

F.M. ELTER (\*), B. CORSI (\*\*)

## NUOVI DATI SULL'ASSETTO STRUTTURALE DELLE MIGMATITI DEL NORD - EST DELLA SARDEGNA

**Riassunto** - La strutturazione nel Complesso migmatitico del NE della Sardegna presenta, unitamente alla sua evoluzione metamorfica sincinematica, caratteri tipici di un evento estensionale connesso con il processo di «uplift» della catena. Tale processo si esplica attraverso una deformazione non coassiale, estensionale, con una serie di testimonianze sia strutturali che metamorfiche a carattere regionale e ben inquadrabili negli affioramenti di migmatiti del NE della Sardegna. L'evoluzione tettono - metamorfica del Complesso Migmatitico unitamente all'evoluzione del coteo di Zone di Taglio tardo erciniche, permette di ipotizzare la presenza di un «Core Complex» correlabile con la stessa struttura affiorante nella Montagna Nera, nel Massiccio Centrale Francese.

**Parole chiave** - NE Sardegna, Complesso Migmatitico, tettonica estensionale, «Core Complex».

**Abstract** - *New data on the structural pattern of the migmatites in the North - Eastern Sardinia.* The structural - metamorphic framework of Migmatitic Complex in NE Sardinia shows the typical aspects of an extensional event related to the uplift of the Hercynian chain. In the scattered outcrops of migmatites in the NE Sardinia, this tectonic evolution shows a non-coaxial extensional deformation with the structural - metamorphic constraints of a regional significance. The structural - metamorphic evolution of the Migmatitic Complex together with the evolution of the late hercynian shear zones allows us to define the presence of a Core Complex with the same aspects of the Montagne Noire in the Massif Central, France.

**Key words** - NE Sardinia, Migmatitic Complex, extensional tectonics, Core Complex.

### INTRODUZIONE

Nell'ambito della tettonica post-collisionale, il Basamento sardo - corso presenta un complesso quadro evolutivo caratterizzato da una tettonica distensiva sviluppatasi durante il Carbonifero - Permiano; essa viene interpretata come conseguenza di un riequilibrio gravitativo di crosta ispessita (Carmignani *et al.*, 1993).

Il Complesso migmatitico del Nord - Est della Sardegna (Franceschelli *et al.*, 1982; Elter *et al.*, 1986; Elter, 1987; Elter e Sarria, 1989; Palmeri, 1992; Ricci, 1992), fa parte della Zona Assiale del segmento ercinico

co sardo e presenta una strutturazione assai complessa da definire. Tuttavia, la individuazione di alcuni affioramenti particolarmente idonei per il loro studio strutturale, ha permesso di determinare un criterio temporale nella successione dei vari eventi deformativi - metamorfici e di inquadrarli nel contesto evolutivo della catena. Va ricordato che proprio per la natura delle rocce oggetto di studio, risulta particolarmente difficile riuscire applicare le tecniche utilizzate per lo studio strutturale se non si riescono ad individuare affioramenti idonei.

Gli affioramenti utili a questo studio (Fig. 1) si collocano in differenti aree del NE della Sardegna; la maggior parte sono già noti in bibliografia (Area di Barrabisa, Elter *et al.*, 1993; Area di Golfo Aranci, Elter e Ghezzi, 1995; Anglona, Oggiano e Di Pisa, 1992; Valle del Posada, Elter, 1987; Carosi e Elter, 1989; Elter *et al.*, 1990, 1993; Ottana - M.te E Senes, Elter *et al.*, 1992, 1993): in questa nota vengono segnalati due nuovi affioramenti situati lungo la costa, e che si ubicano, uno a Nord, nel tratto di costa compresa fra P.ta Ottiolo e S. Teodoro e l'altro a Sud presso la P.ta dell'Ainu, ad est di Budoni (staz. 1 e staz. 2 in Fig. 1). In questo lavoro vengono trattati solo i dati strutturali dei due nuovi affioramenti mentre per le aree già note si rimanda alla bibliografia esistente.

*Affioramento di P.ta Ottiolo - S. Teodoro (Stazione 1).*

I litotipi affioranti sono costituiti da nebuliti, agmatiti, migmatiti stromatitiche e migmatiti dictionitiche, appartenenti alla Formazione di P.ta Ottiolo - Polto Cualdo (Elter, 1987) e da ortogneiss granodioritici occhiadini, talora nebulitici e da eclogiti e varie anfiboliti, appartenenti alla Formazione di P.ta de Li Tulchi - P.ta Tittinosu (Elter, 1987). Entrambi le formazioni ricadono nella zona a sillimanite + k-feldspato (Franceschelli *et al.*, 1982).

Il quadro strutturale è caratterizzato dalla presenza di un evento principale al quale è associata una scistosità penetrativa ( $S_2$ , Franceschelli *et al.*, 1982;  $S_x$ , Elter e Sarria, 1989;  $S_b$  in questa nota). Tale anisotropia planare (Fig. 2) è principalmente orientata N 060° - 090° ed inclina verso S - SE di 20° - 50°. Associate a tale superficie si riconoscono strutture di tipo «pinch and swell» e di tipo «lit par lit» (Roberts, 1989). Sono

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

(\*\*) Via Massetana, 20 - 53012 Chiusdino (Si).

