro (Fig. 6).

Dominio delle superfici di dissoluzione per pressione e vene di taglio — Come già emerso dall'analisi macro e mesostrutturale la dissoluzione per pressione è senz'altro il meccanismo deformativo che maggiormente ha contribuito all'attuale organizzazione geometrica delle tettoniti: ciò è testimoniato dalle numerose superfici stilolitiche e dalla quantità di residuo insolubile.

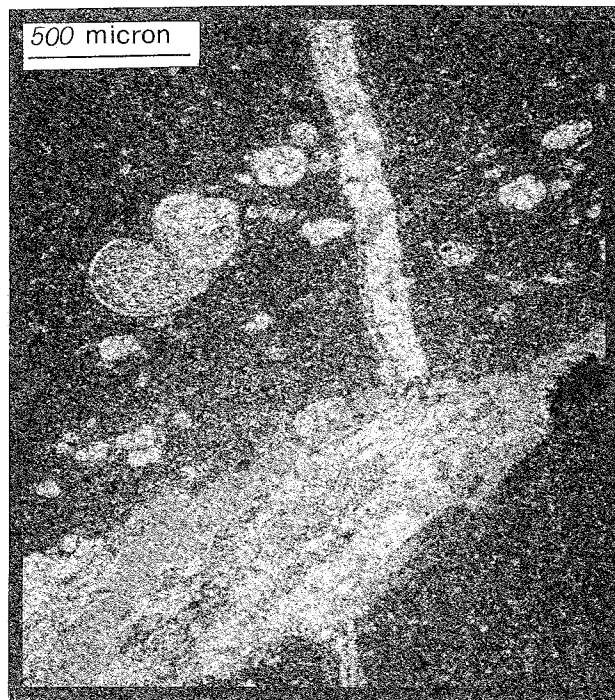


Fig. 4 - Esempio di isorientazione dei microfossili contenuti nella *host rock* appartenente alla zona di taglio. E' piuttosto evidente anche la deformazione plastica che conferisce forma ellittica ai fossili.

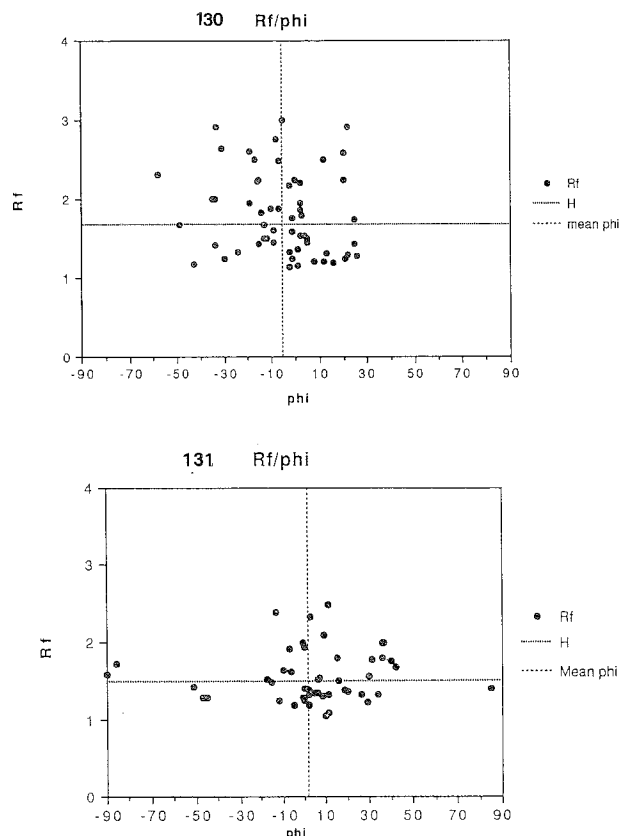


Fig. 5 - Risultati della Rf/phi technique applicata ai microfossili: sono riportati gli esempi relativi ai campioni VP130 e VP131, rappresentativi dei valori medi ottenuti. Dal grafico emerge il valore della media armonica degli Rf pari ad 1.5-1.8 circa. H rappresenta la media armonica dei rapporti assiali ed approssima il tasso di deformazione.

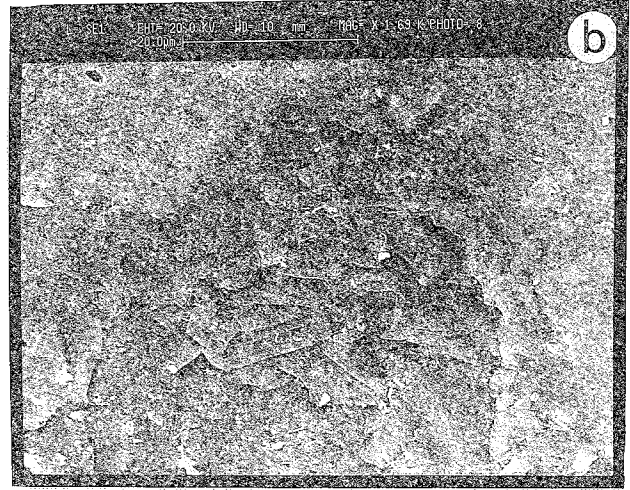
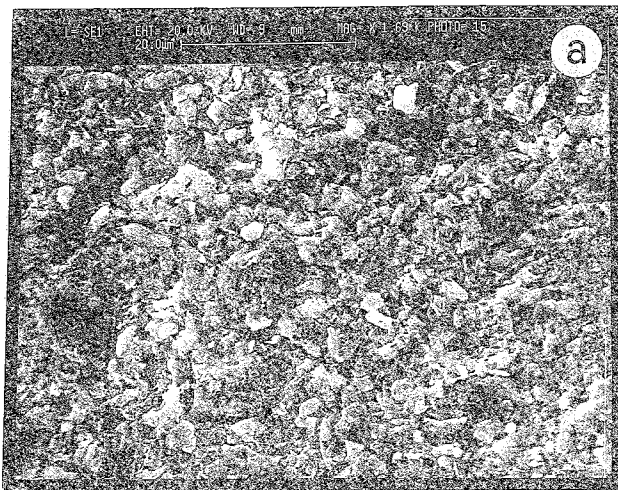


Fig. 6 - Aumento di dimensione dei cristalli di calcite micritici in prossimità di superfici stilolitiche (foto al SEM): a) aspetto e dimensione dei grani di calcite nella *host-rock* in zona di taglio, lontano da superfici stilolitiche (micrite non deformata); b) aspetto e dimensione dei grani di calcite in un'area prossima ad una superficie stilolitica (micrite deformata): si osserva un notevole accrescimento delle dimensioni dei grani. Le foto sono state eseguite con il medesimo ingrandimento.

