

G.P. CHERCHI, G. MUSUMECI

IL LEUCOGRANITO DEL M. GRIGHINI (SARDEGNA  
CENTRO-OCCIDENTALE),  
UN ESEMPIO DI GRANITO DEFORMATO  
ALL'INTERNO DI UNA FASCIA DI TAGLIO DUTTILE:  
CARATTERISTICHE MESO E MICROSTRUTTURALI (\*)

**Riassunto** — Vengono esaminate le deformazioni del leucogranito sincinematico del M. Grighini (Sardegna centro-occidentale), intruso in corrispondenza di una fascia di taglio duttile, attiva durante l'orogenesi ercinica. Dalla descrizione delle caratteristiche principali della deformazione a scala meso e microscopica, si passa ad un tentativo d'interpretazione della sua evoluzione cinematica.

**Abstract** — *The M. Grighini-Leucogranite (Western-Central Sardinia): an example of deformed granite within a ductile shear zone, meso and microstructural features.* This paper deals with the deformation of the synkinematic M. Grighini-Leucogranite (western-central Sardinia), emplaced in correspondence with a ductile shear zone, active during the Hercynian orogeny. After a description of the main deformational features at a meso and microscopic scale, an interpretation of the kinematic evolution is attempted.

**Key words** — Leucogranite, ductile shear zone, heterogeneous simple shear, «S/C» planes.

## INTRODUZIONE

Il leucogranito del M. Grighini era stato considerato precedentemente come un ortogneiss pre-ercinico a causa della sua struttura

---

(\*) Lavoro eseguito presso il Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa e con il concorso finanziario del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, C.N.R. Pisa, e dell'Istituto di Scienze Geologico-Mineralogiche dell'Università degli Studi di Sassari (Fondo 40% del Ministero della P.I.).

foliata, e veniva riferito all'orogenesi assintica (CARMIGNANI *et al.*, 1981). Successivi studi, svolti recentemente, hanno rivelato la natura intrusiva del corpo granitico all'interno di falde di ricoprimento erciniche; infatti i suoi contatti con le rocce del complesso incassante sono discordanti, di natura magmatica e tranciano le strutture deformative sviluppatesi durante le prime fasi dell'orogenesi ercinica. Attualmente viene quindi considerato come un leucogranito sin-cinematico, messosi in posto durante le ultime fasi deformative, contemporaneamente allo sviluppo di una fascia di taglio destra, di importanza regionale che lo ha intensamente deformato. Lo scopo di questo lavoro è di esaminare la deformazione che caratterizza il leucogranito a scala meso e microscopica, soffermandosi in particolar modo sui caratteri deformativi dei singoli minerali e sull'evoluzione e tipo di deformazione che si sono sviluppate.

#### INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il complesso del M. Grighini rappresenta un edificio a falde di ricoprimento erciniche (CARMIGNANI *et al.*, 1985), costituito dalla sovrapposizione di tre unità tettoniche, successivamente interessato durante le ultime fasi dell'orogenesi, dallo sviluppo di una fascia di taglio duttile di importanza regionale e dalla messa in posto di un leucogranito di tipo «S» originato cioè dalla fusione di materiale sedimentario (CHAPPEL e WHITE, 1977; PITCHER, 1982). L'evoluzione di questo complesso si conclude con una piccola intrusione di tonaliti, appartenenti al primo ciclo intrusivo (plutoniti tardo-tettoniche) dell'orogenesi ercinica in Sardegna (BRALIA *et al.*, 1981). Le unità tettoniche dall'alto verso il basso sono: l'Unità del Gerrei in facies scisti verdi (zona a clorite), costituita da metavulcaniti, metasedimenti paleontologicamente databili all'Ordoviciano superiore per la presenza di faune fossili di età Caradoc-Ashgill, e metacalcari paleontologicamente attribuiti alla serie siluro-devonica; l'Unità di Castello Medusa, anch'essa formata da metavulcaniti e metasedimenti in facies scisti verdi con la comparsa della biotite; l'Unità più profonda del M. Grighini in cui sono presenti micascisti e subordinati paragneiss, in facies anfibolitica (zona a granato, zona a staurolite) (Fig. 1).

L'intero complesso è stato interessato da una tettonica polifasata, scomponibile in quattro fasi deformative:

D<sub>1</sub>: rappresenta la fase deformativa principale, caratterizzata da una intensa tettonica plicativa, con sviluppo di pieghe isoclinali

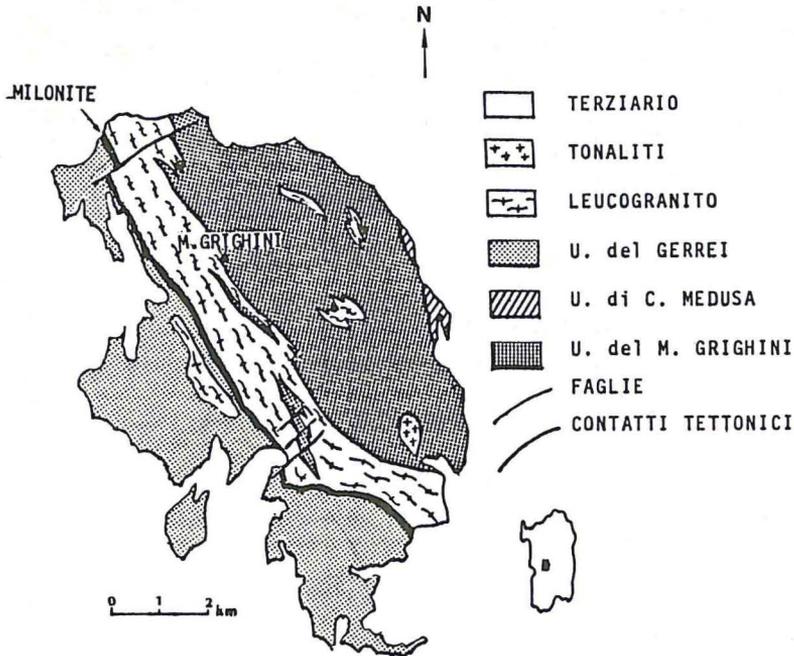


Fig. 1 - Carta geologica schematica del Complesso del M. Grighini (U = Unità).