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

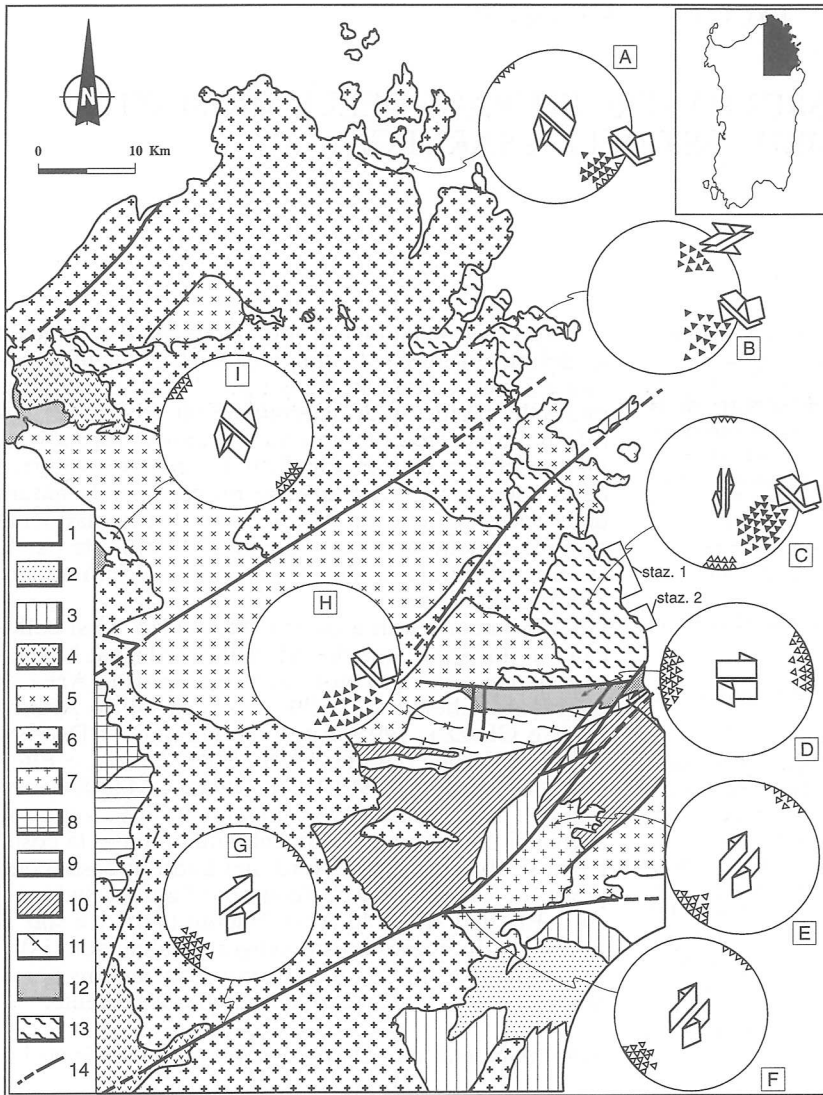


Fig. 1 - Schema geologico strutturale del NE della Sardegna.

1): Depositi continentali e di spiaggia e vulcaniti da alcaline a subalcaline (0.14 - 5.3 Ma), Pliocene - Quaternario; 2): Sedimenti pelagici, neritici, lagunari, continentali e vulcaniti andesitiche e riolitiche (11 - 32 Ma), Eocene - Oligocene - Cretaceo; 3): Sedimenti di piattaforma carbonatica, talora lagunari ed evaporitici, Triassico - Giurassico - Cretaceo; 4): Vulcaniti calc-alcaline, ?Carbonifero Superiore - Permiano; 5): Leucograniti rosati a biotite ( $289 \pm 1$  Ma); 6): Intrusioni granitiche Sin - Tardo tettoniche; 7): Plutoniti di incerta posizione (Cuile Is Furros, M.te E' Senes); 8): Filladi, filladi carboniose, e metavulcaniti basiche, ?Ordoviciano - ?Siluriano - Devoniano; 9): Sequenza di metarenarie e filladi (Post-gotlandiano Auct.), ?Cambriano - ?Ordoviciano; 10): Metarenarie, filladi, marmi, micascisti e paragneiss della Zona a biotite e granato + (albite + oligoclasio); 11): Complesso degli ortogneiss granodioritici ( $458 \pm 31$  Ma) e degli gneiss occhiadini ( $441 \pm 33$  Ma); 12): Complesso milonitico: micascisti, paragneiss, marmi ed anfiboliti con relitti di paragenesi granulitiche della Zona a cianite + staurolite + biotite; 13): Complesso Migmatitico: gneiss, migmatiti ed ortogneiss granodioritici della Zona a sillimanite + muscovite  $\pm$  k - feldspato ( $344 \pm 7$  Ma); 14): Faglie alpine. A, B.....I Proiezioni equiareali delle lineazioni mineralogiche sia di tipo *down dip* (triangoli neri pieni) che di tipo suborizzontali (triangoli vuoti), reticolo di Schmidt, emisfero inferiore.

