Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **96** (1989)
pagg. 81-105, figg. 11, tab. 1

F.M. ELTER (*), E. SARRIA (**)

ASSETTO STRUTTURALE DEL BASAMENTO ERCINICO E RELAZIONI FRA I VARI COMPLESSI TETTONICI NEL NORD EST DELLA SARDEGNA

Riassunto — Il Basamento del NE della Sardegna è stato oggetto di diversi studi, in particolare di natura petrografica, che hanno definito la sua evoluzione metamorfica e la caratterizzazione delle varie plutoniti ivi affioranti (BRALIA *et al.*, 1981, FRANCESCHELLI *et al.*, 1982, ELTER *et al.*, 1986). Pur conoscendo i rapporti fra processi di cristallizzazione ed evoluzione strutturale, fino ad oggi non era mai stato approfondito l'aspetto tettonico.

Con la presente nota gli AA hanno cercato di fornire un nuovo quadro dell'assetto strutturale del basamento, soffermandosi in particolare sui rapporti che intercorrono fra il complesso di più alto grado, migmatitico, e gli altri complessi affioranti.

Abstract — *Structural framework of the Hercynian Basement and the relationships between the tectonic complexes in North Eastern Sardinia.* The North-Eastern Sardinia Basement has been principally studied in its petrographic aspects; this view point allowed to point out the metamorphic evolution and the batholit features. On the contrary, up to day, the tectonic framework is not completely understood even if the relationships between the crystallization process and the kynematic evolution are quite known. In this paper a new tectonic framework is proposed. Then, the relationships between the higher metamorphic complex, made up by migmatites, and the lower medium grade complexes are pointed out.

Key words — Hercynian Basement, Structural framework, Sardinia.

INQUADRAMENTO GENERALE

Il Basamento nord orientale della Sardegna, sormontato da coperture post-erciniche, è costituito da sequenze paleozoiche sedimentarie, tettonizzate e metamorfosate durante l'orogenesi ercinica e successivamente intruse dal vasto batolite sardo tardo ercinico (Fig. 1).

(*) Dipartimento Sc. Terra - Via delle Cerchia 3 - 53100 Siena.
(**) Progemisa S.p.A. - Via Contevecchi 7 - 09122 Cagliari.

È stato possibile distinguere quattro complessi, che nell'ordine, procedendo da nord verso sud, sono (fig. 2):

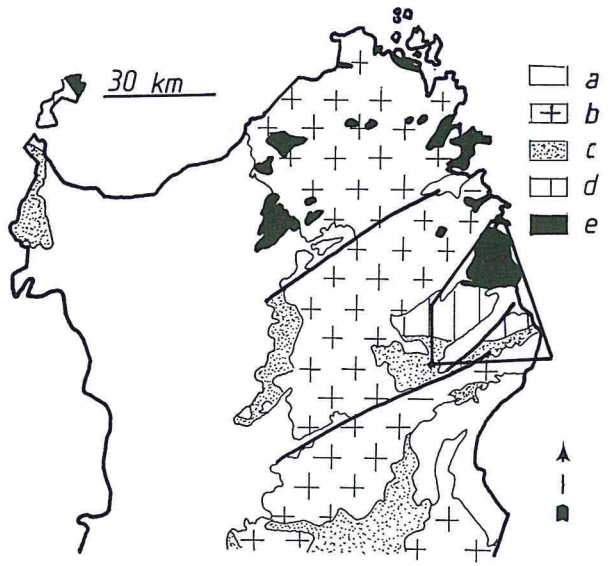

Fig. 1 - Schema geologico della Sardegna Settentrionale:
a - Coperture Quaternarie - Terziarie - Mesozoiche
b - Complesso Granitico
c - Complesso in facies Scisti verdi
d - Complesso in facies Anfibolitica di pressione intermedia
e - Complesso in facies Anfibolitica di alto grado.

— A: Complesso Migmatitico
— B: Complesso Milonitico
— C: Complesso in facies Anfibolitica di pressione intermedia
— D: Complesso in facies Scisti Verdi - facies Anfibolitica.

In ognuno di questi Complessi sono distinguibili le seguenti Unità Litologiche:

Complesso A:

— Unità di P.ta Ottiolu - Polto Cualdo: costituito da migmatiti leucocratiche, nebuliti, agmatiti della zona a Sillimanite + K-feldspato (Franceschelli *et al.*, 1982).

— Unità di P.ta de Li Tulchi - P.ta Tittinosu: gneiss occhiadini, talora nebulitici, associati ad eclogiti interessate da metamorfismo retrogrado.

— Unità di P.ta del Nuraghe - San Lorenzo; ortogneiss granodio-

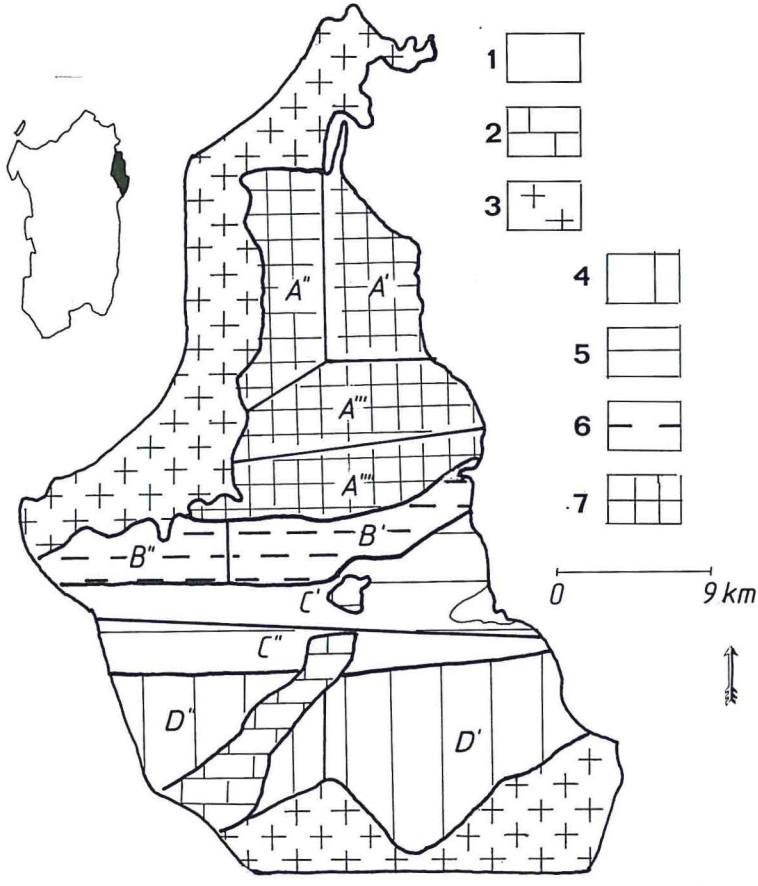

Fig. 2 - Schema dei Complessi Tettonici nel basamento nord orientale:
1 - Coperture Quaternarie - Terziarie
2 - Successioni Giurassico - Cretacee
3 - Complesso Granitoide
4 - Complesso D in facies Scisti Verdi - facies Anfibolitica
5 - Complesso C in facies Anfibolitica di pressione intermedia
6 - Complesso B milonitico
7 - Complesso A in facies Anfibolitica di alto grado
A' - D'' Domini strutturali.

ritici (età di messa in posto 458 ± 31 Ma, FERRARA *et al.*, 1978)

— Unità di P.ta S. Anna: stromatiti, flebiti, gneiss s.l. della zona a Sillimanite + K-feldspato (FRANCESCHELLI *et al.*, 1982), marmi.

— Unità di P.ta Nidu e Corvu: stromatiti, flebiti, gneiss s.l. della zona a Sillimanite +Muscovite (FRANCESCHELLI *et al.*, 1982).

Complesso Milonitico B:

— Unità di P.ta Orvili: vari tipi di rocce migmatitiche, lenti di

eclogiti retrocesse, micascisti del Complesso B, livelli di scisti carboniosi e noduli calcosilicatici;

— Unità di P.ta Figliacoro: anfiboliti, talora con relitti granulitici, e gneiss occhiadini.

— Unità di Sedda e Eneas: ultramiloniti (filloniti), micascisti e paragneiss con strutture II S-C, migmatiti fillonitiche.

Complesso in facies Anfibolitica di pressione intermedia C:

— Unità di Br.cu Nieddu: paragneiss, micascisti e quarziti della zona a Cianite + Biotite (Franceschelli *et al.*, 1982), marmi.

— Unità di P.ta Gortomedda: paragneiss, micascisti e quarziti della zona a Staurolite + Biotite (Franceschelli *et al.*, 1982).

— Unità di Siniscola-Lodé-Mamone: ortogneiss granodioritici (età di messa in posto 458 ± 31 Ma, Ferrara *et al.*, 1978) con facies marginali a tessitura occhiadina (età di messa in posto 442 ± 31 Ma, Ferrara *et al.*, 1978).