e scistosità di piano assiale suborizzontali ( $S_1$ ), seguita da accavallamenti che hanno generato la struttura a falde, con sviluppo sia di superfici di accavallamento nell'Unità del Gerrei, sia di un'ulteriore superficie di scistosità penetrativa ( $S_2$ ) nell'Unità di Castello Medusa e del M. Grighini, subparallela alle superfici di accavallamento.

$D_2$ : costituisce una fase tardiva durante la quale si generano pieghe mesoscopiche, di dimensioni metriche e decametriche, a piano assiale verticale o subverticale con associato un clivaggio di piano assiale; queste pieghe di direzione compresa fra  $N 100^\circ$  e  $N 150^\circ$  con angoli di apertura e geometrie differenti in relazione al tipo litologico interessato, deformano la strutturazione già compiuta.

$D_M$ : (M = milonitica), posteriormente alla  $D_2$  nella zona occidentale del M. Grighini, si sviluppa una fascia di taglio destra che interessa il leucogranito e parte dell'Unità del Gerrei. La massima intensità di deformazione viene raggiunta in una fascia milonitica ad andamento subverticale dello spessore medio di 50 metri con sviluppo di una scistosità milonitica ( $S_M$ ), ad andamento subverticale,

che oblitera le precedenti strutture, e di una lineazione mineralogica milonitica ( $L_M$ ) ad andamento suborizzontale di direzione N 120° - N 150°. All'interno del leucogranito la deformazione si esplica mediante zone di taglio distinte che separano dei blocchi relativamente indeformati; in queste zone di taglio ad andamento subverticale si ha una profonda riorganizzazione dell'originaria struttura granitica e la formazione di due superfici («S/C», BERTHÉ *et al.*, 1979 a, b) di cui si parlerà in seguito.

D<sub>3</sub>: costituisce l'ultima fase deformativa, con una deformazione molto blanda che genera pieghe di tipo kink in tutto il complesso, di direzione compresa fra N 10° e N 50° e con una forte immersione assiale verso SW e NE poiché si sono sviluppate su delle superfici già intensamente piegate.

## IL LEUCOGRANITO

Il granito del M. Grighini è un leucogranito a grana fine, con un paragenesi fondamentale composta da: quarzo, K-feldspato, plagioclasio, muscovite, ∞ biotite, ∞ granato, ∞ tormalina, ∞ cordierite, ∞ ossidi, ∞ epidoti. Sono state distinte una facies principale e maggiormente diffusa a muscovite e biotite, una facies subordinata a muscovite, ed una sola biotite limitata ad alcune località. Dai dati più significativi dal punto di vista petrografico quali il rapporto K-feldspato: plagioclasio 2:1, la presenza di abbondante muscovite primaria spesso associata al granato di origine magmatica, una diffusa mineralizzazione a tormalina, che sono in accordo con la classificazione di CHAPPEL e WHITE (1977) e di PITCHER (1982), possiamo inquadrare geneticamente il leucogranito come un granito di tipo «S» originato dalla fusione di materiale sedimentario, caratteristico degli orogeni ercinici. L'intrusione all'interno della zona di taglio è costituita da due corpi separati (Fig. 1), uno di piccole dimensioni intruso all'interno dell'Unità del Gerrei, ed un corpo principale che occupa l'intero versante occidentale del M. Grighini, in rapporti intrusivi ad Est con i micascisti dell'Unità del M. Grighini ed a Ovest con l'Unità del Gerrei, dalla quale è separato dalla fascia milonitica, che borda tutta l'intrusione. Alcune apofisi esterne alla zona di taglio sono intruse all'interno dei micascisti nel versante orientale, e non sono state esaminate, poiché i rapporti tra la loro deformazione interna e quella del complesso incassante non sono stati ancora del tutto chiariti. I due corpi hanno forma allungata in direzione NW-

SE e sono entrambi deformati con sviluppo di scistosità orientate N 120° - N 140° parallele alla foliazione  $S_M$  della fascia milonitica. Dal punto di vista cronologico la messa in posto del leucogranito viene giudicata sincrona alla fase  $D_M$ .