inoltre comuni leucosomi centimetrici a composizione trondjemitica (Palmeri, 1992) paralleli sempre a tale anisotropia planare (scistosità  $S_b$ ). Si è voluto utilizzare in questo lavoro, il termine  $S_b$  per la foliazione presente nelle migmatiti, in quanto non sono individuabili quei rapporti strutturali utili per definirne il criterio temporale di sovrapposizione: sappiamo solo che la scistosità  $S_b$  traspone un precedente «layering» metamorfico di cui non si conoscono i rapporti strutturali più antichi.

Sul piano di scistosità XY (piano dell'ellissoide della deformazione con  $X \geq Y \geq Z$ ) è ben visibile una lineazione mineralogica ( $L_b$ ) «down dip», N  $100^\circ - 110^\circ$  ed inclinata verso SE di  $30^\circ - 50^\circ$ , costituita da «rods» di k - feldspato  $\pm$  quarzo (Fig. 2). Sul piano XZ sono individuabili « $\sigma$  porphyroclasts» (Simpson, 1986) di k - feldspato, «shear folds», pieghe intrafoliari e code di pressione asimmetriche. Questi indicatori cinematici permettono di definire un senso di taglio «Top to SE» associato alla scistosità principale ( $S_b$ ) (Fig. 2).

Localmente tale anisotropia planare traspone un precedente «layering» metamorfico ( $S_a$ ) ben visibile nelle migmatiti dictionitiche e nelle eclogiti. Nonostante che questo ultimo litotipo sia considerato come dei «boudins» all'interno delle migmatiti (Elter, 1987), si può osservare chiaramente il passaggio continuo della scistosità  $S_b$  dalle migmatiti alle eclogiti stesse. Generalmente nel primo litotipo si riconoscono pieghe intrafoliari ed isoclinali con la scistosità principale  $S_b$  di piano assiale. Nel secondo, la scistosità  $S_b$  deforma un «layering» precedente, definito dall'allungamento preferenziale dei granati coronitici (Fig. 3). Inoltre in questo litotipo sono chiaramente individuabili, associate e parallele alla anisotropia  $S_b$ , miloniti ed ultramiloniti, di spessore variabile dal cm al m. Le ultramiloniti sono caratterizzate da un litotipo di colorazione scura e a grana fine: sono individuabili i vari incrementi di milonitizzazione, partendo dal litotipo non deformato e caratterizzato dalla presenza di granati e/o coronitici visibili ad occhio nudo fino a passare gra-

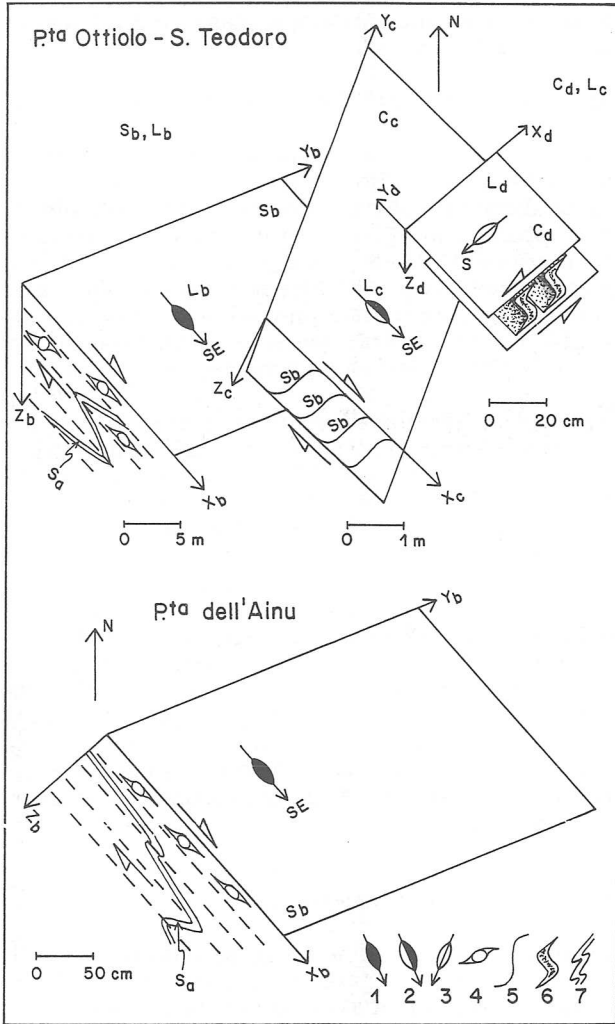


Fig. 2 - Rapporti strutturali nel Complesso Migmatitico. 1): Lineazione mineralogica  $L_b$  (k - feldspato + quarzo e/o sillimanite + biotite); 2): Lineazione mineralogica  $L_c$  (k - feldspato + quarzo + biotite); 3): Lineazione mineralogica  $L_d$  (muscovite); 4): « $\sigma$  porphyroclasts» sia di granato e/o di feldspato; 5): «S - C Planes»; 6): «Tension gashes»; 7): Pieghie intrafoliari con  $S_b$  di piano assiale.