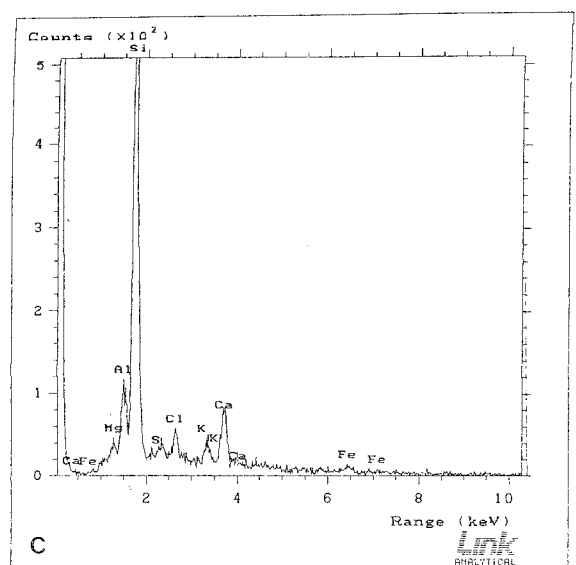
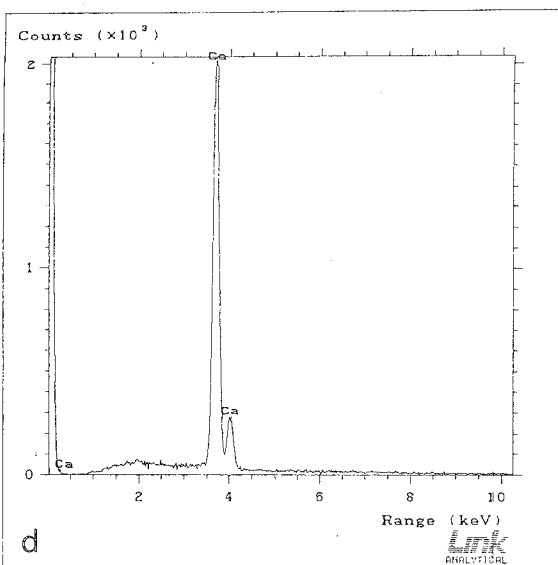
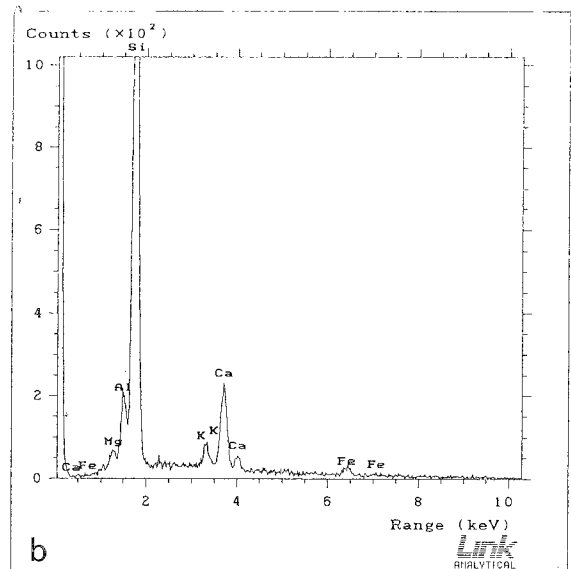
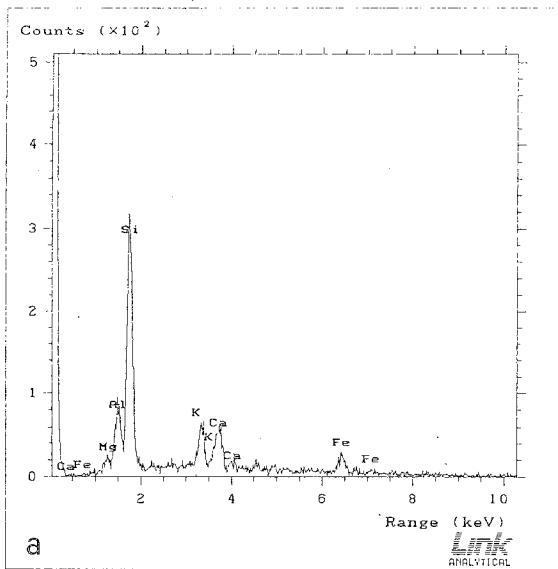


Fig. 7 - Esempi di spettri a diffrazione EDX effettuati sul materiale concentrato lungo superfici di dissoluzione per pressione (a-b-c) e sul materiale appartenente alla matrice (d).

bile accumulato lungo di esse, nonché dalle micro-vene di estensione. Nel complesso, quindi, la deformazione principale è di tipo transgranulare. La composizione del residuo insolubile lungo le superfici del fitto clivaggio stilolitico è prevalentemente argillosa. Analisi diffrattometriche ed alla microsonda hanno permesso di analizzare la distribuzione semiquantitativa dei vari elementi presenti (esempi sono riportati in Fig. 7).

Le immagini ottenute con la tecnica *Back Scatter* mettono in evidenza l'abbondanza di silicati lungo le stiloliti rispetto alla loro quasi totale assenza nella *host rock* (Fig. 8a); identico risultato è fornito dal *line drawing* (Fig. 8b) e dalla mappatura per punti (Fig. 8c-d), tecniche queste ugualmente ottenute al SEM. Le immagini SE (morfologiche) permettono di osservare la presenza di isorientazione dei minerali argillosi e la loro morfologia lungo le superfici di dissoluzione per pressione (Fig. 9). Tuttavia, per accumulare una così notevole quantità di residuo argilloso solo attraverso la dissoluzione per pressione della roccia madre, si sarebbero dovute raggiungere percentuali di raccorciamento all'interno della zona di taglio ben al di là delle ipotesi fatte da ALVAREZ *et alii* (1976) utilizzando la selce come termine di riferimento. Non è escluso, pertanto, che qualche contributo all'accumulo di minerali silicatici si possa attribuire alla circolazione di fluidi pro-

venienti da livelli marnoso-argillosi contenuti nella successione della *Scaglia rossa* stessa o in formazioni adiacenti coinvolte nella zona di taglio (*Scaglia cinerea*).

Non bisogna dimenticare che la notevole quantità di materiale carbonatico rimosso è in gran parte ridepositata nelle vene di estensione e di taglio, in forma di cristalli o fibre di calcite. Non si può parlare pertanto di riduzione di volume direttamente sulla base dell'aumento di silicati lungo le superfici stilolitiche (INVERNIZZI, 1994).

Il meccanismo che conduce alla formazione di una superficie stilolitica in cui si verifica dissoluzione per pressione ha inizio con una sottilissima discontinuità lungo la cui traccia microframmenti di *host rock* rimangono via via isolati per l'accumularsi del residuo insolubile. Osservati al microscopio ottico questi frammenti risultano generalmente ricristallizzati, con evidente aumento delle dimensioni dei grani. Le immagini *Back Scatter* hanno dato un contributo alla visualizzazione di quanto si verifica durante le prime fasi di formazione della superficie stilolitica, con il graduale isolamento dei piccoli frammenti di roccia madre (Fig. 10).

Dalle osservazioni in sezione sottile emerge spesso la presenza di fibre di calcite tra i piccoli "denti" stilolitici (Fig. 11): le fibre sono allungate circa parallelamente all'asse maggiore dell'ellissoide della deformazione determinato utilizzando i microfossili. All'in-