MESOSTRUTTURA - A scala mesoscopica, mentre nell'intrusione minore la roccia ha una struttura cataclastica, pur conservando in alcuni affioramenti ancora l'originaria struttura magmatica, nell'intrusione principale il leucogranito si presenta finemente laminato e caratterizzato dalla presenza di due foliazioni; la deformazione è progressivamente più intensa approssimandosi alla fascia milonitica, al cui interno le apofisi del leucogranito presentano una struttura milonitica in senso stretto. Le due foliazioni visibili sono analoghe a quelle descritte per i gneiss granitici e le miloniti della zona di taglio sud armoricana (BERTHÉ *et al.*, 1979 a, b). In base alla nomenclatura proposta da questi autori per questo tipo di deformazione, si distinguono una prima foliazione, denominata «S» (*strain*), corrispondente ad una superficie di scistosità ossia al piano XY dell'ellissoide dello strain negli stadii iniziali della deformazione, ed una seconda foliazione denominata «C» (*cisaillement*), corrispondente a piani di taglio con un senso di movimento essenzialmente orizzontale (Fig. 2). Le due superfici si intersecano secondo angoli variabili, compresi fra 45° e 0°, proporzionali all'intensità e al grado di deformazione raggiunto. Durante gli stadii iniziali della deformazione si ha lo sviluppo dei piani «S» e dei piani «C» molto spazati fra loro; in questo stadio l'angolo fra le due superfici è  $\approx 45^\circ$ ; con il progredire della deformazione l'angolo diminuisce progressivamente per rotazione passiva dei piani «S» verso i piani «C» fino a giungere al completo parallelismo delle due superfici, rendendo impossibile una loro distinzione.

All'interno del leucogranito sono state distinte tre zone a grado di deformazione crescente:

1) *Deformazione cataclastica*: interessa l'intrusione minore, con una deformazione essenzialmente di tipo fragile, evidenziata da diffusi fenomeni di fratturazione dei porfiroblasti di K-feldspato e plagioclasio, e dallo sviluppo di una superficie di scistosità segnata da un discontinuo allineamento di minerali micacei e dei grani di quarzo che circondano i porfiroblasti feldspatici.

2) *Deformazione con piani «S/C»* (CS 30°-20°): interessa la quasi totalità dell'intrusione principale, che mostra un più alto grado di

deformazione, con sviluppo ubiquitario dei due insiemi di superfici (Fig. 2). Alla scala mesoscopica la superficie più evidente è rappresentata dai piani «C», separati da domini interfoliari, al cui interno sono visibili i piani «S». La foliazione «S» si presenta come una primitiva foliazione gneissica, con orientazione compresa fra  $N 90^\circ$  e  $N 120^\circ$  ad andamento subverticale, i cui piani sono definiti da sottili e discontinui filari micacei, separanti dei domini lenticolari quarzo-feldspatici. La foliazione «C» di orientazione compresa fra  $N 115^\circ$  e  $N 150^\circ$  con giaciture subverticali, è definita da livelli planari più continui, finemente laminati, che intersecano la foliazione «S» dislocandone i piani secondo un senso di movimento destro. L'angolo fra le superfici varia da  $45^\circ$  a  $15^\circ$  con un valore medio di  $25^\circ$  e le direzioni di allungamento mineralogico giacciono sui piani «C» con andamento suborizzontale.



Fig. 2 - Piani «S» e piani «C» all'interno del leucogranito; l'angolo fra le due superfici varia da  $30^\circ$  a  $20^\circ$ . Scala di riferimento 2 cm.

3) *Deformazione con piani «S/C» (CS  $20^\circ-0^\circ$ )*: nelle zone prossime alla fascia milonitica, la foliazione «C» diviene la superficie principale e raramente è possibile osservare i piani «S» all'interno dei domini interfoliari. L'angolo formato dalle due foliazioni presenta valori medi di  $10^\circ-15^\circ$  fino a giungere a  $0^\circ$  nelle apofisi di leucogra-

nito all'interno della fascia milonitica. Conseguentemente alla parallelizzazione dei piani «S» sui piani «C», e ad un contemporaneo aumento del numero di questi ultimi, si osserva una generale riorientazione di tutti i minerali lungo i piani «C».

**MICROSTRUTTURA** - Vengono ora esaminate le deformazioni alla scala microscopica, seguendo la stessa suddivisione usata per l'analisi alla scala mesoscopica.

1) *Deformazione cataclastica*: sono ancora visibili le tessiture intrusive, mentre i fenomeni deformativi più vistosi sono rappresentati dalla clastesi dei feldspati, con le fratture riempite da quarzo e/o epidoti (Fig. 3). Il processo di fratturazione non comporta ancora una riduzione delle dimensioni dei minerali, ma unicamente un loro smembramento. Altri caratteri sono visibili nei plagioclasti che sono interessati da «kink-band deformation» e «offset fractures» (HOBBS *et al.*, 1876; VERNON *et al.*, 1983). Inoltre parallelamente ai clivaggi si sviluppa una rete di microfratture, senza spostamento relativo delle parti, lungo le quali si realizza una crescita di muscovite e biotite in individui di piccole dimensioni. Il quarzo mostra deboli caratteri deformativi con estinzione ondulata e confini di «subgrain»

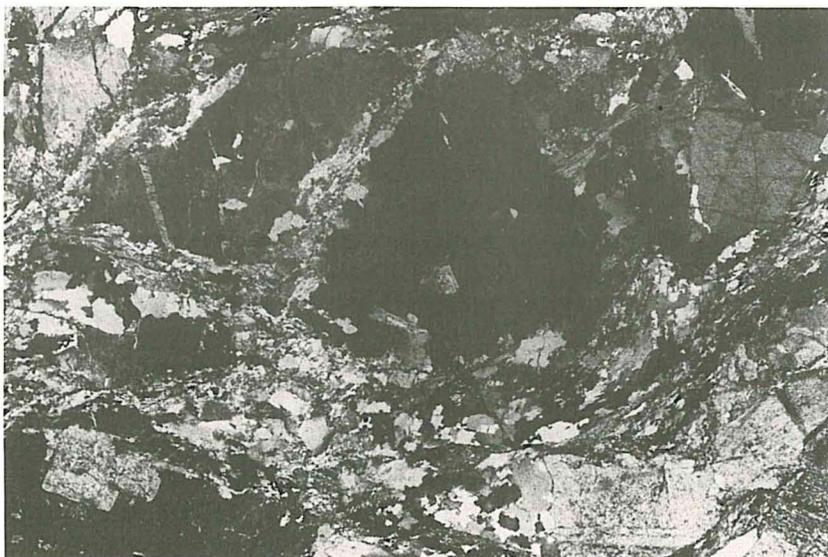


Fig. 3 - Struttura cataclastica, il porfiroblasto di K-feldspato al centro della figura, è fratturato in più parti e il quarzo che lo circonda comincia a presentare fenomeni deformativi visibili alle estremità del porfiroblasto. (Nicols +. 15 X).