— Unità di M.te Albo-La Caletta: micascisti e paragneiss della zona ad Albite+Oligoclasio+Granato (Franceschelli *et al.*, 1982).

Complesso in facies Scisti verdi - facies Anfibolitica D:

— Unità di S. Lucia: micascisti e paragneiss della zona a Biotite (Franceschelli *et al.*, 1982), scisti grafitosi, liditi, marmi, quarziti e gneiss occhiadini.

Strutturazione

Lo studio strutturale e microstrutturale ha permesso di mettere in risalto, nei quattro complessi, la seguente evoluzione cinematico-metamorfica (tab. 1):

Complesso A

Sono riconoscibili un evento Dx1 ed un evento tardivo Dx2.

Al primo è associata una scistosità di flusso Sx ben marcata in tutte le litologie, tranne che nelle porzioni più nebulitiche. Alla anisotropia planare Sx sono associati vari elementi lineari, quali assi Bx1, e una lineazione mineralogica Lmx1.

Tutti gli elementi strutturali associati alla Sx sono deformati dall'evento tardivo non scistogeno Dx2.

Nel Complesso A sono stati distinti quattro domini strutturali (fig. 2), A', A'', A''', A''''.

TAB. 1 - *Relazioni fra eventi metamorfici e deformativi nei Complessi del Basamento nord orientale della Sardegna.*

Comples.	Dominio strut.	Evento def.	Evento met.	An. plan.	El. lin.
	A1'		Mt1		
	A2''	Dx1	Mt2	Sx	Bx1Lmx1
A	A3'''	Dx2			Bx2#
	A4''''		Mt3		
			M1		
		D2	M2	S2	B2L2Lm2
	B'	D3	M3	C,C1	Lc
B	B''	D4		C4	B5
		D5	M4		B5
			M1		
		D2	M2	S2	B2L2Lm2
	C'	D3	M3	C,C1	Lc
C	C''	D4		C4	B4
		D5	M4		B5
			M1		
	D'	D2	M2	S2	B2L2Lm2
D	D''	D4		C4	B4
		D5	M4		B5

Comples. = Complesso; Dominio strut. = dominio strutturale; Evento def. = evento deformativo; Evento met. = evento metamorfico; An. plan. = anisotropia planare; El. lin. = elemento lineare; Bx1/B2/Bx2/B4/B5 = ASSI; L2 = lineazioni di intersezione; Lmx1/Lm2 = lineazioni mineralogiche; Lc = «stretching mineralogical lineation»; S2/Sx = anisotropie planari, scistosità di flusso; C = anisotropia planare, scistosità milonitica; C1 = clivaggio milonitico; C4 = clivaggio tardivo; Mt 1, 2, 3, = eventi metamorfici Complesso A; M1, 2, 3,4 = eventi metamorfici Complessi B, C, D; Dx1, Dx2, D2, 3, 4, 5 = eventi deformativi; Bx2# = si intende con questo indice tutti gli assi associati alle pieghe tardive di generazioni diverse che hanno direzioni variabili e che generano strutture di interferenza a duomi e bacini.

Dominio A'

Distribuzione poli di scistosità Sx (fig. 3);

—(Reticolo di Schmidt, emisfero inferiore, reticolo di Kalsbeek): i piani di scistosità hanno direzioni variabili N 40 - 60 ed immergono verso i quadranti sudorientali con inclinazioni variabili da 0 ai 40 gradi;

— la dispersione dei poli di Sx è imputabile alla presenza di deformazioni sovraimposte legate ad un piegamento con assi medi N 30, suborizzontali.

Distribuzione degli elementi lineari (fig. 4);

— I rari assi Bx1 hanno inclinazioni variabili da 10 a 40 gradi, e direzioni fortemente disperse, imputabili alla presenza di assi tardivi Bx2, che hanno direzioni sia N 80

- 120 ed inclinazioni dai 10 ai 30 gradi verso NW e verso SE, che N 90 suborizzontali;
— le lineazioni mineralogiche Lmx1 hanno direzioni N 50 - 110 ed inclinazioni da 0 a 30 gradi.

Dominio A''

Distribuzione dei poli di scistosità Sx (fig. 3)
— la maggior parte dei piani hanno direzioni variabili da N 100 a 120 ed inclinazione da 60 a 80 gradi verso SW.

La dispersione è imputabile a blandi piegamenti con assi aventi direzione N 90-120, suborizzontali.

Distribuzione degli elementi lineari (fig. 4)
— la distribuzione dei rari assi Bx1 non è ben definibile per la scarsità dei dati.
— la distribuzione delle lineazioni mineralogiche Lmx1 indica direzioni N 60 - 95 con inclinazioni da 0 a 20 gradi verso NE/SW.

La distribuzione degli assi Bx2 indica una prima associazione di assi diretti N 35 - 85, inclinati da 10 a 40 gradi verso NE e SW, ed una successiva in direzione N 120, suborizzontale.

Dominio A'''

Distribuzione dei poli di scistosità Sx (fig. 3)
— la distribuzione indica piani in direzione N 40 - 60 e inclinazione variabile dai 40 a 60 gradi verso SE.
— nel complesso la dispersione è contenuta.

Distribuzione degli elementi lineari (fig. 4)
— pressoché assenti gli assi Bx1.
— la distribuzione delle lineazioni Lmx1 indica direzioni N 45-90 e inclinazioni variabili da 0 a 50 gradi verso N/NE-S/SW.
— gli assi tardivi Bx2, pur essendo scarsi, hanno direzioni N 30-40.

Dominio A''''

Distribuzione dei poli di scistosità Sx (fig. 3)
— la distribuzione indica piani di scistosità orientati N 80 - 90 ed immergenti verso SE/S dai 40 ai 50 gradi.
— la dispersione è abbastanza netta, ed è legata alla interazione con l'evento deformativo che ha direzione N 60, suborizzontale.

Distribuzione degli elementi lineari (fig. 4)
— la distribuzione degli assi Bx1 indica una dispersione azimutale con inclinazioni da 0 a 30 gradi.
— la lineazione mineralogica Lmx1 indica direzioni comprese tra N 35 - 90 e inclinazioni da 0 a 30 gradi.
— la distribuzione degli assi Bx2 indica un evento in direzione N 60 - 90, inclinazioni 20 - 30 gradi verso S/SE; un altro evento in direzione N 30 - 40, suborizzontale.

Classificazione di Twiss (1988) delle pieghe.

La classificazione delle pieghe associate all'evento Dx1 è pressoché impossibile in quanto si tratta di strutture tipo «rods». (Per i parametri utili ai fini di questa classificazione si veda la fig. 5).

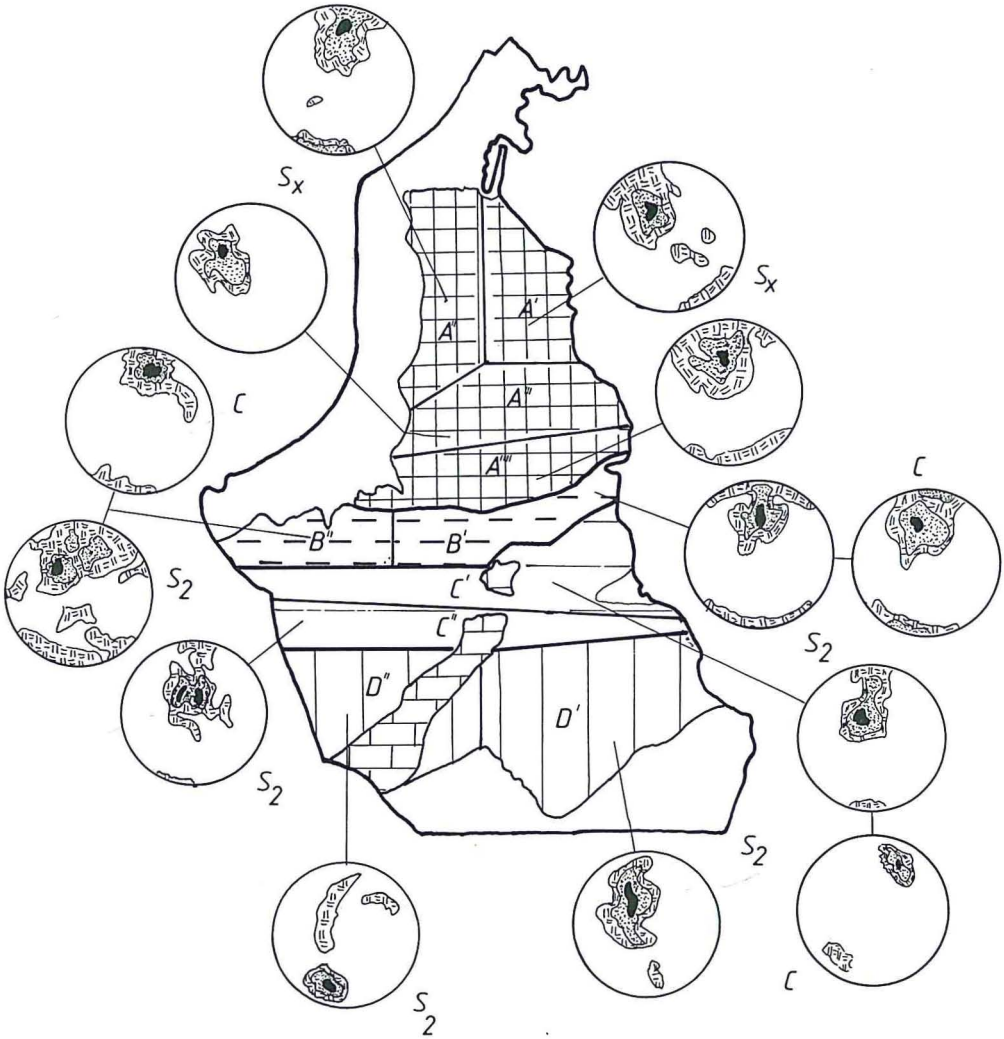

Fig. 3 - Distribuzione Piani di Scistosità nei vari complessi:
Sx: scistosità nel Complesso A
S2: scistosità nei Complessi B, C, D
C: scistosità milonitica nei Complessi B e C
Classi 10%; 6%; 2%.