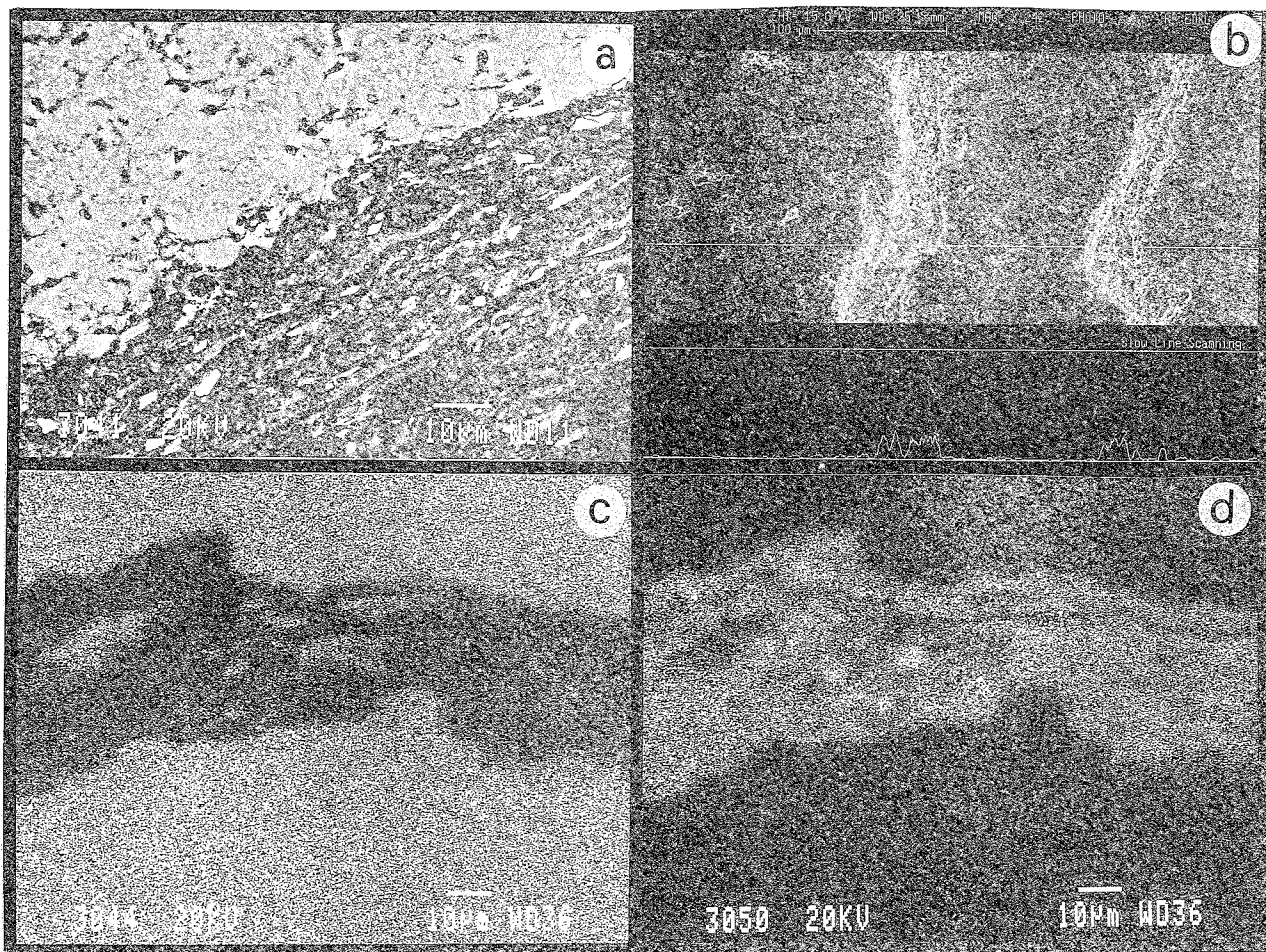


Fig. 8 - a) Immagine SEM *back-scatter* che mostra la concentrazione di materiale insolubile (componenti scure) lungo una superficie stilolitica. b) EDX line drawing attraverso due superfici stilolitiche vicine: i picchi del diagramma in basso evidenziano l'incremento del contenuto in silicio all'interno delle stesse stiloliti. c-d) SEM mapping di una porzione di roccia attraversata da una stilolite: in (c) i puntini scuri rappresentano il silicio, in (d) il calcio. Queste tecniche costituiscono determinazioni semiquantitative dell'importanza della dissoluzione per pressione lungo superfici stilolitiche, qualora il sistema sia chiuso.

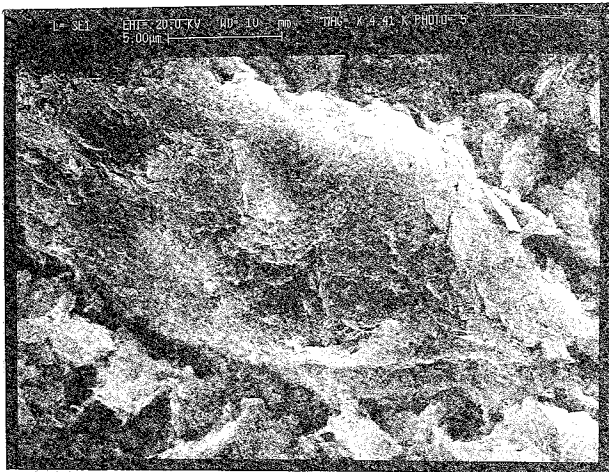


Fig. 9 - Esempio di isoorientazione dei minerali argillosi concentrati lungo una superficie stilolitica (foto SEM S.E.).

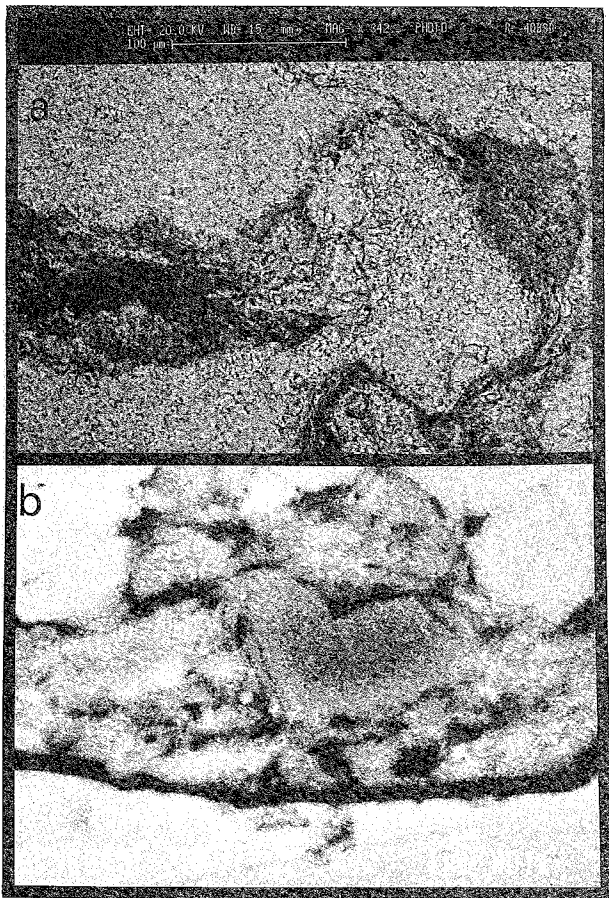


Fig. 10 - Superfici stilolitiche non evolute (fasi iniziali di formazione) osservate al SEM con la tecnica del *Back Scatter*: sono ben evidenti i microframmenti di roccia che resteranno via via isolati con il progredire del meccanismo di dissoluzione per pressione lungo le pareti della frattura.

terno delle fibre si è realizzata anche deformazione intragranulare per geminazione (vedi oltre) e/o per parziale ricristallizzazione con formazione di subgrani. Non è raro osservare ruotando il tavolino fino all'estinzione del cristallo, il "fantasma" di una fibra di calcite allungata, attraversata da geminazione che si rivela tutta riorganizzata al suo interno in microcristalli del tipo "subgrani". In altri casi si osserva solo estin-