dualmente ad un litotipo a grana finissima e dove non è risolvibile, ad occhio nudo, nessuna specie mineralogica. Nei livelli milonitici sono individuabili «S - C Plane» (Lister e Snoke, 1984), che individuano un senso di taglio «Top to SE».

Successivi a questo evento deformativo principale, a cui è associata la scistosità penetrativa  $S_b$ , si individuano una serie di eventi (Fig. 2), associati ad una deformazione non coassiale. Il primo evento è caratterizzato da «S - C Plane» ( $C_c$ ), N 020° - 030° ed inclinati verso SE di 30° - 40°; parallelamente ai quali si sviluppano dei nastri di quarzo + k - feldspato o livelletti millimetrici di leucosomi di composizione granitica (Palmeri, 1992), talvolta granatiferi. Sul piano  $C_c$  è individuabile una lineazione mineralogica ( $L_c$ ) «down dip», costituita da biotite, N 100° - 140° ed inclinata verso SE di 30° - 40°. I rapporti fra le due

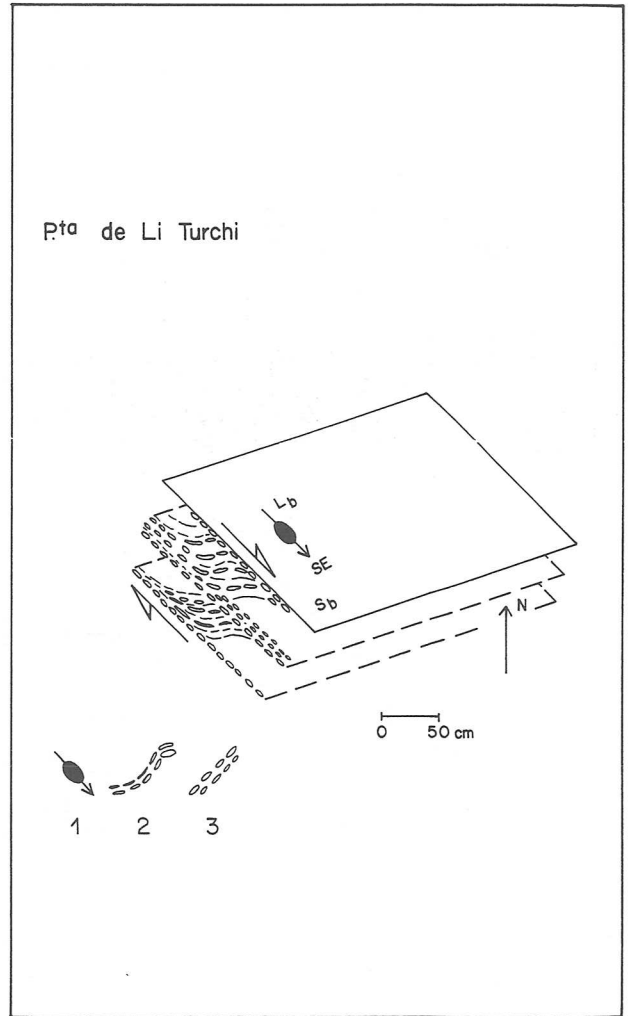


Fig. 3 - Rapporti strutturali nelle eclogiti retrocesse di P.ta de Li Turchi. 1): Lineazione mineralogica  $L_b$  (granato coronitico); 2): «S - C Planes»; 3): Livelli ultramilonitici.

superfici ( $S_b$  e  $C_c$ ) indicano ancora un senso di taglio «Top to SE». Tali strutture vengono successivamente interessate da un locale evento deformativo ( $C_d$ ) caratterizzate da «tension gashes» di leucosomi a composizione granitica, talvolta granatiferi, con associati nastri di quarzo o livelletti millimetrici di leucosomi della stessa composizione. Sul piano  $C_d$  compare una lineazione mineralogica ( $L_d$ ) «down dip» composta da muscovite N 0° ed inclinata verso S di 20° - 30°. Il piano  $C_d$  è orientato N 090° ed inclinato verso S di 30° - 40°. I rapporti indicano un senso di taglio «Top to S».