Le pieghe associate all'evento Dx2 sono invece classificabili con i parametri richiesti.

Secondo il metodo «aspect ratio» (Twiss, 1988, pag. 608) si osserva un'evoluzione da «open broad class» a «enquant close class» (fig. 5a).

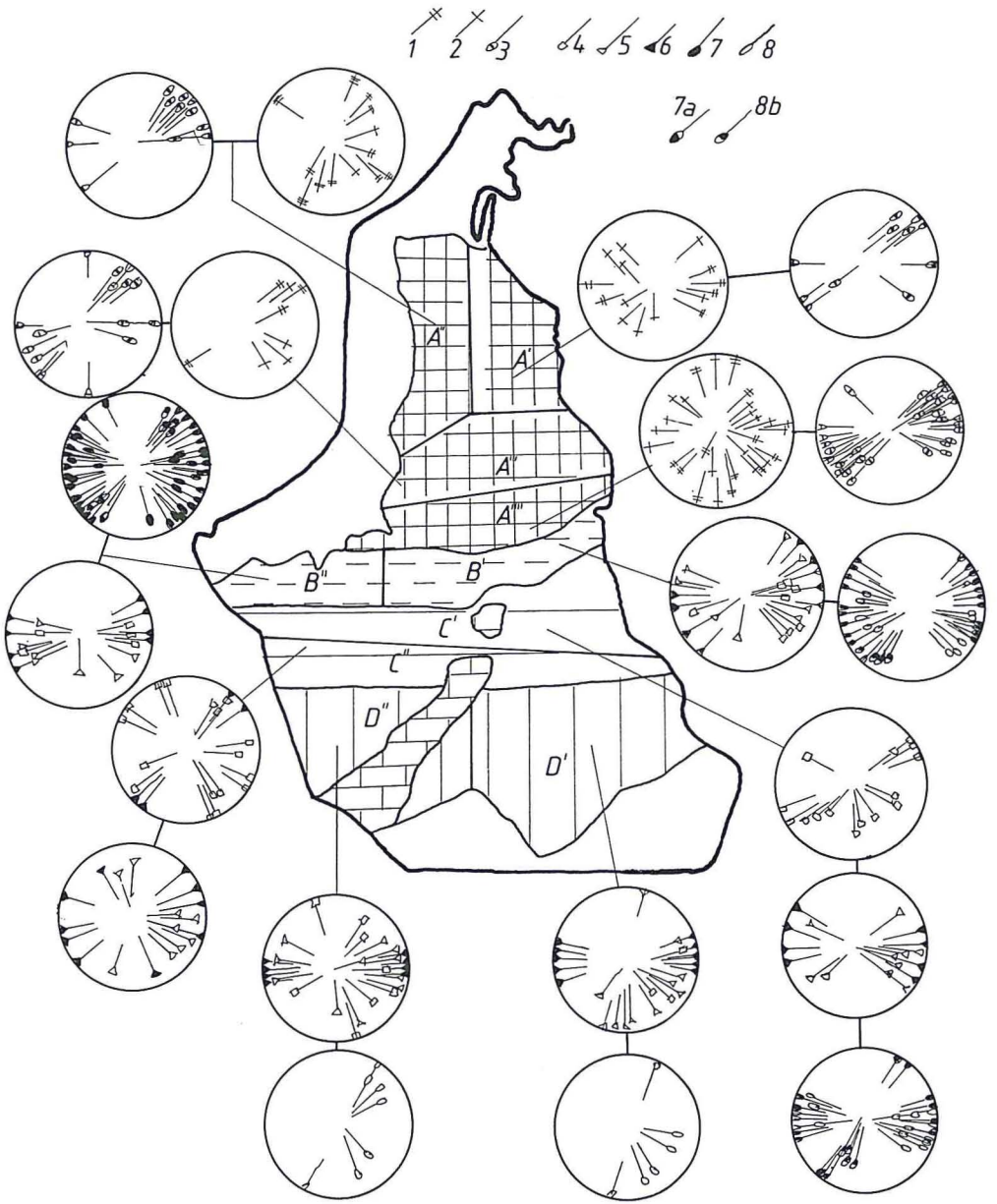

Fig. 4 - Distribuzione Elementi Lineari nei vari Complessi:
Complesso A:
1: Bx2; 2: Bx1; 3: Lmx.
Complessi B, C. D:
4: B2; 5: B4; 6: B5; 7: Lc; 8: Lm2;
7a: Lc' (in prossimità contatto Complesso Granitoide)
8b: Lm2 (in prossimità contatto Complesso Granitoide).

Secondo il metodo «fold tightness» (Twiss, 1988, pag. 609-610) l'evoluzione varia da «acute open class» a «isoclinal class».

Secondo il metodo «bluntness ratio» (Twiss, pag. 611) hanno un'evoluzione da «subangular a blunt bluntness».

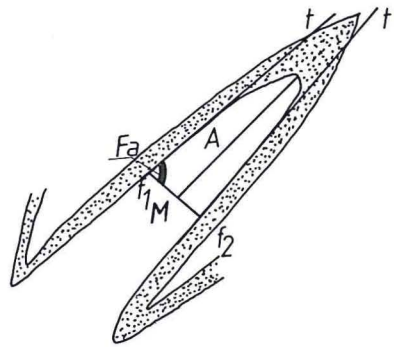

Fig. 5 - Classificazione di Twiss: parametri geometrici utilizzati per la classificazione di Twiss.
A = amplitudine, distanza fra il punto di cerniera e il segmento M congiungente i punti di inflessione (f1, f2).
M = segmento congiungente i punti di inflessione.
P = rapporto A/M.
Fa = Folding angle, angolo fra la tangente al fianco della piega (t) e il segmento M.
Rc = Raggio cerchio di riferimento (non rappresentato in figura).

Relazioni fra blastesi e deformazione

È stato osservato che sia alla scala macroscopica che a quella microscopica si riconosce una superficie di scistosità Sx secondo la quale è disposta la maggioranza dei minerali-indice (Biotite, Sillimanite prismatica, Muscovite, K-feldspato, Granato, Wollastonite, Plagioclasio).

Nel Complesso A si osservano tre eventi metamorfici (Elter, 1987): due eventi dinamici ed un evento statico.

Gli eventi dinamici sono: Mt1, rappresentato da specie mineralogiche relitte (Cianite, Granato, Diopside, Clinopirosseno); Mt2, evento principale e sincinematico all'evento Dx1, costituito da quelle specie mineralogiche che danno origine alla scistosità Sx.

L'evento statico Mt3 è un evento termometamorfico che si colloca all'interno dell'evento deformativo Dx2, ed è caratterizzato da specie mineralogiche quali Sillimanite fibrolitica e Biotite.

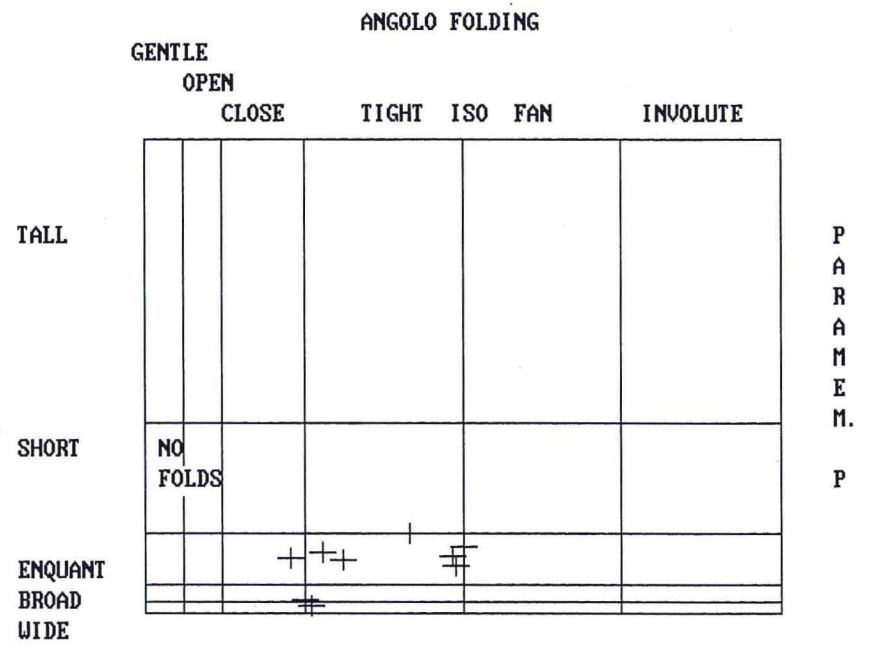

Fig. 5a - Classificazione di Twiss, pieghe Dx2, Complesso A.