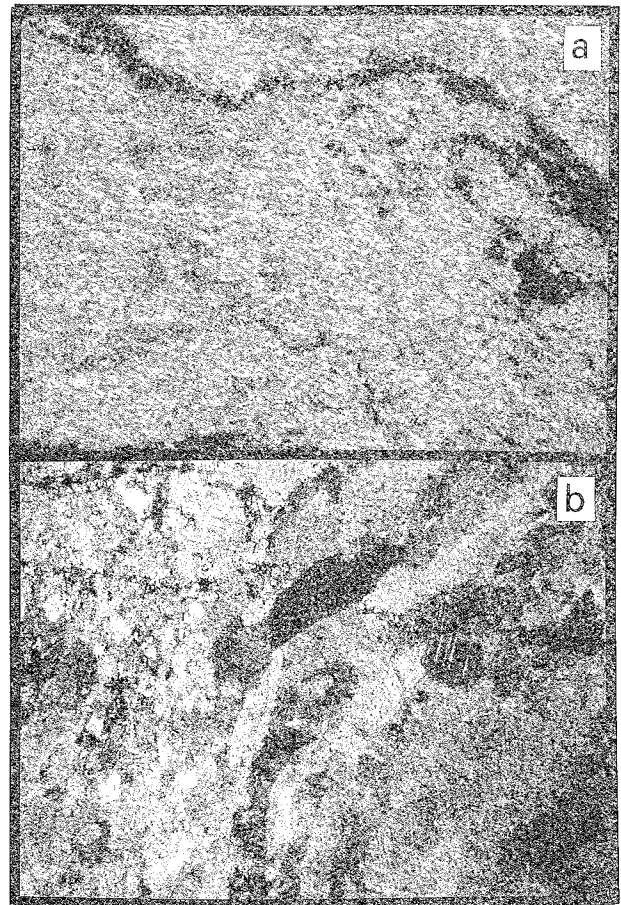


Fig. 11 - Fibre di calcite allungate parallelamente al senso di shear: la loro forma rivela un adeguamento alle pareti della frattura durante la crescita (foto al microscopio ottico, 100X).



Fig. 12 - Fibre di calcite cresciute perpendicolarmente alla superficie stilolitica (foto al microscopio ottico, 50X). Queste fibre non risultano deformate al loro interno.

zione ondulata di tipo "patchy". Inoltre i margini dei cristalli sono generalmente serrati e compenetrati confermando fenomeni di ricristallizzazione e/o dissoluzione per pressione transgranulare.

In alcune superfici stilolitiche la crescita di fibre calcitiche è avvenuta anche perpendicolarmente alla superficie della frattura (Fig. 12): queste fibre non sono affette da deformazione interna.

Considerazioni a parte merita il processo di geminazione. Le lamelle geminate sono una caratteristica assai diffusa nei cristalli calcitici di qualsiasi tipo di origine. La geminazione nella calcite è un meccanismo deformativo intracristallino importante che permette deformazione a temperature anche molto basse. Essa implica lo scorrimento per taglio di parti della struttura del cristallo le quali si riorientano nella posizione geminata (SPANG, 1972). Nell'ambito di un aggregato policristallino in cui i singoli grani abbiano differenti orientazioni cristallografiche, si produrranno grani maggiormente geminati di altri, perché più favorevolmente orientati rispetto allo sforzo di taglio applicato. La nucleazione di un geminato avviene in punti di concentrazione della deformazione quali dislocazioni o irregolarità sui margini dei grani ed i piani di propagazione principale nella calcite sono gli {0112} i cui geminati prendono il nome di geminati-e (BURKHARD, 1993 ed opere citate). La geminazione dà luogo ad incompatibilità deformative ai margini dei granuli e di conseguenza conduce a *strain hardening*. Osservazioni dettagliate proprio ai margini dei granuli hanno consentito di stabilire che le incompatibilità vengono eliminate in genere dalla dissoluzione per pressione alla scala del grano a basse temperature e da processi di "recovery" dinamico a temperature più elevate (BURKHARD, 1993). Studi sperimentali mostrano che i geminati polisintetici dovuti a deformazione tettonica si formano più facilmente in rocce con cristalli di granulometria grossolana; è inoltre dimostrata, sia sperimentalmente che in rocce naturalmente deformate, la relazione tra orientazione dei geminati e orientazione dei principali assi dello *stress/strain* (FRIEDMAN & STEARNS, 1971; GROSHONG, 1972; FRIEDMAN & HIGGS, 1981; DIETRICH & SONG, 1984). Anche l'abbondanza dei geminati polisintetici sembra direttamente collegata all'intensità del *paleostress* (ROWE & RUTTER, 1990).

La deformazione dovuta a geminazione non supera generalmente il 15% (BURKHARD, 1993). In una recente classificazione, proposta dallo stesso BURKHARD, i geminati vengono distinti in quattro diversi tipi, il cui manifestarsi sembra principalmente funzione della temperatura di deformazione ed in parte del tasso di deformazione e/o dello stress differenziale.

Nei campioni studiati le osservazioni sulla geminazione sono state effettuate al microscopio ottico in vene di estensione e di taglio (piani del clivaggio ruotati ed utilizzati per taglio), tanto nel piano XZ che XY. Generalmente la geminazione si è dimostrata più diffusa nelle fibre cresciute lungo le superfici del clivaggio riorientato: se le fibre sono fortemente isorientate, la geminazione è distribuita piuttosto regolarmente ed attraversa con continuità diversi grani disegnando un piegamento complessivo.

Sono stati osservati i seguenti tipi di geminazione (Burkhard, 1993): tipo I (due sistemi sottili, Fig. 13a), tipo II (due sistemi spessi, Fig. 13b) e talvolta il tipo III (geminati curvi o geminati rigeminati al loro interno, Fig. 13c-d). Nei casi in cui la geminazione è particolarmente fitta, è presente solo il tipo I e di solito con un unico sistema. I dati sopra esposti ammettono temperature di deformazione fino a 250°C (BURKHARD, 1993). Talvolta il piegamento dei geminati all'interno di un singolo cristallo è fittizio in quanto dovuto a microfratture che interrompono la continuità dei geminati stessi producendo un effetto tipo *kink band* (Fig. 13e-f); occorre perciò discriminare con attenzione tra piegamento reale e fittizio poiché la presenza di micro-

fratture indica meccanismi deformativi di tipo fragile piuttosto che deformazione intracristallina.

Numerose misure di piani di geminazione e di assi-c nei cristalli di calcite sono state effettuate utilizzando il Tavolino Universale allo scopo di evidenziare l'eventuale orientazione preferenziale nei grani di calcite appartenenti alle vene di taglio. Ciò al fine di documentare una riorientazione cristallografica dovuta ad uno degli ultimi momenti della deformazione progressiva. Si è detto infatti che, in affioramento, i piani di taglio presentano diverse direzioni di scivolamento. Inoltre la calcite, per la facilità con cui si deforma, registra di solito l'ultimo evento deformativo cui è stata sottoposta. I risultati di questa analisi sono riportati negli stereogrammi di Fig. 14a. Come già specificato, i campioni orientati sono tagliati parallelamente alla direzione di scorrimento N20°E, misurata in questo caso sulle superfici di clivaggio riutilizzate come vene di taglio. Negli stereogrammi il piano del clivaggio è verticale ed orientato E-W. Gli assi-c denotano una buona isorientazione, subparallela allo scorrimento, nel caso dei campioni VP 130 e 133.

Il campione VP 131, tagliato parallelamente alla direzione delle strie N140°E, pur presentando un notevole addensamento, rivela che questa direzione di trasporto tettonico non ha riorientato gli assi stessi.