Successivamente si individuano eventi deformativi non coassiali che mostrano caratteri cinematici differenti da quelli precedentemente descritti (Fig. 4): abbiamo un primo evento caratterizzato da piani  $C_e$  N 080° e subverticali, all'interno dei quali si individuano leucosomi foliati di spessore variabile dal cm al m, e di composizione granitica e spesso granatiferi. I leuco-

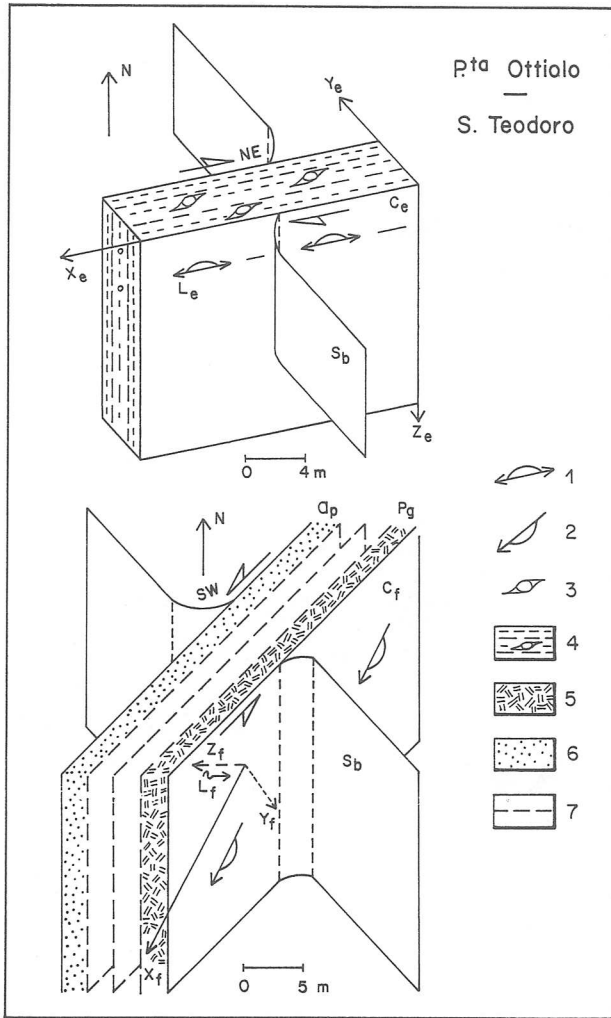


Fig. 4 - Rapporti strutturali nel Complesso Migmatitico. 1): Lineazione mineralogica  $L_e$  (biotite + muscovite); 2): Lineazione mineralogica  $L_f$  (muscovite + biotite); 3): « $\sigma$  porphyroclasts» sia di granato e/o di feldspato; 4): Leucosomi a composizione granitica a granato; 5): Filoni pegmatitici a tormalina; 6): Filoni aplitici; 7): Leucosomi a composizione granodioritica.

somi presentano una foliazione interna ( $C_e$ ) subverticale, e su tale piano si riconosce una lineazione mineralogica ( $L_e$ ) costituita da biotite  $\pm$  muscovite, orientata N 080° - 090° ed orizzontale. Sul piano XZ (con X parallelo a  $L_e$ ) « $\sigma$  porphyroclasts» (Simpson, 1986) di k - feldspato, unitamente alle deflessioni della scistosità principale  $S_b$ , permettono di definire una zona di taglio di tipo «strike slip» con senso di taglio destro, associata alla  $C_e$ .

L'ultimo evento è caratterizzato ancora da piani subverticali (Fig. 4), N 0° - 050°, con associati leucosomi di spessore variabile dal cm al m e di composizione granodioritica, pegmatiti e apliti. I leucosomi granodioritici presentano una foliazione ( $C_f$ ) a cui è associata una lineazione mineralogica ( $L_f$ ) N 0° - 050° ed inclinata verso S - SW di 10° - 20°. I rapporti fra tale

foliazione e le altre anisotropie planari individuano un senso di taglio sinistro.

#### Affioramento di P.ta dell'Ainu (Stazione 2).

I litotipi affioranti in questa area sono costituiti da migmatiti stromatitiche, migmatiti a noduli calcosilicatici, dictioniti e flebiti a noduli di sillimanite fibrolitica appartenenti al Membro di P.ta dell'Asino della Formazione di P.ta S. Anna (Elter, 1987). È chiaramente visibile una scistosità penetrativa, sulla quale compare una lineazione mineralogica costituita dai noduli di sillimanite (di dimensioni variabili dai 0.2 ai 4 cm) N 130° - 140° ed immergente verso SE di 20° - 40° (Fig. 2). Secondo Franceschelli *et al.*, (1991) i noduli di sillimanite fibrolitica + quarzo + biotite si sarebbero formati durante il picco del metamorfismo ercinico, datato a  $344 \pm 7$  Ma, (Ferrara *et al.*, 1975). La scistosità è orientata N 050° - 080° ed immerge verso SE di 20° - 40°. Sul piano XZ sono chiaramente distinguibili delle «shear folds» associate a « $\sigma$  porphyroclasts» di quarzo che indicano un senso di taglio «Top to SE», sincinemato alla scistosità. A differenza della stazione precedente non si individuano altre componenti di taglio successive, mentre compaiono ancora i relitti di una foliazione più antica, che viene trasposta dalla scistosità principale. Tali relitti sono testimoniati da livelli di leucosomi, trasposti dalla scistosità principale e che a loro volta contengono al loro interno, relitti di un precedente «layering» metamorfico.