Complesso B

Sono riconoscibili quattro eventi deformativi, D2, D3, D4 e D5.

All'evento D2 è associata una scistosità di flusso S2 che deforma un precedente layering metamorfico (S1, Franceschelli *et al.*, 1982); all'evento D3 sono associate una scistosità milonitica C (Elter, 1985, 1987, Elter *et al.*, in stampa) e un clivaggio successivo, C1 (Elter 1987); all'evento D4 è associato un clivaggio di piano assiale C4, mentre all'evento D5 non sono associate anisotropie planari.

In questo complesso l'evento D3 costituisce la strutturazione principale.

Per quanto riguarda gli elementi lineari, associati alla S2, si riconoscono (vedi tab. 1) assi B2 e lineazioni mineralogiche Lm2; alla scistosità C sono associati una «stretching mineralogical lineation» Lc e rari Bc; al clivaggio C4 assi B4 e all'evento D5 assi B5.

Nel complesso B sono stati distinti due domini strutturali. (fig. 2), B' B''.

Dominio B'

Distribuzione dei poli di scistosità (fig. 3)

— i poli di scistosità S2 indicano piani con direzione E - W ed inclinazione dai 40 ai 50 gradi verso S. È presente una dispersione provocata da assi E - W.

— i poli di scistosità milonitica C indicano piani disposti N 50 - 70, con inclinazione dai 50 ai 70 gradi verso SE.

— la distribuzione dei poli C1 è limitata ad una stretta e discontinua fascia all'interno dei litotipi fillonitici: la direzione è variabile da 80 a 90 e inclinata di 70 - 90 gradi verso S/SE.

— la distribuzione dei poli C4 non ha rilevanza ai fini dell'inquadramento strutturale dell'area, in quanto ha distribuzione solo locale e in pochi litotipi.

Distribuzione degli elementi lineari (fig. 4)

— gli assi B2 indicano direzioni comprese tra N 60 - 110 ed inclinazioni da 0 a 30 gradi, con dispersione limitata.

— la distribuzione della lineazione mineralogica Lm2 indica direzioni N 90 - 120, inclinazioni da 0 ai 20 gradi, con un'«isola» di lineazioni N 40 immergente a SW dai 10 ai 20 gradi.

— la distribuzione delle lineazioni Lc (Bc rarissimi) indica direzioni N 60 - 120, suborizzontali.

Dominio B''

Distribuzione dei poli di scistosità (fig.3).

— la distribuzione dei poli di scistosità S2 è molto complessa. Il massimo dei poli individua piani in direzione N 40 — 60 ed inclinazioni di 40 - 50 gradi verso SE. Esiste una marcata dispersione provocata dalla interazione con gli assi tardivi.

— la distribuzione dei poli di scistosità C indica piani a N 110 con inclinazioni di 20 gradi verso SW ed un'area con piani diretti N 40 - 50, inclinati 30-40 gradi verso SE, in prossimità del contatto con il Complesso Granitoide. È presente la stessa dispersione segnalata per la S2.

— la distribuzione dei poli di clivaggio C1, seppur scarsi, indica piani con direzione N 130 e inclinazione verso SW.

Distribuzione degli elementi lineari (fig. 4)

— la distribuzione degli assi B2 indica la stessa direzione osservata in B';

— la lineazione mineralogica Lm2 è praticamente assente.

— la distribuzione della lineazione di «stretching» Lc, indica direzioni N 90 - 130 ed inclinazioni da 0 a 30 gradi verso i quadranti meridionali. Esiste una dispersione in prossimità del contatto con i granitoidi, secondo direzioni N 60 suborizzontali (7a in fig. 4).

— la distribuzione degli assi tardivi indica per B4 direzioni N 40 - 130 e inclinazioni da 10 a 30 gradi, e per B5 direzioni N 50 - 100 suborizzontali.

Classificazione delle pieghe

La classificazione delle pieghe associate all'evento D2 è praticamente impossibile in quanto trattasi di strutture tipo «rods», oppu-

re i rapporti tra S1 e S2 sono osservabili solo a scala microscopica (inclusioni elicitiche).

Le pieghe associate all'evento D3 sono generalmente microstrutture di tipo intrafoliare che, secondo Twiss (1988), cadono nelle seguenti classi (fig 6):
— classificazione «aspect ratio»: classe «acute folds», con evoluzione da «broad close class» a «short tight class»;
— classificazione «fold tightness»: classe «acute fold», con evoluzione da «close class» a «fan class»;
— classificazione «bluntness ratio»: evoluzione dalla «subrounded bluntness class» a «blunt bluntness class».

Le pieghe associate agli eventi D4-D5 (fig. 7):
— «aspect ratio»: «acute folds» con evoluzione da «broad close class» a «tight enquant class»;
— «fold tightness»: «acute folds» con evoluzione da «gentle class» to «close class» con un caso particolare di «obtuse involute class»;
— «bluntness ratio»: evoluzione da «subangular bluntness» a «blunt bluntness class».

Rapporti fra blastesi e deformazione.

È stato osservato sia alla scala meso che alla scala microscopica che si riconoscono due superfici di scistosità, S2 e C. La scistosità C è caratterizzata da una evoluzione metamorfica strutturale complessa, classica delle zone di taglio (Elter, 1987), ed è l'anisotropia planare principale. La scistosità S2 è caratterizzata dalla crescita, lungo i suoi piani, di alcune specie mineralogiche di grado superiore a quelle osservate sui piani C.

I rapporti S/C (Lister e Snoke, 1984) indicano una zona di taglio Destra a componente orizzontale (Elter, 1985).

L'insieme dei dati petrografici e strutturali permettono di individuare quattro eventi metamorfici (tab. 1):
— l'evento M1 (Franceschelli *et al.*, 1982) è precinematico rispetto all'evento deformativo D2. A M1 sono associate tutte le specie metamorfiche che danno l'impronta metamorfica a livello regionale, quali Biotite, Muscovite, Granato, Staurolite, Cianite, Anfibolo verde, Plagioclasio con contenuto in An > 10%.
— l'evento metamorfico M2 è sincinematico all'evento deformativo D2 ed è di grado minore (retrogrado) rispetto a M1.

Le specie mineralogiche che lo caratterizzano sono: Muscovite, Biotite, Clorite, Plagioclasio con contenuto in An < 10% e Ossidi.
— l'evento metamorfico M3 è sincinematico all'evento deformativo

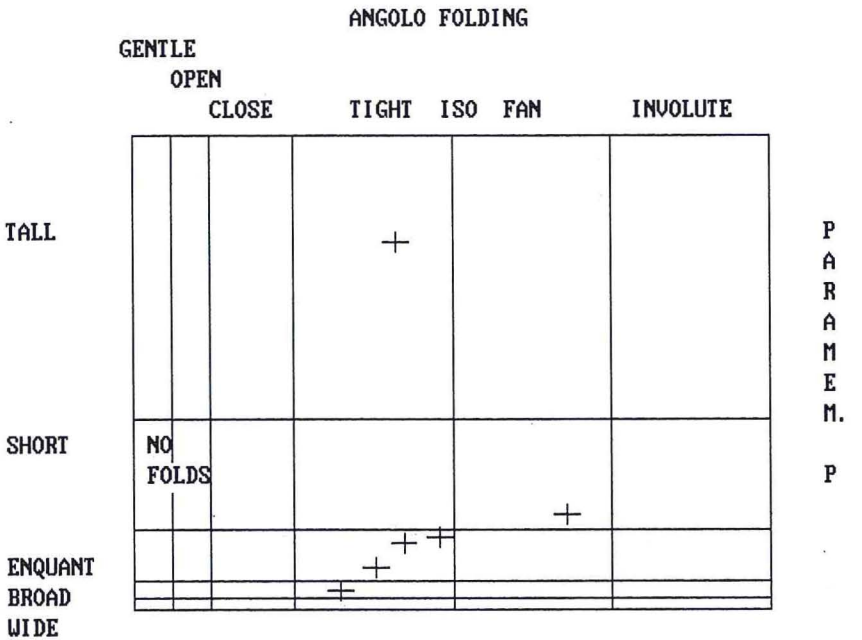

Fig. 6 - Classificazione di Twiss, pieghe D3, Complesso B.