all'interno dei grani (BELL *et al.*, 1973). Nelle zone di intensa clastesi è soggetto ad una riduzione delle sue dimensioni; con sviluppo di bande di deformazione allungate «ribbon-shape» (HOBBS *et al.*, 1976) (Fig. 3). Lo sviluppo dei piani «S/C» è in uno stadio iniziale con angoli fra i piani prossimi a 45°; i piani «C» sono ancora molto spazati ad andamento discontinuo, marcati dai fenomeni deformativi del quarzo e dalle terminazioni dei minerali micacei, che incominciano ad assumere una forma a losanga, con i clivaggi (001) paralleli ai piani «S» e i loro margini che vengono trascinati lungo i piani «C».

2) *Deformazione con piani «S/C» (CS 30°-20°)*: (Figg. 4, 5), in queste zone il più alto grado di deformazione genera alla scala microscopica sia fenomeni di riduzione delle dimensioni dei minerali, sia di ricristallizzazione e neocristallizzazione dei minerali principali. Vengono qui di seguito esposti i caratteri deformativi per i singoli minerali.

*Quarzo*: lungo i piani «S» si presenta con una struttura corrispondente al tipo 1 dei nastri di quarzo policristallini descritti da BOULLIER e BOUCHEZ (1978), (Figg. 4, 5). I grani di dimensioni da 0,3

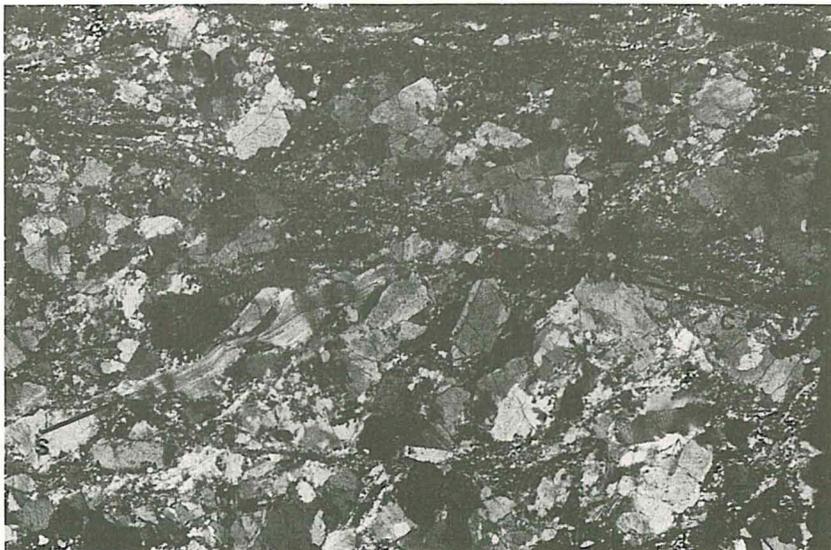


Fig. 4 - Struttura con piani «S/C» nei primi stadi evolutivi. Lungo i piani «C» avviene la riduzione delle dimensioni del quarzo. I piani «S» sono evidenziati dall'orientazione dei blasti di plagioclasio e K-feldspato, fratturati e con i piani di geminazione piegati, e dai blasti di muscovite che hanno forma sigmoide, estinzione ondulata e bande di deformazione. Il quarzo mostra una struttura di tipo 1. (Nicols +. 15 X).



Fig. 5 - Struttura con piani «S/C» più evoluta, (SC - 20°). I piani «C» hanno un andamento più continuo rispetto alla figura precedente, ed un aumento della loro frequenza per unità di superficie. Il quarzo nei piani «S» mostra generalmente una struttura di tipo 1, mentre in alcune zone (lungo il bordo inferiore) assume una struttura di tipo 2. (Nicols +. 15 X).

a 0,8 mm orientati lungo la superficie, presentano una marcata estinzione ondulata con al loro interno domini di «subgrain» e cristallizzazione di «newgrain» in idioblasti di dimensioni minori ad estinzione netta. I domini di «subgrain» all'interno dei singoli grani si presentano sia allungati nella direzione dei piani «S», sia orientati diversamente. Nelle zone comprese fra due porfiroblasti di K-feldspato il quarzo sviluppa bande di deformazione allungate «ribbon-shape» con andamento fluidale intorno ai porfiroblasti, mentre nelle zone libere da porfiroblasti sono visibili dei domini con tessitura a mosaico poligonale corrispondenti al tipo 2 di BOULLIER e BOUCHEZ (1978) (Fig. 5), in cui i grani hanno dimensioni omogenee e sono caratterizzati da estinzione netta con contatti rettilinei a 120°. Passando nei piani «C» si osserva una netta e brusca riduzione delle dimensioni dei grani (0,03-0,07 mm) e una variazione della loro orientazione (Figg. 4, 5); tuttavia in alcuni campioni queste variazioni avvengono in maniera graduale. In alcune zone all'interno dei piani «C» si formano dei domini in cui i processi di ricristallizzazione generano un aumento delle dimensioni ed una struttura a mosaico del tipo 2 di BOULLIER e BOUCHEZ (1978).