#### RAPPORTI BLASTESI - DEFORMAZIONE

I rapporti blastesi - deformazione indicano che alla scistosità principale, presente in entrambi gli affioramenti, è associata un'associazione mineralogica composta da quarzo + k - feldspato + plagioclasio + biotite + muscovite  $\pm$  granato  $\pm$  sillimanite fibrolitica  $\pm$  sillimanite prismatica (Elter, 1987). Nel plagioclasio si può riconoscere la presenza di relitti di cianite, mentre nel granato sono comuni le «snow ball structures» di quarzo. Agli eventi successivi abbiamo paragenesi più o meno simili, costituite da quarzo + k - feldspato + plagioclasio + biotite  $\pm$  muscovite (Elter, 1987); l'unica specie mineralogica che permetta di distinguerle è il granato che è presente solo nei leucosomi  $C_c$ ,  $C_d$  e  $C_e$ .

#### STIMA DELLA DEFORMAZIONE FINITA

Nonostante che in letteratura non vengano quasi mai descritte stime della deformazione finita nelle rocce migmatitiche, la presenza nei due affioramenti di specie mineralogiche deformate secondo degli ellissoidi ha permesso di quantizzare la deformazione finita, utilizzando sia il granato deformato nell'affioramento di P.ta Ottiolo - S. Teodoro, che i noduli di sillimanite fibrolitica dell'affioramento di P.ta dell'Ainu. I valori ottenuti nel primo affioramento indicano i seguenti rapporti:



$$\begin{aligned} \text{Piano [XY]} : X/Y &= 1.79 \\ \text{Piano [XZ]} : X/Z &= 2.38, \theta = -30^\circ \\ \text{Piano [YZ]} : Y/Z &= 1.33, \theta = 0^\circ \end{aligned}$$

dove  $X \equiv L_b$  e [XY] coincide con l'anisotropia principale  $S_b$ .

I valori ottenuti per il secondo affioramento indicano i seguenti rapporti :

$$\begin{aligned} \text{Piano [XY]} : X/Y &= 1.79 \\ \text{Piano [XZ]} : X/Z &= 3.16, \theta = 0^\circ \\ \text{Piano [YZ]} : Y/Z &= 1.77, \theta = 0^\circ \end{aligned}$$

dove  $X \equiv$  lineazione mineralogica coincidente con l'allungamento dei blasti di sillimanite fibrolitica e [XY] coincide con l'anisotropia principale.

I rapporti ottenuti indicano che la deformazione avviene secondo un'ellissoide di tipo prolato e quindi una deformazione di tipo triassiale nel campo della costrizione con estensione secondo l'asse X e raccorciamento secondo gli assi Y e Z, con  $Z \gg Y$ . Gli ellissoidi di tipo prolato definiti sia nella Stazione 1 che nella Stazione 2 risultano correlabili con quello definito nella Golfo Aranci «Shear Zone» da Elter e Ghezzi, (1995), anch'esso di tipo prolato, nonostante le differenti specie mineralogiche usate come «strain markers» (granato e noduli di sillimanite fibrolitica nei primi due affioramenti e k - feldspato a Golfo Aranci).

#### DISCUSSIONE

L'anisotropia planare principale presenta le stesse associazioni mineralogiche, la stessa lineazione mineralogica, lo stesso senso di taglio «Top to SE» ed infine gli stessi relitti strutturali (relitti di cianite) in entrambe le due stazioni. Questi aspetti metamorfico-strutturali permettono di correlarla, nonostante non vi sia continuità di affioramento nelle due stazioni.

L'unica differenza sostanziale, fra i due affioramenti sono riscontrabili nella storia post - anisotropia planare principale, in quanto nell'affioramento di P.ta dell'Ainu non compaiono tutti gli eventi riscontrati nell'affioramento più a Nord, di P.ta Ottiolo - S. Teodoro.

Significative inoltre, sono le analogie che si riscontrano a livello strutturale in altre aree del NE della Sardegna: nelle zone di Golfo Aranci e di Barrabisa per esempio, compare un evento metamorfico - deformativo principale (Elter *et al.*, 1993; Elter e Ghezzi, 1995) associato al quale si ha sempre una componente di taglio con movimento relativo «Top to SE». Se si tiene conto inoltre del fatto che le migmatiti del NE della Sardegna si sarebbero formate nella fase di riesumazione della catena (Palmeri, 1992, Ricci, 1992) e che l'evento principale è espressione di una deformazione duttile non coassiale in condizioni metamorfiche di facies anfibolitica (Carosi e Elter, 1989), si può ipotizzare che tale evento deformativo - metamorfico venga a costituire, unitamente con il corteo di «shear zones» tardo erciniche (Elter *et al.*, 1990, 1993, Elter e Ghezzi, 1995), l'espressione fondamentale di quell'evento tettonico che ha permesso l'«uplift» della catena e delle migmatiti nella zona assiale.