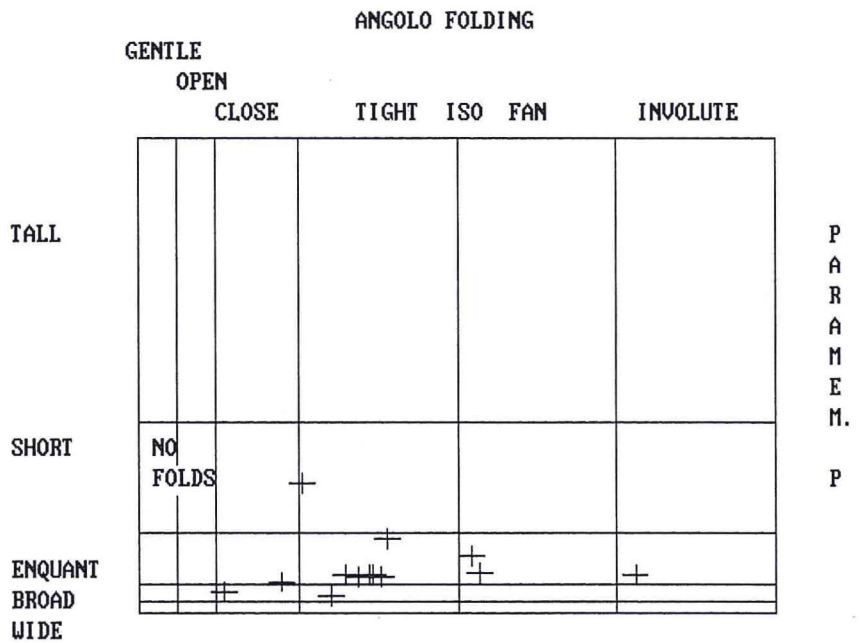

Fig. 7 - Classificazione di Twiss, pieghe D4, Complesso B.

D3 ed è in condizioni metamorfiche ascrivibili agli Scisti Verdi (associazione di Sericite+Clorite+Plagioclasio con An < 10%).
— l'ultimo evento metamorfico M4, di natura statica, è associato all'intrusione granitica e si colloca tra gli eventi tardivi D4 e D5. L'associazione mineralogica è costituita da Sillimanite fibrolitica+ Biotite.

Complesso C

Sono riconoscibili tre eventi deformativi D2, D3, D4 con associati gli stessi elementi planari e lineari descritti per il Complesso B. L'evento D5 è scarsamente rappresentato a livello regionale.

L'evento deformativo D2 costituisce la strutturazione principale del Complesso C, mentre nel Complesso B l'evento deformativo principale è l'evento D3.

All'interno di questo complesso sono stati distinti due domini (fig. 2): dominio C' e dominio C''.

Dominio C'

Distribuzione poli di scistosità (fig. 3)
— i piani di S2 hanno direzioni N 140 - 60 ed inclinazioni dai 10 ai 20 gradi verso SE. In generale non si notano particolari dispersioni.
— i rari piani C presenti hanno direzione N 120 - 130 ed immergono di 50/60 gradi verso SW.

Distribuzione degli elementi lineari (fig. 4)
— gli assi B2 hanno direzioni comprese tra N 70 e 170 ed inclinazioni variabili da 0 a 30 gradi.
— le lineazioni mineralogiche Lm2 hanno direzioni N 90 - 120 e inclinano da 0 a 30 gradi. È presente anche un'area con valori N 30 - 60, relativa alla zona a contatto con il complesso granitico.
— l'andamento delle lineazioni Lc è in direzione N 80-100 suborizzontali.
— gli assi dell'evento D4 hanno direzioni comprese tra N 50 e N 100, con inclinazioni variabili dai 10 ai 20 gradi;
— i rari assi dell'evento D5 hanno direzioni comprese fra N 70 e N 120 e sono suborizzontali.

Dominio C''

Distribuzione dei poli di scistosità (fig. 3)
— i piani di scistosità S2 hanno direzioni coniugate, una N 60 ed inclinazione da 50 a 70 gradi verso SE, ed una con direzione 140 - 160 e inclinazione da 50 a 70 gradi verso SW.
— la dispersione dei poli indica la presenza di eventi tardivi, uno con assi EW, inclinati di 10 gradi verso W, un altro con asse N 120, inclinazione di 30 gradi verso SE.

— a differenza del dominio C', scompare l'evento D3.

Distribuzione degli elementi lineari (fig. 4).

In questo dominio sono molto blandi gli eventi deformativi tardivi, per cui gli unici elementi misurati sono relativi all'evento D2.

— gli assi B2 hanno direzioni molto disperse, classiche delle strutture a duomi e bacini.

Classificazioni delle pieghe

Le pieghe relative all'evento D2 non sono classificabili in quanto di tipo «rods» o a «fiamma». L'evento D4 è scarsamente rappresentato per cui non sono sufficienti i dati per la classificazione.

Rapporti fra blastesi e deformazione.

L'insieme dei dati petrografici e strutturali ha permesso di individuare, a livello macroscopico e microscopico, la presenza di una superficie di scistosità S2 e, localmente (Dominio C'), una scistosità milonitica C.

Sono riconoscibili tre eventi metamorfici:

— l'evento M1 (Franceschelli *et al.*, 1982), precinematico a D2; a questo sono associate le specie mineralogiche che danno l'impronta metamorfica regionale. Tali specie sono le stesse già descritte per il Complesso B;

— l'evento M2 è sincinematico all'evento deformativo D2; è di tipo retrogrado rispetto all'evento M1; le specie mineralogiche associate a M2 sono le stesse descritte precedentemente;

— solo nel dominio C' si riconosce l'evento M3, sincinematico a D3, che è ascrivibile alle stesse condizioni metamorfiche viste nel Complesso B.

Complesso D

Sono riconoscibili tre eventi deformativi, D2, D4, D5, che presentano gli stessi elementi strutturali visti per i Complessi B e C. Sono stati distinti due domini, D' e D'' (fig. 2).

Dominio D'

Distribuzione dei poli di scistosità (fig. 3).

— i piani di scistosità S2 hanno direzioni N 120 - 140 ed immersioni dai 10 ai 20 gradi verso NE. Si nota una dispersione lungo un cerchio massimo che individua eventi tardivi in direzione N 80 - ed immersione di 20 gradi verso E/NE.

Distribuzione degli elementi lineari (fig. 4).

— gli assi B2 hanno direzioni molto disperse; le lineazioni Lm2 sono rare.

— gli elementi tardivi B4 e B5 hanno rispettivamente: i primi direzioni N 20 - 130 ed immersioni da 10 a 30 gradi e i secondi direzioni N 70 - 95 suborizzontali. La dispersione degli assi B4 avviene sul proprio piano assiale, tipica delle pieghe ad assi fortemente curvilinei (Minning, 1979).

Dominio D''

Distribuzione dei poli di scistosità (fig. 3).

— i piani di S2 hanno direzione N 100 ed immersioni di 60 - 70 gradi verso NE.

— la dispersione è molto più contenuta che nel dominio D', pur essendo presente una leggera disposizione dei poli su un cerchio massimo avente come polo N 80 30 NE.

Distribuzione degli elementi lineari (fig. 4).

— gli assi B2 hanno direzioni N 30 - 150, immersioni da 0 a 30 gradi. La dispersione è molto accentuata e presenta caratteristiche analoghe viste per gli assi B4 del dominio D'.

— la lineazione mineralogica Lm2 ha direzione N 15 - 150, immersioni da 0 a 20 gradi, e presenta carattere di ortogonalità rispetto agli assi B2.

— la distribuzione degli assi tardivi indica per B4 direzioni N 60 - 180, ed inclinazioni dai 10 a 40 gradi, e per B5 direzioni N 70 - 100, orizzontali.