Dominio delle vene di estensione — Nella maggior parte dei casi la crescita dei cristalli nelle vene di estensione è sintassiale (RAMSAY & HUBER, 1983) ed i cristalli di calcite che le riempiono sono più piccoli lungo le pareti rispetto al centro della frattura (Fig. 15). Si osservano tanto cristalli euedrali che fibre di forma allungata: queste ultime denotano, probabilmente, un'apertura più graduale della discontinuità stessa ed una crescita continua del cristallo perpendicolarmente alla parete (meccanismo di tipo *crack-seal*). Ciò deve essere avvenuto, però, in tempi relativamente brevi e certamente in assenza di taglio parallelo alle pareti delle vene: non si osservano infatti fibre curve. Tuttavia molti cristalli sono stati geminati. Non di rado si è verificata anche una microfratturazione alla scala del grano che interrompe la geminazione: le micro-vene di estensione sono più spesso presenti in punti di concentrazione dello *stress* (compenetrazione tra i margini di due cristalli) e riempite di cristalli più piccoli, generalmente con la stessa orientazione del cristallo ospite. Nel complesso i margini dei cristalli in vene di estensione sono più regolari e rettilinei di quelli in vene di taglio, a sottolineare che ulteriori deformazioni dopo l'apertura di queste vene sono state di scarsa entità: solo la geminazione testimonia una deformazione incrementale dopo la cristallizzazione. L'orientazione preferenziale degli assi-c nelle vene di estensione (Fig. 14b) è probabilmente legata alla crescita dei cristalli.

Come già sottolineato, all'interno della zona di taglio le vene di estensione non hanno sempre precise relazioni con il clivaggio, ma piuttosto hanno spesso l'aspetto di fratture idrauliche con orientazione casuale.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Con questo studio si intende portare un contributo alla comprensione della storia deformativa delle zone di taglio dell'Appennino umbro-marchigiano partendo da un'area campione ritenuta significativa.

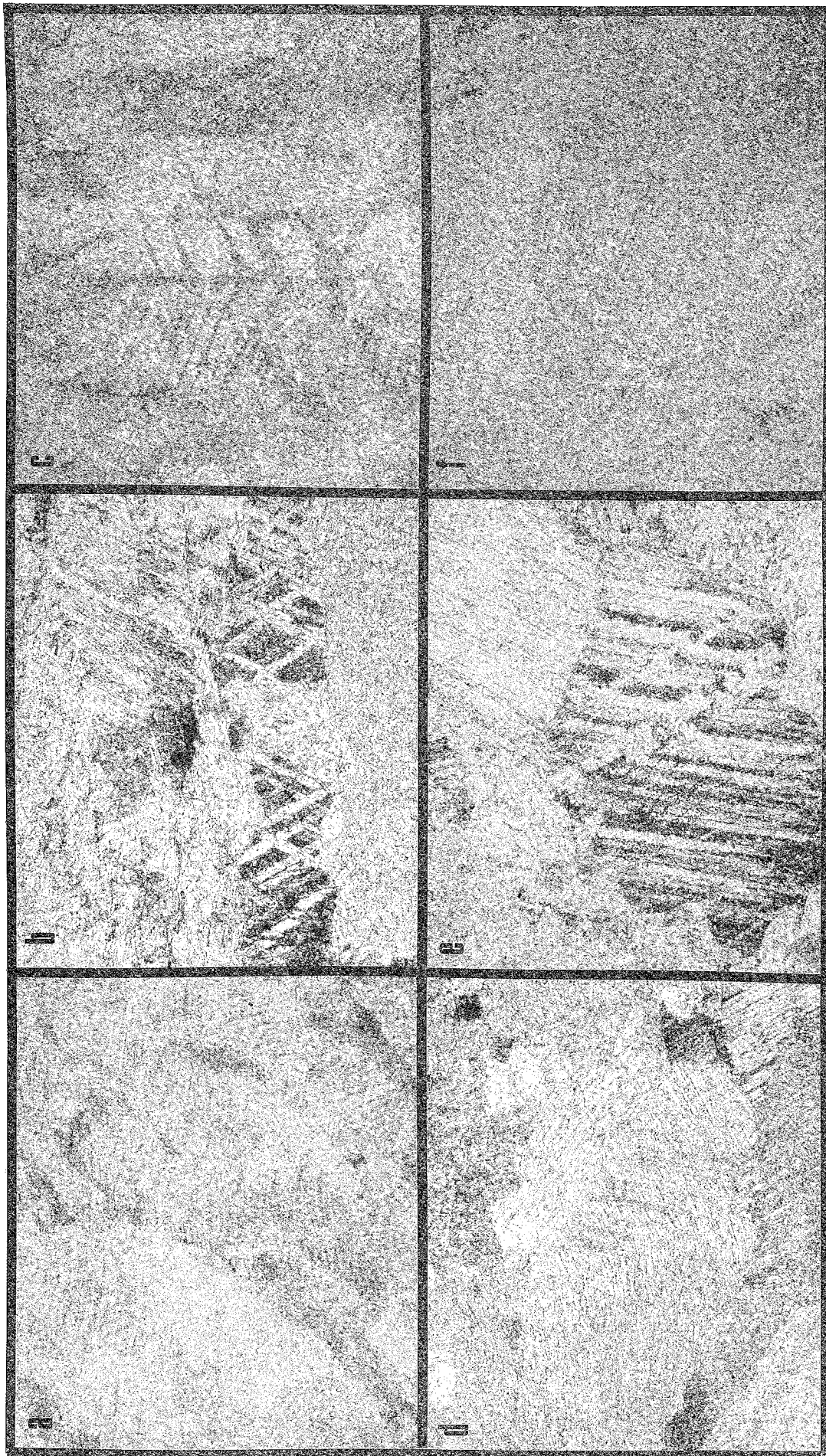


Fig. 13 - Esempi dei diversi tipi di geminazione presenti nelle fibre di calcite appartenenti a vene di taglio e superfici di clivaggio riutilizzate (per la spiegazione vedi il testo): a) geminazione di tipo I; b) geminazione di tipo II; c-d) geminazione di tipo III; e-f) microfratture che interrompono la geminazione con un effetto di tipo *kink-band*.