*K-feldspato*: è costituito da porfiroblasti di ortose pertitico con geminazioni di tipo microclino, ad estinzione ondulata; la deformazione essenzialmente di tipo fragile sviluppa sistemi di frattura che smembrano i blasti, determinando una generale riduzione delle loro dimensioni. Le loro estremità in prossimità dei piani «C» presentano fenomeni di macinatura e orientazione dei frammenti lungo i piani «C». La fratturazione avviene sia ortogonalmente all'allungamento dei blasti, sia mediante sistemi di fratture coniugate variamente inclinati; i vuoti fra le fratture sono riempiti da quarzo e miche di neocristallizzazione. Con l'aumento del grado deformativo, la riduzione delle dimensioni diviene un processo più diffuso e comporta il raggiungimento di una dimensione omogenea dei porfiroblasti.

*Plagioclasio*: con una composizione Oligoclasio-Andesina ( $An_{24}-An_{32}$ ) è analogamente al K-feldspato caratterizzato da una deformazione di tipo fragile progressivamente più intensa (Fig. 4). I caratteri deformativi evolvono partendo dal semplice piegamento dei piani di geminazione albite «kink-band deformation», successivamente si sviluppano «offset fractures» che dislocano fra loro i piani di geminazione, fino a giungere alla fratturazione dei porfiroblasti, con le fratture riempite da quarzo e miche. La fratturazione è quindi il processo più diffuso, tuttavia si conservano ancora le caratteristiche magmatiche quali le zonature.

*Muscovite*: di origine magmatica, in idioblasti di dimensioni discrete (0,7-3,2 mm) o in aggregati, mostra forte estinzione ondulata con bande di deformazione tipo «kink-band deformation» (Fig. 4). Hanno una forma a losanga ad andamento sigmoide, «mica-fish» descritti da LISTER (1984), con il clivaggio (001) orientato parallelamente ai piani «S» e incidente a basso angolo ( $25^{\circ}-30^{\circ}$ ) sui piani «C» (Fig. 5). Al contatto con questi ultimi le terminazioni della mica bianca vengono assottigliate e allungate con fenomeni di macinatura e ricristallizzazione di muscovite secondaria metamorfica, formando delle lunghe code di ricristallizzazione, che marciano i piani «C» stessi. Talora negli aggregati le miche sono sia allungate, sia embriciate ed accavallate con un senso di movimento coincidente con il senso di «shear» destro che interessa tutta la roccia (Fig. 7). Alla prima generazione di muscovite magmatica segue una blastesi di muscovite di origine metamorfica, che cresce lungo i bordi di quella primaria, occupando successivamente le fratture e formando le code di ricristallizzazione (Fig. 7). Le sue dimensioni variabili da 0,03 a 0,05 mm, sono paragonabili a quelle dei grani di quarzo nei piani «C».

*Biotite*: si trova in quantità subordinate alla muscovite, in idioblasti di dimensioni simili, con analoghi caratteri deformativi.

3) *Deformazione con piani «S/C» (CS 20°-0°)*: (Figg. 6, 7), la deformazione presenta caratteri più evoluti di quelli descritti precedentemente, infatti si osserva un aumento della densità dei piani «C» per unità di superficie, ed un quasi totale riorientamento lungo «C» dei domini quarzo-feldspatici, e una generale diminuzione delle dimensioni dei minerali con vistosi fenomeni di ricristallizzazione e anastomizzazione delle superfici in corrispondenza dei porfiroblasti relitti (Fig. 6).

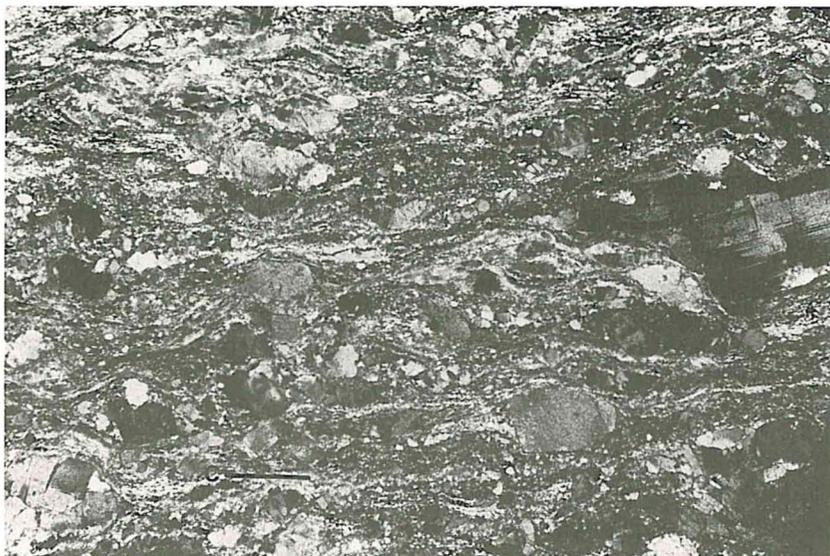


Fig. 6 - Struttura con piani «S/C» (SC - 0°). I fenomeni di fratturazione e riduzione delle dimensioni dei porfiroblasti danno un'omogeneizzazione delle dimensioni dei minerali. Unici testimoni sono i porfiroblasti relitti che anastomizzano l'andamento delle superfici. (Nicols +. 15 X).