Classificazione delle pieghe

Le pieghe associate all'evento D4 hanno (fig. 8):

— «aspect ratio»: «acute folds» con i valori che cadono all'interno della «equant close class»;

— «fold tightness»: «acute folds» con evoluzione da «acute tight class» a «acute close class»;

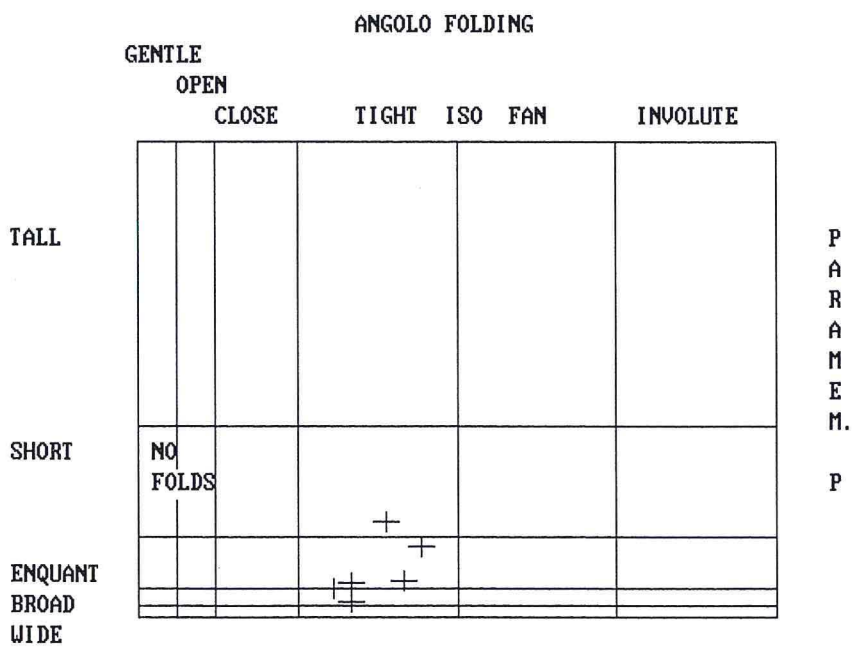

Fig. 8 - Classificazione di Twiss, pieghe D4, Complesso D.

— «bluntness ratio»: dalla classe «subrounded bluntness» a «rounded class».

Rapporti fra blastesi e deformazione

Lo studio petrografico e strutturale ha messo in rilievo la presenza di una superficie S2 che deforma un precedente layering metamorfico (S1 come inclusioni elicitiche, Muscovite+Ossidi+Quarzo, all'interno del Plagioclasio con contenuto in An > 10%).

Sono inoltre presenti tre eventi metamorfici:

— l'evento M1 (Franceschelli *et al.*, 1982) pre-sincinematico all'evento D2; le specie mineralogiche che lo caratterizzano sono: Cloritoide, Granato, Muscovite, Plagioclasio (An ⩾ 10%), rara Staurolite e Biotite.

— l'evento M2, sincinematico a D2, caratterizzato da specie mineralogiche quali Muscovite, Clorite, Quarzo e Plagioclasio con An < 10;

— l'ultimo evento M4, statico, è legato alla intrusione del Complesso Granitoide ed è evento sincinematico a quello deformativo D5. Le specie mineralogiche sono: Andalusite, Sillimanite fibrolitica, Cordierite, Staurolite, Biotite, Biotite verde, Wollastonite, Granato, Corindone e K-feldspato.

Discussione

Dal quadro strutturale metamorfico presentato si possono trarre alcune considerazioni per la geologia del Basamento nord orientale della Sardegna.

Il Complesso A presenta la scistosità Sx come anisotropia planare principale; il Complesso C presenta la scistosità S2, mentre il Complesso B la scistosità milonitica C. La scistosità nei tipi litologici ultramilonitici del Complesso B è esclusivamente milonitica, per cui il contatto fra i Complessi A e C è caratterizzato dalla presenza di una ampia zona di taglio (Complesso B), con caratteri strutturali-metamorfici corrispondenti a quelli di una «shear zone» di tipo retrogrado, probabilmente impostatasi su una precedente discontinuità tettonica di più alto grado (Elter 1985, 1987).

All'interno del Complesso C si nota la scomparsa dell'evento D3 al passaggio dal Dominio C' al Dominio C'' ed è assente l'evento metamorfico statico M4.

L'andamento della scistosità nel Complesso A indica che è presente una rotazione della Sx da N 40 in A' - A''' a N 110 in A''.

All'interno del Complesso B si osserva una rotazione della scistosità milonitica C e della scistosità S2 da N 80 - 90 in B' a N 30 - 40 in B''. Esistono, inoltre, relazioni dirette tra evento tardivo D5 ed evento metamorfico statico M4 nel Complesso B e fra evento tardivo Dx2 e l'evento metamorfico statico Mt3 nel Complesso A (esistono, infatti, pieghe che deformano le associazioni metamorfiche statiche, con assi generalmente ad andamento parallelo al contatto con il corpo granitico). La rotazione della scistosità nei Complessi A e B è probabilmente in relazione con la messa in posto dei graniti tardo-orogenetici (Leucograniti a grana grossa e a grana fine).

I rapporti di intersezione scistosità-contatto granitoidi/incassante indicano una direzione di messa in posto da SW verso NE nel Complesso A (rotazione in senso orario della superficie Sx) e da NE verso SW nel Complesso B (rotazione in senso antiorario della S2). Le differenti direzioni di messa in posto sono in relazione al contatto, che nel Complesso A è fra incassante e Leucogranito a grana fine, mentre nel Complesso B è fra incassante e Leucogranito a grana grossa (fig. 9).

Pur non essendo possibile correlare direttamente il Complesso A con gli altri tre Complessi, si osserva una diversa orientazione delle lineazioni mineralogiche, N 60 - 70 in A, N 120 in B, C, D (fig. 10). Questa osservazione era già stata fatta da NAUD (1979) e da ARTHAUD e SAUNIAC (1981), con un'interpretazione diversa dalla nostra.

L'assenza di relitti strutturali pre-Sx nel Complesso A impedisce, allo stato attuale delle conoscenze, di dare un quadro evolutivo della storia precedente; solo a partire dall'evento Dx1 sono possibili le correlazioni con le metamorfiti affioranti a sud. La storia comune fra il Complesso A e le metamorfiti meridionali comincia con la formazione del Complesso B. ARTHAUD e SAUNIAC (1981) proponevano l'esistenza di due catene differenti, una in corrispondenza del complesso migmatitico (Complesso A) ed una che interessava tutti i Complessi meridionali.

La loro interpretazione indicava la catena del Complesso migmatitico come un orogene caledonico, mentre l'altra catena come un orogene ercinico.

I dati cronologici, tuttavia, indicherebbero che l'evoluzione metamorfica nel Complesso A è ascrivibile al ciclo ercinico (formazione di una migmatite a bande 344 ± 7 Ma, chiusura isotopica dei vari minerali 310-300 Ma, FERRARA *et al.*, 1978).

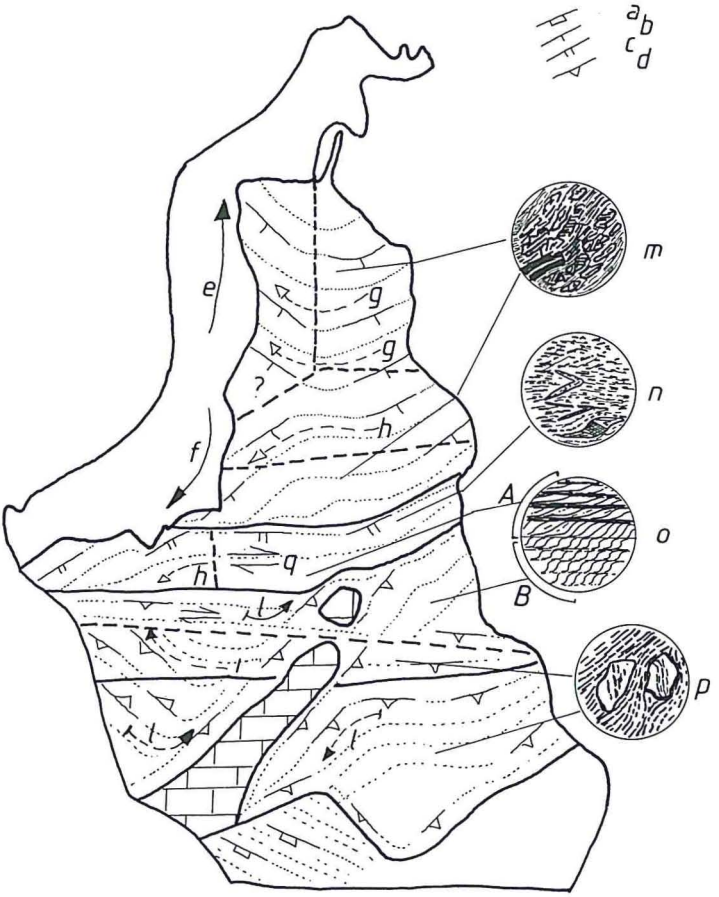

Fig. 9 - Interazioni delle varie scistosità con i Complessi Granitoidi e con il Complesso Alpino di M.te Albo.
a: fluidalità planare Complesso Granitico di M.te E Senes;
b: scistosità Sx; c: scistosità milonitica C;
d: scistosità S2; e: direzione di messa in posto del Leucogranito a grana fine; f: direzione di messa in posto del Leucogranito a grana grossa; g: rotazione del piano Sx provocata da e; h: rotazione dei piani Sx e C provocata da f; i: rotazione provocata dalla zona di taglio; l: rotazione provocata dalla successione alpina di M.te Albo; m: Sx; n: C con relitti di S2; oA: Piani II S - C; oB: Piani I S - C; p: S2 con relitti di S1 all'interno di fenoblasti (Plagioclasio o Granato, M1); q: coppia di taglio.