L'evoluzione strutturale - metamorfica, definita nel complesso migmatitico della Sardegna NE, presenterebbe un carattere di probabile continuità regionale e ben si inquadrirebbe con l'ipotesi di Carmignani *et al.*, (1993) di una marcata evoluzione estensionale post - collisionale.

Inoltre il quadro metamorfico - strutturale descritto, presenta analogie evolutive molto marcate con quelle stesse, per esempio, presenti nella Montagna Nera (Massiccio Centrale Francese) e relative alla presenza di un «Gneiss Dome» (Faure e Cottreau, 1988) o «Variscan axial Zone» (Matauer, 1993) o «Variscan metamorphic core complex» (Costa e Rey, 1995). Tale struttura è costituita da diversi tipi di migmatiti e

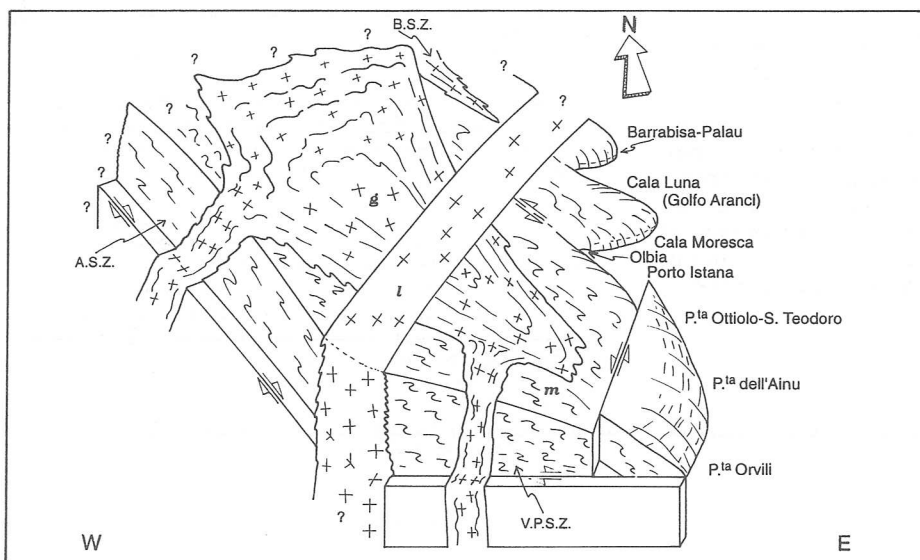


Fig. 5 - "Block Diagram" del "Core Complex", non in scala. m): Complesso Migmatitico; g): Plutoniti sin - tardo tettoniche; l): Complesso dei leucograniti; A.S.Z.: Anglona Shear Zone; V.P.S.Z.: Valle del Posada "Shear Zone"; B.S.Z.: Barrabisa "Shear zone".

gneiss con testimonianze di una marcata deformazione non coassiale estensionale (Costa e Rey, 1995) e successivamente tali litotipi vengono intrusi da graniti a cordierite. Una serie di disarticolate zone di taglio di tipo «strike slip» delimitano il limite del «Core Complex» e ne regolano i rapporti con le successioni meno metamorfiche che lo circondano.

Nel NE della Sardegna, considerando la posizione dall'allineamento Valle del Posada - Anglona, riconosciuto come una «shear zone» di tipo «strike slip» che delimita a sud il Complesso migmatitico, considerando le numerose testimonianze di deformazione non coassiale estensionale presenti in diverse zone (Barrabisa, Golfo Aranci, Porto Ottiolo - P.ta de Li Tulchi, P.ta dell'Ainu) e infine considerando che la maggior parte delle rocce intrusive affiora proprio in questa area, si può ragionevolmente ipotizzare che esista anche in questo segmento di catena, una struttura dello stesso tipo della Montagna Nera (Fig. 5). Tale struttura sarebbe orientata parallelamente alla catena (NW - SE) e successivamente intrusa, prima dal complesso magmatico intrusivo sin - tardo tettonico (310 - 300 Ma, Del Moro *et al.*, 1975) e poi dal complesso leucogranitico (248 Ma, Del Moro *et al.*, 1975).

## CONCLUSIONI

Nonostante siano state esaminati dei litotipi estremamente complessi come le migmatiti, si può individuare un'evoluzione strutturale abbastanza ben definita e caratterizzata da un primo evento estensionale composito e da un evento successivo, ancora composito e di tipo «strike slip» a carattere locale. Tale evento estensionale, nonostante la non continuità degli affioramenti sembra avere carattere regionale per tutto il NE della Sardegna. Il tipo di evoluzione strutturale - metamorfica permetterebbe di ipotizzare la presenza nel NE della Sardegna di un «Core Complex» costituito da litotipi migmatitici, delimitato da «shear zones» di tipo «strike slip» e successivamente intruso dalle «suite» granitiche correlabile con lo stesso presente nella Montagna Nera.