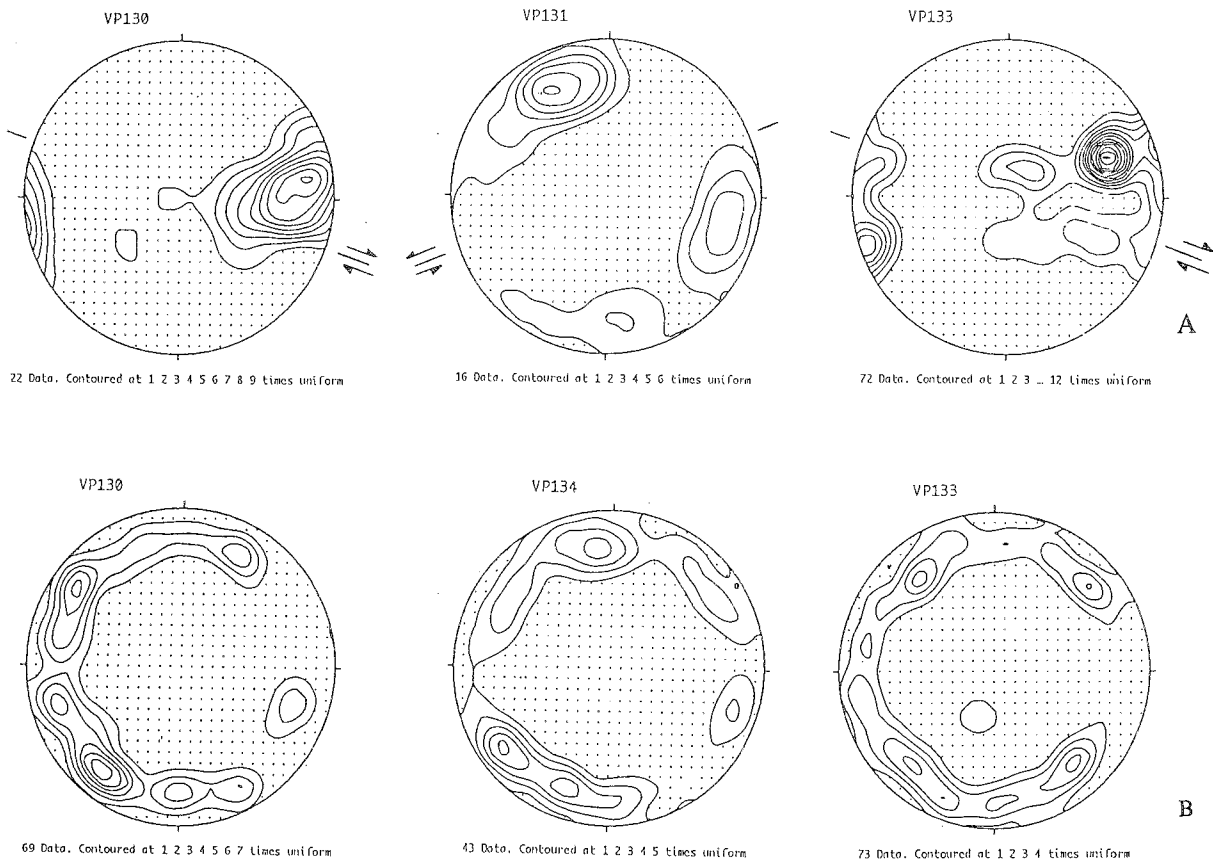


Fig. 14 - Orientazione degli assi-c della calcite misurati nei grani di dimensioni maggiori a 30 micron utilizzando il Tavolino Universale. I dati sono proiettati su reticolo equiareale, emisfero inferiore; il piano di proiezione è approssimativamente quello del clivaggio locale ed è orientato verticalmente E-W negli stereogrammi. Il tetto del campione corrisponde al nord dello stereogramma ed il senso di shear va da sinistra verso destra. a) Assi-c misurati in vene di taglio; b) assi-c misurati in vene di estensione.

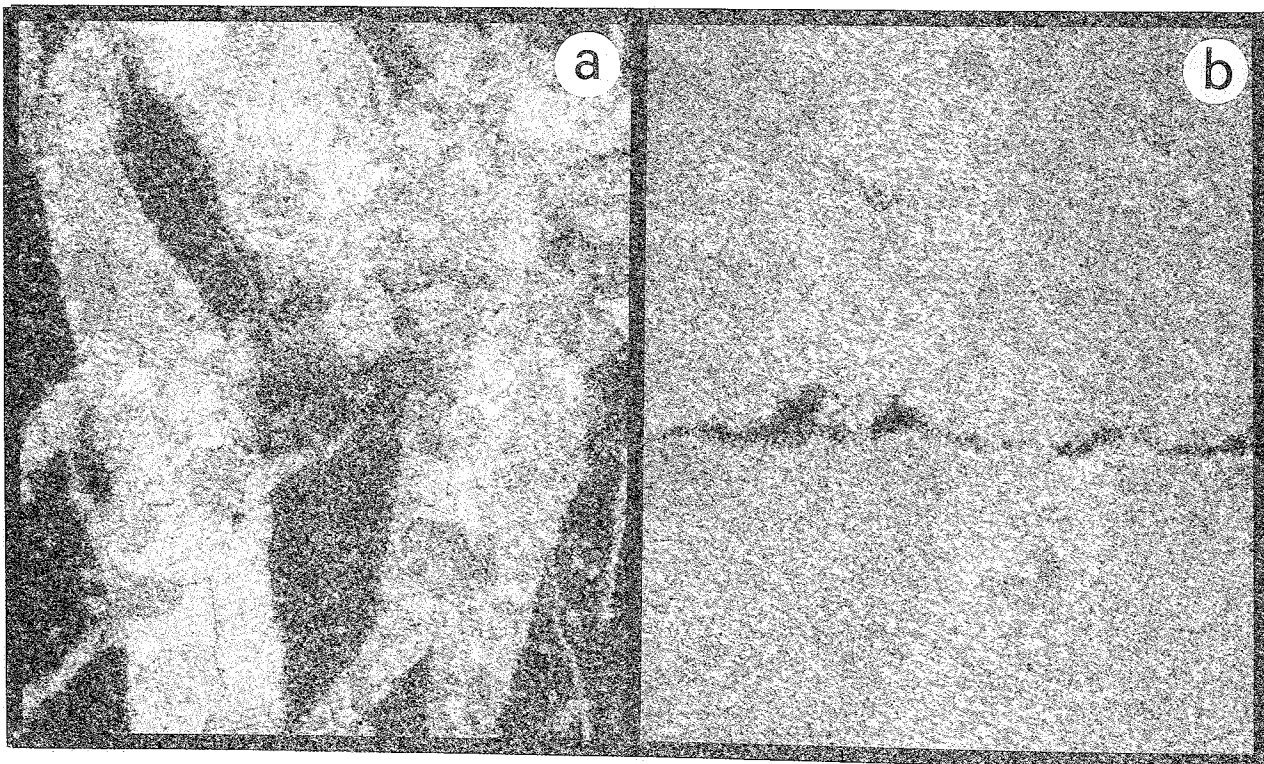


Fig. 15 - Esempi di vene di estensione osservate al microscopio ottico (100X).

Le rocce di faglia associate al sovrascorrimento di M.te Cavallo-M.te Primo (SCAP, Appennino umbromarchigiano centrale) sono state scelte come area campione per condurre un'analisi microstrutturale finalizzata all'individuazione dei meccanismi deformativi efficienti durante l'evoluzione progressiva della zona di taglio ed alla valutazione dell'influenza che i diversi vettori scivolamento riconosciuti in affioramento hanno avuto sulla deformazione microscopica.

Pur con le dovute differenziazioni, infatti, è possibile riconoscere alcuni caratteri generali comuni a tutte le zone di taglio associate ai sovrascorrimenti Umbromarchigiani nelle medesime litologie (CALAMITA & PIERRANTONI, 1993 ed opere citate). Tra questi caratteri vi sono la geometria S/C, l'importanza del meccanismo di dissoluzione per pressione, la presenza di diversi vettori scivolamento.

Nell'ambito della zona di taglio associata allo SCAP, la natura progressiva della deformazione è testimoniata da una serie di microstrutture nelle tettoniti che è possibile interpretare come segue.

In un primo momento si enuclea un clivaggio stilolitico spaziato, perpendicolare alla stratificazione, dovuto ad un iniziale raccorciamento parallelo agli strati (Figg. 16.1 e 17b). Durante questa fase, frammenti di roccia distribuiti lungo la discontinuità iniziale del clivaggio rimangono isolati tra i "denti" delle stiloliti e subiscono processi di ricristallizzazione interna (probabilmente attraverso un meccanismo di *Grain Boundary Migration*) per locale concentrazione dello stress. L'aumento del residuo insolubile di natura argillosa, dovuto alla dissoluzione per pressione, isola del tutto i microframmenti.

L'attivazione di una zona di taglio semplice produce la rotazione progressiva del clivaggio stilolitico compreso tra piani di taglio inizialmente subparalleli alla stratificazione. Ciò costituisce un secondo momento della deformazione (Figg. 16.2 e 17c) e può spiega-

re gli elevati rapporti angolari tra piani S e piani C così prodottisi alla scala dell'affioramento.