Va inoltre considerata la conformazione litologica particolare del Complesso B, caratterizzata dall'associazione di corpi di natura «esotica», come le anfiboliti di affinità subalcalina (Memmi *et al.*, 1983), le granuliti di Torpè, gli ortoderivati e le eclogiti di P.ta Orvili, che

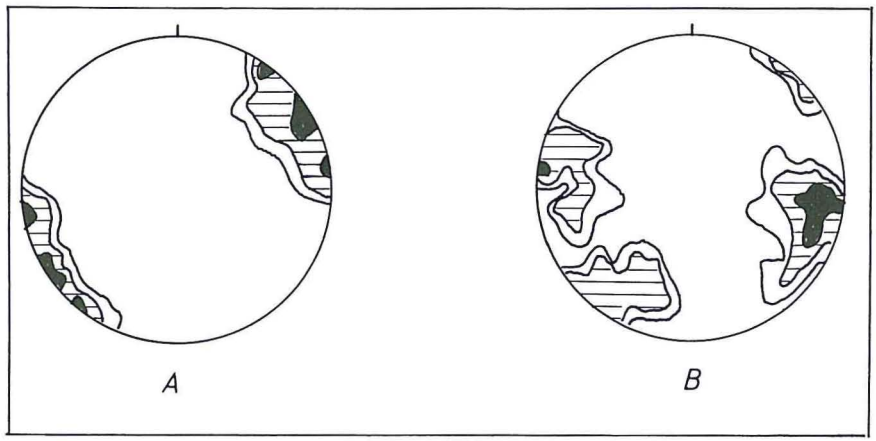

Fig. 10 - Andamento delle lineazioni mineralogiche nel Complesso A (Stereonet A) e nei Complessi B, C, D (Stereonet B).
Classi 10%; 6%; 2%.

risultano inglobati in una matrice fillonitica, classico litotipo affiorante nelle zone di massima deformazione all'interno di una «shear zone». Tali litotipi non si rilevano nei Complessi circostanti e inoltre presentano caratteri metamorfici non inquadrabili con l'evoluzione metamorfica ercinica, proposta per il Nord-Est della Sardegna da ELTER *et al.* (1985).

Emergono quindi, dal quadro presentato, difficoltà di correlazione fra il Complesso A e gli altri Complessi. Una situazione regionale così complicata può venire, però, parzialmente risolta considerando i rapporti che intercorrono fra la Sardegna e l'Europa Occidentale (fig. 11).

Dalla vasta bibliografia su questo argomento si può ricavare che il Complesso A è correlabile (ORSINI, 1979; BORROUILH *et al.*, 1980; CARUBA, 1983; ELTER, 1987; ELTER *et al.*, in stampa) con il Complesso migmatitico di Saint Maxime - Plan de la Tour, affiorante nel Massiccio dei Mauri (Francia Meridionale) (vi sono, per esempio, intrusioni di ortogneiss granodioritici, gli Ortogneiss di Bormes, che hanno sia affinità geochimica che di messa in posto con gli ortoderivati dell'Unità di Siniscola - Mamone).

In questa regione i rapporti fra il Complesso migmatitico Saint Maxime - Plan de la Tour ed un Complesso in facies Anfibolitica di pressione intermedia, il Complesso Bormes - Croix Valmer, sono caratterizzati dalla presenza di più zone di taglio, sia di tipo progrado che retrogrado (CARUBA, 1983).

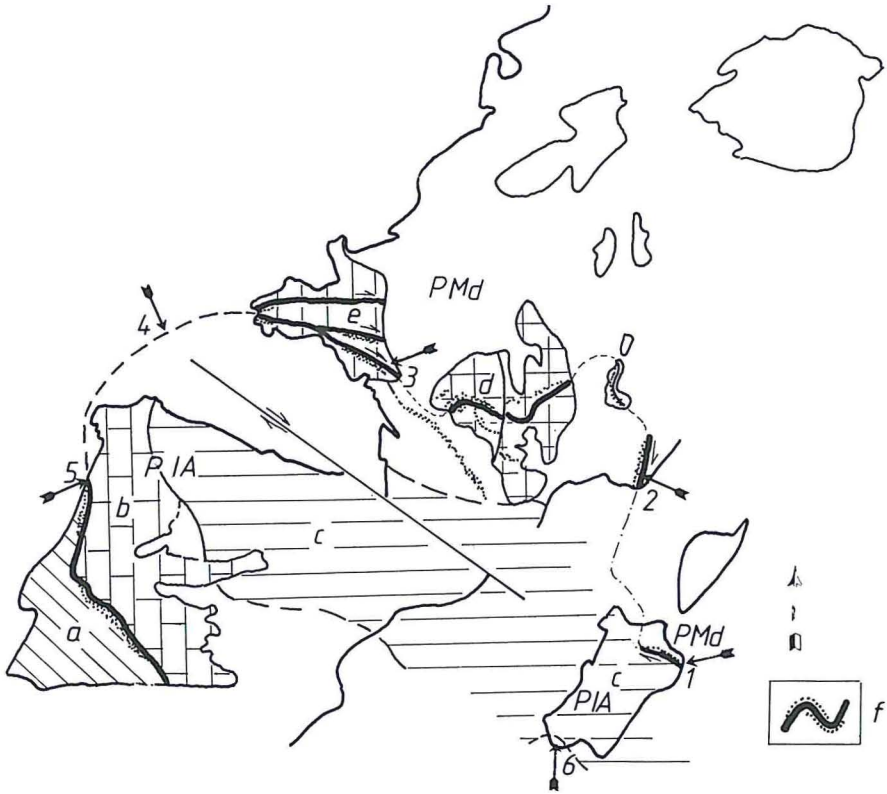

Fig. 11 - Ricostruzione paleogeografica dell'Europa (da Elter 1987, modificato).
a: Zona Ossa - Morena; b: Zona Asturica; c: Piattaforma carbonatica Asturico - Sarda; d: Massiccio Centrale - Montagna Nera; e: Massiccio Armoricano; f: Zone di taglio; puntinato: anfiboliti e/o relitti granulitici;
1: Zona taglio della Valle del Posada - Complesso B;
2: Massiccio dei Mauri, Zona di taglio dei Mauri;
3: «South Armorican Shear Zone - North Armorican Shear Zone»;
4: Sutura Ibero armoricana;
5: «Coimbra - Cordoba - Badajoz Shear Zone»;
6: Zona di Capo Spartivento;
PMd = Placca Moldanubiana;
PIA = Microplacca Ibero-Armoricana; (b+c).

Il Complesso B ha un'evoluzione metamorfica strutturale ed un inquadramento geologico correlabile (Elter, 1987) con le zone di taglio individuate da Caruba (1983), descritte precedentemente, mentre il Complesso C è correlabile (Caruba, 1983; Elter, 1987; Vouchez e Bufalo, 1988) con il Complesso in facies Anfibolitica, di pressione intermedia, Bormes - Croix Valmer.

Il Complesso D presenta invece analogie con le sequenze della Nurra (FRANCESCHELLI *et al.*, 1982), che sono state correlate (ARTHAUD e MATTE, 1966; ORSINI, 1976, 1979, RICCI e SABATINI, 1978; BOURROUILH *et al.*, 1980; AUTRAN e COGNÈ, 1980) con le sequenze affioranti nella zona esterna del Massiccio dei Mauri (Zona di Tolone), le quali sono in continuità stutturale con le sequenze del Complesso Bormes - Croix Valmer.

MATTE (1986), WICKERT e EISBACHER (1988) e DARBOUXJ e LE GALL (1988) correlano il Massiccio dei Mauri con i Massicci Centrale, Armoricano e dei Vosgi; all'interno di questi massicci è sempre segnalato un complesso di zone di taglio che collegano Unità di grado metamorfico diverso e strutturalmente differenti (la zona di taglio composita SASZ o «South Armorican Shear Zone»).

Queste zone di taglio costituiscono un sistema molto ampio che ha ramificazioni anche in Spagna (BERTHÈ *et al.*, 1978, BURG *et al.*, 1981) con le zone di taglio «Coimbra Cordoba Shear Zone» (CCSZ) e con la «Badajoz Cordoba Shear Zone» (BCSZ). All'interno di queste zone di taglio affiorano gli stessi litotipi della SASZ.

BODINER *et al.* (1986) hanno in particolare caratterizzato, dal punto di vista geochimico, le metabasiti che affiorano all'interno del sistema SASZ - CCSZ - BCSZ: secondo gli Autori tali prodotti, sia di affinità calc-alcalina di arco insulare che tholeitica, d'affinità medio oceanica, avrebbero una genesi collegata alla complessa evoluzione che caratterizza un margine continentale attivo.

L'insieme di queste zone di taglio delimiterebbero una microplacca Ibero-Armoricana (MATTE, 1986) e separerebbero tale struttura, attraverso una zona di sutura (la sutura Ibero-Armoricana) quasi completamente scomparsa, dalla Zona Moldanubiana (WICKERT e EISBACHER, 1988).