La presenza di questo «Core Complex» comporterebbe una diversa interpretazione della zoneografia metamorfica della Sardegna, che presenterebbe sì un incremento andando da SW verso NE, ma tale zoneografia sarebbe valida solo fino alle litologie della Zona a biotite e a granato + (albite + oligoclasio) ed affioranti a sud dell'allineamento Valle del Posada - Anglona. Tali litologie farebbero parte del blocco contrapposto al «Core Complex» ed entrambi verrebbero separati dalle Zone di Taglio, la Posada Valley «Shear Zone» e l'Anglona «Shear Zone».

## RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia vivamente il Dr. R. Carosi per la lettura critica del manoscritto.

## BIBLIOGRAFIA

- Carmignani, L., Carosi, R., Di Pisa, A., Elter, F.M., Gattiglio, M., Musumeci, G., Oggiano, G. e Pertusati, P.C., 1993. Post - Collisional extensional tectonics in the Hercynian belt of Sardinia (Italy). In: Late orogenic extension in mountain belts. Montpellier, France, BRGM, 219: 36-37.
- Carosi, R. e Elter, F.M., 1989. Le microstrutture deformative di alto grado delle anfiboliti di Torpè (Sardegna NE). Atti Soc. tosc. Sc. nat., Mem. Ser. A, 96: 241-255.
- Costa, S. e Rey, P., 1995. Lower crustal rejuvenation and growth during post-thickening collapse: insights from a crustal cross section through a Variscan metamorphic core complex. *Geology*, 23, 10, 905-908.
- Del Moro, A., Di Simplicio, P., Ghezzi, C., Guasparri, G., Rita, F. e Sabatini, G., 1975. Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian Batholith. *N. Jb. Miner. Abh.*, 126: 28-44.
- Elter, F.M., 1987. La fascia blastomilonitica tardo ercinica della Valle del Posada nella zona assiale della catena ercinica della Sardegna. Tesi di Dottorato, pg. 122.
- Elter, F.M. e Ghezzi, C., 1995. La Golfo Aranci Shear Zone (Sardegna NE): una zona di taglio polifasica, tardo - ercinica. *Boll. Soc. geol. ital.*, 114: 147-154.
- Elter, F.M. e Sarria, E., 1989. Assetto strutturale del basamento ercinico e relazioni fra i vari complessi tettonici nel Nord Est della Sardegna. Atti Soc. tosc. Sc. nat., Mem. Ser. A, 96: 81-101.
- Elter, F.M., Ghezzi, C. e Sarria, E., 1992. Il massiccio del M. Senes. In: Struttura della catena ercinica in Sardegna, guida alla escursione «Gruppo informale di Geologia Strutturale», 176-177.
- Elter, F.M., Musumeci, G. e Pertusati, P.C., 1990. Late Hercynian shear zones in Sardinia. *Tectonophysics*, 176: 387-404.
- Elter, F.M., Di Vincenzo, G., Ghezzi, C. e Sarria, E., 1993. Late Hercynian Shear Zones in the Sardinian - Corsica microplate. In: Late orogenic extension in mountain belts. Montpellier, France, BRGM, 219: 64-65.
- Elter, F.M., Franceschelli, M., Ghezzi, C., Memmi, I. e Ricci, C.A., 1986. The geology of Northern Sardinia. In: Correlation of Variscan and Prevariscan events of the alpine mediterranean mountain belt. IGCP N° 5: 87-102.
- Faure, M. e Cottureau, N., 1988. Données cinématiques sur la mise en place du dome migmatitique carbonifère moyen de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, 2: 1787-1794.
- Franceschelli, M., Memmi, I. e Ricci, C.A., 1982. Zoneografia metamorfica della Sardegna Settentrionale. Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali, Soc. geol. ital.: 137-149.
- Franceschelli, M., Pannuti, F. e Carcangiu, G., 1991. The formation of fibrolite nodules in a package of melanocratic gneisses from the Hercynian basement of NE Sardinia. Italy. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 71: 427-439.
- Lister, G.S. e Snoke, A.W., 1984. S - C mylonites. *J. struct. Geol.*, 3: 617-638.
- Mattauer M., 1993. A compressional Gneiss Dome associated with longitudinal extension and later escape, in the Montagne Noire (French Variscan Massif Central). In: Late orogenic extension in mountain belts. Montpellier, France, BRGM, 219: 136-137.
- Palmeri, R., 1992. Petrography and geochemistry of some migmatites from Northeastern Sardinia (Italy). In: Contribution to the geology of Italy, IGCP N° 276: 183-186.
- Ricci, C.A., 1992. From crustal thickening to exhumation: petrological, structural and geochronological records in the crystalline basement of Northern Sardinia. In: Contribution to the geology of Italy, IGCP N° 276: 183-186.
- Roberts, J.L., 1989. Guida alle strutture geologiche. F. Muzio Ed., 262 pp.
- Simpson, C., 1986. Determination of movement sense in mylonites. *J. geol. Educ.*, 34: 246-261.