In questo stadio della deformazione si sviluppa una nuova serie di superfici penetrative supplementari denominate «C<sub>1</sub>» (Figg. 7, 8), già segnalate da diversi autori (BERTHÉ *et al.*, 1979 b; PLATT, 1984), che intersecano a piccolo angolo i piani «C» e li traspongono. Hanno le caratteristiche di superfici di taglio con una continuità lineare limitata, infatti intersecano diverse superfici, però attenuandosi scompaiono nella matrice quarzo-feldspatica.

*Quarzo*: è quasi completamente ricristallizzato sui piani «C» e forma nastri di tipo 2 allungato, all'interno dei quali sono ancora individuabili dei «subgrain» relitti formanti nastri di tipo 1 (Figg. 7, 8). È interessante notare che ai lati di alcuni feldspati, il processo di ricristallizzazione è evoluto al punto da formare dei grani irregolari di dimensioni maggiori, con contatti lobato-suturati che presentano forti analogie con i nastri di quarzo del tipo 4 (BOULLIER, BOUCHEZ, 1978). Sulla superficie «C<sub>1</sub>» il quarzo è di neocristallizzazione con estinzione ondulata e contatti poligonali, ma di dimensioni sensibilmente minori rispetto al quarzo dei piani «C».

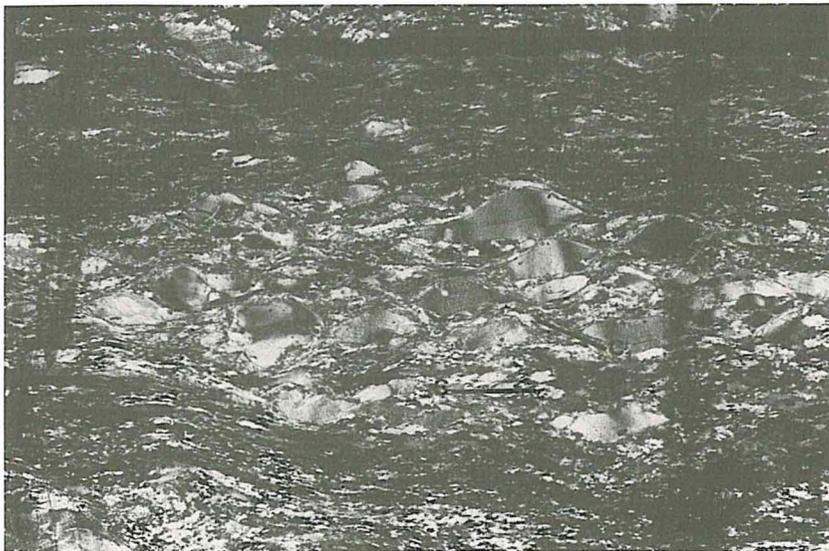


Fig. 7 - Struttura milonitica evoluta (SC - 0°), con sviluppo di soli piani «C». Al centro è visibile un agglomerato di muscovite con fenomeni di accavallamento fra i vari individui e ricristallizzazione di muscovite metamorfica lungo i bordi dei blasti. Il quarzo nei piani «C» forma dei nastri policristallini di tipo 2 allungato; iniziano a formarsi i piani «C<sub>1</sub>». (Nicols +. 15 X).

*Feldspati*: i feldspati composizionalmente sono simili a quelli già descritti, i fenomeni deformativi sono particolarmente intensi, infatti la clastesi causa una minuta frantumazione dei blasti «milling» (WHITE *et al.*, 1980) e una distribuzione dei frammenti in code o ali subparallele al blasto relitto (Fig. 6). In alcuni porfiroblasti sono state osservate delle strutture mirmechitiche falciformi, le cui

terminazioni sono deflesse nella matrice dai piani «C<sub>1</sub>», sottolineando il movimento relativo destro. Le strutture mirmechitiche non sono di origine magmatica, ma sono da mettere in relazione ai meccanismi di dissoluzione e ricristallizzazione legati alla deformazione (SIMPSON, 1985). È inoltre presente una seconda generazione di K-feldspato in cristalli euedrali indeformati «newgrain» immersi nella matrice quarzosa.

*Muscovite*: è quasi totalmente riorientata lungo i piani «C» (Fig. 7), e presenta i caratteri deformativi acquisiti nello stadio precedente, ma con un grado di intensità maggiore. La superficie «C<sub>1</sub>» deforma la muscovite tranciandone le estremità, accentuandone la forma a losanga e devia il clivaggio (001) (Fig. 8). Lungo i piani «C» e «C<sub>1</sub>» c'è una diffusa blastesi di muscovite metamorfica che avvolge i blasti primari, e marca l'andamento discontinuo dei piani «C<sub>1</sub>» (Fig. 8).

*Biotite*: si trova in proporzioni minori rispetto alla muscovite e ha spesso carattere interstiziale; i blasti hanno caratteristiche deformative analoghe a quelle già descritte per la muscovite.