ELTER (1987) ed ELTER *et al.* (in stampa) hanno evidenziato la possibilità di correlazione fra la zona di taglio del Posada (Complesso B) con la zona di taglio dei Mauri e quindi con il sistema SASZ - CCSZ - BCSZ.

Infine, esistono le correlazioni proposte da DORE (1977), CARMIGNANI *et al.* (1982), COURJAULT RADE (1988) di alcune litologie affioranti nella Zona a Falde - Zona Esterna con litologie della Zona Asturica (Spagna).

CONCLUSIONI

Dal quadro regionale presentato emerge che nella Sardegna esistono Unità Tettoniche con appartenenza paleogeografica diversa.

Tuttavia, a differenza da quanto proposto da ARTHAUD e SAUNIAC (1981), noi ipotizziamo che i rapporti fra il Complesso A e gli altri Complessi C, D, la Zona a Falde e la Zona Esterna, non individuerebbero due catene legate ad orogenesi diverse, ma probabilmente due catene formatesi durante l'orogenesi ercinica, appartenenti, però, a due domini paleogeografici diversi.

Da questa ipotesi risulterebbe che il Complesso migmatitico A farebbe parte della Zona Moldanubiana, mentre i Complessi C, D e le sequenze affioranti nella Zona a Falde e nella Zona Esterna farebbero parte della Zona Ibero-Armoricana.

Il Complesso B risulterebbe quindi essere un complesso di collegamento fra le due zone, con le stesse caratteristiche della «Ibero-Armorican Suture Zone».

Ringraziamenti

Un grandissimo ringraziamento al Prof. P.C. Pertusati del Dipartimento Scienze della Terra di Pisa, per la lettura critica del manoscritto e per tutti i proficui suggerimenti proposti.

Un particolare ringraziamento per la costruttiva discussione al Prof. T. Cocozza del Dipartimento Scienze della Terra di Siena e al Prof. M. Tongiorgi del Dipartimento di Scienze della Terra di Pisa.

Si ringrazia inoltre il Dott. P. Pinna, Amministratore Delegato della Progemisa S.p.A., Cagliari, per l'autorizzazione concessa a pubblicare i dati strutturali.

BIBLIOGRAFIA

ARTHAUD F., SAUNIAC S. (1981) - Une coupé synthétique à travers le chaîne varisque de la Sardaigne, commentaires sur l'evolution tectono-métamorphique. *Bull. Soc. Géol. France,* **23**, 535-539.

AUTRAN A., COGNÈ J. (1980) - La zone interne de l'orogène Varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le developpement de la chaîne hercynienne. C6, 26 CGI, Paris, 1980.

BERTHÈ D., CHOUKROUNE P., JEOGOUZO P. (1978) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Jour. Struct. Geol.,* **1**, n. 1, 31-42.

BODINIER J.L., GIRAUD A., DUPUY C., LEYRELOUP A., DOSTAL J. (1986) - Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture meridionale hercynienne: Massif central français et Charmrousse (Alpes). *Bull. Soc. Géol. France,* **8**, t. II, n. 1, 115-123.

BORROUILH R., COCOZZA T., DEMANGE M., DURAN-DELGA M., GUEIRARD S., JULIVERT M., MARTINEZ F.J., MASSA D., MIROUSE R., ORSINI J.B. (1980) - Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphiques du Paléozoique du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée. 20 C.G.I., 159-188.

BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1981) - Aspetti genetici del Batolite Sardo Corso. *Rend. Soc. It. Miner. Petr.*, **38**, (2), 701-764.

BURG J.P., IGLESIAS M., LAURENT PH., MATTE PH., RIBERIO A. (1981) - Variscan intracontinental deformation: the Coimbra - Cordoba shear zone (S-SW Iberian Penisula). *Tectonophysics*, **78**, 161-177.

CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1982) - Lineamenti del basamento sardo. In: Guide Geologiche Regionali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 11-23.

CARUBA C. (1983) - Nouvelles données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques sur le Massif métamorphique hercynien des Maures (Var, France). Comparaison avec les segments varisque voisins et essais d'interpretation geotectonique. Thèse de docteur en Sciences - Université de Nice.

COURJAULT RADE P. (1988) - Environments sédimentaires et contexte géodynamique des minéralisation cambriennes polymetalliques (Pb, Zn, Ba-Fe, As, Cu) de la province asturo-sarde (Europe meridionale). Comparaison Montagne Noire (Massif Central, France) /Sardaigne sud-Occidentale (Iglesiente/Sulcis, Italie). Thèse de Docteur en Sciences, option Mineralogie, Toulouse III.

DARBOUX J.R., LE GALL B. (1988) - Les Montagnes Noires: cisaillement bordier méridional du bassin carbonifere de Châteaulin (Massif Armorican, France). Charactéristiques structurales et métamorphiques. *Geodinamica Acta*, V. 2, **3**, 121-135.

DORE F. (1977) - L'Europe moyenne cambrienne, les modèles sédimentaire, leur zonalité, leurs controles. In: «La chaîn varisque d'Europe moyenne et occidentale». Coll. Internes, CNRS, Rennes, n. 243, 1977, 143-155.

ELTER F.M. (1985) - La fascia blastomilonitica della Valle del Posada (Sardegna nord orientale). In: Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico Italiano, Siena, Riunione scientifica, 13-14 Dicembre, 94-96.

ELTER F.M. (1987) - La fascia blastomilonitica tardo ercinica della Valle del Posada nella zona assiale della catena ercinica della Sardegna. Tesi di Dottorato, Roma, 1987, 122 pg.

ELTER F.M., MUSUMECI G., PERTUSATI P.C. (in stampa) - The late Hercynian Shear Zone in Sardinia. Tectonophysics.

ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., MEMMI I., PALMERI R., RICCI C.A. (1985) - Diacronismo degli equilibri mineralogici nelle rocce del basamento metamorfico della Sardegna Nord Orientale. In: Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica, e magmatica del Paleozoico Italiano, Siena, Riunione scientifica, 13-14 Dicembre, 59-60.

ELTER F.M., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MEMMI I., RICCI C.A. (1986) - The geology of Northern Sardinia. In: IGCP N5. Correlation of Variscan and Prevariscan events of the alpine mediterranean mountain belt. Newsletter - Special Issue, 87-102.

FERRARA G., RICCI C.A., RITA F. (1978) - Isotopic age and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of North Eastern Sardinia. *Contr. Miner. Petr.*, **68**, 99-106.

FRANCESCHELLI M., MEMMI I., RICCI C.A. (1982) - Zoneografia metamorfica della Sardegna Settentrionale. In: Guida alla geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 137-149.

LISTER G.S., SNOKE A.W. (1984) - S.C. Mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, **3**, 617-638.

MATTE P. (1986) - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoique pératlantiques, modèle d'évolution et position des grand blocs continentaux au Permo-carbonifère. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **8**, t. II, n. 1, 9-24.

MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., ELTER F., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1983) - Further geochemical data on the pre-hercynian igneous activities of Sardinia and on their geodinamic significance. Sassi e Szederkenyi, IGCP, n. 5, Newsletter, V. 5.

MINNING L.D. (1979) - Structural analysis of sheath folds in a meta-chert from the Western Italian Alps. *Jour. Struct. Geol.*, **1**, 4, 275-282.

NAUD F. (1979) - Tentative de synthèse sur l'évolution géodynamique de la Sardaigne antépermienne. *Mem. Soc. Geol. It.*, **20**, 85-96.

ORSINI J.B. (1976) - Les granitoïdes herciniens corso-sardes: mise en evidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **18**, 1203-1206.

ORSINI J.B. (1979) - Existence d'une zonation spatiale de la chaîne varisque française aux temps Carbonifères à l'aide de marqueurs plutoniques. Implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sc. Fr. (d)*, **289**, 1109-1112.

ORSINI J.B. (1980) - Le batholite corso sarde: un example de batholite hercynien (structure, composition, organisation d'ensemble). Sa place dans la chaîne varisque de l'Europe moyenne. Thèse, Aix-Marseille III.

RICCI C.A., SABATINI G. (1978) - Petrogenetic affinity and geodinamics significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1978, H 1, 23-38.

VAUCHEZ A., BUFALO M. (1988) - Charriage crustal, anatexie et décrochement ductiles dans le Maures orientales (Var, France) au cours de l'orogénèse varisque. *Geologische Rundschau*, **77/1**, 45-62.

TWISS R.T. (1988) - Description and classification of folds in single surfaces. *Jour. Struct. Geol.*, **6**, 607-623.

WICHERT F., EISBACHER G.H. (1988) - Two-sided Variscan thrust tectonics in the Vosges Mountains, northeastern France. *Geodinamica Acta*, **2**, 101-120.

(ms. pres. il 2 giugno 1989; ultime bozze il 1 dicembre 1989)