Con il progredire del taglio la deformazione della roccia di faglia diviene sempre più penetrativa: si enucleano vene di taglio più fitte all'interno delle quali si sviluppa un clivaggio di dissoluzione per pressione sigmoidale. I rapporti angolari tra questo e le vene di taglio sono, in tal caso, quelli tipici della tettonite S/C (circa 45°, Fig. 16.3).

A causa della deformazione progressiva si assiste alla rotazione delle superfici del clivaggio che, in molti casi, raggiungono una orientazione tale da consentirne l'attivazione come vene di taglio (Fig. 16.4).

Lungo queste superfici riattivate crescono fibre di calcite suborizzontali (Fig. 16.5). Momenti di apertura più veloce e/o creazione di spazi maggiori (imputabili a piccoli scatti in avanti del movimento o ad asperità più accentuate della superficie) consentono anche la crescita di cristalli eudrali di dimensioni varie. Le fibre di origine sintettonica hanno forma fortemente condizionata dalla geometria della superficie del clivaggio e, a luoghi, risultano interessate da un leggero piegamento.

Gli ulteriori incrementi della deformazione favoriscono processi di geminazione delle fibre di calcite; nel complesso sono più fortemente geminate le fibre allungate che non quelle eudrali. Non si esclude che il locale piegamento delle fibre e la loro geminazione possano essere contemporanei.

Durante questi passaggi della storia deformativa (Figg. 16.4-16.5 e 17d) possono essere divenuti efficienti meccanismi come *Grain Boundary Migration*, che hanno condotto all'aumento localizzato delle dimensioni dei grani di matrice. Tale meccanismo, favorito probabilmente da un relativo aumento dei fluidi che si verifica lungo le superfici stilolitiche all'aumentare del residuo insolubile (GRATIER, 1987), è tipico di temperature relativamente elevate. Indicazioni simili vengono

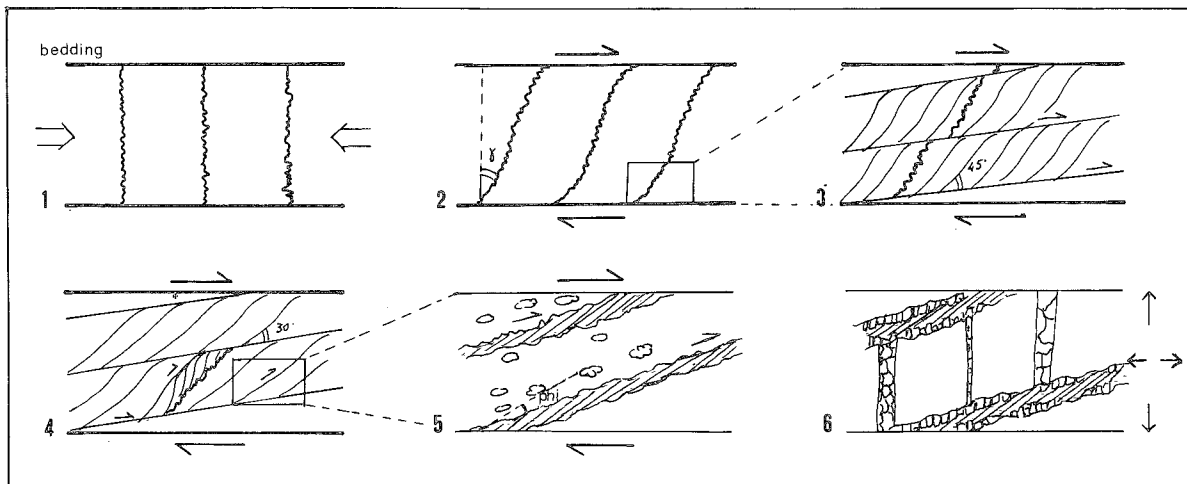


Fig. 16 - Schema dei meccanismi deformativi e delle strutture ad essi associate durante i vari momenti della deformazione progressiva nella zona di taglio dello SCAP (non in scala; vedi anche Fig. 17). Per semplicità non sono rappresentate le vene di estensione associate al clivaggio di dissoluzione per pressione. 1) raccorciamento parallelo agli strati ed enucleazione di un clivaggio stilolitico spaziato ad essi perpendicolare; 2) rotazione del clivaggio per taglio semplice con traslazione parallela agli strati; 3) la zona di taglio diviene più fitta e complessa: si enuclea una tettonite S/C con tipici rapporti angolari; 4) rotazione progressiva dei piani di clivaggio; 5) le superfici del clivaggio sono riutilizzate come piani di taglio, si osserva deformazione plastica nella matrice micritica (*grain boundary migration* e microfossili isorientati e deformati); 6) fratturazione idraulica e riapertura delle superfici di clivaggio riorientate.

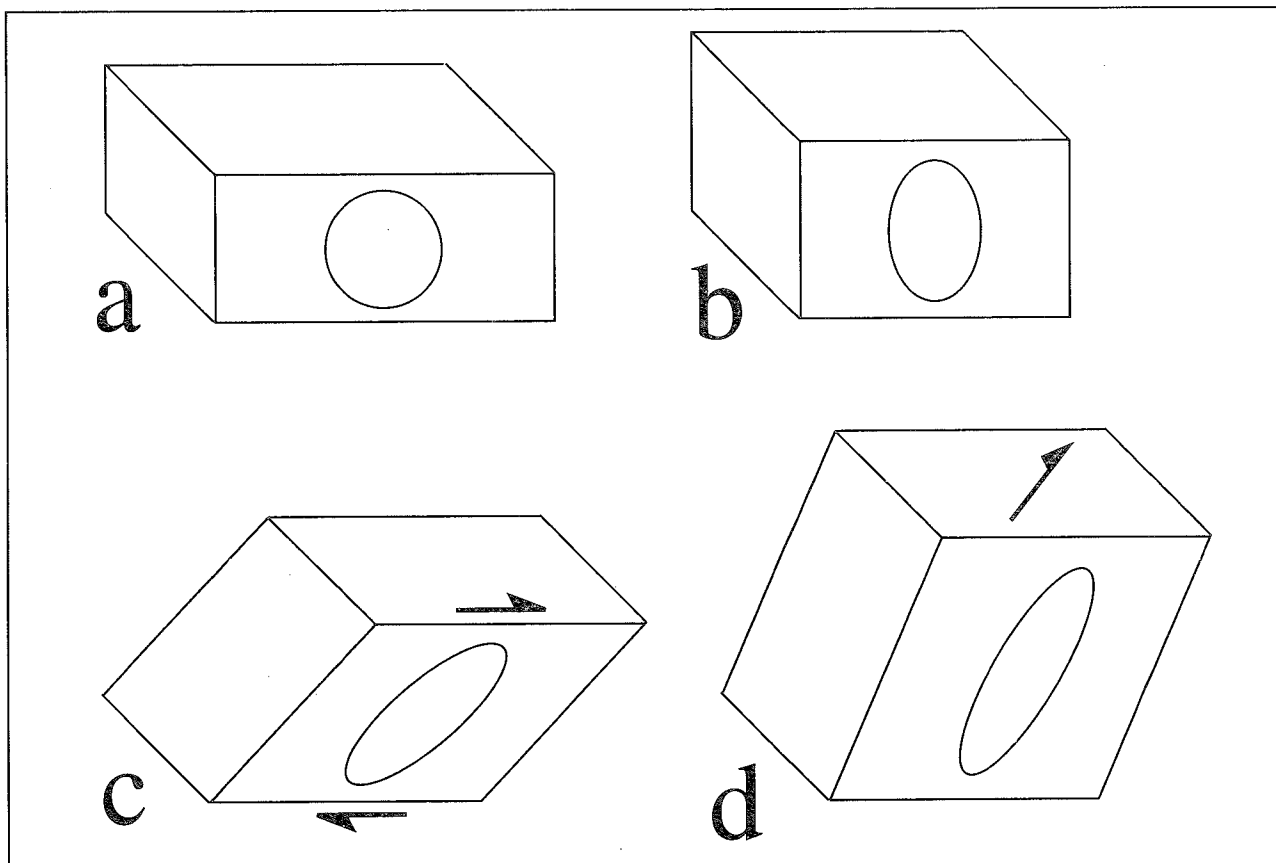


Fig. 17 - Blocco-diagrammi illustrativi dell'ellisse della deformazione durante l'evoluzione della zona di taglio (non in scala) come illustrata in Fig. 16. a) situazione iniziale non deformata; b) raccorciamento parallelo agli strati (Fig. 16.1); c) taglio semplice con movimento parallelo alla stratificazione (Fig. 16.2-4). d) probabile cambiamento della direzione di trasporto tettonico verso N20E con conseguente riorientamento di alcune strutture (Fig. 16.5).