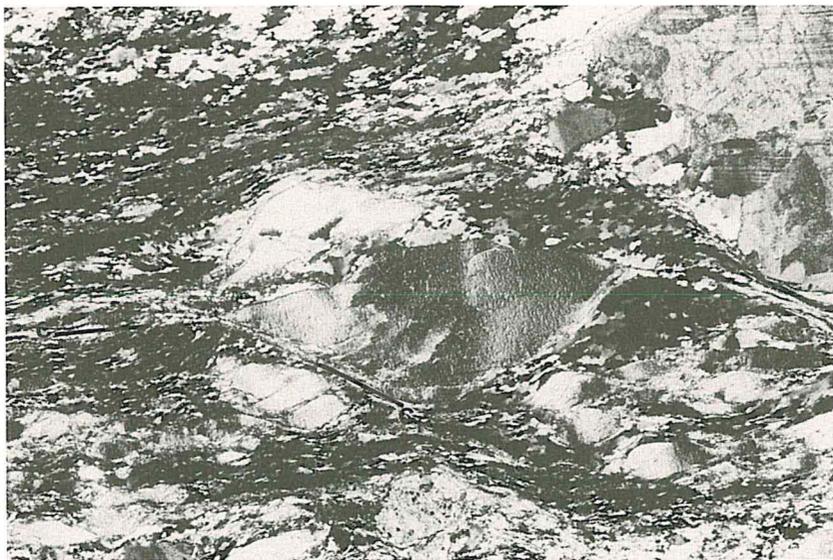


Fig. 8 - Porfiroblasto di muscovite «mica-fish» con estinzione ondulata, bande di deformazione e ricristallizzazione di muscovite metamorfica lungo i bordi, che segna l'andamento dei piani «C<sub>1</sub>». Il quarzo ha una struttura di tipo 2 fortemente allungata. (Nicols +. 25 X).

## MECCANISMI DEFORMATIVI

I meccanismi deformativi agenti sui vari minerali, in questo tipo di deformazione sono di tipo «continuo-discontinuo» (BERTHÉ *et al.*, 1979 a) mediante i quali, il quarzo e le miche, che mostrano estinzione ondulata, domini di «subgrain» e bande di deformazione, vengono deformati in modo continuo o duttile; i feldspati fratturati e dislocati l'uno rispetto all'altro, sono deformati in modo discontinuo o fragile. Tali meccanismi si realizzano alla scala del singolo grano e sono presenti in tutti gli stadi della deformazione. Le zone preferenziali di deformazione discontinua sono rappresentate dai piani «C» lungo i quali avvengono i movimenti di dislocazione e la clastesi è più intensa, mentre lungo i piani «S» è predominante la deformazione di tipo continuo. Con il progressivo parallelizzarsi dei piani «S» verso i piani «C» questi ultimi divengono anch'essi luogo di una deformazione essenzialmente di tipo continuo con fenomeni di ricristallizzazione e deformazione interna dei minerali. I meccanismi di tipo continuo sono quelli predominanti nella deformazione progressiva della roccia, e sono legati alla deformazione di tipo plastico all'interno dei grani; l'esempio migliore è fornito dalla struttura del quarzo, dove la deformazione si esplica mediante processi di dislocazione e scivolamento «slip» lungo piani reticolari «intragranular slip» (VERNON *et al.*, 1983) che determinano la formazione di estinzione ondulata, di domini di «subgrain» all'interno dei grani, e di bande di deformazione che rappresentano zone in cui la quantità di scivolamento lungo determinati piani reticolari è stata maggiore rispetto alle zone adiacenti del cristallo. Questi processi di deformazione si accompagnano ad una ricristallizzazione contemporanea, che riporta i minerali nello stato indeformato, ripristinando le originarie caratteristiche cristallografiche. Vengono così a formarsi all'interno dei domini di «subgrain» delle strutture a mosaico poligonale con i contatti di tipo rettilineo e con assenza di estinzione ondulata all'interno dei grani, mediante dei processi definiti di «recovery» o di restaurazione (HOBBS *et al.*, 1976); la formazione di «newgrain» sia all'interno sia lungo i bordi dei minerali è invece dovuta a processi di ricristallizzazione primaria (HOBBS *et al.*, 1976):

I nastri di tipo 2 sono un ottimo esempio di questi processi di ricristallizzazione primaria, mentre in quelli di tipo 1 il processo predominante è ancora la deformazione interna dei grani, anche se la presenza di «newgrain» implica un inizio di ricristallizzazione pri-

maria. Questi processi di deformazione plastica e ricristallizzazione presentano più stadi di evoluzione sia a grande scala, parallelamente all'aumento del grado di deformazione che interessa tutto il leucogranito, sia a scala microscopica, e determinano variazioni della struttura dei minerali e dei loro rapporti tessiturali. Infatti anche all'interno del singolo campione è possibile distinguere porzioni in cui predomina la deformazione interna, altre in cui la ricristallizzazione con i suoi processi ha determinato un cambio di struttura, obliterando la precedente deformazione, e ancora altre porzioni in cui un'ulteriore deformazione interessa la struttura già ricristallizzata.

Un esempio simile è fornito dal quarzo lungo i piani «C», che negli stadi iniziali si presenta in minuti aggregati di «subgrain», successivamente ricristallizzati con aumento di dimensioni e il raggiungimento di una struttura poligonale, che negli ultimi stadi evolutivi ( $CS = 0^\circ$ ) viene nuovamente deformata.

#### SVILUPPO DELLE SUPERFICI

Dalle osservazioni fatte alla scala meso e microscopica è quindi possibile stabilire in che modo e con quali meccanismi la deformazione che si è sviluppata all'interno della fascia di taglio, ha interessato il leucogranito del M. Grighini.

Si parte da una deformazione di tipo cataclastico, nell'intrusione minore, in cui predominano i meccanismi deformativi di tipo fragile, con subordinati fenomeni di ricristallizzazione. Nell'intrusione principale invece prevalgono i meccanismi di tipo duttile e la ricristallizzazione contemporaneamente allo sviluppo delle due superfici. La genesi delle due superfici è dovuta ad una deformazione per taglio semplice eterogeneo (*heterogeneous simple shear*), che alcuni autori (WHITE *et al.*, 1980) considerano di tipo progressivo, con la formazione inizialmente dei piani «S», da cui successivamente si sviluppano i piani «C». La formazione di questi ultimi sarebbe dovuta a vari fattori quali: aumento della velocità di «strain», diminuzione della temperatura, un cambio nella direzione del taglio. Altri autori (VERNON *et al.*, 1983) avanzano l'ipotesi che, fermo restando la deformazione per taglio semplice eterogeneo, le due superfici si formino simultaneamente, in questo caso le zone caratterizzate dalla presenza dei piani «S» e «C», rappresenterebbero le zone di più alto «strain»

all'interno di tutta la fascia milonitica. Gli studi effettuati recentemente su analoghi esempi di graniti deformati in fasce di taglio (BERTHÉ *et al.*, 1979 a, b; VERNON *et al.*, 1983) indicano che non è attualmente possibile discriminare quale fra le due ipotesi sia più verosimile. Anche per quanto riguarda il leucogranito del M. Grighini è difficile stabilire se le due superfici si sono formate in successione o in contemporaneità, tuttavia, dalle osservazioni fatte, notiamo che i piani «C» dislocano i piani «S» già nei primi stadi della deformazione, questo secondo noi potrebbe significare che le due superfici si sono formate in rapporti di contemporaneità; il prodotto finale è rappresentato da una struttura milonitica, con un grande sviluppo dei piani «C» al cui interno rimangono alcuni relitti dei piani «S». Nello stadio più evoluto si assiste inoltre alla formazione di una terza superficie «C<sub>1</sub>», che rappresenta anch'essa una superficie di taglio con un senso di movimento concorde con quello di tutta la fascia di taglio.

## CONCLUSIONI

Le caratteristiche principali del leucogranito del M. Grighini possono essere così sintetizzate:

- Deriva dalla fusione di materiale sedimentario,
- La sua intrusione avviene durante le fasi deformative (granito sincinemato), precedendo la messa in posto delle plutoniti tardo e post tettoniche,
- È associato ad una fascia di taglio destra di importanza regionale,
- Presenta una marcata deformazione per taglio semplice eterogeneo, che genera una completa riorganizzazione dell'originaria struttura magmatica e la formazione di due superfici (piani «S/C»).

La presenza di numerosi graniti sincinematici lungo fasce di taglio regionali in alcune porzioni della catena ercinica europea (Francia nord-occidentale, Spagna settentrionale), sembrava creare un elemento di diversità rispetto al segmento ercinico sardo-corso, almeno per quanto riguarda l'evoluzione tardiva delle deformazioni.

Il riconoscimento di graniti sincinematici, anche in Sardegna rende più facilmente confrontabili questi segmenti di catena e i loro allineamenti possono essere usati come tessere nella ricostruzione del mosaico continentale europeo, prima della migrazione terziaria del massiccio sardo-corso.

## RINGRAZIAMENTI

Desideriamo ringraziare il prof. P.C. Pertusati per il suo aiuto durante lo svolgimento dei nostri studi e per la revisione critica del manoscritto.

## BIBLIOGRAFIA

- BELL T.H., ETHERIDGE M.A. (1973) - Microstructures of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, **6**, 337-348.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979 a) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of South Armorican Shear Zone. *Journ. Struct. Geol.*, **1**, 31-42.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979 b) - Orientation préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Minéral.*, **102**, 265-272.
- BOULLIER A.M., BOUCHEZ J.L. (1978) - Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. France* (7), **20** (3), 253-262.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1981) - Aspetti genetici del batolite Sardo-Corso. *Rend. S.I.M.P.*, **38** (2), 701-764.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. (1981) - Structural and paleogeographic lineament of the Variscan cycle in Sardinia. *Geol. en Mijnbouw*, **60**, 171-181.
- CARMIGNANI L., FRANCESCHELLI M., PERTUSATI P.C. (1985) - Il granito sincinemato del Monte Grighini (Sardegna Centrale): evidenze geologiche e petrografiche. Riasunto presentato al Convegno primaverile della S.I.M.P., Roma.
- HOBBS G.S., MEANS W.D., WILLIAMS P.F. (1976) - *An Outline of Structural Geology*. Wiley, New York, 571 pp.
- LISTER G.S., PRICE G.P. (1978) - Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*, **49**, 37-78.
- LISTER G.S., SNOKE A.W. (1984) - S-C Mylonites. *Journ. Struct. Geol.*, **6** (6), 617-638.
- PITCHER W.S. (1982) - Granite type and tectonic environment. In: Hsü, Kenneth J., *Mountain building processes*. Academic press 1982, Zürich.
- PLATT J.P. (1984) - Secondary cleavage in ductile shear zone. *Journ. Struct. Geol.*, **6** (4), 439-442.
- SIMPSON C. (1985) - Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journ. Struct. Geol.*, **7** (5), 503-511.
- VERNON R.H., WILLIAMS V.A., D'ARCY W.F. (1983) - Grain size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, **92**, 123-145.
- WHITE A.J.R., CHAPPEL B.W. (1977) - Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, **43**, 7-22.
- WHITE S.H., BURROWS S.E., CARRERAS J., SHAW N.D., HUMPHREYS F.J. (1980) - On mylonites in ductile shear zones. *Journ. Struct. Geol.*, **2** (1/2), 175-187.

(ms. pres. il 15 maggio 1986; ult. bozze il 30 marzo 1987)