anche dall'isorientazione e deformazione plastica dei microfossili e dalla tipologia delle geminazioni. Queste ultime consentono qualche ipotesi sulle temperature raggiunte durante la deformazione: la presenza di geminati di tipo II e III è infatti indicativa di temperature fino a 200°-250°C (BURKHARD, 1993). Tuttavia va ricordato che condizioni tali da consentire l'attivazione di questi meccanismi si sono raggiunte solo per locale concentrazione dello *stress*, all'interno della zona di taglio. Analoghi risultati erano stati ipotizzati anche in MONTONE (1992).

Altri indizi di deformazione intracristallina (estinzione ondulata e parziale ricristallizzazione delle fibre con formazione di subgrani all'interno del cristallo principale o lungo i suoi margini) sono da attribuirsi ad incrementi finali della deformazione progressiva, tali tuttavia da conservare la geminazione attraverso queste strutture, riorientandole semmai solo parzialmente.

Fibre cresciute perpendicolarmente alla superficie stilolitica, generalmente non geminate, testimoniano un momento finale di riapertura delle superfici stilolitiche, forse connesso ad un aumento della pressione dei fluidi. Le microfrazture che tagliano le fibre suborizzontali e la loro geminazione sono anch'esse da imputarsi a questo stesso momento e vanno interpretate come fratture idrauliche in un regime deformativo ormai del tutto fragile (Fig. 16.6).

I dati relativi all'orientazione preferenziale degli assi-c della calcite farebbero ipotizzare una maggiore importanza del vettore scivolamento N20°E rispetto agli

altri, almeno nelle fasi finali della deformazione: le microstrutture sono infatti riorientate in questa direzione. Tale vettore potrebbe perciò assumere in significato più regionale di direzione di trasporto tettonico. Questa ipotesi va tuttavia verificata con dati ulteriori.

Per concludere va ricordato che i dati raccolti circa i differenti meccanismi deformativi attivi durante la messa in posto dello SCAP sono da riferirsi a condizioni sviluppatesi lungo la zona di taglio e non sono ovviamente attribuibili ad un ambiente deformativo regionale: infatti non esistono indicazioni di alcun tipo che consentano di ipotizzare condizioni di anchizona in aree lontane da zone di taglio associate a sovrascorrimenti.

RINGRAZIAMENTI

Parte delle analisi al SEM sono state effettuate presso L'E.T.H. di Zurigo sotto la guida della dott.ssa D. DIETRICH e del dott. D. GRUIJC, altre indagini SEM sono state effettuate presso il C.I.G.A. dell'Università di Camerino, con la collaborazione della dott.ssa L. PETETTA. Ringrazio G. CELLO, D. DIETRICH, D. GRUIJC, S. MAZZOLI, N. MANCKTELOW, E. PARIS e J. RAMSAY per i consigli e le utili discussioni, F. GHISETTI per la revisione critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

ALVAREZ W., ENGELDET T. & LOWRIE W. (1976) - *Formation of spaced cleavage and folds in brittle limestones by dissolution*. *Geology*, 4, 698-701.

- BURKHARD M. (1990) - *Ductile deformation mechanisms in micritic limestones naturally deformed at low temperatures (150-350°C)*. From KNIPE R.J. & RUTTER E.H. (eds.), 1990, *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Pubbl. No. 54, 241-257.
- BURKHARD M. (1993) - *Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review*. Journ. Struct. Geol., 15, 351-368.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1987) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy)*. Tectonophysics, 146, 139-147.
- CALAMITA F. & PIERANTONI P. (1993) - *Il sovrascorrimento di M. Cavallo - M. Primo (Appennino umbro-marchigiano)*. Boll. Soc. Geol. It., 112, 825-835.
- DIETRICH D. & SONG H. (1984) - *Calcite fabric in a natural shear environment, the Helvetic Nappes of western Switzerland*. Journ. Struct. Geol., 6, 19-32.
- FRIEDMAN M. & HIGGS N.C. (1981) - *Calcite fabrics in experimental shear zones*. Am. Geophys. UN. Geophys. Monogr., 24, 11-27.
- FRIEDMAN M. & STEARNS D.W. (1971) - *Relations between stresses inferred from calcite twin lamellae and microfractures, Teton anticline, Montana*. Geol. Soc. Am. Bull., 82, 3151-3162.
- GRATIER J.P. (1987) - *Pressure solution-deposition creep and associated tectonic differentiation in sedimentary rock*. In "Deformation of sediments and sedimentary rock". M.E. JONES & R.M.F. PRESTON (Eds.), Geol. Soc. Special Pubbl. n. 29, 25-38.
- GROSHONG R.H. (1972) - *Strain calculated from twinning in calcite*. Bull. Soc. Geol. Am., 83, 2025-2038.
- INVERNIZZI C. (1994) - *Low temperature deformation in naturally deformed marly limestone from Umbria-Marche Apennine (Central Italy)*. Annales Tectonicae, 7(2), 119-133.
- INVERNIZZI C. & RIDOLFI M. (1992) - *Analisi geologico strutturale nelle formazioni oligo-mioceniche dell'area della Montagna dei Fiori (Marche meridionali)*. Studi Geol. Camerti, 12, 79-91.
- KNIPE R.J. (1989) - *Deformation mechanisms-recognition from natural tectonites*. Journ. Struct. Geol., 11(1/2), 127-146.
- LISLE R.J. (1985) - *Geological strain analysis. A manual for the Rf/phi Technique*. Pergamon Press.
- LISTER G.S. & SNOKE A.W. (1984) - *S-C Mylonites*. Journ. Struct. Geol., 6, 617-638.
- MONTONE P. (1992) - *Microstrutture nelle calciti lungo una zona di taglio trascorrente (Sabina, Appennino Centrale)*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale 1991/2 a cura di Tozzi M., CAVINATO G.P., PAROTTO M.: Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto.
- PFIFFNER O.A. & BURKHARD M. (1987) - *Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data*. Annales Tectonicae, 1, 48-57.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1983) - *The techniques of Modern Structural Geology*. Academic Press.
- ROWE K.J. & RUTTER E.H. (1990) - *Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature*. Journ. Struct. Geol., 12(1), 1-17.
- RUTTER E.H. (1976) - *The kinetics of rock deformation by pressure solution*. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A 283, 203-219.
- SCHMID S.M., PANOZZO R., BAUER S. (1987) - *Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric*. Journ. Struct. Geol., 9(5/6), 747-778.
- SPANG J.H. (1972) - *Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae*. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 467-472.
- TURNER F.J. & WEISS L.E. (1963) - *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill.