
**Gruppo Italiano di Geologia Strutturale - GIGS
Riunione Annuale – Cagliari, 13-14 Giugno 2011**

**Guida all'Escursione nel
Basamento ercinico della Sardegna centro-meridionale
15-16 Giugno 2011**

A cura di:
Antonio Funedda* & Paolo Conti**

** Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari*

*** Centro di GeoTecnologie e Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena*



Giugno 2011

**Gruppo Italiano di Geologia Strutturale - GIGS
Riunione Annuale – Cagliari, 13-14 Giugno 2011**

**Guida all'Escursione nel
Basamento ercinico della Sardegna centro-meridionale
15-16 Giugno 2011**

A cura di:

Antonio Funedda* & Paolo Conti**

** Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari*

*** Centro di GeoTecnologie e Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena*

Giugno 2011

Indice

Premessa	5
I Il Basamento ercinico della Sardegna	7
1 Introduzione	9
1.1 Premessa	9
1.2 Evoluzione delle conoscenze	9
2 Principali lineamenti	13
3 Stratigrafia delle unità tettoniche erciniche	17
3.1 Caratteri generali	17
3.2 Successione della Zona Esterna (Iglesiente, Sulcis)	20
3.2.1 Successione pre-Ordoviciano medio	20
3.2.2 Complesso magmatico e vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano	25
3.2.3 Successione dell'Ordoviciano (?medio) superiore-Carbonifero inferiore	26
3.3 Successione delle Falde Esterne	30
3.3.1 Successione pre-Ordoviciano medio	30
3.3.2 Complesso magmatico e vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano	32
3.3.3 Successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore	35
3.4 Successione delle Falde Interne	39
3.4.1 Successione pre-Ordoviciano medio	39
3.4.2 Complesso magmatico e vulcano - sedimentario dell'Ordoviciano	39
3.4.3 Successione dell'Ordoviciano superiore - Carbonifero inferiore	39
4 Complessi metamorfici connessi con la collisione ercinica	41
4.1 Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica	41
4.2 Complesso migmatitico ercinico	44
4.3 Complesso intrusivo	45
4.3.1 Complesso plutonico del Carbonifero superiore-Permiano	45
4.3.2 Complesso filoniano del Carbonifero superiore-Triassico	48
5 Tettonica del Basamento ercinico	51
5.1 Inquadramento tettonico regionale del Basamento sardo	51
5.1.1 Subduzione, collisione continentale ed impilamento crostale	52
5.1.2 Collasso gravitativo del cuneo orogenico	52
5.2 Tettonica della Zona esterna	54

5.2.1	Tettonica dell'Iglesiente-Sulcis settentrionale	54
5.2.1.1	La deformazione con assi E-W	54
5.2.1.2	La deformazione con assi N-S	57
5.2.2	Tettonica del Sulcis meridionale	59
5.3	Tettonica della Zona a falde	61
5.3.1	Introduzione	61
5.3.2	Falde esterne	62
5.3.2.1	Tettonica eocaledoniana	62
5.3.2.2	Tettonica ercinica	62
	Fase collisionale (Fase D1)	62
	Unità del M. Grighini	66
	Unità di Riu Gruppa	66
	Unità del Gerrei	66
	Unità di Meana Sardo	69
	Unità del Sarrabus e dell'Arburese	71
	Sovrascorrimenti e zone milonitiche della fase D1	72
	Zone di culminazione delle unità tettoniche	72
	Fasi post-collisionali	75
	Pieghe	75
	Faglie e zone milonitiche post D1	77
	Zone di taglio e magmatismo associato	78
	Faglie dirette	80
	Faglie trascorrenti	80
5.3.3	Falde interne	80
5.4	Evoluzione metamorfica della Zona a Falde	80
5.5	Tettonica del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica	81
5.6	Tettonica del Complesso migmatitico ercinico	84
5.7	Evoluzione del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica e del Complesso migmatitico	84
6	Coperture post-erciniche	89
6.1	Le successioni	89
6.1.1	Tettonica delle coperture post-erciniche	90
6.1.1.1	Tettonica trascorrente terziaria	90
6.1.1.2	Tettonica distensiva del Miocene medio	91
II	Guida all'Escursione nel Basamento ercinico della Sardegna centro-meridionale	93
	Primo giorno: Iglesias – Sulcis	95
	Secondo giorno: Sarrabus – Gerrei	111
	Bibliografia aggiuntiva	129
	Bibliografia	135

Premessa

Questa Guida all'Escursione è organizzata in due parti:

- in una prima parte generale (“Il Basamento ercinico della Sardegna”) è riportata l’evoluzione stratigrafica e tettonica del Basamento metamorfico ercinico di tutta la Sardegna (vedi pag. 9);
- in una seconda parte (“Guida all’Escursione nel Basamento ercinico della Sardegna centro-meridionale”, vedi pag. 95) sono illustrati gli stop che saranno visitati durante l’Escursione.

La parte generale deriva, con minori revisioni, dalla pubblicazione: CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCI S. (2001) - *Geologia della Sardegna: Note Illustrative della Carta Geologica della Sardegna in scala 1:200.000, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, vol. 60. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 283 pp.

La parte generale riporta quindi essenzialmente riferimenti bibliografici aggiornati al 2001. Negli ultimi anni importanti ricerche sono state portate avanti sulla stratigrafia e l’evoluzione strutturale e tettonica del Basamento metamorfico sardo. I lavori più importanti pubblicati negli ultimi anni che riguardano la stratigrafia e la tettonica del Basamento sardo sono stati inseriti in una “integrazione” alla bibliografia, a pag. 129, ma non sono stati inseriti nel testo.

*Antonio Funedda
Paolo Conti*

Università di Cagliari
Università di Siena

Parte I

Il Basamento ercinico della Sardegna

Capitolo 1

Introduzione

1.1 Premessa

Queste note fanno riferimento, per quanto riguarda formazioni e unità tettoniche, alla *Carta Geologica della Sardegna* a scala 1:250.000, edita da L. CARMIGNANI, G. OGGIANO, A. FUNEDDA, P. CONTI, S. PASCI e S. BARCA nel Settembre 2008 e distribuita in occasione dell'84° Congresso Nazionale della Società Geologica italiana tenutosi a Sassari. Tale carta consente una visione abbastanza dettagliata e completa non solo di tutto il basamento metamorfico, ma anche delle sue coperture sedimentarie e vulcaniche da tardo-paleozoiche a quaternarie.

Nel testo la numerazione tra parentesi in grassetto fa riferimento a formazioni, unità litostratigrafiche e complessi metamorfici distinti nella carta.

Numerose sono le regioni ed aree geografiche della Sardegna citate nel testo, per facilitare la comprensione, esse sono indicate nella fig. 1.

Per quanto riguarda la scala geocronologica, è stata adottata quella proposta dal Servizio Geologico Nazionale, riportata in fig. 2.

Questo volume tratta principalmente la struttura della catena ercinica in Sardegna, e fornisce solo brevi informazioni sulle successioni e sulla tettonica mesozoica e terziaria. Per facilitare il lettore la fig. 3 riporta in modo schematico la successione dei principali eventi durante tutta la storia geologica della Sardegna.

1.2 Evoluzione delle conoscenze

Le conoscenze sulla stratigrafia e la struttura del Basamento ercinico sardo (fig. 4) hanno subito un incremento notevole a partire dalla seconda metà degli anni '70. Precedentemente, i pur numerosi studi in tutti i campi delle Scienze della Terra (per una esaustiva bibliografia vedi: CARTISANO *et alii*, 1922; TARICCO & SOTGIA, 1922; SEGRE, 1964; MARCELLO, 1968; NICOSIA, 1968; COCOZZA *et alii*, 1974; COCOZZA & LEONE, 1977; BARCA *et alii*, 1984a) non erano riusciti a produrre una sintesi dell'evoluzione sedimentaria e tettono-metamorfica di tale basamento.

La principale causa di questo ritardo, che è perdurato fino agli anni '80, derivava dal diverso grado delle conoscenze geologiche nelle varie parti dell'Isola. Solo la geologia del basamento dell'Iglesiente-Sulcis (fig. 1) è sufficientemente nota da oltre mezzo secolo (HAVRE, 1932; SCHWARTZBACH, 1939; VARDABASSO, 1939). In quest'area, la successione stratigrafica ben differenziabile, il basso grado metamorfico e soprattutto le importanti attività minerarie hanno sempre stimolato le ricerche geologiche, per cui nume-



Fig. 1 – Principali regioni della Sardegna citate nel testo.

Ma	Periodo / sistema	Epoca / serie	Ma	
245	PERMIANO	SUP. ZECHSTEIN	245	
260			260	
		INF. Sassoniano ROTLIEGENDES	260	
280		Autuniano	282	
290	CARBONIFERO	STEFANIANO ^{a b c}	290	
300			300	
		SUP. WESTFALIANO ^{a b c d}	310	
320			NAMURIANO	325
340		INF. VISEANO	325	
			TOURNAISIANO	350
360	DEVONIANO	SUP.	360	
380		MEDIO	375	
		INF.	385	
400	SILURIANO		408	
		SUP. PRIDOLI	410	
		LUDLOW	424	
420		INF. WENLOCK	428	
		LLANDOVERY	438	
440	ORDOVICIANO	SUP. ASGILLIANO	446	
			CARADOCIANO	464
460		MEDIO LLANDEILO	469	
			LLANVIRN	476
480		INF. ARENIGIANO	493	
			TREMADOCIANO	510
500	CAMBRIANO	SUP. MERIONETH	517	
520			536	
		MEDIO ST. DAVID'S	536	
540		INF. CAERFAI	560	
560			560	

Fig. 2 – Scala geocronologia per il Paleozoico del Servizio Geologico d'Italia (da PASQUARÈ *et alii*, 1992).

rosi sono gli studi d'impostazione moderna, anche accompagnati da una dettagliata cartografia geologica, fin quasi dall'inizio del secolo (NOVARESE *et alii*, 1919b,a; TARICCO, 1927; NOVARESE *et alii*, 1933, 1938).

Nel resto della Sardegna le conoscenze geologiche sul basamento sono invece progredite molto più lentamente. I fogli della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 generalmente si limitano a distinguere, in seno alle metamorfite, solo i metacalcari e parte degli ortoderivati da una massa indifferenziata di metasedimenti; inoltre, spesso gran parte del basamento metamorfico viene attribuito genericamente al Siluriano. I pur notevoli contributi paleontologici, stratigrafici e petrografici accumulati in più di un secolo non potevano essere coordinati in una sintesi unitaria per la mancanza di una cartografia geologica adeguata alla complessità tettonica della regione. Una concezione autoctonista ha inoltre prevalso nella maggior parte dei ricercatori, pur con notevoli eccezioni (BOSELLINI & OGNIBEN, 1968), fino alla fine degli anni '70. A partire da quel periodo, grandi traslazioni tettoniche di età ercinica sono state riconosciute in tutto il basamento a NE del Campidano, prima nelle zone con metamorfismo di basso grado (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978a, 1979a), e poi anche nelle zone a più alto grado metamorfico (CARMIGNANI *et alii*, 1979b; NAUD, 1979b).

Questi progressi furono principalmente dovuti ai nuovi metodi di analisi strutturale: la scistosità, la più importante superficie in affioramento, fino ad allora era stata generalmente trascurata o confusa con la stratificazione. L'evidenza di una serie di falde messe in posto da NE verso SW e l'età ercinica del metamorfismo delle migmatiti e del basamento di medio ed alto grado della Sardegna NE (DEL MORO *et alii*, 1972; DI SIMPLICIO *et alii*, 1974b; DEL MORO *et alii*, 1975; FERRARA *et alii*, 1978), precedentemente spesso considerato caledoniano o precambriano, portò rapidamente all'ipotesi di CARMIGNANI *et alii* (1979a) secondo cui la struttura del Basamento sardo-corso deriva da una collisione continentale che avrebbe sviluppato una serie di zone di taglio ensialiche con sovrapposizione delle rocce metamorfiche di alto grado della Sardegna nord-orientale e della "Corsica ercinica" sulle rocce di basso e medio grado della Sardegna centrale.

Successivi lavori stratigrafici e micropaleontologici hanno confermato i raddoppi tettonici e dimostrato che l'alloctono si estende fino a SW del Campidano (BARCA *et alii*, 1981a). Per maggiori dettagli su questa fase delle ricerche si rimanda alla "Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo", edita in occasione del I Centenario della Società Geologica Italiana (CARMIGNANI *et alii*, 1982b).

Durante gli anni '80 è iniziata una sistematica revisione della cartografia del basamento che è tuttora in corso. I primi risultati vennero raccolti nel Modello Strutturale del Basamento ercinico della Sardegna a scala 1:500.000, edito dal C.N.R. (CARMIGNANI *et alii*, 1987b). Le ultime ricerche svolte dalla fine degli anni '80 fino ad oggi, anche nell'ambito dei nuovi rilevamenti della Carta Geologica d'Italia promossi dal Servizio Geologico Nazionale e dalla Regione Autonoma della Sardegna (Progetto CARG), hanno confermato l'interpretazione alloctonista del basamento sardo e definito meglio la sua struttura tettonica e la sua stratigrafia.

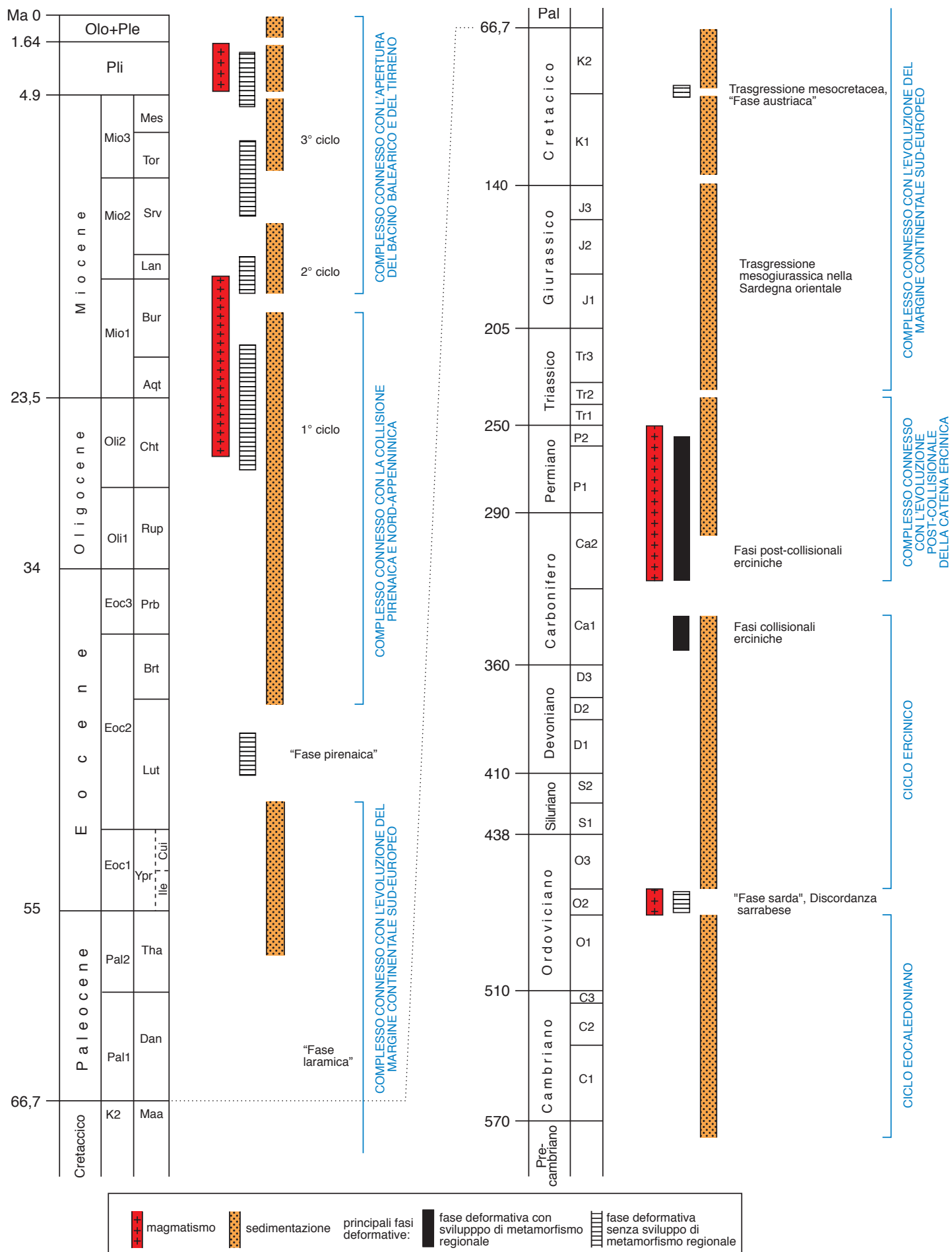


Fig. 3 – Quadro sinottico dei principali eventi geologici in Sardegna.

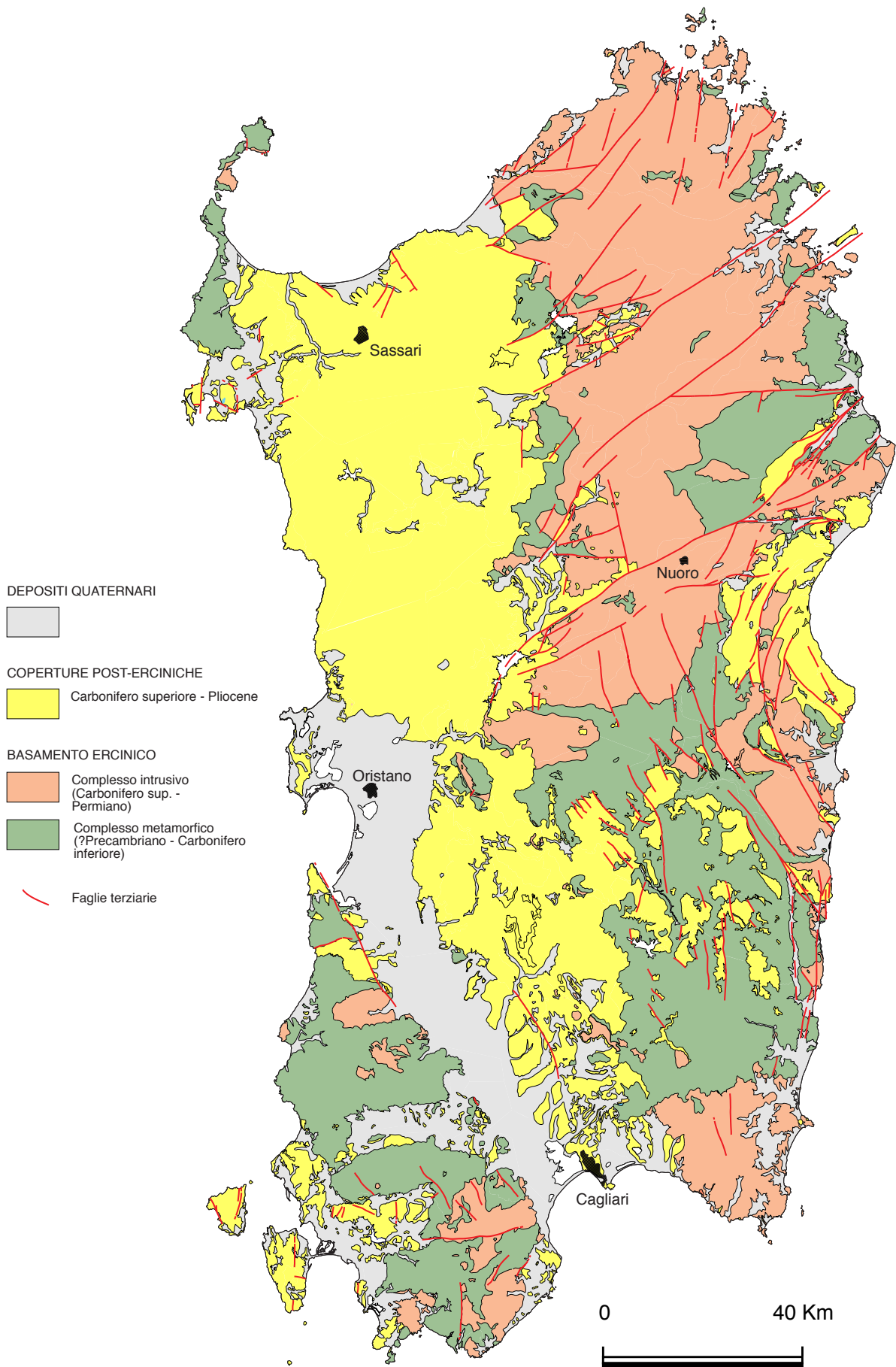


Fig. 4 – Principali complessi geologici della sardegna

Capitolo 2

Principali lineamenti

Il basamento sardo è un segmento della Catena ercinica sud-europea, separatosi dall'Europa solo nel Miocene inferiore (Burdigaliano). Restaurando il Blocco sardo-corso nella posizione pre-deriva miocenica, le strutture fondamentali del basamento delle due isole trovano la loro prosecuzione in Provenza e Catalogna (ARTHAUD & MATTE, 1966; WESTPHAL *et alii*, 1976; ARTHAUD & MATTE, 1977a; RICCI & SABATINI, 1978; EDEL *et alii*, 1981; CHERCHI & MONTADERT, 1982b; CHERCHI & TREMOLIERES, 1984).

Le diverse ricostruzioni della geometria pre-mesozoica di questa catena (MATTE, 1986a,b; VAI & COCOZZA, 1986) sono generalmente concordi nel delineare una cintura orogenica arcuata che dalla Spagna giunge al Massiccio centrale francese (Arco iberarmoricano) (fig. 5). La catena è biliminare, con al centro un'ampia fascia di metamorfiti di medio e alto grado esumate da livelli medio-croscali prima del Carbonifero superiore; infatti, i depositi di questa età la ricoprono in discordanza. La catena nord-vergente prosegue a N delle Alpi attraverso le Ardenne, fino in Boemia. Il basamento della Sardegna è l'elemento più orientale ancora facilmente raccordabile con la catena sud-vergente. Più a E, la formazione e l'evoluzione degli oceani mesozoici e terziari ed i raccorciamenti alpini ed appenninici hanno frammentato la Catena ercinica. Dati paleomagnetici, strutturali e affinità litologiche e stratigrafiche indicano che il basamento sardo-corso era unito al basamento sud-europeo (ARTHAUD & MATTE, 1966; WESTPHAL *et alii*, 1976; RICCI & SABATINI, 1978) ed ha condiviso con la Provenza e la Catalogna l'evoluzione strutturale e sedimentaria almeno fino all'Oligocene (CHERCHI & MONTADERT, 1982b; CHERCHI & TREMOLIERES, 1984), prima di staccarsi dal continente europeo e giungere nella sua attuale posizione (EDEL *et alii*, 1981; WESTPHAL *et alii*, 1986; VIGLIOTTI & LANGENHEIM, 1995).

L'orogenesi ercinica ha interessato tutto il basamento della Sardegna con intense deformazioni, un metamorfismo sin-cinematico e un importante magmatismo post-collisionale. L'età ercinica della deformazione è ben definita sia su basi stratigrafiche che radiometriche in quanto:

- a) nelle zone meridionali con metamorfismo di basso e bassissimo grado, i terreni del Cambriano fino al Carbonifero inferiore (OLIVIERI, 1969; SPALLETTA & VAI, 1982; MAXIA, 1983; BARCA & OLIVIERI, 1991) sono deformati, debolmente metamorfici e ricoperti in discordanza dai sedimenti del (?) Westfaliano D-Stefaniano, non deformati e non affetti da metamorfismo regionale (COCOZZA, 1967b; DEL RIO, 1973; FONDI, 1979);
- b) nelle zone settentrionali l'età di chiusura isotopica delle bande

delle migmatiti della Gallura è di 344 ± 7 Ma e l'età radiometrica dei minerali metamorfici è compresa tra 350 e 284 Ma (FERRARA *et alii*, 1978; DEL MORO *et alii*, 1991);

- c) il complesso intrusivo, diffuso in tutta l'Isola ha età variabile da 307 a 274 Ma (DEL MORO *et alii*, 1972, 1975; COCHERIE, 1978; GHEZZO & ORSINI, 1982; COCHERIE, 1985).

In Sardegna affiora una sezione completa della Catena ercinica: dalle zone esterne che affiorano nella Sardegna SW, fino alle zone interne, che affiorano nel settore nord-orientale dell'Isola. La catena ha direzione NW-SE ed è caratterizzata da raccorciamenti e da una zonazione tettono-metamorfica tipica delle orogenesi da collisione continentale (CARMIGNANI *et alii*, 1978a; ARTHAUD & SAUNIAC, 1981). La polarità metamorfica varia con continuità dall'anchizona nella Sardegna SW (PALMERINI *et alii*, 1979), alla facies anfibolitica nella parte NE dell'Isola (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a), e da un'altrettanto netta variazione dello stile strutturale (CARMIGNANI *et alii*, 1982c).

Il basamento sardo è caratterizzato da falde erciniche vergenti verso SW ("Zona a falde" di CARMIGNANI *et alii*, 1987b), interposte tra il Complesso metamorfico prevalentemente in facies anfibolitica della Sardegna settentrionale e una Zona esterna a thrust e pieghe ("Zona esterna" di: Carmignani *et alii*, 1987b) intensamente deformata, ma sostanzialmente autoctona, che affiora nella parte SW dell'Isola (fig. 6). Il mancato riconoscimento di resti di crosta oceanica coinvolta nell'orogene ha portato per lungo tempo ad interpretazioni completamente ensialiche dell'evoluzione della catena: inversione di zone di rifting continentale (CARMIGNANI *et alii*, 1979a) o grandi movimenti trascorrenti attivi dal Cambriano superiore al Carbonifero (VAI & COCOZZA, 1986). Queste interpretazioni erano sostenute anche dall'opinione, allora ampiamente diffusa, che l'orogene ercinico europeo fosse privo di importanti "falde cristalline" e di associazioni ofiolitiche con metamorfismo di alta pressione (ZWART, 1967; KREBS & WACHENDORF, 1973; BADHAM, 1982), cosicché le concezioni mobilistiche della tettonica a placche hanno tardato molto ad affermarsi. Quasi un trentennio di ricerche ha invece dimostrato che molti caratteri degli orogeni "alpinotipi" e "ercinotipi" non sono così contrastanti. Secondo CAPPELLI *et alii* (1992) e CARMIGNANI *et alii* (1994b) in Sardegna tracce del paleo-oceano sud-armoricano, che separava i continenti di Armorica e di Gondwana, affiorano nella Sardegna settentrionale lungo la Linea Posada-Asinara (fig. 6), che separa il Complesso migmatitico ercinico dal Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica (entrambi compresi nella "Zona assiale" di CARMIGNANI *et alii*, 1987b).

La Linea Posada-Asinara è una fascia fortemente deformata,

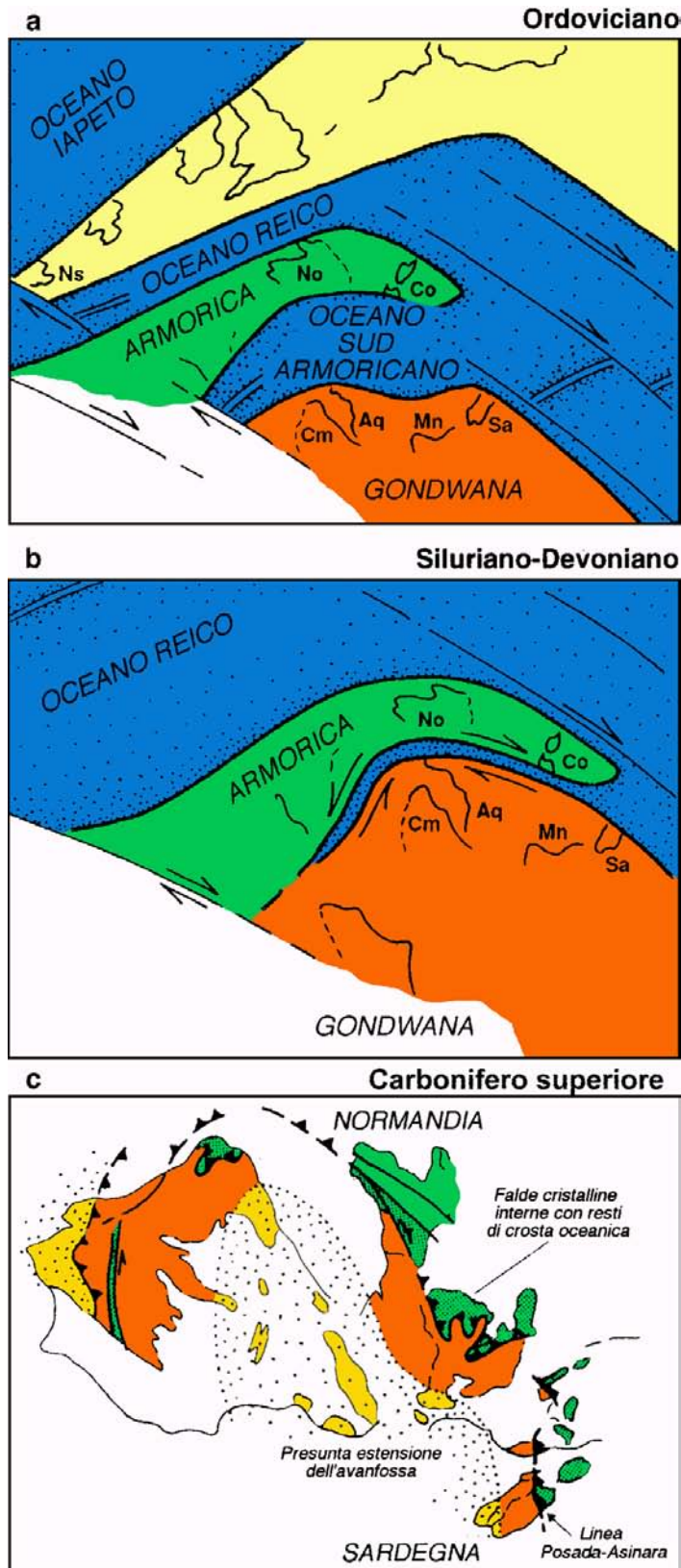


Fig. 5 – Ricostruzioni paleogeografiche della Catena ercinica sud-europea: (a) ricostruzione all'Ordoviciano (da VAI & COCOZZA, 1986; PARIS & ROBARDET, 1990, modificato); (b) ricostruzione al Siluriano-Devoniano; (c) ricostruzione al Carbonifero superiore (da MATTE, 1986a; FRANKE, 1989b). Sa: Sardegna centrale e meridionale; Co: Sardegna settentrionale e Corsica; No: Normandia; Cm: Catena cantabrica; Aq: Aquitania; Mn: Montagna Nera; Ns: Nuova Scozia.

caratterizzata dalla presenza di corpi di limitata estensione di anfiboliti con relitti di paragenesi granulitica (GHEZZO & ORSINI, 1982), eclogitica (OGGIANO & DI PISA, 1992) e relitti di tessiture milonitiche tipiche di condizioni metamorfiche di alto grado (ELTER *et alii*, 1990). Dati geochemici e geocronologici indicano un'origine MORB e un'età di circa 950 Ma per i protoliti delle anfiboliti (CAPPELLI *et alii*, 1992). Questa età potrebbe suggerire:

- un bacino oceanico di lunga durata tra le Placche di Gondwana e di Armorica (PERROUD & BONHOMMET, 1981), un bacino, cioè, che iniziò ad aprirsi nel Precambriano e fu subdotto definitivamente nel Devoniano;
- una crosta oceanica precambriana obdotta durante cicli orogenici precambriani o del Paleozoico inferiore (BERNARD-GRIFFITH & CORNICHE, 1985; PAQUETTE *et alii*, 1985) e metamorfosata sotto condizioni eclogitiche durante l'orogenesi ercinica.

Secondo CAPPELLI *et alii* (1992) la Linea Posada-Asinara divide due terrane saldati assieme durante l'orogenesi ercinica e rappresenta una paleo-sutura oceanica compresa tra un basamento cristallino precambriano appartenente alla Placca di Armorica (rappresentato dal Complesso migmatitico ercinico), e le coperture del margine continentale di Gondwana, metamorfosate durante l'orogenesi ercinica e impilate nella Zona a falde della catena (fig. 6).

Abbandonando quindi l'interpretazione completamente ensialica dell'evoluzione della catena formulata negli anni '70, CAPPELLI *et alii* (1992) propongono un'ipotesi che prevede la chiusura di un bacino oceanico, come già ipotizzato per altre regioni da diversi autori a partire dagli anni '80 (PIN, 1990). In questo modello, l'evoluzione del basamento sardo, con i suoi caratteri di catena polideformata e polimetamorfica, trova riscontro in un completo ciclo di Wilson che, a partire dal Cambriano, prevede:

- espansione di un fondo oceanico tra i margini continentali passivi del Gondwana e dell'Armorica dal (?)Precambriano fino all'Ordoviciano inferiore (fig. 7a);
- un lungo periodo di convergenza tra il Gondwana e l'Armorica (fig. 7b), con subduzione di tipo B diretta al di sotto del margine del Gondwana e testimoniata dalla diffusione di prodotti vulcanici con chimismo da intermedio-basico ad acido dell'Ordoviciano (DI PISA *et alii*, 1992; TOMMASINI *et alii*, 1995), riconducibili ad un arco vulcanico su crosta continentale (tipo andino) (fig. 7c); quindi una subduzione oceanica al di sotto della Placca armoricana, a partire dal Siluriano, mentre il margine della Placca del Gondwana rimane passivo fino a tutto il Devoniano (fig. 7d);
- collisione continentale al Carbonifero inferiore tra il margine di tipo andino del Gondwana e la crosta della Placca armoricana, in seguito alla chiusura dello spazio oceanico e impilamento crostale in diverse unità tettoniche (fig. 7e);
- collasso gravitativo del cuneo orogenico così realizzato, con risalita dei nuclei metamorfici più profondi (fig. 7f) (CARMIGNANI *et alii*, 1994b). Alla distensione crostale è associata la messa in posto dei granitoidi calcocalcici, che dal Westfaliano sono contemporanei alla formazione di bacini molassici continentali ed al vulcanismo tardo-paleozoico.

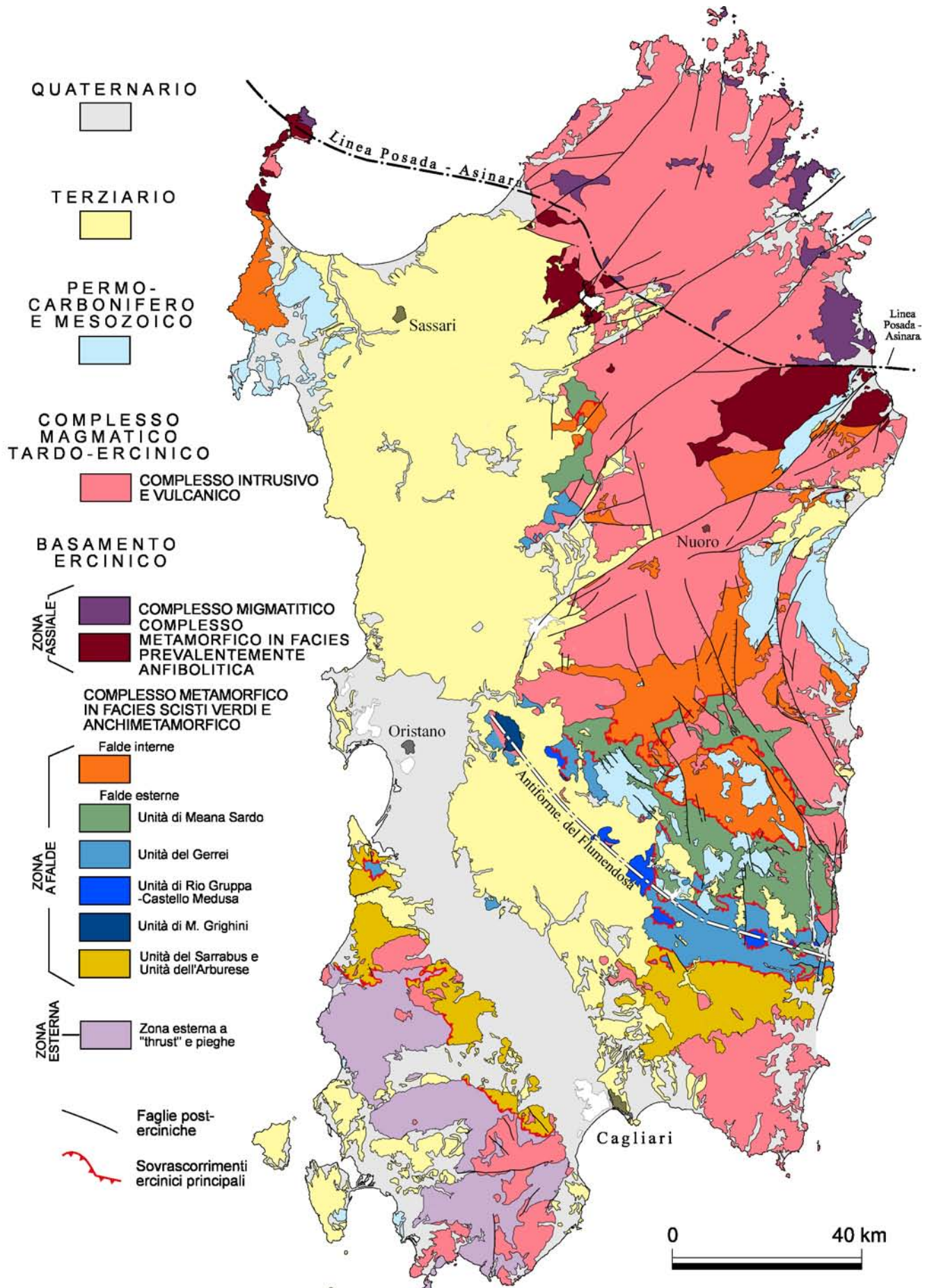


Fig. 6 – Principali elementi strutturali del Basamento ercinico sardo.

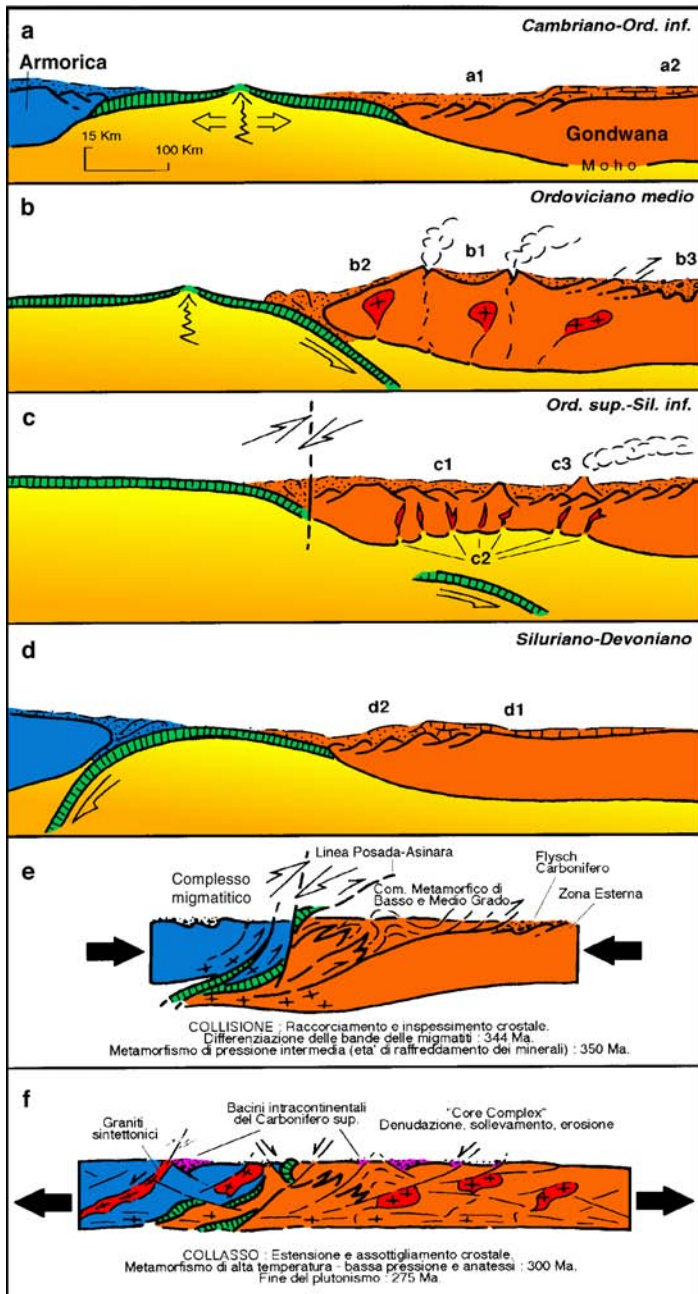


Fig. 7 – Schema dell'evoluzione geodinamica del Basamento ercinico sardo: (a) Cambriano-Ordoviciano inferiore; (b) Ordoviciano medio; (c) Ordoviciano superiore-Siluriano inferiore; (d) Siluriano-Devoniano; (e) Carbonifero inferiore; (f) Carbonifero superiore-Permiano.

Capitolo 3

Stratigrafia delle unità tettoniche erciniche

3.1 Caratteri generali

Una dettagliata ricostruzione della successione stratigrafica paleozoica è realizzabile solo nel basamento anchimetamorfo e in quello di basso grado metamorfo della Sardegna centrale e meridionale. In queste aree è possibile definire la successione del margine passivo cambriano, il ciclo magmatico ordoviciano e l'evoluzione del margine passivo siluriano-devoniano. Le formazioni del Complesso metamorfo ercinico prevalentemente in facies anfibolitica e del Complesso migmatitico ercinico, che affiorano nella Sardegna settentrionale, per le quali è incerta un'attribuzione stratigrafica, sono descritte nel cap. 4.1 a pagina 41 e nel cap. 4.2 a pagina 44.

Successione pre-Ordoviciano medio

I relitti di crosta oceanica lungo la Linea Posada-Asinara testimoniano un antico hiatus oceanico tra il basamento della Sardegna settentrionale e quello della Sardegna centro-meridionale. Le spesse successioni epicontinentali del Cambriano inferiore (e ?Precambriano)-Ordoviciano inferiore della Sardegna SW fanno transizione, nella Sardegna centro-orientale a facies di mare più profondo. Questo suggerisce l'esistenza di un margine continentale passivo di lunga durata che si estendeva a sud (relativamente all'attuale posizione della Sardegna) dell'Oceano sud-armoricano e che doveva corrispondere al margine nord-gondwaniano (a1, a2 in fig. 7a). La successione sedimentaria di questo margine è ben esposta nella Zona esterna a thrust e pieghe (Sardegna SW) e nelle Falde interne e Falde esterne della Sardegna centro-orientale, dal Sarrabus fino al Gennargentu.

Complesso magmatico e vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano

In tutta la Sardegna centrale e sud-orientale (Zona a falde) le successioni metasedimentarie del Cambriano-Ordoviciano inferiore sono coperte da grandi spessori di metavulcaniti (fig. 8). Questo ciclo vulcanico si sviluppò tra l'Arenig ed il Caradoc ed è costituito da un gran numero di episodi effusivi e da intrusioni nel substrato cambro-ordoviciano inferiore. Le intrusioni sono costituite sia da corpi subvulcanici sia da granitoidi (Ortogneiss di Capo Spartivento 60 e Ortogneiss di Lodè 42).

Il magmatismo ordoviciano costituisce una suite completa che come composizione varia da riolitica ad andesitica, raramente fino a basaltica. Le vulcaniti a composizione acida (rioliti e riodaciti) sono più abbondanti di quelle a composizione intermedia e basica

ed hanno una chiara affinità calcicalina (MEMMI *et alii*, 1982, 1983). Questi prodotti sono stati attribuiti all'attività di un arco vulcanico (GARBARINO *et alii*, 1981) o interpretati come prodotti tardo-postorogenici (MEMMI *et alii*, 1982, 1983). Tale magmatismo deve comunque essere riferito ad un evento geodinamico importante, perché vulcaniti con analoga composizione, affinità ed età sono note in quasi tutti i massicci ercinici dell'area mediterranea (Alpi orientali, Spagna, Pirenei, Massiccio centrale, Mauri, ecc.). In una restaurazione dell'originaria posizione delle unità tettoniche impilate nel segmento sardo della Catena ercinica, l'attività vulcanica dell'Ordoviciano medio mostra una polarità composizionale e probabilmente anche età leggermente più recente da NE a SW. La composizione del complesso vulcanico nelle diverse zone paleogeografiche è schematizzata in fig. 14.

La base del complesso magmatico e vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano nella Sardegna centrale e sud-orientale è caratterizzata da un conglomerato poligenico che, seppure discontinuo, ricopre in discordanza angolare i sottostanti metasedimenti cambro-ordoviciani.

La Successione vulcano-sedimentaria ordoviciano del Gerrei (54) è rappresentata alla base da originarie rare lave andesitiche e da abbondanti metasedimenti, anche grossolani, derivati dal rimaneggiamento delle andesiti medesime. Sopra questa successione basale dominano metariodaciti e metarioliti con struttura occhiadina, talvolta con grandi fenocristalli di K-feldspato (Porfiroidi).

La Successione vulcano-sedimentaria ordoviciano del Sarrabus (53) è invece composta da originarie lave, ignimbriti e tufi di composizione da dacitica a riolitica. La parte inferiore della successione è costituita da un modesto e discontinuo orizzonte di lave riolitiche (Porfidi Bianchi: CALVINO, 1959, 1972), ma la maggior parte delle vulcaniti hanno composizione da dacitica a riodacitica (Porfidi Grigi: CALVINO, 1959, 1972).

A S del M. Gennargentu (Barbagia e Sarcidano), lo spessore della Successione vulcano-sedimentaria della Barbagia (52) può raggiungere 400-500 m. Vi abbondano metavulcaniti di composizione intermedia (metandesiti e metadaciti della formazione di Serra Tonnai), mentre le metavulcaniti acide sono quantitativamente subordinate (metarioliti della formazione di M. Corte Cerbos).

Tutta la Sardegna settentrionale (Baronie, Nurra, ecc.), a partire dalla zona del Gennargentu, è invece caratterizzata da scarsità di rocce vulcaniche ordoviciane (46), le quali sono del tutto assenti nella Zona esterna della catena (Iglesiente-Sulcis). Il carattere subcalcinico dell'attività magmatica, la prevalenza di prodotti acidi assieme alle grandi quantità di piroclastiti e la presenza di granitoidi (Ortogneiss di Lodè 42 e di Capo Spartivento 60) sono caratteristici

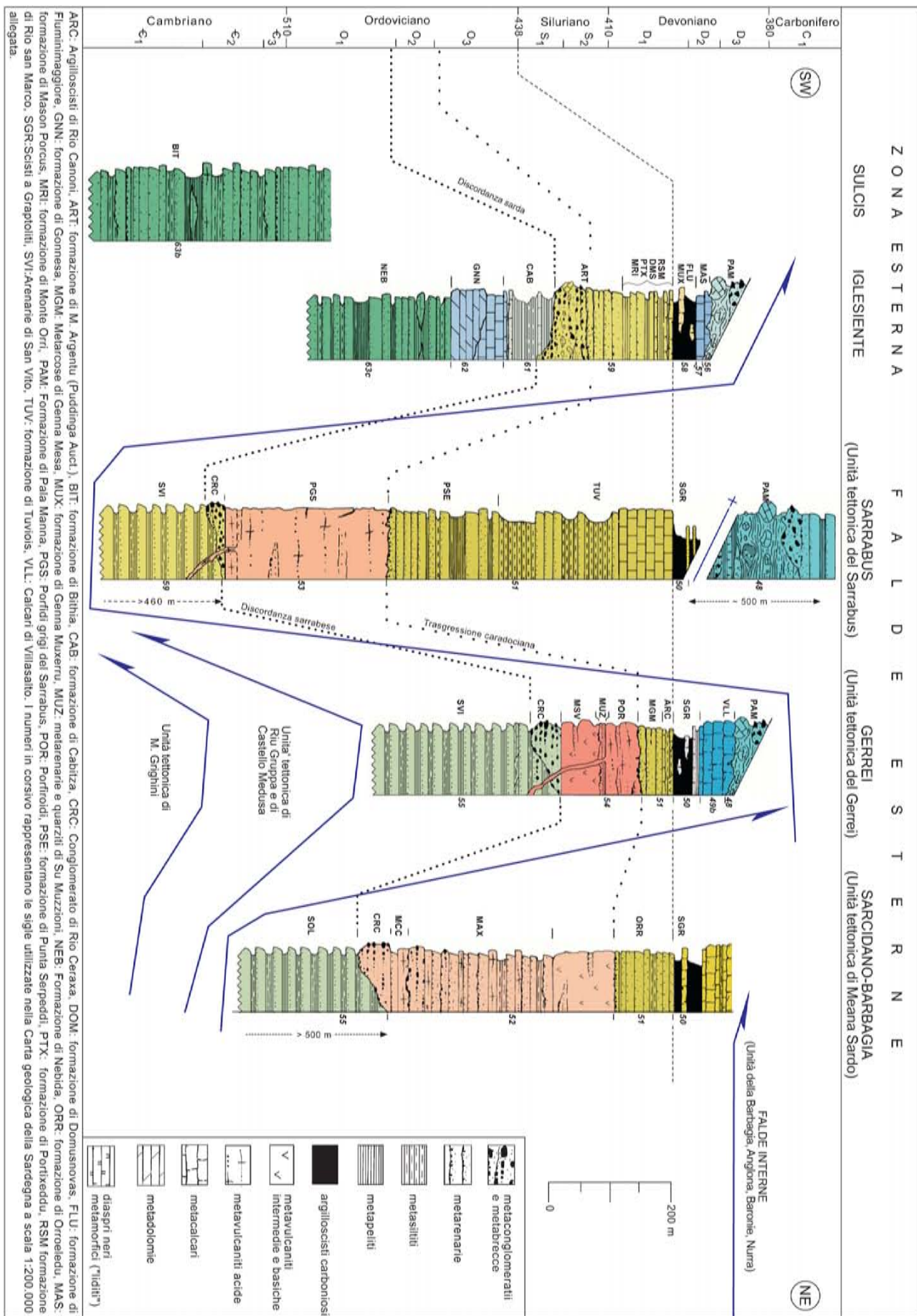


Fig. 8 – Schema delle successioni paleozoiche della Sardegna centro-meridionale.

di una suite orogenica con coinvolgimento di crosta continentale (TOMMASINI *et alii*, 1995). L'ipotesi di un arco vulcanico su crosta continentale, connesso ad una subduzione di crosta oceanica, come è mostrato nella fig. 7b, è suggerita dai seguenti elementi (DI PISA *et alii*, 1992; CARMIGNANI *et alii*, 1994b):

- a) aumento progressivo dell'acidità del complesso vulcanico da NE verso SW;
- b) probabile ringiovanimento dell'attività magmatica nella stessa direzione.

Grandi volumi di andesiti rimaneggiate alla base della successione vulcanica nella parte esterna dell'arco (Unità del Gerrei), probabilmente provenienti dai suoi settori più interni, indicano un'attività vulcanica più precoce a NE. Questi elementi suggeriscono un arco vulcanico (b1 in fig. 7b) in migrazione da NE verso SW tra l'Arenig e il Caradoc, con coinvolgimento di spessori sempre maggiori di crosta continentale e conseguente progressiva variazione del chimismo dominante da intermedio ad acido.

Durante la collisione ercinica l'area compresa tra la fossa e l'arco (arc-trench gap: b2 in fig. 7b) fu incorporata nelle falde erciniche più interne (Falde interne: Monti del Gennargentu, Baronie, Nurra, ecc.), caratterizzate infatti da scarsità di rocce vulcaniche ordoviciane (fig. 14). Il bacino di retroarco (b3 in fig. 7) dovrebbe corrispondere all'Iglesiente-Sulcis. Questa regione è infatti priva di vulcanismo calcocalcino ed è stata interessata da una fase deformativa (Fase sarda) coeva con la citata fase di convergenza oceanica dell'Ordoviciano medio. Questa fase deformativa, nota in molte zone d'Europa, è molto evidente nell'Iglesiente, dove, secondo la maggior parte degli Autori, la successione pre-Ordoviciano medio fu raccorciata secondo pieghe con assi circa E-W e profondamente erosa prima del Caradoc. Questa discordanza angolare è nota anche nel Sarrabus (CALVINO, 1959, 1972) e nel Gerrei. Tuttavia:

- a) nella Sardegna centrale e sud-orientale strutture compressive ordoviciane ben espresse come quelle dell'Iglesiente non sono mai state descritte;
- b) nella Sardegna SW e particolarmente nell'Iglesiente, il conglomerato post-discordanza ("Pudding" *Auctt.*) è molto potente e spesso costituito da depositi grossolani sintettonici con grandi olistoliti di calcari e dolomie cambriane; mentre nel Sarrabus e nel Gerrei il conglomerato post-discordanza (Conglomerato di Rio Ceraxa) è molto meno potente e privo di olistoliti;
- c) nella Sardegna SW i conglomerati coprono in discordanza formazioni con età molto differente: dal Cambriano inferiore al Tremadoc; al contrario, nella Sardegna SE e centrale, i numerosi studi biostratigrafici non hanno rivelato un importante hiatus tra le vulcaniti dell'Ordoviciano medio e la successione metasedimentaria del Cambriano-Ordoviciano inferiore.

Tutti questi elementi indicano una diminuzione di importanza della tettonica compressiva ordoviciano dalla zona di retroarco alla zona di arco. Analoghe situazioni, con catene a thrust e pieghe associate a bacini sintettonici retrostanti ad archi vulcanici, sono descritte in altre aree (CONEY, 1973), dove la migrazione dell'arco verso il continente causa thrust, pieghe e una veloce sedimentazione sintettonica (UYEDA, 1981). Questi elementi hanno portato ad ipotizzare che la Fase sarda derivi da una compressione di retroarco connessa con lo sviluppo e la migrazione dell'arco magmatico dell'Ordoviciano medio verso SW (CARMIGNANI *et alii*, 1994b).

Successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore

Nell'Ordoviciano superiore il complesso vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano medio della Sardegna centrale e sud-orientale (b1 in fig. 7b) è ricoperto da sedimenti terrigeni da continentali a litorali ("Trasgressione caradociana" *Auctt.*, fig. 8), contemporanei ad un magmatismo basico alcalino che si manifesta con intercalazioni di basalti intraplacca (DI PISA *et alii*, 1992) e filoni. I depositi trasgressivi dell'Ordoviciano superiore sono spesso grossolani, mostrano una grande variabilità di spessore e di facies e passano verso l'alto a depositi neritici argillosi e carbonatici ("facies di Portixeddu": MACCAGNO, 1965; NAUD, 1979a)

Nel Siluriano inferiore si instaura nuovamente una sedimentazione su vaste aree tipica di un margine passivo (fig. 7c), caratterizzata da peliti carboniose con liditi e lenti di calcare che testimoniano un ambiente pelagico poco profondo. Questa successione, da depositi silicoclastici a pelitico-carbonatici, suggerirebbe una variazione di ambiente deposizionale da sin-rift a post-rift (VAI, 1982, 1991): il primo dovuto al collasso dell'arco magmatico, il secondo alla successiva subsidenza termica ed alla variazione eustatica positiva del Siluriano. L'assenza di magmatismo calcocalcino dall'Ordoviciano superiore in poi testimonia l'interruzione del processo di subduzione. I processi distensivi che si innescano per il rilascio dello stress compressivo legato alla subduzione (SCHOLZ *et alii*, 1971), sono accompagnati da basalti intraplacca intercalati nei sedimenti dell'Ordoviciano superiore che mostrano caratteri geochemici variabili. I basalti che affiorano nelle zone interne mostrano sistematicamente più alti valori di Zr-Nb e arricchimenti in Ce, P e Sm rispetto ai basalti delle zone esterne (DI PISA *et alii*, 1992). Queste differenze sembrano riflettere una diversa natura geochemica del mantello di provenienza dei diversi magmi. In particolare, i primi sembrano provenire da volumi di mantello ricchi in elementi incompatibili ad alta forza di campo, che in precedenza hanno subito processi metasomatici legati alla subduzione vicino al trench ordoviciano; i secondi da volumi di mantello dove la componente di subduzione non è rilevabile (DI PISA *et alii*, 1992).

A partire dal Siluriano inferiore, per circa 100 Ma, cessa ogni attività magmatica e si instaura un lungo intervallo (Siluriano-Devoniano) di sedimentazione pelagica che indica la restaurazione di un margine passivo lungo il continente di Gondwana (fig. 7d).

La sedimentazione pelagica sul nuovo margine passivo passa con continuità dalle argilliti carboniose con livelli calcarei del Siluriano, alle argille marnose pelagiche con calcari a tentaculiti del Devoniano inferiore. Specialmente nel Gerrei il Devoniano medio e superiore ed il Carbonifero inferiore sono rappresentati da potenti successioni di calcari pelagici (d1 in fig. 7d). Queste successioni carbonatiche verso NE sono parzialmente o totalmente sostituite da depositi terrigeni (DI PISA & OGGIANO, 1984) (d2 in fig. 7). L'incremento della sedimentazione carbonatica a partire dal Siluriano superiore-Devoniano inferiore è documentata anche in altre aree dell'Europa meridionale ed è dovuta al movimento del margine settentrionale del continente di Gondwana verso paleolatitudini più calde (VAI, 1976; BABIN *et alii*, 1980; VAI, 1982).

Nelle piattaforme esterne la sedimentazione carbonatica del Devoniano-Carbonifero inferiore è improvvisamente interrotta dalla deposizione del flysch carbonifero (SPALLETTA & VAI, 1982; MAXIA, 1983; BARCA & SPALLETTA, 1985; BARCA, 1991). Si tratta di un deposito terrigeno sinorogenico tipo Culm che affiora prevalentemente nella Zona a falde (Sarrabus, Gerrei) e nella Zona

esterna (Iglesiente-Sulcis). Esso contiene olistostromi e olistoliti delle formazioni devoniane, siluriane e ordoviciane.

La presenza di depositi sintettonici tipo Culm nelle successioni erciniche della Sardegna è stato per lungo tempo oggetto di dibattito. VAI & COCOZZA (1974) attribuivano un'età carbonifera a vasti affioramenti di metarenarie ("Postgotlandiano" *Auctt.*) presenti in Sardegna centrale e nel SW dell'Isola. Successive ricerche micropaleontologiche (acritarchi: BARCA *et alii*, 1981a) hanno attribuito al Cambro-Ordoviciano inferiore molte di queste formazioni arenacee.

In base a prove indirette, i soli affioramenti di sedimenti terrigeni riferiti al Carbonifero inferiore erano segnalati nel Gerrei e nel Sarrabus (TEICHMÜLLER, 1931; SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA, 1985). Si trattava comunque di limitati e sporadici affioramenti insufficienti a giustificare la presenza di un'importante sedimentazione sinorogena nella Catena ercinica sarda. MAXIA (1983), in base a correlazioni litostratigrafiche, segnalò la presenza di successioni ritenute carbonifere marine nel Sulcis orientale (M. Calcinai), Sarrabus meridionale (a S di P.ta Serpeddi) e nel Gerrei (a S di Ballao). Successivamente, il riconoscimento di vari blocchi carbonatici con fossili siluriani e devoniani, fino al Devoniano superiore, rinvenuti in una successione terrigena affiorante estesamente nel Sarrabus meridionale (Pala Manna) permetteva a BARCA (1991) e BARCA & OLIVIERI (1991) di riconoscere questi blocchi come olistoliti e confermare l'età carbonifera di queste successioni terrigene. Recenti rilevamenti confermano la diffusione di questi depositi nella Sardegna centro-meridionale e su aree molto più vaste di quanto ritenuto precedentemente.

3.2 Successione della Zona Esterna

3.2.1 Successione pre-Ordoviciano medio

Nella Zona esterna la successione pre-Ordoviciano medio (fig. 8, fig. 9) testimonia il passaggio da una piattaforma terrigena cambriana inferiore (Formazione di Bithia, 63b, Formazione di Nebida, 63c) (COCOZZA, 1979; JUNKER & SCHNEIDER, 1979; MINZONI, 1981) con intercalazioni di vulcaniti basiche e intermedie probabilmente legate ad una concomitante fase di rifting, ad un ambiente lagunare con barre oolitiche (tetto della Formazione di Nebida).

Recentemente PILLOLA *et alii* (1995) hanno proposto una nuova suddivisione della successione cambriana dell'Iglesiente-Sulcis, elevando le formazioni di Nebida, Gonnesa e Cabitza, secondo la suddivisione proposta da COCOZZA (1979), al rango di gruppo: si avrebbero in questo modo i gruppi di Nebida, di Gonnesa e di Iglesias. Gli stessi Autori hanno ugualmente elevato i vari membri riportati in fig. 9 al rango di formazioni. Di seguito si farà comunque riferimento alla suddivisione di COCOZZA (1979), citando quando necessario quelle proposte da altri Autori. Nel prospetto in fig. 10 viene data una sintesi delle attribuzioni stratigrafiche della successione cambro-ordoviciana dell'Iglesiente-Sulcis a partire dalla metà del secolo scorso.

I sedimenti prevalentemente terrigeni della Formazione di Nebida sono seguiti verso l'alto dalla potente successione carbonatica della Formazione di Gonnesa (62), costituita da dolomie e calcari di piana tidale, frammentata a più riprese in bacini e zone di alto strutturale in seguito a fasi tettoniche distensive (RASETTI, 1972; GANDIN *et alii*, 1974; BONI & COCOZZA, 1978; BONI

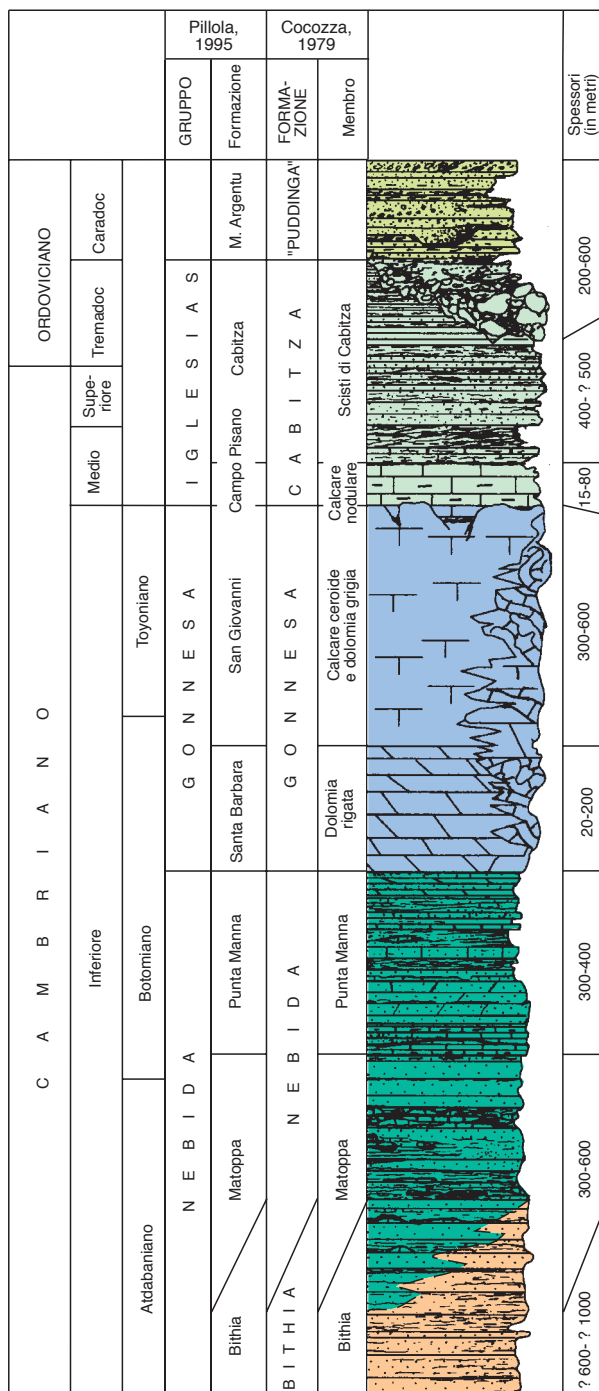


Fig. 9 – Colonna stratigrafica schematica del Cambriano-Ordoviciano dell'Iglesiente-Sulcis con riportata la suddivisione formazionale proposta da COCOZZA (1979) e quella proposta da PILLOLA *et alii* (1995). Modificata da PILLOLA *et alii* (1995).

La Marmora (1858)	Novarese (1914)	Taricco (1922); Novarese & Taricco (1923)	Leone (1973); Coccozza & Leone (1977)	Barca et alii (1981b); Pillola (1990); Gnoli et alii (1989); Leone et alii (1991); Laske et alii (1994)	
Argilliti, arenarie (Carbonifero)	Carbonifero	"Postgotlandiano" (?Carbonifero)	Siltiti e arenarie (?Carbonifero)	(Cambriano-Ordoviciano inferiore) (Barca et alii, 1981b)	
	emersione	emersione	discordanza	sovraccorrimento	
Calcari ad "Orthoceras" (Siluriano superiore)	Calcari ad "Orthoceras" ed a "Cardiola" (Siluriano superiore)	Calcari e argilliti nere (?Devoniano)	Calcari e argilliti nere (Siluriano-Devoniano)	Formazione di Mason Porcus	
				-Form. di Fluminimaggiore - Form. di Genna Muxerru (Gnoli et alii, 1989)	
non menzionato	intercalati in	non menzionato	Siltiti-argilliti, vulcanoclastiti (Ashgill - ? Siluriano)	Formazione di San Marco Leone et alii (1991)	Membro di Girisi TH5
					Membro di Serra Corroga
Argilliti con "Orthis" (parte superiore del Siluriano inferiore)	Argilliti e arenarie con "Scyphocrinus", "Orthis", "Dalmanites" (Siluriano)	Argilliti con "Orthis actoniae", cistoidi, "Dictyonema (?) corniculata" (Ordoviciano superiore)	Argilliti calcaree rosse con "Cyclopygidae" (? Ashgill)	Formazione di Domusnovas Leone et alii (1991)	Membro di P.ta S'Argiola TH4
					Membro di P.ta Maciurru TH3b
"anagenite"	Argilliti rosse e conglomerati: "puddinghe" (Siluriano)	"Puddinga" e argilliti intercalate a Phyllocarides (? Arenig)	Siltiti rosse, conglomerati "Puddinga" (? Arenig)	Formazione di M. Argentu (Laske et alii, 1994)	Membro di P.ta Sa Broccia
					Membro di Rio Is Arrus TH 0
Arenarie e argilliti, calcari, dolomie (Siluriano inferiore)	Arenarie, argilliti, calcari con "Archaeocyathus" (Cambriano medio)	Calcari e argilliti con "Paradoxides" (Cambriano medio)	Formazione di Cabitza (Cambriano medio)	Gruppo di Iglesias (Pillola, 1990)	Membro di Medau Murtas
					Membro di P.ta Sa Broccia
					Membro di Rio Is Arrus TH 0
					Membro di Medau Murtas
Dolomie, calcari, (Cambriano medio)	Argilloscisti con "Paradoxides" (Cambriano medio)	Calcari e argilliti con "Paradoxides" (Cambriano medio)	Formazione di Gonnesa (Rasetti, 1972) (Cambriano medio)	Gruppo di Gonnesa (Pillola, 1990)	"Discordanza sarda" (Stille, 1939) (Cambriano superiore)
					"Discordanza sarda" (Ordoviciano medio)
					Formazione di Cabitza (Cambriano medio)
					Formazione di Cabitza (Cambriano medio)
Dolomie, calcari, (Cambriano medio)	Argilloscisti con "Paradoxides" (Cambriano medio)	Calcari e argilliti con "Paradoxides" (Cambriano medio)	Formazione di Gonnesa (Rasetti, 1972) (Cambriano medio)	Gruppo di Gonnesa (Pillola, 1990)	"Discordanza sarda" (Stille, 1939) (Cambriano superiore)
					"Discordanza sarda" (Ordoviciano medio)
					Formazione di Cabitza (Cambriano medio)
					Formazione di Cabitza (Cambriano medio)
Argilloscisti con "Paradoxides" (Cambriano medio)	Argilloscisti con "Paradoxides" (Cambriano medio)	Calcari e argilliti con "Paradoxides" (Cambriano medio)	Formazione di Nebida (Rasetti, 1972) (Cambriano inferiore)	Gruppo di Nebida (Pillola, 1990)	?Arenig Cambr. m.
					Cambr. m.
					Cambriano inferiore

Fig. 10 – Sintesi storica delle attribuzioni stratigrafiche della successione paleozoica della Sardegna SW (da HAMMAN & LEONE, 1997, modificato).

& GANDIN, 1979; FANNI *et alii*, 1981; VAI, 1982; COCOZZA & GANDIN, 1990). Si passa quindi alla Formazione di Cabitza (61), che marca l'annegamento della piattaforma carbonatica (GANDIN & PILLOLA, 1985; COCOZZA & GANDIN, 1990). Nella zona di Capo Spartivento affiorano dei micascisti ad andalusite ("Scisti di M. Settiballas" *Auctt.*), i cui rapporti originari con la precedente successione rimangono incerti e che sono stati dubitativamente attribuiti al Precambriano.

"Scisti di M. Settiballas" *Auctt.*, micascisti ad andalusite (67)

Si tratta di micascisti gneissici, caratterizzati da uno sviluppo layering compositivo definito dall'alternanza di livelli millimetrici granoblastici e lepidoblastici, che costituiscono alcuni affioramenti di limitata estensione presso Capo Spartivento, nel Sulcis meridionale. Gli effetti della ricristallizzazione metamorfica sono intensi e denotano un'evoluzione metamorfica polifasica. Si distinguono infatti almeno due eventi metamorfici: uno più antico, di medio grado e di alto gradiente termico, testimoniato da relitti deformati di andalusite, muscovite, biotite, granato e cordierite, ed uno più recente, relativo allo sviluppo della foliazione principale, che comporta la blastesi di biotite e muscovite (SASSI, 1990; SASSI *et alii*, 1990; CAROSI *et alii*, 1995). Sia l'età che i rapporti con il resto della successione cambriana sono incerti. Questi micascisti sono intrusi dai granitoidi ordoviciani ("Ortogneiss di Capo Spartivento" *Auctt.*, 60); essi vengono considerati come i termini più antichi della successione e riferiti da alcuni Autori al Precambriano (MINZONI, 1981).

Formazione di Bithia (66a)

La Formazione di Bithia affiora esclusivamente nell'estremità SW dell'Isola, lungo una stretta fascia attorno agli Ortogneiss di Capo Spartivento. Lo spessore reale non è valutabile a causa dell'intensa tettonizzazione, mentre lo spessore apparente supera i 600 m. Si tratta di una successione silicoclastica, prevalentemente costituita da filladi, metaquarzoareniti e metarenarie quarzitiche, a cui si intercalano metagrovacche, metaconglomerati e marmi. Sono inoltre presenti intercalazioni di metavulcaniti basiche e intermedie attribuite ad una fase di rifting precambriana (Tucci, 1983).

I metaconglomerati affiorano in diverse località, ma sempre con spessori modesti (fino a qualche metro). Si tratta di originari conglomerati poligenici poco selezionati. I clasti, molto deformati e immersi in una matrice arenitica quarzoso-feldspatica, sono principalmente costituiti da frammenti di quarziti sia grigie che nere (liditi), da quarzo di vena, e in subordine da elementi di originarie rocce vulcaniche e carbonatiche. I marmi affiorano in livelli che possono arrivare a 15-20 m di spessore; hanno colore grigio chiaro, contengono intercalazioni di calcescisti e sono spesso affetti da una intensa dolomitizzazione secondaria. La parte alta della successione è caratterizzata da metapeliti alternate a metarenarie quarzose, talora con stratificazione incrociata (JUNKER & SCHNEIDER, 1983). La Formazione di Bithia viene interpretata come una successione terrigena, con tendenza regressiva, evolutasi su un margine continentale (JUNKER & SCHNEIDER, 1983; GANDIN, 1987; GANDIN *et alii*, 1987). Palmerini & Palmerini-Sitzia (1978) descrivono per questa formazione un metamorfismo ercinico di grado molto basso, che secondo JUNKER & SCHNEIDER (1983) diminuisce verso l'alto della successione.

La Formazione di Bithia poggia sull'Ortogneiss di Capo Spartivento con contatto tettonico (SASSI & VISONÀ, 1989). I due

complessi hanno, infatti, un diverso grado metamorfico: la deformazione del granitoide ordoviciano è avvenuta in condizioni anfibolitiche, mentre il metamorfismo principale della Formazione di Bithia si è sviluppato a temperature relativamente basse ed è associato ad un'intensa deformazione cataclastico-milonitica. La natura e la posizione del contatto della Formazione di Bithia con la sovrastante Formazione di Nebida è incerto. Secondo SASSI *et alii* (1990) nessuno dei caratteri mineralogico-petrografici giustifica l'affermazione di JUNKER & SCHNEIDER (1983) per cui le due formazioni possono essere separate sulla base del maggior grado metamorfico della Formazione di Bithia. Sia per la sua posizione stratigrafica sottostante alla Formazione infracambriana di Nebida (JUNKER & SCHNEIDER, 1979; MINZONI, 1981; CARANNANTE *et alii*, 1984), sia per correlazioni con formazioni precambriane europee (COCOZZA, 1979), la Formazione di Bithia è stata riferita al Precambriano superiore. Un'età dubitativamente precambriana è stata proposta anche da PITTAU DEMELIA & DEL RIO (1982) sulla base di scarsi e mal conservati acritarchi. GANDIN (1987), in seguito al ritrovamento di resti di placche di echinodermi all'interno delle intercalazioni carbonatiche, esclude invece un'età precambriana e riferisce questa formazione al Cambriano inferiore.

Formazione di Nebida (66a, 66b)

Questa formazione ("Formazione delle Arenarie" *Auctt.*, Gruppo di Nebida: PILLOLA *et alii*, 1995) è in prevalenza costituita da sedimenti terrigeni affetti da metamorfismo ercinico di grado molto basso ed affiora estesamente in tutto l'Iglesiente-Sulcis. Nell'Iglesiente e nel Sulcis settentrionale costituisce il termine più antico della successione affiorante, mentre nel Sulcis meridionale essa sormonta la Formazione di Bithia. La Formazione di Nebida è tradizionalmente suddivisa in due membri (RASETTI, 1972) che sono, dal basso verso l'alto, il Membro di Matoppa ed il Membro di P.ta Manna. Più recenti proposte di suddivisione stratigrafica sono riportate in fig. 10. Secondo PILLOLA *et alii* (1995) lo spessore di questa formazione varia tra 600 e 1000 m, mentre attraverso una restaurazione delle strutture plicative GALASSI & GANDIN (1992) indicano spessori molto inferiori (320-380 m).

Il Membro di Matoppa (66a) è costituito da originarie siltiti grigie chiare con intercalazioni di arenarie, arenarie quarzose, quarzoareniti ed arcosi a grana fine, in livelli di alcuni dm (1 m al massimo) di spessore. Verso l'alto il grado di maturità diminuisce progressivamente, le diffuse intercalazioni arenitiche divengono più frequenti e di maggiore potenza, fino a passare a metarenarie quarzoso-micacee grigie, rossastre e verdi a grana grossa, alternate a metaquarzoareniti micacee e subordinati livelli di metasiltiti; la successione termina con metarenarie quarzoso-feldspatiche alternate a metarenarie quarzoso-micacee e metagrovacche con matrice carbonatica. Sono state descritte numerose strutture sedimentarie, come stratificazioni e laminazioni parallele ed incrociate, gradazioni, bioturbazioni, ripple mark, slumping. Il rapporto tra metareniti e metargilliti diminuisce sensibilmente procedendo dall'Iglesiente verso il Sulcis.

La parte alta della successione del Membro di Matoppa è caratterizzata dalla presenza di livelli e lenti di calcari biocostruiti contenenti abbondanti archeociati, trilobiti, hyolithidi, Chancelloria, spicole di spongiari e più raramente echinodermi (GANDIN & DEBRENNE, 1984; DEBRENNE *et alii*, 1993). Le lenti calcaree sono più sviluppate nell'Iglesiente e nel Sulcis occidentale, dove contengono le associazioni fossilifere più ricche ed abbondanti; nel

Sulcis orientale e meridionale diventano progressivamente più rare, sottili e povere di fossili. Nel Sulcis settentrionale POLL (1966) segnala nelle arenite di questo membro la presenza di K-feldspato, miche e quarzo come elementi clastici, e di caolino nella matrice, da cui deduce per queste arenarie una derivazione da un basamento cristallino presumibilmente precambriano, analogamente a quanto osservato da MACCIONI (1965) per le “Arenarie” dell’Iglesiente.

Il Membro di Matoppa è stato attribuito all’Atdabaniano superiore (?)-Botomiano inferiore (?) (Cambriano inferiore) in base alle associazioni di archeociati (GANDIN & DEBRENNE, 1984; DEBRENNE *et alii*, 1993) e di trilobiti (RASETTI, 1972; PILLOLA & GROSS, 1982).

Direttamente sui depositi terrigeni e solo localmente sulle lenti calcaree si rinviene, seppure in modo discontinuo, un caratteristico orizzonte di calcari oolitici (“Biostrome” di DEBRENNE, 1964, 1972) che costituisce la base del Membro di P.ta Manna. In alcune zone questo orizzonte si può seguire per vari chilometri, presenta spessori fino a 100 m e mantiene per tutto l’Iglesiente-Sulcis caratteri litologici e sedimentologici piuttosto costanti. Al suo interno sono comuni le facies oolitiche e oncolitiche, ma sono frequenti metacalcri grigi a grana fine con stratificazione incrociata di tipo harrington-bone e subordinati metacalcri nodulari rossastri o grigi con archeociati (DEBRENNE *et alii*, 1979).

Il Membro di P.ta Manna (66b) è costituito da un’alternanza ritmica di metareniti, metasiltiti e metargilliti a cemento carbonatico e di metacalcri. Nelle metareniti sono diffuse strutture sedimentarie quali stratificazione incrociata, *ripple mark* asimmetrici e bioturbazioni. I livelli carbonatici (fig. 11) sono costituiti da metacalcri grigi biocostruiti, metacalcri oolitici e oncolitici, metacalcri nodulari variegati, metacalcri neri a ooidi e metacalcri grigi a lamine, localmente dolomitizzati e con stratificazione incrociata. Nella parte alta della successione le intercalazioni carbonatiche divengono prevalentemente dolomitiche, con strutture da disseccamento (*mud-crack*) e tappeti algali (stromatoliti) che preannunciano i caratteri della sovrastante Dolomia rigata. Verso la sommità del Membro di P.ta Manna aumentano le intercalazioni carbonatiche e sono costituite generalmente da metadolomie, mentre i livelli silicoclastici sono principalmente costituiti da metargilliti e quarziti. Questi livelli carbonatici ed arenacei contengono una ricca associazione ad alghe, resti di archeociati, trilobiti, brachiopodi, lingulidi, rari hyolithidi, spicole di spongiani ed echinodermi. Le associazioni di trilobiti ed archeociati permettono di riferire il Membro di P.ta Manna al Botomiano (Cambriano inferiore) (RASETTI, 1972; DEBRENNE *et alii*, 1985).

Secondo GANDIN *et alii* (1987) l’ambiente di sedimentazione della Formazione di Nebida è riconducibile ad un sistema deltizio marino regressivo, nel contesto di un’evoluzione del clima verso condizioni aride, nel quale il Membro di Matoppa corrispondeva al prodelta ed il Membro di P.ta Manna al piano di delta prossimale. In particolare, i caratteri e la distribuzione delle facies terrigene e carbonatiche del Membro di Matoppa suggeriscono un ambiente deposizionale corrispondente ad un fronte deltizio progradante verso E e SE, nelle cui aree più protette si instauravano localmente mound algali e ad archeociati (COCOZZA, 1979; DEBRENNE *et alii*, 1979; GANDIN *et alii*, 1987). L’ambiente di deposizione del livello oolitico basale del Membro di P.ta Manna corrisponderebbe a quello di una barriera oolitica con subambienti di delta oolitico, laguna e spiaggia (COCOZZA & GANDIN, 1976; DEBRENNE *et alii*, 1979;



Fig. 11 – Intercalazioni carbonatiche nelle arenarie del Membro di P.ta Manna (Formazione di Nebida: Cambriano inferiore) lungo la costa di Canalgrande (Iglesiente occidentale)

FANNI *et alii*, 1981; DEBRENNE *et alii*, 1985); mentre la parte medio-alta dello stesso membro sarebbe da riferire ad un ambiente di retro-barra che evolve da condizioni lagunari a quelle di piana di marea, come dimostrano le strutture da disseccamento e tappeti algali (GANDIN *et alii*, 1987). La graduale diminuzione dell’apporto terrigeno silicoclastico, in concomitanza con l’aumento dei depositi dolomitici, indicherebbe un cambiamento climatico verso condizioni più aride, con conseguente aumento della salinità.

Secondo BECHSTÄDT & BONI (1994a) e BECHSTÄDT *et alii* (1994), il paleoambiente della Formazione di Nebida sarebbe del tutto differente ed interpretano i sedimenti di prodelta degli Autori precedenti come tidali, e quelli lagunari come piane sabbiose tidali, sostenendo in sintesi che: (a) il Membro di Matoppa si sarebbe depositato in una rampa omoclinale di piattaforma terrigeno-carbonatica a basso gradiente (BECHSTÄDT *et alii*, 1988) con direzioni di apporto da E e SE verso W e NW, con depositi terrigeni tipici di ambiente marino basso o tidale nella regione orientale; (b) il Membro di P.ta Manna si sarebbe depositato in una rampa a sedimentazione carbonatico-terrigena con un complesso di shoal oolitici progradanti verso W, parzialmente ricoperta da depositi tidali nella zona orientale; (c) la parte alta del Membro di P.ta Manna testimonierebbe un’importante ripresa della sedimentazione clastica con espansione della piattaforma e della piana tidale verso W.

Formazione di Gonnese (65)

La fine della deposizione silicoclastica e l’inizio di quella prevalentemente carbonatica marca il passaggio dalla Formazione di Nebida alla Formazione di Gonnese.

La Formazione di Gonnese (“Metallifero” *Auctt.*, Gruppo di Gonnese: PILLOLA, 1991; PILLOLA *et alii*, 1995), che affiora, seppur in maniera discontinua, in tutto l’Iglesiente-Sulcis, era tradizionalmente suddivisa in due unità litostratigrafiche informali, o membri, che dal basso sono (fig. 9): a) Dolomia rigata; b) Calcarea ceroidale. Una terza unità litostratigrafica, nota in letteratura con il nome di Dolomia grigia (CocoZZa, 1979) o Membro della Dolomia blu Galassi & Gandin, (1992) sarebbe derivata dalla locale dolomitizzazione diagenetica delle facies di transizione tra Calcarea ceroidale e Dolomia rigata.

Lo spessore della Formazione di Gonnese è estremamente varia-



Fig. 12 – Affioramento di Dolomia rigata della Formazione di Gonnese (Cambriano inferiore), presso Cala Domestica (Iglesiente occidentale).

bile: da 180 a 480 m (Galassi & Gandin, 1992). Più recentemente questa unità è stata attribuita al Gruppo di Gonnese e suddivisa nella Formazione di S. Barbara e nella Formazione di S. Giovanni (PILLOLA, 1991; PILLOLA *et alii*, 1995). La Dolomia rigata (Formazione di S. Barbara, PILLOLA, 1991) (fig. 12) è costituita da dolomie primarie e metacalcri ben stratificati, caratterizzati da ripetizioni cicliche di facies costituite da originari: a) fanghi carbonatici stratificati; b) stromatoliti laminati; c) stromatoliti laminati con pseudomorfi di gesso o anidride; d) pisoliti vadose e/o breccie da disseccamento; localmente sono presenti livelli oolitici o a pellets, anche silicizzati, e noduli di selce.

Nel Sulcis settentrionale, la parte bassa della Formazione di Gonnese è rappresentata da calcari scuri con breccie intraformazionali, come nella zona di Mont'Ega-Sa Marchesa (BONI *et alii*, 1981). Nell'Iglesiente, la base della Dolomia rigata è caratterizzata dalla presenza di due o più sottili livelli di ossidi e idrossidi di ferro; sono inoltre frequenti lenti di barite "zebrata", talora silicizzata.

L'ambiente di deposizione della Dolomia rigata corrisponde ad una piana di marea che si instaura su una morfologia piana o poco accidentata, in condizioni di clima caldo e arido. La distribuzione delle litofacies testimonia un graduale approfondimento del bacino di sedimentazione da N verso S (GANDIN, 1987), ed uno più brusco verso W (BECHSTÄDT *et alii*, 1994). Nella parte settentrionale e centrale dell'area di affioramento prevalevano infatti condizioni di sedimentazione in ambienti intertidali e supratidali, caratterizzati da tappeti algali, più raramente da sabbie contenenti ooidi, bioclasti e piccole stromatoliti. La parte più settentrionale, in particolare, è stata soggetta a più frequenti e lunghi periodi di emersione, come indicano i livelli di ossidi ed idrossidi di ferro, mentre nella parte centrale si è sviluppato un ambiente essenzialmente evaporitico (FANNI *et alii*, 1981). La parte meridionale del bacino della Dolomia rigata si trovava invece in condizioni prevalentemente subtidali, come suggerito dalla sostituzione della dolomia con calcari algali laminati (GANDIN *et alii*, 1973, 1974; CARANNANTE *et alii*, 1981). I reperti paleontologici sono estremamente rari: archeociati ed alghe sono stati rinvenuti esclusivamente nell'Iglesiente settentrionale, nella zona di Buggerru (Cala Domestica e Planu Sartu) ed hanno permesso di riferire la Dolomia rigata al Botomiano (Cambriano inferiore) (DEBRENNE & GANDIN, 1985).

Il Calcare ceroide (Formazione di S. Giovanni, PILLOLA, 1991)

è costituito da metacalcri massicci di colore grigio, generalmente mal stratificati. Presenta quattro facies fondamentali (BONI *et alii*, 1981; FANNI *et alii*, 1981; DEBRENNE & GANDIN, 1985): a) mudstone-wackestone con bioclasti; b) grainstone con ooliti e/o oncoliti, echinodermi e resti di trilobiti; c) boundstone criptoalgali, localmente boundstone scheletoalgali con archeociati; d) pisoliti vadose. Tali facies indicano ambienti che variano da supratidale a subtidale. La loro distribuzione rivela una morfologia a piattaforme e bacini connessa con una tettonica distensiva sinsedimentaria (DEBRENNE & GANDIN, 1985; BECHSTÄDT *et alii*, 1988).

Nell'Iglesiente occidentale il Calcare ceroide è costituito alla base da facies scure a pisoliti vadose, grainstone oolitici e boundstone criptoalgali irregolarmente bioturbati e laminati; verso l'alto i calcari gradualmente diventano bianchi laminati o grigi "a fiamme". Queste strutture secondo FANNI *et alii* (1981) indicano condizioni di deposizione in ambienti isolati della piattaforma. Nel Sulcis orientale, il Calcare ceroide diventa ben stratificato, con facies dominanti di boundstone criptoalgali omogenei o laminati, contenenti piccole quantità di materiale silicoclastico, spesso concentrato in sottili livelli. Nel Sulcis meridionale sono presenti facies micritiche, legate ad ambienti di laguna supratidale con acque calde ipersaline.

Il Calcare ceroide è ritenuto paleontologicamente pressoché sterile; i rari resti fossili rinvenuti sono placche di echinodermi e frammenti di trilobiti. DEBRENNE & GANDIN (1985) segnalano nell'area di M. Nai e M. Onixeddu anche il rinvenimento di archeociati e *skeletal algal*. La piattaforma carbonatica corrispondente ai sedimenti della Formazione di Gonnese evolve da un sistema di sabkha, testimoniato dalle facies della Dolomia rigata, ad una piattaforma carbonatica tipo Bahamas, rappresentata dalla deposizione del Calcare ceroide. La transizione tra i due sistemi è indice di un cambiamento delle condizioni ambientali che può essere spiegato ammettendo una variazione climatica verso condizioni più umide (GANDIN & TURI, 1985; COCOZZA & GANDIN, 1990; BECHSTÄDT & BONI, 1994a,b). L'interruzione degli apporti terrigeni da E avrebbe determinato il prevalere della sedimentazione carbonatica.

La presenza di archeociati nella parte alta della Dolomia rigata (Botomiano superiore) e del Calcare ceroide (Toyoniano medio-superiore) permette di riferire l'intera Formazione di Gonnese al Cambriano inferiore (DEBRENNE & GANDIN, 1985).

Formazione di Cabitza (64)

Questa formazione (COCOZZA, 1967a) affiora nell'Iglesiente-Sulcis ed è stata suddivisa in due membri (RASETTI, 1972; COCOZZA, 1979) che dal basso sono (fig. 9): a) Calcare nodulare; b) Scisti di Cabitza. Nella proposta di PILLOLA (1990, 1991) questa formazione è stata denominata Gruppo di Iglesias, a sua volta suddiviso in Formazione di Campo Pisano e Formazione di Cabitza.

Il Membro del Calcare nodulare poggia con contatto netto sul Calcare ceroide, localmente tramite una breccia ad elementi di Calcare ceroide o depositi argillitici vari (GANDIN, 1987). È costituito da una fitta alternanza di sottili livelli di metargilliti più o meno silicei rossi e verdi, più raramente neri, metacalcri grigi e rosati con struttura nodulare e marne giallastre. (GANDIN, 1987) all'interno di questo membro distingue tre litofacies: a) metacalcri massivi, ben stratificati con porzioni a lamine (prevalentemente wackestone-packstone); b) metacalcri nodulari più o meno marnosi e ricchi di resti fossili; c) alternanze di metacalcri ed originarie marne. I metacalcri nodulari sono il litotipo più rappresentato e contengono

abbondanti resti di echinodermi, trilobiti, *Chancelloria*, brachiopodi, spicole di spugne e hyolithidi. L'associazione di trilobiti indica la parte bassa del Cambriano medio (RASETTI, 1972; GANDIN & PILLOLA, 1985; PILLOLA, 1986). L'ambiente di deposizione del Calcare nodulare corrisponde ad un mare epicontinentale poco profondo e poco ossigenato, con apporti ritmici di materiale terrigeno fine (GANDIN & PILLOLA, 1985; GANDIN *et alii*, 1987). Questo tipo di sedimentazione testimonia l'inizio dell'annegamento della piattaforma carbonatica in conseguenza dell'attività tettonica distensiva all'inizio del Cambriano medio (COCOZZA & GANDIN, 1990). Lo spessore di questo membro è variabile, da 20 a 60 m (GALASSI & GANDIN, 1992).

Verso l'alto il Calcare nodulare passa agli Scisti di Cabitza. Si tratta di una caratteristica successione formata da ritmiche alternanze centimetriche e millimetriche di metargilliti e metasiltiti varicolori, raramente carbonatiche (PALMERINI *et alii*, 1979), con subordinati livelli di metarenarie, generalmente fini; la parte sommitale è localmente costituita da metarenarie fini e quarziti con frequenti laminazioni incrociate (GANDIN & PILLOLA, 1985). COCOZZA (1979) segnala la presenza, nella parte alta del membro, di metaconglomerati minuti. Gli Scisti di Cabitza sono ricoperti in discordanza dai sedimenti clastici ordoviciani ("Puddinga" *Auctt.*) che marciano la cosiddetta Discordanza sarda (Tav. 1). Il loro limite superiore è quindi erosivo; per tale membro COCOZZA (1979) stima in affioramento una potenza di circa 400 m.

Gli Scisti di Cabitza sono stati suddivisi da GANDIN & PILLOLA (1985) in due intervalli: a) un intervallo inferiore, costituito principalmente da metasiltiti, metargilliti e metarenarie a grana fine, con strutture sedimentarie tipo laminazioni parallele e convolute, ripple mark, flute cast e piste riferibili a *Cruziana*, *Planolites* e *Helmitopsis*. Secondo PALMERINI *et alii* (1979) sarebbero presenti anche strutture da scivolamento gravitativo (slumping). Raramente, verso la base del membro affiorano lenti di metacalcari di colore vinaccia o verdolini; b) un intervallo superiore, costituito da originarie laminazioni argilloso-siltose con intercalazioni di quarzoareniti micacee e metareniti. I caratteri sedimentologici dei due intervalli segnano un'evoluzione dell'ambiente da neritico a pelagico non molto profondo (GANDIN *et alii*, 1987) Secondo BECHSTÄDT & BONI (1994a), con la deposizione del Calcare nodulare si ha la frammentazione e l'annegamento della piattaforma carbonatica, a cui segue la deposizione degli Scisti di Cabitza, che segnano la fine della sedimentazione carbonatica e l'instaurarsi di una sedimentazione terrigena pelagica più profonda.

Nella parte bassa della successione sono da tempo noti fossili del Cambriano medio: trilobiti (fig. 13), rari brachiopodi, carpoi di sia interi che in placche (RASETTI, 1972). Il rinvenimento di resti fossili nella parte medio-alta della formazione ha permesso di documentare con trilobiti il Cambriano superiore (PILLOLA, 1986) e l'Ordoviciano inferiore (Tremadoc-Arenig) con *Rhabdinopora flabelliformis* (precedentemente classificato come *Dictyonema flabelliforme*) e acritarchi (GANDIN & PILLOLA, 1985; BARCA *et alii*, 1987). Questa datazione è di particolare importanza poiché consente di precisare meglio l'età della Discordanza sarda dell'Iglesiente, che risulta così compresa tra l'Ordoviciano inferiore e l'Ordoviciano superiore (età dei primi livelli paleontologicamente datati trasgressivi sui depositi continentali della "Puddinga" *Auctt.*) e di correlarla con la Discordanza sarrabese della Sardegna sud-orientale (fig. 8).



Fig. 13 – *Paradoxides mediterraneus* in metasiltiti del Cambriano medio. Formazione di Cabitza (Cabitza: Iglesias). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

3.2.2 Complesso magmatico e vulcano - sedimentario dell'Ordoviciano

Nella Zona esterna il Complesso magmatico dell'Ordoviciano è rappresentato solo da un modesto corpo intrusivo: l'Ortogneiss di Capo Spartivento (60).

Ortogneiss di Capo Spartivento (63)

Affiora nel Sulcis meridionale, a Capo Spartivento. Si tratta di ortoderivati in facies anfibolitica di granitoidi. L'età degli zirconi dell'ortogneiss, determinata con il metodo U-Pb (478 ± 16 Ma: DELAPERRIERE & LANCELOT, 1989; LUDWIG & TURI, 1989), ha provato per queste magmatiti un'età ordoviciano, un po' più antica di quella determinata con il metodo Rb/Sr su roccia totale (427 ± 34 Ma: COCOZZA *et alii*, 1977; FERRARA *et alii*, 1978; SCHARBERT, 1978). Pertanto queste magmatiti sono certamente da riferire al magmatismo ordoviciano noto in tutta l'Isola e sono state trasformate in ortogneiss dall'evento tettono-metamorfico ercinico, come indicano le età radiometriche di 280 Ma della biotite.

L'Ortogneiss di capo Spartivento è intruso negli Scisti di M. Settibalas ed è in rapporti tettonici con la sovrastante Formazione di Bithia (SASSI & VISONÀ, 1989; SASSI, 1990).

La parte dominante del corpo gneissico è costituita da ortogneiss a grana medio-grossa, con fenocristalli di quarzo e di K-feldspato di taglia normalmente superiore a 10 cm, isorientati e avvolti da fillosilicati (biotite e subordinatamente muscovite) a costituire una tessitura scistoso-occhiadina.

Nell'ortogneiss sono compresi: a) gneiss aplitici a grana fine in bande (originari filoni) di dimensioni da centimetriche a metriche, caratterizzati dalla presenza di aggregati fusiformi nerastri di andalusite che materializzano una pronunciata lineazione di estensione; b) gneiss blastomilonitici e cataclastici. Questi ultimi costituiscono le porzioni più esterne del nucleo gneissico, a diretto contatto con la sovrastante Formazione di Bithia. In queste rocce la foliazione gneissica è ripresa in fasce milonitiche e bande cataclastiche a grana minuta che marciano una superficie di anisotropia meccanica senza evidente ricristallizzazione, orientata circa parallelamente al contatto con la Formazione di Bithia.

3.2.3 Successione dell'Ordoviciano (?medio) superiore - Carbonifero inferiore

Metaconglomerati, metasiltiti e metarenarie (62)

Nella Sardegna SW (Iglesiente-Sulcis) non è presente il complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio (fig. 8 e fig. 14), per cui la potente successione clastica dell'Ordoviciano superiore giace discordante direttamente sulla successione cambro-ordoviciano inferiore. I primi livelli fossiliferi significativi che si rinvencono in questa successione testimoniano il Caradoc, ma è possibile che la parte conglomeratica basale ("Puddinga" *Auctt.*) sia più vecchia, comprendendo eventualmente anche l'Ordoviciano medio. L'intera successione è nota da tempo, ma un completo inquadramento litostratigrafico formale è stato proposto solo recentemente (LEONE *et alii*, 1991; LASKE *et alii*, 1994) (fig. 10).

La successione inizia con caratteristici metaconglomerati trasgressivi ("Puddinga" *Auctt.*), nettamente discordanti sulle diverse formazioni del Cambriano e Ordoviciano inferiore; tali depositi grossolani, insieme alle sovrastanti metarenarie e metasiltiti, costituiscono la Formazione di M. Argentu (LASKE *et alii*, 1994) (fig. 15). In questa recente proposta di inquadramento litostratigrafico formale (cfr. fig. 10 per le variazioni della nomenclatura stratigrafica nel corso degli anni) la "Puddinga" *Auctt.* rappresenta il membro basale della formazione: il Membro di P.ta Sa Broccia, costituito da metaconglomerati e metabrecce poligeniche eterometriche, di diametro variabile in genere dal decimetro al metro (fig. 16). La composizione dei clasti rispecchia spesso la natura delle rocce del substrato; in prevalenza essi provengono dalla Formazione di Cabitza, in percentuale minore dal Calcare ceroide e dalle dolomie della Formazione di Gonnese, e raramente dalla Formazione di Nebida. Il cemento è generalmente arenaceo-ematitico di colore rosso vinaccia.

All'interno della "Puddinga" *Auctt.*, soprattutto nell'Iglesiente occidentale, sono presenti megabrecce e olistoliti di dolomie e calcari di dimensioni molto varie, fino ad alcune centinaia di metri, che sono attribuiti ad attività tettonica sinsedimentaria (BRUSCA & DESSAU, 1968). Una delle più note località di affioramento è la costa di Nebida, dove i metaconglomerati raggiungono spessori di circa 150 m. In questa zona è anche bene esposta la netta discordanza angolare alla base di questa formazione ("Discordanza sarda" *Auctt.*, fig. 17). Dall'Iglesiente al Sulcis lo spessore di questi depositi si riduce progressivamente.

Verso l'alto le dimensioni dei ciottoli del conglomerato diminuiscono fino a passare a prevalenti conglomerati minuti a cemento pelitico-ematitico, che fanno transizione al Membro di Riu is Arrus costituito da alternanze di metarenarie e metasiltiti grigiastre, localmente fossilifere con artropodi, ritenuti da TARICCO (1922) dei fillocaridi, ed alghe, con lenti di metaconglomerati grossolani (COCOZZA & VALERA, 1966).

La Formazione di M. Argentu si chiude con metasiltiti, metapeliti e rari metaconglomerati di caratteristico colore rosso vinaccia con bande verdastre e rare tracce fossili, appartenenti al Membro di Medau Murtas. Lo spessore della Formazione di M. Argentu varia da 200 a 320 m (LASKE *et alii*, 1994).

Nella Formazione di M. Argentu mancano fossili che permettano una datazione biostratigrafica diretta; la sua attribuzione cronostatigrafica è pertanto definita dall'età dei terreni più recenti sottostanti la Discordanza sarda, che sono dell'Ordoviciano inferiore (BARCA

et alii, 1987), e dai livelli fossiliferi del Caradoc superiore rinvenuti nella sovrastante Formazione di M. Orri (LASKE *et alii*, 1994).

Nel Sulcis settentrionale e nell'Iglesiente, il contatto di base dei depositi dell'Ordoviciano inferiore con i termini della piattaforma carbonatica cambriana è localmente marcato da diffuse silicizzazioni (LEONE, 1973). Si tratta di masse quarzose ("Quarziti" *Auctt.*) di spessore variabile da 1 a 20 m, sia compatte che a struttura brecciata ad elementi di rocce cambriane, spesso mineralizzate a Ba, Pb, Zn (LEONE, 1973; COCOZZA *et alii*, 1974; BONI, 1994). Le "Quarziti" sono state considerate da alcuni Autori come "crostoni" formati durante il periodo di continentalità (silicizzazione climatica tipo hard-pan: COCOZZA *et alii*, 1974) pre-trasgressione ordoviciano (BRUSCA & DESSAU, 1967), ma recenti rilevamenti le interpretano come cataclasi lungo accavallamenti ercinici, successivamente silicizzati.

L'interpretazione paleoambientale della Formazione di M. Argentu è variata nel corso degli anni. NOVARESE (1914) e TEICHMÜLLER (1931) la interpretarono come depositi marini costieri, POLL (1966) come depositi fluviali, SCHNEIDER (1974) come depositi di mare profondo. Secondo COCOZZA *et alii* (1974) l'ambiente deposizionale era probabilmente fluviale o deltizio e l'abbondante materiale ematitico presente nel cemento dei metaconglomerati testimonia l'alimentazione da una terra emersa, sottoposta a condizioni climatiche alternativamente caldo-umide e secche. Altri Autori ne hanno proposto un'origine tettonica (BROUWER, 1987).

MARTINI *et alii* (1991) hanno ribadito il carattere sintettonico della "Puddinga" nella zona di Nebida e vi hanno riconosciuto un'evoluzione di facies da continentali a marine schematizzate in fig. 18. Dall'analisi sedimentologica di questi Autori risulta che i conglomerati e le breccie basali si sono depositi in conoidi alluvionali. Questi ambienti sarebbero poi evoluti in pianie litorali di mare basso che costituirebbero l'ambiente di deposizione degli scisti fossiliferi del Membro di Riu is Arrus. Le siltiti e i conglomerati terminali, si sarebbero invece depositi in pianie alluvionali costiere.

In tutto l'Iglesiente-Sulcis la Formazione di M. Argentu passa stratigraficamente a depositi neritici, contenenti abbondanti resti fossili. I più noti affioramenti sono quelli lungo la costa presso Portixeddu, nel Fluminese, che costituiscono una delle più famose località fossilifere del Paleozoico della Sardegna, studiata fin dalla metà del secolo scorso. Recenti ricerche stratigrafiche (LEONE *et alii*, 1991, 1994, 1995) hanno consentito una dettagliata suddivisione di questa successione (fig. 15). La parte basale della successione dell'Ordoviciano superiore dell'Iglesiente è costituita da alternanze di metasiltiti da grigie a verde oliva, metargilliti, metarenarie siltose fini e grossolane, metarenarie e metasiltiti grigio scure debolmente carbonatiche e fossilifere, metargilliti con pirite e noduli fosfatici (Formazione di M. Orri e Formazione di Portixeddu: LEONE *et alii*, 1991) (fig. 15). In particolare, nella Formazione di Portixeddu sono abbondanti resti di brachiopodi, briozoi, cistoidi, crinoidi e subordinati gasteropodi, bivalvi, trilobiti, conularidi e coralli del Caradoc-Ashgill (MACCAGNO, 1965; COCOZZA *et alii*, 1974; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1978; LEONE *et alii*, 1991).

Nella parte mediana della successione (Formazione di Domusnovas: LEONE *et alii*, 1991) affiorano metasiltiti arenacee, metarenarie e metarenarie quarzitiche grossolane e medie, con scarsi resti fossili (gasteropodi, briozoi e brachiopodi). Questi depositi indicano una tendenza regressiva e condizioni di sedimentazione di alta energia. Verso l'alto si passa a metapeliti rossastre talvolta carbonatiche, e a

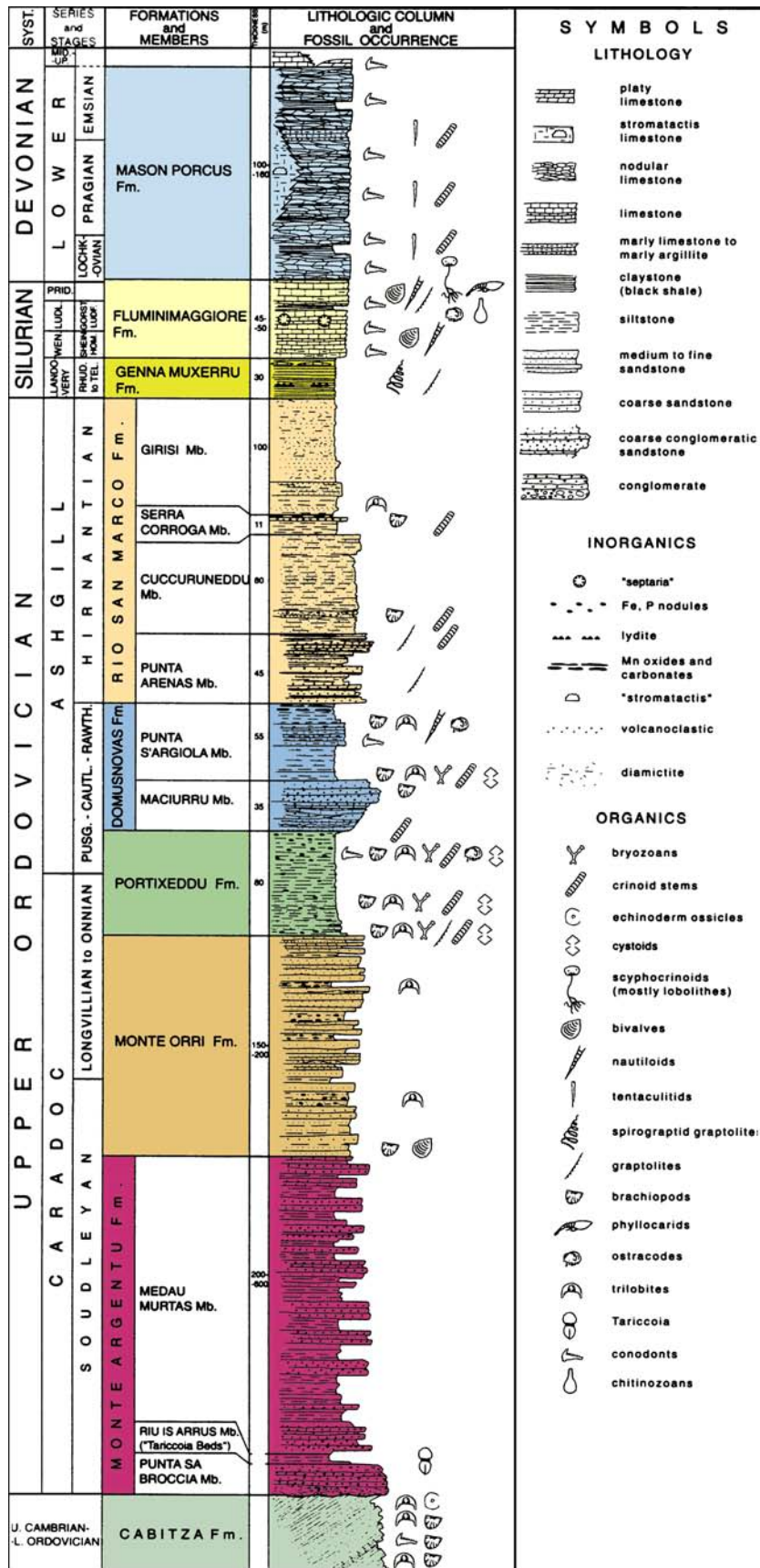


Fig. 15 – Successione stratigrafica dell'Ordoviciano superiore-Devoniano della Zona esterna (Iglesiente-Sulcis) (da LEONE *et alii*, 1991).



Fig. 16 – Metabreccie alla base della Formazione di M. Argentu (“Puddinga” Auctt.) (Acqueresi: Iglesiasente).



Fig. 17 – Discordanza sarda (Ordoviciano medio) nei pressi di Nebida: è evidente il contatto stratigrafico discordante tra i metaconglomerati basali della Formazione di M. Argentu (“Puddinga” Auctt.) dell’Ordoviciano superiore (a destra) e le metargilliti della Formazione di Cabitza di età Cambriano medio-Ordoviciano inferiore (a sinistra) (strada costiera per Nebida: Iglesiasente).

Scisti a graptoliti, Formazione di Genna Muxerru Auctt. (61)

Nella Zona esterna, i depositi siluriani corrispondenti ai cosiddetti “Scisti a graptoliti” Auctt. o Formazione di Genna Muxerru (GNOLI *et alii*, 1989) affiorano in modo molto discontinuo anche a causa delle laminazioni tettoniche determinate dalla messa in posto della sovrastante Unità dell’Arburese. Nell’Iglesiente gli affioramenti principali sono presso Fluminimaggiore, M. Linas, M. Cortoghiana Becciu, Genna Quadroxiu; nel Sulcis affiorano esclusivamente a SW di Capoterra e nella zona di P.ta sa Cresia. Tali depositi, il cui spessore è di circa 20-25 m, sono prevalentemente pelitici, essendo costituiti da metargilliti e metasiltiti nere carboniose, solo con locali intercalazioni di metarenarie; nella parte inferiore sono costantemente presenti intercalazioni di radiolariti nere (liditi). Si tratta di una sedimentazione condensata in ambiente marino epicontinentale, in condizioni prevalentemente riducenti sul fondo ed ossigenate in superficie (SERPAGLI, 1971; FERRETTI & SERPAGLI, 1996). La sedimentazione nel Siluriano fu condizionata da una variazione climatica che determinò la riduzione

della calotta glaciale gondwaniana, contribuendo in tal modo alla generalizzata trasgressione siluriana (GNOLI *et alii*, 1989). Il ritrovamento di una ricca fauna a graptoliti appartenenti a sette biozone del Llandovery (da *Parakidograptus acuminatus* a *Monoclimacis griestoniensis*) permette di riferire questa successione al Siluriano inferiore (STORCH & SERPAGLI, 1993).

Formazione di Fluminimaggiore e Formazione di Mason Porcus (60)

Questa successione inizia con alternanze di metacalcari, metapeliti e metargilliti neri (“Calcari ad *Orthoceras*” Auctt., Formazione di Fluminimaggiore: GNOLI *et alii*, 1989) con caratteristici livelli centimetrici di liditi. I metacalcari contengono resti fossili rappresentati soprattutto da graptoliti (zona a *Monograptus testis*, *Monograptus uniformis*), conodonti (zona a *Pterospathodus amorphognathoides*, *Kockelella ranuliformis*, *Ozarkodina excavata excavata*, ecc.), cefalopodi, crinoidi (*Schyphocrinities*), ostracodi e lamellibranchi (*Cardiola gibbosa*, *Cardiola docens*, ecc.) (SERPAGLI, 1967, 1971; FERRETTI *et alii*, 1998). Sulla base delle associazioni fossilifere questi depositi sono attribuiti al Wenlock inferiore-Lochkoviano inferiore (Siluriano medio-Devoniano inferiore) (GNOLI *et alii*, 1988); il loro spessore apparente si aggira intorno a 40-45 m.

Verso l’alto si passa a metacalcari nodulari e metacalcari massivi alternati a metargilliti e metasiltiti scure (Formazione di Mason Porcus: GNOLI *et alii*, 1988, 1989) (fig. 15). L’ambiente di sedimentazione di questi depositi è individuato in un mare epicontinentale di limitata profondità, ossigenato in superficie e anossico sul fondo. I livelli carbonatici contengono tentaculiti pelagici (*Paranowakia intermedia*, *Styliolina* sp., *Nowakia acuaria*, ecc.), conodonti (zona a *Ozarkodina delta-Polygnathus serotinus*), cefalopodi, ostracodi e crinoidi, questi ultimi rinvenuti anche nelle metapeliti. L’attribuzione al Devoniano inferiore di questi depositi da parte di ALBERTI (1963) è stata successivamente confermata e ulteriormente precisata (SERPAGLI *et alii*, 1978; OLIVIERI *et alii*, 1980; MASTRANDEA, 1984; GNOLI, 1985; GNOLI *et alii*, 1985, 1989; OLIVIERI & SERPAGLI, 1990). Lo spessore della successione siluriano-devoniana è estremamente variabile a causa della intensa tettonizzazione; nella zona di M. Padenteddu (Sulcis), dove è ben descritto un mound carbonatico a stromatactis e coralli coloniali (GNOLI *et alii*, 1981), essa mostra le maggiori esposizioni con spessori apparenti di circa 200 m. Piccoli affioramenti di metacalcari con una ricca fauna a conodonti del Devoniano medio-superiore sono stati segnalati a Gutturu Eus (LEONE, 1973) e, in particolare, a Su Nuragi presso Domusnovas (Iglesiente) (OLIVIERI, 1984). I rapporti di questi litotipi con le formazioni sottostanti e sovrastanti non sono noti.

Formazione di Pala Manna (59)

Si tratta dei depositi terrigeni silicoclastici (facies Culm) deposti nell’avanfossa della Catena ercinica, ora affioranti nel Sulcis orientale. La maggior parte della successione è costituita da metarenarie e quarziti alternate a metargilliti, con locali livelli di metaconglomerati, metavulcaniti basiche, metavulcanoclastiti e metargilliti con associate quarziti nere (liditi). Secondo MAXIA (1983) questa successione dal basso verso l’alto comprenderebbe tre unità: a) alla base metarenarie e metasiltiti grigio verdi con intercalazioni di metaconglomerati poligenici che raggiungono alcuni metri di potenza, costituiti da elementi millimetrici e centimetrici di liditi e quarzo bianco a matrice siltitico arenacea, con rari livelli di metavulcaniti e metavulcanoclastiti basiche; b) la parte mediana è costituita da

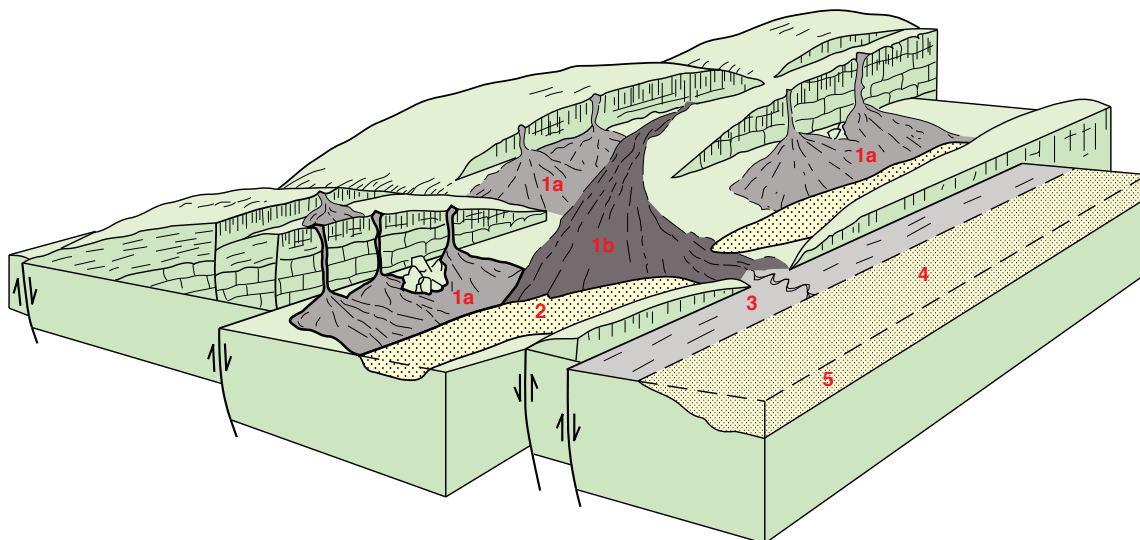


Fig. 18 – Ambiente tettonico-sedimentario di deposizione della “Puddinga” Auct. ordoviciana nell’area di Gonnese (da MARTINI *et alii*, 1991, modificato). 1a: conoidi alluvionali basali carbonatiche; 1b: conoidi alluvionali basali con clasti scistosi; 2: delta conoidi lacustri; 3: piana alluvionale con corsi d’acqua meandriformi; 4: spiaggia esterna; 5: piattaforma marina.

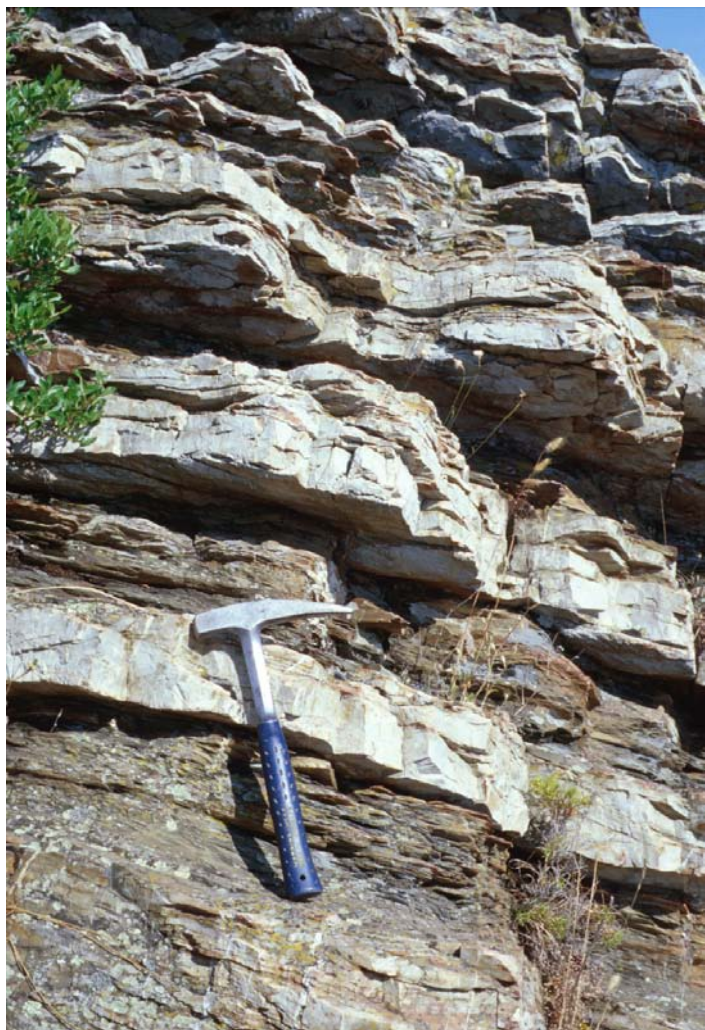


Fig. 19 – Alternanze di metasiltili e metarenarie della Formazione di Rio San Marco (Membro di Cuccuruneddu) nel fianco meridionale della valle del Cixerri (Conca Arrubia).

metaradiolariti e quarziti scure in grossi banchi, alternate con metarenarie e metasiltili, talora associate a livelli di metavulcaniti e metavulcanoclastiti basiche; c) infine, alla sommità, metarenarie e metargilliti con strutture gradate.

La successione è stata descritta anche da BARCA *et alii* (1998) che segnalano strutture torbiditiche, debris flow, slumping e, in particolare, olistostromi e grandi olistoliti di liditi contenenti graptoliti del Siluriano. Secondo questi Autori tutto il complesso sormonta tettonicamente la successione siluriano-devoniana di M. Padenteddu. Lo spessore dell’intera successione è difficilmente valutabile a causa dell’intensa tettonizzazione; nell’area di maggiore sviluppo dovrebbe superare i 250-300 m.

3.3 Successione delle Falde Esterne

3.3.1 Successione pre-Ordoviciano medio

Un’abbondante documentazione paleontologica (BARCA *et alii*, 1981a; TONGIORGI *et alii*, 1984; NAUD & PITTAU DEMELIA, 1987; BARCA *et alii*, 1988; DI MILIA *et alii*, 1993) prova che i depositi carbonatici e terrigeni epicontinentali del Cambriano-Ordoviciano inferiore della Sardegna SW corrispondono nella Sardegna centrale e sud-orientale a potenti sequenze silicoclastiche (Arenarie di S. Vito e Formazione di Solanas) tipiche di depositi di conoidi sottomarine, e quindi a facies nettamente più distali (BARCA *et alii*, 1981b; TONGIORGI *et alii*, 1984; GANDIN *et alii*, 1987). La composizione dei depositi silicoclastici indica un’alimentazione da un basamento cristallino che doveva affiorare a SW. La transizione da NE a SW, da depositi di scarpata distale a depositi terrigeni e carbonatici di piattaforma continentale collegata ad uno zoccolo cristallino emerso, suggerisce, come anzidetto, il profilo di un margine continentale passivo persistente dal Cambriano, e forse dal Precambriano, fino all’Ordoviciano inferiore (fig. 7a: a1, a2).

Arenarie di S. Vito e Formazione di Solanas (58)

Una potente successione terrigena, nota in letteratura come Are-



Fig. 20 – Discordanza tra le Arenarie di S. Vito (SVI, Cambriano-Ordoviciano inferiore) e i Porfidi grigi dell'Unità del Sarrabus (PGS, Ordoviciano medio) a Su Scoffoni, E di Genn'Argiolas (S di Muravera). Si noti l'angolo prossimo a 90° tra la stratificazione nelle Arenarie di San Vito (S0) e la base dei Porfidi grigi (a tratteggio).

arie di S. Vito nel Sarrabus e nel Gerrei (CALVINO, 1959) e Formazione di Solanas in Barbagia (MINZONI, 1975), affiora estesamente in tutte le Falde esterne, dal Sarrabus al Sarcidano, dal Sulcis orientale all'Arburese e nel Goceano (Unità di Ozieri: OGGIANO, 1994).

In tutte le Falde esterne questi metasedimenti rappresentano i termini più antichi affioranti. La base della successione non affiora, mentre il contatto con la sovrastante successione vulcanosedimentaria ordoviciano è stratigrafico ed è quasi ovunque marcato da un caratteristico livello di metaconglomerati (Conglomerato di Rio Ceraxa: BARCA & MAXIA, 1982) (Tav. 1); nel Sarrabus ed in alcune località del Gerrei questo contatto è caratterizzato anche da una netta discordanza angolare (Discordanza sarrabese: CALVINO, 1959). Nel Sarrabus la discordanza angolare è molto evidente e può arrivare a 90°, come in località Su Scoffoni, presso Genn'Argiolas (fig. 20).

A causa delle complesse strutture plicative isoclinali e delle laminazioni tettoniche, lo spessore della formazione è difficile da valutare. Per le Arenarie di S. Vito, sono stati segnalati nel Sarrabus 500 m di spessore apparente. Altri spessori apparenti misurati sono di circa 250 m nel Gerrei, 500 m nel Sarcidano-Salto di Quirra (CARMIGNANI *et alii*, 1982d, 1986b), 600 m nel Goceano (OGGIANO, 1994).

La successione è costituita da metarenarie micacee, quarziti e, più raramente, metarenarie feldspatiche e metagrovacche, di colore variabile dal grigio-verdastro al grigio scuro. Queste metarenarie formano regolari alternanze, da centimetriche a metriche, con metasiltiti e metapeliti grigio-verdastre e nere. Per aumento di spessore degli intervalli arenitici, si passa localmente a metarenarie e quarziti con sottili intercalazioni filladiche scure.

Le metarenarie sono generalmente ben selezionate, ricche di miche detritiche e con scarsa matrice cloritico-sericitica. Quarzo, feldspati e muscovite sono i componenti fondamentali, mentre subordinati sono tormalina, epidoti ed ossidi. È presente spesso una componente litica, rappresentata da frammenti di metamorfiti probabilmente

derivati dallo smantellamento di un basamento precambriano. La parte alta della formazione è caratterizzata da metapeliti scure e talora violacee e verdastre (BARCA & MAXIA, 1982; TONGIORGI *et alii*, 1984), che indicherebbero una tendenza regressiva del bacino, probabilmente connessa con l'inizio dei movimenti dell'Ordoviciano inferiore-medio (Fase sarrabese). Le quarziti grossolane grigio-chiare, massive e in spesse bancate, sono associate a metaconglomerati minuti, più raramente grossolani, in livelli di pochi metri di spessore ed in lenti, costituiti prevalentemente da clasti di quarzo e di originarie quarzoarenite e arenarie. Quarziti grossolane e metaconglomerati minuti sono particolarmente diffusi nel Sarrabus, dove caratterizzano la parte alta della formazione (BARCA & MAXIA, 1982) e che potrebbero derivare da barre e cordoni litorali di sottoambienti deltizi della citata fase regressiva. In alcune località del Gerrei si osservano livelli discontinui di metapeliti carbonatiche (Riu Gruppa, Capo S. Lorenzo, Riu Parreddis), mentre in prossimità del contatto con le sovrastanti vulcaniti ordoviciane affiorano con una buona continuità laterale alcune intercalazioni di metacalcari grigio chiari, fortemente ricristallizzati, dello spessore di pochi metri (Arcu 'e Pesu, Ballao, Mogola Perdignes, M. Parreddis, ecc.). Negli intervalli a granulometria più fine sono frequenti laminazioni piano-parallele, incrociate concave e convolute e slumping. Alla base degli intervalli a granulometria arenacea talvolta sono conservati ripple mark, flute-cast, load cast, canali d'erosione e stratificazione gradata. Sono inoltre segnalate piste ed impronte di meduse (DEBRENNE & NAUD, 1981; TONGIORGI *et alii*, 1984). L'ambiente di sedimentazione sembra corrispondere ad un vasto sistema deltizio sottomarino con sedimentazione di tipo torbiditico (BARCA & DI GREGORIO, 1979; BARCA & MAXIA, 1982; TONGIORGI *et alii*, 1984).

L'età di questa formazione è stata a lungo oggetto di discussione; una sintesi delle diverse attribuzioni è riportata da TONGIORGI *et alii* (1984). Attualmente, in base alle associazioni di acritarchi è documentato il Cambriano medio, il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore (Tremadoc) nel Sarrabus (BARCA *et alii*, 1981b, 1984b, 1988); il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore nel Gerrei (NAUD & PITTAU DEMELIA, 1987); il Cambriano medio, il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore (Tremadoc-Arenig p.p.) nel Sarcidano-Salto di Quirra (TONGIORGI *et alii*, 1982; ALBANI *et alii*, 1985; ALBANI, 1989; DI MILIA, 1991; DI MILIA & TONGIORGI, 1992).

Nell'alto corso del Riu Gruppa (Gerrei) e del Riu Baccu Locci (Salto di Quirra) sono stati attribuiti alla successione pre-Ordoviciano medio vasti affioramenti di cataclastiti foliate e miloniti derivate da protoliti silicoclastici, comprese tra l'Unità del Gerrei e l'Unità di Riu Gruppa (CONTI *et alii*, 1998). L'attribuzione è in questo caso basata più su considerazioni generali (continuità strutturale, associazioni con altre formazioni) che sulla base della litologia che è profondamente trasformata dai processi deformativi.

Nella zona di M. Grighini affiora un complesso metamorfico di medio grado (Unità di M. Grighini, fig. 6) (MUSUMECI, 1991, 1992) che sulla base dei caratteri litologici è dubitativamente correlato con le successioni cambro-ordoviciane affioranti nella Sardegna sud-orientale. Nell'Unità di M. Grighini la successione è costituita, dal basso verso l'alto, da:

- paragneiss minuti e paragneiss micro-occhidini con intercalazioni di micascisti e quarziti; sono inoltre presenti livelli di spessore da metrico a decametrico di paragneiss occhidini

ni caratterizzati dalla presenza di porfiroclasti feldspatici di dimensioni centimetriche;

- b) micascisti a granato e staurolite, con livelli di paragneiss a granato e biotite. In prossimità del contatto con i sottostanti paragneiss minuti, sono presenti livelli di quarziti grigio chiare. Alcune lenti di marmo di spessore metrico sono intercalate nei micascisti.

3.3.2 Complesso magmatico e vulcano - sedimentario dell'Ordoviciano

Il complesso vulcanico ordoviciano assume il suo maggiore spessore nelle Falde esterne, dalla Barbagia al Sarrabus (fig. 14). E' in questa zona che la sua collocazione stratigrafica è meglio documentata sulla base del contenuto paleontologico nelle formazioni a letto e a tetto.

Nella carta geologica allegata la successione vulcanica delle Falde esterne è stata suddivisa in base al chimismo (**56a, 56b, 57**)

Successione vulcano-sedimentaria del Gerrei

Nel Gerrei la base del complesso vulcano-sedimentario è marcata da un orizzonte discontinuo di metaconglomerati grossolani, equivalenti al Conglomerato di Rio Ceraxa del Sarrabus (fig. 8 e fig. 14). In alcune località della bassa valle del Flumendosa (Culle Piringoni) il metaconglomerato poggia con netta discordanza angolare sulle Arenarie di S. Vito. Altrove la discordanza è meno evidente. Riteniamo che ciò sia dovuto principalmente a fenomeni di trasposizione tettonica e che questi depositi conglomeratici marchino in tutto il Gerrei la Discordanza sarrabese. Si tratta di originari conglomerati matrice sostenuti (i clasti costituiscono di solito il 40-50% del totale della roccia), poligenici, eterometrici, con clasti arrotondati e a bassa sfericità. I clasti sono in prevalenza elementi di quarzoareniti e più raramente di arenarie feldspatiche provenienti dalle sottostanti Arenarie di S. Vito; localmente divergono abbondanti ciottoli di quarzo ed elementi di rioliti. Le dimensioni massime dei ciottoli di solito sono intorno ai 10-15 cm, ma possono raggiungere i 40 cm. La matrice, prevalentemente filladica, contiene una frazione di quarzo di origine vulcanica. Localmente (Riu Antas, Capo San Lorenzo, Arcu 'e Pesu, ecc.) la base del complesso vulcano-sedimentario è rappresentata da un'alternanza di metarcosi e quarziti biancastre a grana fine, ben stratificate, in strati decimetrici, contenenti lenti e livelli metrici di metaconglomerati. Nelle medesime località si osservano frequenti intercalazioni di metavulcaniti e metavulcanoclastiti. Lo spessore di questi depositi clastici varia tra 0 e 50 m; questa variabilità è verosimilmente originaria.

Al di sopra di questo orizzonte di metaconglomerati la successione vulcano-sedimentaria ordoviciano del Gerrei prosegue con metavulcaniti a chimismo intermedio-basico e subordinate metavulcaniti acide con intercalazioni a vari livelli di metaderivati dei prodotti del loro disfacimento, rappresentati da metaepiclastiti, rare metarenarie feldspatiche e metaconglomerati. Nella Sottounità di Arcu de su Bentu dell'Unità del Gerrei questa parte della successione non è presente. Lo spessore apparente della parte basale della Successione vulcano-sedimentaria del Gerrei varia tra 150 m e 450 m. Le metavulcaniti intermedio-basiche sono rappresentate da originarie lave andesitiche, con fenocristalli di plagioclasio immersi in una massa di fondo quarzo-feldspatica da grigio-verde a verde scura; i cristalli di plagioclasio mostrano un abito prismatico

ben conservato, di dimensioni anche centimetriche (bassa valle del Flumendosa: Riu Piras). Le metavulcaniti acide, con composizione da riolitica a riodacitica, sono caratterizzate da piccoli porfiroclasti di quarzo e feldspati immersi in una matrice microcristallina più o meno sericitica e contengono inclusi di originarie lave porfiriche.

Le metaepiclastiti, di colore da verde scuro a grigio chiaro, mostrano invece rari porfiroclasti di minerali femici affetti da alterazione cloritico-epidotica, porfiroclasti di plagioclasio e vacuoli riempiti di limonite; si alternano a livelli decimetrici biancastri ricchi di cristalli di plagioclasio di dimensioni variabili da pochi millimetri a diversi centimetri. I plagioclasti si presentano sempre intensamente sericitizzati. Questi litotipi sono correlabili con le formazioni di M. Corte Cerbos, Manixeddu e Serra Tonnai, definite da BOSELLINI & OGNIBEN (1968) a S del Gennargentu.

In alcune località della bassa valle del Flumendosa (Rocca de Nuxi) affiorano intercalazioni discontinue, con spessori inferiori a 2 m, di metaconglomerati ad elementi, fino a qualche decimetro di diametro, di andesiti e rioliti e più raramente di quarziti e metarenarie. I potenti spessori dei depositi detritici grossolani intercalati alle metavulcaniti, poco o niente selezionati o in ammassi non stratificati, fanno pensare a sistemi alluvionali, in un ambiente continentale in cui gli edifici vulcanici in formazione erano soggetti a rapida erosione.

Verso l'alto, al passaggio con i sovrastanti "Porfiroidi", è spesso presente un caratteristico orizzonte di depositi terrigeni e continentali con forti variazioni laterali di spessore, il cui valore massimo è di qualche decina di metri: le Metarenarie e quarziti di Su Muzzioni (Tav. 1) (FUNEDDA, 1996). Gli affioramenti più rappresentativi si trovano nella bassa valle del Flumendosa, nella zona di Baccu Scovas. Si tratta di una irregolare alternanza di metarenarie grossolane micacee e metasiltiti con filladi scure e nere, passanti sia lateralmente che verticalmente a metaconglomerati a prevalenti elementi di quarziti provenienti dal substrato cambro-ordoviciano. Questi metaconglomerati mostrano una grande variabilità tessiturale: i tipi più grossolani sono granulo-sostenuti ed hanno elementi di dimensioni massime di 20-30 cm, mentre quelli più minuti sono matrice-sostenuti ed hanno clasti centimetrici molto arrotondati. La matrice è filladica e sempre di colore scuro. Il contatto con le sottostanti metavulcaniti è netto, ed è spesso marcato da un livello di metaconglomerati grossolani; mentre il contatto superiore è segnato da un caratteristico orizzonte di quarziti di colore grigio e bianco, massive o grossolanamente stratificate. Queste quarziti sono il derivato metamorfico di originarie quarzoareniti molto mature, sia composizionalmente che tessituralmente: i clasti, ben selezionati e arrotondati, di dimensioni di circa 1 mm, sono rappresentati quasi esclusivamente da quarzo di origine vulcanica; la matrice è anch'essa quarzosa. Questi depositi derivano da una profonda rielaborazione in ambiente continentale, durante l'Ordoviciano medio, dei prodotti dello smantellamento della successione sedimentaria cambro-ordoviciano inferiore e delle vulcaniti acide ordoviciane.

Il termine più recente della successione vulcano-sedimentaria del Gerrei è costituito dai "Porfiroidi" (CALVINO, 1972) (Tav. 1). Si tratta di originari tufi, ignimbriti, rioliti e riodaciti, con struttura marcatamente occhiadina, conferita da porfiroclasti di K-feldspato e quarzo con dimensioni massime di 0,5-1 cm, in una massa di fondo sericitico-cloritica. Presentano giacitura massiva e colori variabili dal verdastro, al biancastro o al rosa chiaro a seconda del tipo e del grado di alterazione. Talvolta contengono livelli di

metarcosi, derivati dal loro rimaneggiamento, riconoscibili per la grana più minuta. I fenocristalli appaiono spesso marcatamente fratturati e fortemente ricristallizzati; i feldspati (generalmente composti di albite+microclino) sono talvolta totalmente alterati in sericite. La messa in posto delle originarie vulcaniti acide è avvenuta in ambiente sub-aereo, come lave o flussi ignimbritici.

I “Porfiroidi a grossi fenocristalli” (CALVINO, 1972) ne rappresentano una particolare litofacies, caratterizzata da una struttura marcatamente occhiadina determinata dalla presenza di grandi porfiroclasti di feldspato potassico con originario abito euedrale, che raggiungono dimensioni massime di 20 cm, e di porfiroclasti di quarzo di dimensioni da millimetriche a centimetriche. Questa litofacies caratterizza la Sottounità di Arcu de su Bentu dell’Unità del Gerrei; affiora nella bassa valle del Flumendosa, nella zona di S. Basilio e verso N fino al Sarcidano. La presenza dei grossi fenocristalli di feldspato potassico indica una fase di cristallizzazione intratellurica delle originarie vulcaniti; le lave, molto viscosi, potrebbero essere state portate a giorno, almeno in parte, come cupole di ristagno.

I contatti a tetto e a letto dei “Porfiroidi” sono sempre netti. Il loro spessore è variabilissimo anche su brevi distanze. Tale variabilità è da ricondurre sia a cause tettoniche che a variazioni primarie, a loro volta probabilmente legate sia ad una discontinuità degli apparati vulcanici (dovuta alla grande viscosità di questi magmi acidi che tendevano a ristagnare in prossimità dei punti di emissione), sia ad un loro parziale smantellamento, come suggerito dalle metarose che costantemente li ricoprono.

Al complesso vulcano-sedimentario sono da riferire anche alcune intrusioni acide al contatto tra le Arenarie di S. Vito e le sovrastanti metaepiclastiti dell’Ordoviciano medio (CALVINO, 1972). Si tratta di corpi filoniani con struttura e composizione analoga ai “Porfiroidi”. Questi litotipi sono interpretati come gli equivalenti intrusivi delle vulcaniti dell’Ordoviciano medio.

Successione vulcano-sedimentaria del Sarrabus

Nel Sarrabus, ed in minor misura nell’Arburese, la successione vulcano-sedimentaria ordoviciano è ben sviluppata e continua, ed è separata dalle metarenarie cambro-ordoviciane (Arenarie di S. Vito) da una evidente discordanza angolare (“Discordanza sarrabese”: CALVINO, 1959, 1972; NAUD, 1981, fig. 20).

La successione inizia con un livello di metaconglomerati grossolani noti in letteratura come “Conglomerato basale” (CALVINO, 1959) e come “Conglomerato di Rio Ceraxa” (BARCA & MAXIA, 1982) (fig. 21). Si tratta di originari conglomerati matrice-sostenuti, poco selezionati, poligenici, con elementi da arrotondati a sub-arrotondati di dimensioni medie di 5-10 cm, fino ad un massimo di 30 cm. I clasti sono composti principalmente da arenarie listate e quarziti delle sottostanti metarenarie cambro-ordoviciane. Localmente, tuttavia, come avviene nel Rio Ceraxa (Sarrabus occidentale), gli elementi di vulcaniti acide sono abbondanti o addirittura prevalenti (BARCA & MAXIA, 1982) e testimoniano che i conglomerati si sono sedimentati anche quando il vulcanismo dell’Ordoviciano medio era già attivo. La matrice è generalmente arenitica, a granulometria media o grossolana, con apporto subordinato di materiale vulcanico, probabilmente legato alla rielaborazione dei primi prodotti effusivi. Alle bancate di metaconglomerati sono intercalati livelli di metarenarie micacee e metapeliti. Questo livello conglomeratico è riconducibile ad un ambiente deposizionale continentale ed indica un’importante fase di erosione. Lo spessore può



Fig. 21 – Metaconglomerato a blocchi di quarziti al passaggio tra i metasedimenti cambro-ordoviciani inferiori e le metavulcaniti dell’Ordoviciano medio (Discordanza sarda), nelle falesie di Torre dei Corsari (Arburese).

variare da zero a qualche decina di metri in un’area molto ristretta; lo spessore massimo misurato è di circa 40 m. Tale variabilità è verosimilmente originaria ed indicativa di depositi canalizzati (probabili paleoalvei).

Questi metaconglomerati sono ricoperti da una successione discontinua e non molto potente di metarioliti e metaepiclastiti, che in parte corrispondono ai “Porfidi quarziferi bianchi in masse e filoni, loro tufi e agglomerati” distinti da CALVINO (1963). Le metarioliti, di colore bianco e giallastre, sono generalmente afanitiche, oppure contengono rari, piccoli fenocristalli di quarzo e feldspati immersi in una pasta di fondo microcristallina quarzoso-feldspatica, talora silicizzata. Le metaepiclastiti derivano dai prodotti del rimaneggiamento delle metarioliti e talvolta possono poggiare direttamente sui metaconglomerati basali. Una situazione di questo tipo è bene esposta presso Bruncu su Sparau (Sarrabus orientale), dove metarenarie grossolane e metaconglomerati derivati dal rimaneggiamento delle metarioliti poggiano direttamente sul Conglomerato di Rio Ceraxa. Il passaggio ai sovrastanti Porfidi grigi è molto graduale. Lo spessore di queste metarioliti e metaepiclastiti è al massimo di un centinaio di metri.

La parte rimanente e preponderante della successione vulcanica è costituita da metavulcaniti, distinte da CALVINO (1963) come “Porfidi quarziferi grigi in masse e filoni, tipici del Sarrabus” e successivamente catalogate da CARIMATI *et alii* (1980) come “Porfidi grigi”. Si tratta di un insieme di originarie ignimbriti a composizione riolitica, e subordinatamente dacitica, con giacitura massiva, colore grigio scuro ed evidente struttura porfirica. Gli abbondanti porfiroclasti millimetrici, immersi in una pasta di fondo microcristallina, sono rappresentati da quarzo globulare e feldspato alcalino idiomorfo, con plaghe di sostituzione albitica. Frequenti sono anche porfiroclasti di plagioclasti albitici più o meno alterati, biotite, e frammenti litici generalmente costituiti da originarie epiclastiti e arenarie. In alcuni casi sono stati riconosciuti clasti di filladi a

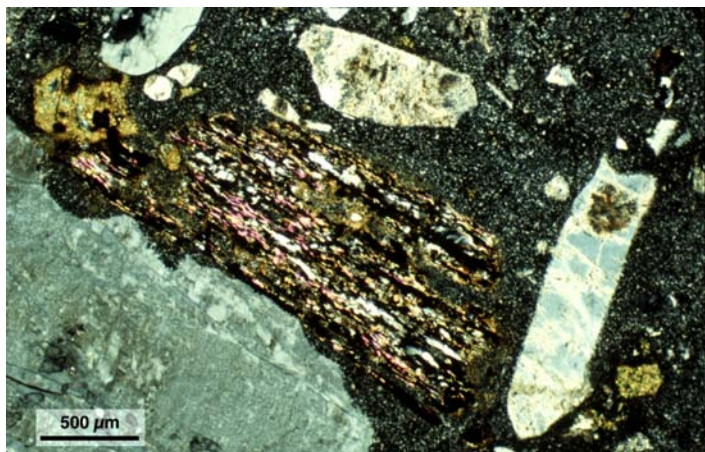


Fig. 22 – Clasto di fillade a biotite proveniente da un complesso metamorfico non affiorante più antico delle Arenarie di S. Vito dell'Unità del Sarrabus. Il clasto, interessato da metamorfismo in facies degli scisti verdi, si trova all'interno dei Porfidi grigi del Sarrabus (Ordoviciano medio) affetti solo da un metamorfismo anchi-epizonale (Sud di Muravera: Sarrabus).

muscovite e forse a biotite (fig. 22) che sembrano testimoniare l'esistenza di un basamento metamorfico precambriano al di sotto delle metarenarie cambro-ordoviciane. A queste metavulcaniti calcaree sono spesso intercalati i derivati lievemente metamorfici dei prodotti del loro rimaneggiamento subaereo, in particolare livelli di metaconglomerati e di metarenarie.

Il metamorfismo e la deformazione nel Sarrabus sono meno intensi di quelli del Gerrei, e quindi i caratteri originari delle vulcaniti sono meglio conservati: in particolare, nei litotipi massicci la deformazione è limitata a fenomeni di fratturazione dei fenocristalli e ad una modesta ricristallizzazione della pasta di fondo. Secondo CALVINO (1972) i "Porfidi grigi" possono essere correlati con i "Porfiroidi" del Gerrei, dai quali si differenziano sostanzialmente solo per il minore grado di deformazione e di metamorfismo.

Alla successione vulcano-sedimentaria del Sarrabus sono associate, inoltre, rocce magmatiche acide a composizione riolitica, con giacitura in filoni ed ammassi (CALVINO, 1959), intrusi nelle sottostanti metarenarie cambro-ordoviciane, in cui inducono locali effetti di metamorfismo di contatto. I filoni hanno spessori massimi di circa 10 m e giacitura spesso concordante con la stratificazione delle metarenarie. Questi prodotti conservano una struttura porfirica, caratterizzata dalla presenza di fenocristalli di quarzo, feldspati e biotite completamente alterata, immersi in una massa di fondo microcristallina quarzo-feldspatica.

La successione vulcano-sedimentaria del Sarrabus, potente complessivamente circa 250 m, ha un'età compresa tra l'Arenig, documentato con acritarchi nelle sottostanti Arenarie di S. Vito, e il Caradoc, testimoniato da un'abbondante fauna nei sovrastanti metasedimenti della Formazione di P.ta Serpeddì.

Successione vulcano-sedimentaria della Barbagia

Anche nel Sarcidano, nel Salto di Quirra ed in Barbagia il contatto tra le metarenarie cambro-ordoviciane e il complesso vulcano-sedimentario è costantemente marcato da un orizzonte di spessore variabile di metaconglomerati poligenici ed eterometrici, spesso grossolani. I clasti ben arrotondati sono costituiti da originarie arenarie, quarzoareniti e rioliti chiare africane, che possono dive-

nire dominanti. La matrice quarzo-arenitica presenta un cospicuo contenuto di quarzo detritico d'origine vulcanica. Analoghi metaconglomerati affiorano nel Goceano (OGGIANO, 1994). I metaconglomerati sono molto discontinui, con uno spessore che può variare da zero ad un massimo di 50 m. Tale distribuzione areale è indicativa di depositi canalizzati di un ampio sistema alluvionale. Questo orizzonte, per composizione e posizione stratigrafica, è correlabile con il Conglomerato di Rio Ceraxa del Sarrabus (BARCA & MAXIA, 1982).

In gran parte della letteratura geologica degli ultimi trent'anni la successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano medio della Barbagia è classicamente divisa in tre unità litostatigrafiche informali descritte da BOSELLINI & OGNIBEN (1968). Dal basso verso l'alto esse sono: la Formazione di M. Corte Cerbos, la Formazione di Manixeddu e la Formazione di Serra Tonnai. Questa successione non è tuttavia ovunque completa, e anche l'ordine di sovrapposizione non è sempre quello descritto per la Barbagia. In particolare, tra i prodotti del rimaneggiamento di vulcaniti acide (Formazione di Manixeddu) e le vulcaniti a chimismo intermedio (Formazione di Serra Tonnai) esistono spesso passaggi laterali rapidi o ripetute alternanze a tutte le scale.

La Formazione di M. Corte Cerbos è rappresentata da originarie vulcaniti acide da africane a subafriche, di composizione da riolitica a dacitica, di colore bianco-giallastro e verdastro. I rari fenocristalli millimetrici di quarzo, feldspato alcalino (microclino) e plagioclasio albitico sono immersi in una matrice costituita da quarzo e feldspato microcristallino, con subordinata sericite; si osservano frequentemente silicizzazioni. Lo spessore può superare il centinaio di metri, ma di solito è assai minore; non è raro che queste metavulcaniti siano del tutto assenti.

La Formazione di Manixeddu è costituita da una potente successione di metaepiclastiti, derivati metamorfici di prodotti rimaneggiati di originarie rocce effusive ed esplosive acide. Si tratta essenzialmente di metarenarie vulcaniche e metaconglomerati. Le metareniti, sempre molto immature, rappresentano originari sedimenti poco selezionati costituiti da quarzo e feldspati, e contengono frequenti intercalazioni di metaquarzogrovacche e metarenarie. I metaconglomerati sono costituiti da prevalenti elementi litici e subordinati clasti di quarzo e feldspato, immersi in una matrice pelitica essenzialmente quarzosa o quarzoso-feldspatica. Tra i litici, oltre ad abbondanti elementi di vulcaniti acide, sono presenti clasti di peliti e quarziti. I ciottoli sono di solito ben arrotondati ed hanno taglia variabile dal centimetro al decimetro. Particolarmente abbondanti e caratteristici sono dei metaconglomerati minuti, i cui elementi derivano prevalentemente dalle originarie rioliti sottostanti. Presso Villanovatulo (Sarcidano) la Formazione di Manixeddu supera i 700 m di spessore, ma di solito è assai meno potente.

La Formazione di Serra Tonnai comprende metatufiti, metagrovacche vulcaniche ed orizzonti di metavulcaniti grigio-scure di composizione da basaltica ad andesitica. Il litotipo più diffuso è rappresentato da metagrovacche verdastre, massive o in bancate di alcuni metri di spessore, a granulometria medio-grossa. Le metagrovacche sono costituite da quarzo, feldspato ed elementi di vulcaniti intermedio-basiche immersi in una matrice prevalentemente cloritico-sericitica e subordinatamente carbonatica. Per riduzione di grana e diminuzione della matrice si passa localmente a metareniti quarzoso-feldspatiche ben selezionate, con scarsa matrice fillosilicatica. Le metavulcaniti hanno struttura microporfirica,

caratterizzata da porfiroclasti di plagioclasio albitico e aggregati cloritico-epidotici, pseudomorfi su originari minerali femici. In sezione sottile talvolta si riconosce una struttura blastoporfirica, con aggregati millimetrici (glomeroblasti) di plagioclasio albitico e minerali femici (anfibioli della serie tremolite-actinolite), spesso sostituiti da aggregati cloritico-epidotici pseudomorfi. La matrice è composta essenzialmente da albite, clorite e sericite. Lo spessore massimo della Formazione di Serra Tonnai è valutabile in 200-250 m.

3.3.3 Successione dell'Ordoviciano superiore - Carbonifero inferiore

Successione dell'Ordoviciano superiore (55)

Le successioni dell'Ordoviciano superiore sono caratterizzate da una grande eterogeneità nelle diverse aree di affioramento delle Falde esterne. Successioni detritiche continentali, di mare basso e costiere con forte variabilità laterale di facies e di spessore risultano dallo smantellamento degli apparati vulcanici dell'Ordoviciano medio e dalla trasgressione ("Trasgressione caradociana" *Auctt.*) in ambienti caratterizzati da una morfologia articolata. Questa variabilità e un diffuso vulcanismo alcalino da basico a intermedio nell'Ordoviciano superiore testimoniano un'importante tettonica distensiva che ha smembrato l'arco vulcanico calcocalino dell'Ordoviciano medio in bacini e alti strutturali e che ha successivamente determinato la sua totale trasgressione.

I depositi detritici grossolani basali, che indicano la persistenza di zone emerse in smantellamento, passano verso l'alto a metasedimenti contenenti caratteristiche associazioni bentoniche e costituiti perlopiù da metasiltiti più o meno carbonatiche e, superiormente, da metacalcari che marcano l'instaurazione di un dominio francamente marino. Questo orizzonte fossilifero costituisce uno dei più importanti livelli guida del basamento della Sardegna centrale ed orientale (NAUD, 1979a); esso è con ogni probabilità equivalente ai livelli fossiliferi dell'Ordoviciano superiore dell'Iglesiente-Sulcis. La fauna, molto ricca e varia, è stata studiata da vari Autori già a partire dalla fine del secolo scorso (MENEGHINI, 1857; DE CASTRO, 1890; VINASSA DE REGNY, 1927a,b; TEICHMÜLLER, 1931; MACCAGNO, 1965; ANNOSCIA, 1968; LAUFELD, 1973; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1978) ed è costituita da numerosi generi e specie di brachiopodi, echinodermi, briozoi, trilobiti, gasteropodi, conularidi, coralli, ostracodi e chitinozoi. Sull'età esistono indicazioni leggermente differenti, ma tutte comprese tra il Caradoc e l'Ashgill (Ordoviciano superiore). È possibile che la trasgressione sul substrato vulcanico si sia realizzata in un arco di tempo relativamente lungo, e questa facies, che indica l'istaurarsi di un ambiente marino ormai lontano da terre emerse, sia eterocrona.

Descriveremo brevemente tre successioni tipiche rispettivamente del Sarrabus, del Gerrei e del Sarcidano-Salto di Quirra. In altre aree di affioramento esistono successioni con caratteri stratigrafici intermedi.

La tipica successione dell'Ordoviciano superiore del Sarrabus comprende dal basso verso l'alto:

a) metasedimenti detritici grossolani variamente alternati, costituiti da metarose, metarenarie e metaconglomerati ("Formazione di P.ta Serpeddi": BARCA & DI GREGORIO, 1979). I metaconglomerati minuti contengono prevalenti elementi di quarzo, mentre quelli grossolani sono poligenici e ad elementi me-

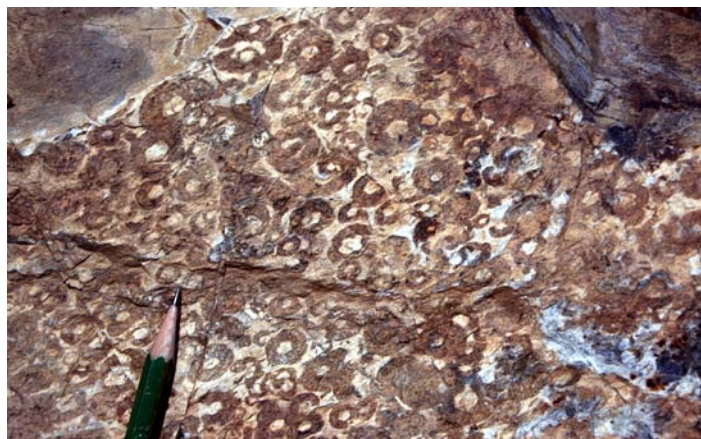


Fig. 23 – Articoli di crinoidi in metarenarie della Formazione di P.ta Serpeddi (Brunco Adamu: Sarrabus).

diamente centimetrici. I litotipi arenacei presentano strutture sedimentarie quali gradazioni e laminazioni incrociate e parallele. I clasti sono in genere ben selezionati e arrotondati e costituiti prevalentemente da quarzo di origine vulcanica e in minor misura da feldspati. La parte superiore della Formazione di P.ta Serpeddi è rappresentata da una potente successione di metarenarie e quarziti grigio-nerastre, in spessi strati, alternate a subordinati livelli decimetrici di metarenarie feldspatiche di colore grigio chiaro. I componenti detritici principali sono quarzo, feldspati, muscovite, biotite. Nelle metarenarie sono osservabili strutture sedimentarie quali gradazioni, laminazioni piano-parallele ed incrociate, spesso evidenziate da addensamenti di minerali pesanti (placers) quali rutilo, leucoxene, ilmene, zircone, monazite, tormalina, ecc. (LOI *et alii*, 1992a,b; LOI & DABARD, 1997). La parte sommitale della formazione è caratterizzata da metarenarie fini e metasiltiti di colore grigio chiaro e da un minore apporto di materiale vulcanico. Le metasiltiti contengono un'associazione bentonica a brachiopodi, crinoidi (fig. 23), briozoi, trilobiti, gasteropodi, ecc. riferibili al Caradoc (CALVINO, 1959; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1978; BARCA & DI GREGORIO, 1979).

La Formazione di P.ta Serpeddi ha carattere decisamente trasgressivo e poggia con contatto discordante sui Porfidi grigi dell'Ordoviciano medio. La parte superiore della formazione testimonia l'instaurazione di ambienti litorali appartenenti ad una piattaforma neritica a sedimentazione terrigena ed è sormontata con contatto stratigrafico in tutto il Sarrabus dalla Formazione di Tuviois (BARCA & DI GREGORIO, 1979). L'abbondanza di muscovite e biotite detritica testimonia anche l'erosione di un basamento metamorfico forse precambriano (forse lo stesso da cui derivano i frammenti di filladi rinvenuti nei Porfidi grigi, fig. 22). Lo spessore della formazione è variabile, probabilmente a causa delle irregolarità del substrato vulcanico che essa trasgredisce. La parte grossolana basale ha spessori generalmente compresi tra 50 e 100 m, mentre le metarenarie e metasiltiti sovrastanti possono raggiungere spessori di circa 200 m;

b) verso l'alto prevale un'alternanza di metargilliti, metasiltiti e metarenarie micacee a grana fine di colore grigio sormontata da calcari silicizzati massivi (Formazione di Tuviois: BARCA



Fig. 24 – In primo piano, Calcarei silicizzati dell’Ordoviciano superiore in giacitura verticale, debolmente piegati, appartenenti alla Formazione di Tuviois; località Serra s’ Angassua-Rio Ollastu (Sarrabus); sullo sfondo, Porfidi grigi del Sarrabus (Ordoviciano medio) del rilievo di Bruncu Adamu.

& DI GREGORIO, 1979) (fig. 24). Localmente sono presenti livelli metrici di metarenarie grossolane e rari livelli vulcanici (metatufiti). I calcari silicizzati, noti in letteratura anche come “Quarziti del Sarrabus” (DE CASTRO, 1890; TRAVERSO, 1890; CAVINATO, 1933, 1935; GIMENO, 1990) sono di colore variabile dal grigio ceruleo al grigio-nerastro; l’intensa silicizzazione rende molto spesso difficoltoso in campagna il riconoscimento della stratificazione e degli altri caratteri sedimentologici originari. Questa formazione contiene una ricca associazione paleontologica (briozoi, brachiopodi, trilobiti, ecc.) ed è attribuita all’Ashghill. I caratteri sedimentologici indicano un ambiente di piattaforma, distante da terre emerse, come testimonia la prevalente sedimentazione pelitico-carbonatica con limitato apporto terrigeno grossolano. Lo spessore della formazione può variare da 100 ad oltre 350 m.

Una tipica successione dell’Ordoviciano superiore del Gerrei comprende due principali insiemi litostratigrafici (dal basso verso l’alto):

- a) metarenarie e metaconglomerati quarzosi massivi, grigio-chiari, costituiti quasi esclusivamente da quarzo vulcanico proveniente dal rimaneggiamento dei sottostanti “Porfiroidi”, passanti verso l’alto a metarcose e metagrovacche feldspatiche talvolta stratificate, ma più spesso massive (“Metarcose di Genna Mesa”: CARMIGNANI *et alii*, 2001) (Tav. 1). A queste litologie si accompagnano spesso livelli decimetrici di metaquarzoareniti ben stratificate e metasiltiti scure. Si tratta di depositi immaturi chiaramente derivati dallo smantellamento dei sottostanti edifici vulcanici, in condizioni probabilmente da sub-aeree a marine costiere, come testimoniano rari articoli di crinoidi. Questi depositi detritici grossolani sono discordanti sulla successione vulcano-sedimentaria dell’Ordoviciano medio, marcando così la “Trasgressione caradociana” nell’Unità del Gerrei. Lungo questo contatto non sono state osservate discordanze alla scala dell’affioramento, mentre risultano evidenti alla scala cartografica. In alcune località della bassa valle del Flumendosa, (Arcu s’ Arricelu, Riu Flumineddu) le metarcose caradociane poggiano con contatto stratigrafico sui diversi termini della

successione vulcano-sedimentaria dell’Ordoviciano medio. Lo spessore di questi depositi è variabile da alcuni metri ad un massimo di 50 m;

- b) metasiltiti e metapeliti verde oliva alternate a metarenarie a grana fine e metasiltiti di colore da grigio a nocciola, più o meno carbonatiche, ben stratificate, in strati da decimetrici a centimetrici (“Argilloscisti di Rio Canoni”: NAUD, 1979a). Le metasiltiti carbonatiche sono caratterizzate da vacuoli limonizzati, originati da dissoluzione di fossili. Il contenuto paleontologico è dato da una tipica fauna bentonica dell’Ordoviciano superiore descritta da GIOVANNONI & ZANFRÀ (1978), da NAUD (1979a) e da BARCA & DI GREGORIO (1979), comprendente soprattutto resti di briozoi, crinoidi, brachiopodi, gasteropodi e trilobiti. La successione comprende anche metacalcari da rossastri a grigio chiari, ben stratificati, contenenti una fauna simile alla precedente o costituita quasi interamente da resti di crinoidi (encriniti) e cistoidi. Localmente questi depositi carbonatici possono essere parzialmente o totalmente silicizzati e hanno un aspetto identico alle ben note “Quarziti del Sarrabus” o “Calcarei silicizzati” (CAVINATO, 1933; CALVINO, 1972; HELMCKE & KOCH, 1974). Il contatto con le sottostanti metarcose e metaconglomerati è graduale o avviene per alternanze; il contatto superiore con i sovrastanti metasedimenti siluriani è generalmente netto. Gli Argilloscisti di Rio Canoni sono riferibili ad un ambiente di piattaforma terrigena poco profonda che si instaura dopo gli eventi vulcanici continentali dell’Ordoviciano medio. In base all’associazione fossilifera e a correlazioni con le facies più studiate di M. Orri e di Portixeddu nella Sardegna sud-occidentale (MACCAGNO, 1965; SERPAGLI, 1970; LAUFELD, 1973; HAVLICEK *et alii*, 1986; CONTI, 1990; FERRETTI & SERPAGLI, 1991; LEONE *et alii*, 1991, 1994), questa formazione è attribuita all’Ordoviciano superiore (COCOZZA *et alii*, 1974; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1978; NAUD, 1979a) e, assieme alla successione siluriana della Sardegna meridionale, rappresenta uno dei pochi caposaldi biostratigrafici del basamento sardo a NE del Campidano. Negli Argilloscisti di Rio Canoni sono intercalate metagrovacche vulcaniche e metavulcaniti basiche alcaline con affinità geochimica di basalti intraplacca (spiliti: LEHMANN, 1975; MEMMI *et alii*, 1982; NAUD, 1982; DI PISA *et alii*, 1992), i cui affioramenti si rinvengono nella bassa valle del Flumendosa (Brecca, Arcu de su Bentu), tra Silius e San Basilio (Genna Tres Montis) e anche nel Goceano. Questi prodotti vulcanici derivano da originarie lave microporfiriche di colore grigio-verde, costituite da rari porfiroclasti di albite ed aggregati cloritico-epidotici immersi in una matrice di quarzo microcristallino. La diffusa presenza di aggregati rotondeggianti, di dimensioni fino ad alcuni centimetri, di quarzo, calcite o clorite di derivazione secondaria, facilmente riconoscibili in affioramento, indicherebbe tessiture vescicolari negli originari basalti. Questi mostrano caratteristiche composizionali riferibili al loro originario carattere spilitico.
- La tipica successione dell’Ordoviciano superiore del Sarcidano-Salto di Quirra comprende dal basso verso l’alto:
- a) un’alternanza di metarenarie, metarenarie grossolane e subordinate metapeliti, con frequenti intercalazioni di strati decimetrici e metrici di metaconglomerati minuti (“Formazione di Orroeleddu”: BOSELLINI & OGNIBEN, 1968). I metaconglomerati sono

costituiti da quarzo e frammenti litici talora poco selezionati, in matrice quarzoso-sericitica e cloritica. Fra i frammenti litici si riconoscono quarziti, metarenarie quarzose, metasiltiti, metaepiclastiti e metavulcaniti. Più raramente si osservano livelli di metaconglomerati eterometrici grossolani ad elementi subarotondati di quarziti. Presso Bruncu Nieddu (Salto di Quirra) nelle metarenarie sono intercalate delle metabasiti nelle quali GATTIGLIO & OGGIANO (1990) segnalano strutture a pillow. Questi prodotti sono riferibili al vulcanismo alcalino basico intraplacca frequentemente intercalato nella parte sommitale della successione dell'Ordoviciano superiore;

- b) metarenarie a grana fine e metasiltiti alternate a metargilliti ("Formazione di Bruncu su Pitzu": BOSELLINI & OGNIBEN, 1968). Nelle metasiltiti e più raramente nelle metarenarie sono state rinvenute associazioni fossilifere con la tipica fauna dell'Ordoviciano superiore. Nella zona di Bruncu Nieddu la formazione contiene metarenarie e metasiltiti con brachiopodi, briozoi e resti di crinoidi. I livelli carbonatici, che sono abbastanza diffusi nelle successioni dell'Ordoviciano superiore del Gerrei e del Sarrabus, sono invece qui molto rari.

Successione del Siluriano inferiore-Devoniano inferiore (54)

Nel Gerrei la successione siluriano-devoniana affiora a N della cornice carbonatica di M. Lora; altri affioramenti importanti si trovano a P.ta is Pinettas nella zona di Brecca, a Goni, Ballao e a Baccu Scottis presso Villaputzu. Sul versante destro della bassa valle del Flumendosa lo spessore apparente della successione arriva ad alcune centinaia di metri; mentre il suo spessore originario non è facilmente valutabile essendo costituita da rocce molto incompetenti che hanno subito elisioni o raddoppi tettonici importanti. Più a sud questa successione costituisce alcuni limitati affioramenti nella Unità del Sarrabus, tra Genn' Argiolas e Muravera, quasi sempre fortemente tettonizzati o in scaglie all'interno di livelli cataclastici spesso mineralizzati ("Filone argentifero" *Auctt.*).

Nella successione del Siluriano inferiore-Devoniano inferiore della Sardegna SE, per le sue strette affinità sia litologiche che paleontologiche con la coeva successione della Turingia, JÄGER (1977) e BARCA & JÄGER (1989) distinguono le stesse tre unità litostratigrafiche adottate in quella regione: *Lower Graptolitic Shales*, *Ockerkalk* e *Upper Graptolitic Shales*.

La successione che poggia con contatto netto e concordante sui metasedimenti dell'Ordoviciano superiore, è inferiormente costituita da metapeliti e metasiltiti spesso carboniose e ricche di pirite, con resti di graptoliti ("Scisti a graptoliti" *Auctt.*, *Lower Graptolitic shales*: BARCA & JÄGER, 1989). Nella parte inferiore delle metapeliti e metasiltiti carboniose sono intercalate quarziti nere con radiolari (liditi), in regolari strati centimetrici. Fosforiti sono presenti nella parte media-superiore, come noduli o livelli. In questa parte della successione è documentato il Llandovery, il Wenlock e il Ludlow inferiore mediante numerose biozone a graptoliti (da *C. vesiculosus* a *M. colonus/nilssoni*) (GORTANI, 1923a,b; HELMCKE, 1973; BARCA & JÄGER, 1989; JÄGER, 1991). Lo spessore originario di queste metapeliti e metasiltiti carboniose era probabilmente inferiore a 100 m.

Verso l'alto, alle filladi carboniose sono intercalati metacalcari scuri e metacalcari micritici nodulari (*Ockerkalk*) grigio-scuro od ocrei, con pirite. Vengono assegnati al Ludlow-Pridoli in base al loro contenuto fossilifero, che è rappresentato da orthoceratidi, tentaculiti pelagici, crinoidi (*Scyphocrinites*), conodonti (biozone

da *O. ploeckensis* a *O. eosteinhornensis-detorta*), resti di trilobiti, spicole di spugne, gasteropodi e rari coralli isolati (GNOLI, 1993; FERRETTI & SERPAGLI, 1996; CORRADINI *et alii*, 1998). Lo spessore complessivo di questa parte della successione è di 25-30 m.

Ai metacalcari nodulari tipo *Ockerkalk* segue una terza unità costituita da argilloscisti neri carboniosi contenenti anch'essi graptoliti pelagici (*M. uniformis*, *M. praehercynicus*, *M. hercynicus*) del Pridoli sommitale e del Lochkoviano (Devoniano inferiore); tale unità, spessa circa 30 m, affiora solo a Baccu Scottis (HELMCKE, 1973; BARCA & JÄGER, 1989) ed è riferibile agli *Upper Graptolitic Shales*.

L'ambiente di sedimentazione delle facies pelitiche nere a graptoliti è riferibile a bacini marini riducenti (euxinici, sapropelitici), con apporti da terre emerse scarsi o assenti (GNOLI *et alii*, 1979; FERRETTI & SERPAGLI, 1996). Queste successioni siluriano-devoniane sono tipiche di molte aree sud-europee e indicano un ambiente di sedimentazione uniforme durante questo periodo lungo tutto il margine settentrionale del continente di Gondwana.

Marmi, marmi dolomitici e calcescisti (53)

Affiorano nel Sarcidano (Castello di Medusa, Asuni), nella Trexenta (Mandas), nel Gerrei (Riu Gruppa), nel Salto di Quirra (Castello di Quirra) e nel Goceano (Ozieri, Illorai, Silanus); queste litologie rappresentano l'elemento caratterizzante delle unità tettoniche più profonde delle Falde esterne (Unità di Riu Gruppa e di Castello Medusa).

Si tratta di marmi massicci o in banchi molto spessi, di colore variabile dal grigio al grigio-chiaro e al bianco, spesso venati, con intercalazioni di filladi. I singoli livelli di marmi hanno spessori variabili da 5 m fino a 100 m, e formano caratteristiche cornici in rilievo sul profilo dei versanti. Ai marmi si intercalano irregolarmente livelli metrici di marmi dolomitici, metadolomie grigie e calcescisti (cipollini) verdastri, talvolta rosati (Asuni). Nel Goceano e a Ozieri, DERIU & SPINELLI (1964) hanno distinto marmi a quarzo e anfibolo, marmi a epidoto e granato e marmi a muscovite e grafite; in alcuni affioramenti situati presso Illorai (Goceano) i marmi contengono granato, epidoti, quarzo e rari individui di vesuvianite (OGGIANO, 1994).

Questi marmi sono interpretati come l'equivalente più metamorfico dei "Calcari di Villasalto" *Auctt.* (vedi oltre) e quindi indirettamente attribuiti al Devoniano. Gli unici fossili rinvenuti sono rari resti di crinoidi fortemente ricristallizzati (Riu Gruppa, Asuni).

Scisti a tentaculiti e "Calcari di Villasalto" *Auctt.* (53)

Questa successione è sviluppata quasi esclusivamente nel Gerrei (Unità del Gerrei), mentre si presenta con spessori molto ridotti nell'Unità di Meana Sardo. Nel Gerrei gli "Scisti a graptoliti" *Auctt.* passano verso l'alto e lateralmente ad una successione caratterizzata da un'alternanza centimetrica regolare di metapeliti carbonatiche e metacalcari grigi ("Scisti a tentaculiti" *Auctt.*). Localmente la componente carbonatica può diventare abbondante, come a SW di Serra Maiori (Ballao). Talora, come si osserva in alcune località della bassa valle del Flumendosa (SW di Arcu s'Arricelu), sono presenti intercalazioni di metacalcari finemente listati con crinoidi e briozoi. Questa successione ha uno spessore apparente che può arrivare ad un centinaio di metri ed è riferita al Devoniano inferiore-medio.



Fig. 25 – La cornice carbonatica devoniana di M. Lora vista da E (Sarrabus). I carbonati della formazione dei Calcarei di Villasalto poggiano stratigraficamente sugli Scisti a graptoliti e tentaculiti del Siluriano-Devoniano inferiore (zona con pendio meno inclinato e con vegetazione arbustiva).

Verso l'alto si passa per alternanza, nello spazio di qualche decina di metri, alla successione carbonatica del Devoniano superiore, forse anche Tournaisiano inferiore. Nel Gerrei tale successione è rappresentata da metacalcari talora nodulari, di colore grigio, massicci o in strati di spessore variabile da qualche centimetro a oltre un metro, a cui sono talvolta intercalati sottili livelli di metargilliti grigio-scure o nere e carboniose (“Calcarei di Villasalto” *Auctt.*, “Calcarei a clymenie” *Auctt.*).

Si tratta di originari depositi di piattaforma pelagica, con un importante contenuto fossilifero. Sono questi sedimenti che permisero per primo a LOVISATO (1894) di documentare la presenza del Devoniano superiore in questa parte dell'Isola, mediante il ritrovamento di alcuni esemplari di clymenie e di *Goniatites linearis* presso la miniera di Su Suergiu (Villasalto). Studi successivi misero ulteriormente in evidenza la ricca fauna fossile a crinoidi, ammonioidei (clymenidi), tentaculiti, conodonti, ecc.) (LOVISATO, 1894; TARICCO, 1913; GORTANI, 1923a,b,c; ALBERTI, 1963; POMESANO CHERCHI, 1963; OLIVIERI, 1965, 1969; MURRU, 1975; GESSA, 1993; CORRADINI, 1998a,b,c; CORRADINI *et alii*, 1998).

Questi calcari affiorano estesamente tra M. Lora e S. Nicolò Gerrei. Lo spessore apparente è di qualche centinaio di metri a M. Lora (bassa valle del Flumendosa, fig. 25), ma importanti ripetizioni tettoniche sono state documentate in tale area.

Sulla base delle associazioni fossilifere, questa successione viene riferita al Devoniano medio-superiore-Carbonifero inferiore (Tournaisiano inferiore). E' però da rilevare che la presenza del Tournaisiano inferiore riportata da OLIVIERI (1969), non è stata confermata da ricerche biostratigrafiche successive (CORRADINI, 1998a,b; CORRADINI *et alii*, 1998).

Formazione di Pala Manna (52)

Questa unità litostratigrafica (BARCA, 1981, 1991) affiora estesamente e con grande continuità nel Sarrabus e costituisce più limitati affioramenti nel Gerrei e nel Sarcidano.

Si tratta di una potente successione terrigena, costituita da irregolari alternanze di metarenarie, quarziti scure e metapeliti grigie. A questi litotipi sono intercalati livelli da metrici fino a decametrici di quarziti nere (liditi) sottilmente stratificate, metaconglomerati,



Fig. 26 – Olistolite di calcare devoniano nella Formazione di Pala Manna (Unità tettonica del Gerrei, bassa valle del Flumendosa: Gerrei).

ti, metabrecce ed olistoliti in cui sono rappresentate buona parte delle formazioni paleozoiche sottostanti. Nelle alternanze pelitico-arenacee sono state osservate varie strutture sedimentarie, quali flute-cast, laminazioni convolute e incrociate. Talvolta è possibile riconoscere porzioni di sequenze torbiditiche ed altre strutture di risedimentazione testimoniate da mud-flow, debris flow, slumping, ecc. I livelli di metaconglomerati costituiscono affioramenti con scarsa continuità laterale e con spessori che possono arrivare ad alcune decine di metri. Gli elementi clastici sono rappresentati da liditi, quarziti, metarenarie, metacalcari silicizzati, metavulcaniti e raramente metacalcari nodulari. Le dimensioni dei clasti sono molto variabili, da 1 cm ad alcune decine di cm; essi sono sia dispersi in un'abbondante matrice pelitico-arenacea, sia granulosostenuti. È probabile che gli elementi carbonatici fossero molto più numerosi di quanto si possa rilevare attualmente: sono presenti, infatti, numerose cavità probabilmente dovute alla completa dissoluzione di clasti calcarei. Localmente i banchi di metaconglomerati e metabrecce presentano contatti erosivi alla base e mostrano spessori variabili da alcuni decimetri ad oltre 30-40 m. Vengono interpretati come debris flow (TEICHMÜLLER, 1931; BARCA & MAXIA, 1982; SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA & SPALLETTA, 1985).

Sia nelle metasiltiti che nelle metarenarie, inoltre, si ritrovano caratteristici blocchi isolati (olistoliti) di liditi e metacalcari, di dimensioni da decimetriche a ettometriche (fig. 26). In particolare, nel Sarrabus (BARCA, 1991) sono presenti olistoliti costituiti da liditi associate a scisti carboniosi con graptoliti siluriani, da metacalcari silicizzati del tutto analoghi a quelli della Formazione di Tuvois, da metarioliti della formazione dei “Porfidi grigi” del Sarrabus e da metacalcari nodulari con orthoceratidi (Pala Manna, Serra is Luas, Riu su Sinzulu, Costa de Istrias, Bruncu Berritta, Riu Minderrì, Arcu 'e Mauru, ecc). In questi olistoliti sono stati anche documentati, sulla base di graptoliti e conodonti, vari piani del Siluriano fino al Devoniano superiore (Famenniano) (HELMCKE, 1973; JÄGER, 1976; BARCA *et alii*, 1986; BARCA & JÄGER, 1989; BARCA & OLIVIERI, 1991).

Nel Sarrabus, alle metasiltiti sono intercalati livelli da metrici a decametrici di metabasiti derivate da originari basalti da alcalini a transizionali (DI PISA *et alii*, 1992), che talvolta conservano strutture a pillow (Cuili Beranu, Bruncu su Tuveraxiu).

La complessità dei rapporti tra le differenti litologie, dovuta sia a

cause sindeposizionali sia alle intense deformazioni e al metamorfismo, rende molto difficile la ricostruzione dell'originaria successione. I rapporti con la sottostante successione paleozoica sono quasi sempre di natura tettonica. Gli originari rapporti stratigrafici con il resto della successione paleozoica sono conservati soltanto in alcuni affioramenti del Gerrei ed in particolare in un famoso piccolo affioramento presso il cimitero di Villasalto (TEICHMÜLLER, 1931; SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA & SPALLETTA, 1985), dove il contatto alla base è erosivo, discordante sui "Calcarei di Villasalto" *Auctt.*. La mancanza di sicuri livelli stratigrafici di riferimento impedisce di accertare la presenza di importanti raddoppi o di grandi elisioni tettoniche nella successione. Per gli stessi motivi, anche lo spessore originario è difficile da stimare; quello apparente è almeno di 200 m nel Gerrei e di oltre 400 m nel Sarrabus orientale.

Questi depositi derivano molto probabilmente dallo smantellamento delle porzioni più interne, già emerse, della Catena ercinica e sono interpretabili come un complesso sinorogenico depositosi nell'avanfossa della catena (BARCA, 1991). Vengono riferiti indirettamente al Carbonifero inferiore sulla base dei conodonti del Devoniano superiore (Frasniano, Famenniano) rinvenuti negli olistoliti calcarei (BARCA & OLIVIERI, 1991).

3.4 Successione delle Falde Interne

3.4.1 Successione pre-Ordoviciano medio

Metarenarie, quarziti e filladi (51)

A questa unità litostratigrafica viene attribuito gran parte del basamento metamorfico di basso grado affiorante nei Monti del Gennargentu e nel Nuorese ("Postgotlandiano" *Auctt.* p.p.), nel Goceano e nella Nurra.

La maggior parte delle metamorfite delle Falde interne è attribuita a questo complesso che comprende metamorfite della Zona a muscovite e clorite e della Zona a biotite, derivate da originarie successioni silicoclastiche. In nessuna località l'attribuzione stratigrafica è documentata paleontologicamente e le attribuzioni sulla base delle affinità litologiche divengono sempre meno attendibili con l'aumentare del grado metamorfico. Quando manca l'orizzonte delle metavulcaniti è difficile separare le metamorfite dell'Ordoviciano superiore da quelle del Cambriano-Ordoviciano inferiore; è inoltre possibile che questa successione, attribuita dubitativamente al Cambriano-Ordoviciano inferiore, comprenda anche termini più recenti. In particolare si deve sottolineare che la presenza di formazioni silicoclastiche (Culm) del Carbonifero inferiore è stata documentata in Sardegna solo negli ultimi decenni e non si può escludere che parte delle metamorfite descritte in questo paragrafo derivino da successioni silicoclastiche del Carbonifero inferiore. Questo era già stato ipotizzato da VAI & COCOZZA (1974) per il Gennargentu e CARMIGNANI *et alii* (1979b) per la Nurra.

Con la sigla 47b sono indicate le metamorfite della zona a muscovite e clorite, con la sigla 47a quelle della zona a biotite affioranti più a nord. Le metamorfite di più basso grado (47b) affiorano principalmente nel massiccio del Gennargentu, dove costituiscono un'irregolare alternanza di livelli da metrici a decimetrici di metarenarie quarzose e micacee, quarziti, filladi quarzifere e filladi. Le filladi hanno colori da grigio chiaro a viola e verdi. In alcune zone la somiglianza litologica con le successioni cambro-ordoviciane

(Arenarie di S. Vito, Formazione di Solanas) è molto forte; in altre località prevalgono invece termini più quarziticci o metarenarie e metasiltiti. Nei Monti del Gennargentu lo spessore originario di tale successione metamorfica non è valutabile a causa del complesso assetto tettonico; lo spessore apparente è comunque maggiore di 2000 m.

Queste metamorfite affiorano estesamente anche nel Goceano, ove sono costituite da alternanze, da decimetriche a metriche, di metarenarie micacee e quarziti, filladi e metasiltiti scure. Verso il contatto con le metavulcaniti sono presenti metamicroconglomerati ad elementi di quarziti che per la posizione stratigrafica ricordano il Conglomerato di Rio Ceraxa del Sarrabus. Nella Barbagia e nelle Baronie sono attribuiti a questa formazione metamorfite di grado più elevato (47a) (Zona a biotite, fino a biotite+granato). I litotipi dominanti sono micascisti e paragneiss albitici minuti, caratterizzati da strutture granolepidoblastiche orientate. Quando è presente il granato la struttura è tendenzialmente porfiroblastica.

3.4.2 Complesso magmatico e vulcano - sedimentario dell'Ordoviciano

Come già discusso, le Falde interne sono caratterizzate da un'estrema povertà di prodotti vulcanici ordoviciani

Metavulcaniti acide, intermedie e basiche e metaepiclastiti (49)

In diverse località del massiccio del Gennargentu e in Nurra sono state distinte:

- metavulcaniti acide ("Porfiroidi") e i prodotti metamorfici del loro rimaneggiamento (metarcosi e quarziti a microclino). La tessitura di questi litotipi è occhiadina per la presenza di fenoclasti di microclino e, subordinatamente, di plagioclasio albitico, i quali individuano una ben espressa lineazione di estensione. Ai termini di derivazione vulcanica se ne associano altri derivati da probabili rimaneggiati caratterizzati da grana più fine, da un maggior contenuto in quarzo e un minor contenuto in albite;
- metavulcaniti basiche e intermedie e relativi metaderivati di rielaborazione sedimentaria. Le metavulcaniti intermedie hanno prevalentemente composizione andesitica (DI PISA *et alii*, 1992). Il componente principale è il plagioclasio albitico, presente in aggregati microcristallini e in fenoclasti di dimensioni plurimillimetriche. La clorite è invece confinata in livelli a tessitura lepidoblastica e, meno sovente, in aggregati interpretabili come pseudomorfofosi a carico di precedenti anfiboli e/o pirosseni. Sono inoltre presenti epidoti zoisitici, calcite, ilmenite. A metabasiti di derivazione chiaramente magmatica si accompagnano metagrovacche derivate dalla rielaborazione sedimentaria di vulcaniti a chimismo intermedio.

3.4.3 Successione dell'Ordoviciano superiore - Carbonifero inferiore

Filladi carboniose (48)

Questa unità litostratigrafica è rappresentata da una potente successione di filladi e quarziti carboniose attribuite per analogia litologica al Siluriano-Devoniano che affiorano nella Nurra (CARMIGNANI *et alii*, 1979b; DI PISA & OGGIANO, 1984), dove contengono intercalate rare lenti di metacalcari in cui sono stati rinvenuti resti

di orthoceratidi. Filladi grafitose affiorano diffusamente anche in Barbagia ("Corr'e Boi": DESSAU *et alii*, 1982). E' probabile che questa successione comprenda anche termini dell'Ordoviciano superiore, ma l'elevato grado di deformazione e ricristallizzazione non permette attribuzioni stratigrafiche sicure.

Metagabbri e metadoleriti (47)

Nelle Falde interne fino ad oggi non sono stati riconosciuti depositi sintettonici terrigeni del Carbonifero. In Nurra sono però descritte manifestazioni magmatiche attribuite al Carbonifero inferiore, correlate alle metavulcaniti intercalate ai depositi sintettonici carboniferi del Sarrabus (DI PISA *et alii*, 1992).

Si tratta di metadoleriti e metagabbri che affiorano in stock di qualche decina di metri di diametro e sill, i quali intrudono successioni di probabile età siluriano-devoniana e mostrano affinità seriale analoga a quella delle metabasiti carbonifere intercalate nei depositi sinorogenici delle Falde esterne. Queste metabasiti contengono relitti di tessitura intergranulare in cui il plagioclasio

a composizione albitica si accompagna ad aggregati di anfibolo actinolitico e clorite pseudomorfi su pirosseno; nella massa di fondo cloritica, inoltre, sono presenti abbondanti epidoti, ilmenite e titanite.

Marmi di Arcu Correboi (46)

Nelle Falde interne sono noti affioramenti isolati di marmi in diverse località della Barbagia (Arcu Corr'e Boi, Orani, Funtana Bona). Ad Arcu Corr'e Boi (Gennargentu) questi marmi arrivano ad uno spessore apparente di alcune centinaia di metri, ma le complicazioni strutturali della zona non consentono di valutare lo spessore originario. Si tratta di marmi grigi con intercalazioni di calcescisti. Presso M. Armario sono stati rinvenuti conodonti devoniani (PILI & SABA, 1975; DESSAU *et alii*, 1982) che permettono di correlare questi marmi ai depositi di piattaforma carbonatica del Devoniano affioranti nel Gerrei ("Calcarei di Villasalto" *Auctt.*). Nelle zone con metamorfismo più elevato questa formazione è rappresentata da marmi a grana media e grossa, con grossularia e diopside.

Capitolo 4

Complessi metamorfici connessi con la collisione ercinica

Come anzidetto, l'evoluzione stratigrafica pre-ercinica (?Precambriano-Carbonifero inferiore) è delineabile con sufficiente chiarezza solo nella Sardegna centro-meridionale, prevalentemente nella Zona esterna e nelle Falde esterne. Andando verso NE, metamorfismo e deformazione aumentano e diventa sempre più difficile l'attribuzione stratigrafica delle metamorfiti. Nelle Baronie, dove le metamorfiti di medio grado presentano la maggiore continuità di affioramento, il grado metamorfico aumenta rapidamente verso NE; in una fascia larga circa cinquanta chilometri si passa infatti dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica e alle migmatiti (fig. 27). Da SW verso NE sono state distinte le zone a clorite, a biotite, a granato, a staurolite+biotite, cianite+biotite, sillimanite+muscovite e sillimanite+K-feldspato. Questa zoneografia è caratteristica di un metamorfismo di tipo barroviano. Nel complesso migmatitico, come lungo la Linea Posada-Asinara, relitti di paragenesi di alta pressione sono conservati nelle anfiboliti e testimoniano un'evoluzione polimetamorfica per almeno una parte di questo basamento. Nella zona più settentrionale (Gallura) gli affioramenti di metamorfiti sono isolati entro la massa dei granitoidi che diventano il litotipo dominante.

In questo paragrafo descriveremo: il Complesso intrusivo del Carbonifero superiore-Permiano e le metamorfiti di medio e alto grado della Zona interna della catena (Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica e Complesso migmatitico, vedi fig. 6 a pagina 15).

Secondo la ricostruzione geodinamica di CARMIGNANI *et alii* (1994b), il Complesso migmatitico deriva dalla crosta continentale armoricana, sovrascorsa sul margine gondwaniano subdotto nel quale sono stati riconosciuti:

- a) il cuneo di accrezione (Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica);
- b) le coperture del margine paleozoico del Gondwana precedentemente descritte (Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico, suddiviso in Falde interne, Falde esterne e Zona esterna).

I due margini sono separati da un'importante zona milonitica: la Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano relitti di crosta oceanica (fig. 6 e fig. 7).

4.1 Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica

Tutta la zona interna della Catena ercinica sudeuropea è caratterizzata dal sovrascorrimento di basamenti precambriani di alto

grado, con metamorfismo plurifaciale e relitti di paragenesi eclogitiche e granulitiche (*Innermost crystalline nappes*: MATTE, 1983), su unità di grado metamorfico più basso (BURG & MATTE, 1978). Il sovrascorrimento si realizza in regime duttile anche con inversione delle isograde del metamorfismo barroviano nelle unità sottoscorrenti (BURG *et alii*, 1994). Nel contatto tettonico sono spesso implicati relitti di crosta oceanica (RIBEIRO *et alii*, 1964; BAYER & MATTE, 1979).

In Sardegna il Complesso migmatitico ercinico ed il Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica sono separati dalla Linea Posada-Asinara: una fascia milonitica, costituita da micascisti, paragneiss in facies anfibolitica e quarziti, che attraversa tutta la Sardegna settentrionale dalla foce del fiume Posada fino all'Isola dell'Asinara (fig. 6).

Come le suture oceaniche altrove descritte nella zona assiale della Catena ercinica europea, anche la Linea Posada-Asinara è caratterizzata per tutta la sua lunghezza da corpi di anfiboliti derivate da basalti di crosta oceanica, con relitti di metamorfismo di alta pressione. I corpi principali affiorano nella valle del Posada, nella bassa Gallura e all'Isola dell'Asinara. Queste anfiboliti contengono relitti di ambientazione granulitica (GHEZZO & ORSINI, 1982) e, nella bassa Gallura, di ambientazione eclogitica (OGGIANO & DI PISA, 1992). In termini di elementi maggiori tutte le anfiboliti mostrano composizioni simili a quelle riportate per le tholeiiti oceaniche e le concentrazioni degli elementi con alta forza di campo (HFSE) indicano che i protoliti delle anfiboliti derivano da basalti ad affinità MORB. Anche i pattern delle terre rare indicano una fusione parziale di una sorgente di tipo MORB impoverita, seguita da frazionamento. Un'isocrona Sm/Nd ha fornito per i protoliti un'età di circa 950 Ma e un rapporto iniziale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ di 0,51167 (CAPPELLI *et alii*, 1992). La forte anomalia magnetica (CASSANO *et alii*, 1979) che marca tutta la Linea Posada-Asinara (fig. 28) potrebbe indicare importanti corpi mafici in profondità e suggerisce che tale lineamento rappresenti una struttura di importanza crostale (CARMIGNANI *et alii*, 1994b).

La Linea Posada-Asinara ha costituito una "zona di debolezza" persistente fino al Terziario. E' caratterizzata da un'importante metamorfismo retrogrado in facies a scisti verdi coevo con movimenti trascorrenti destri tardo-ercinici che interessano entrambi i complessi che essa mette a contatto (ELTER *et alii*, 1990; OGGIANO & DI PISA, 1992). Inoltre, nella valle del Posada lo stesso lineamento

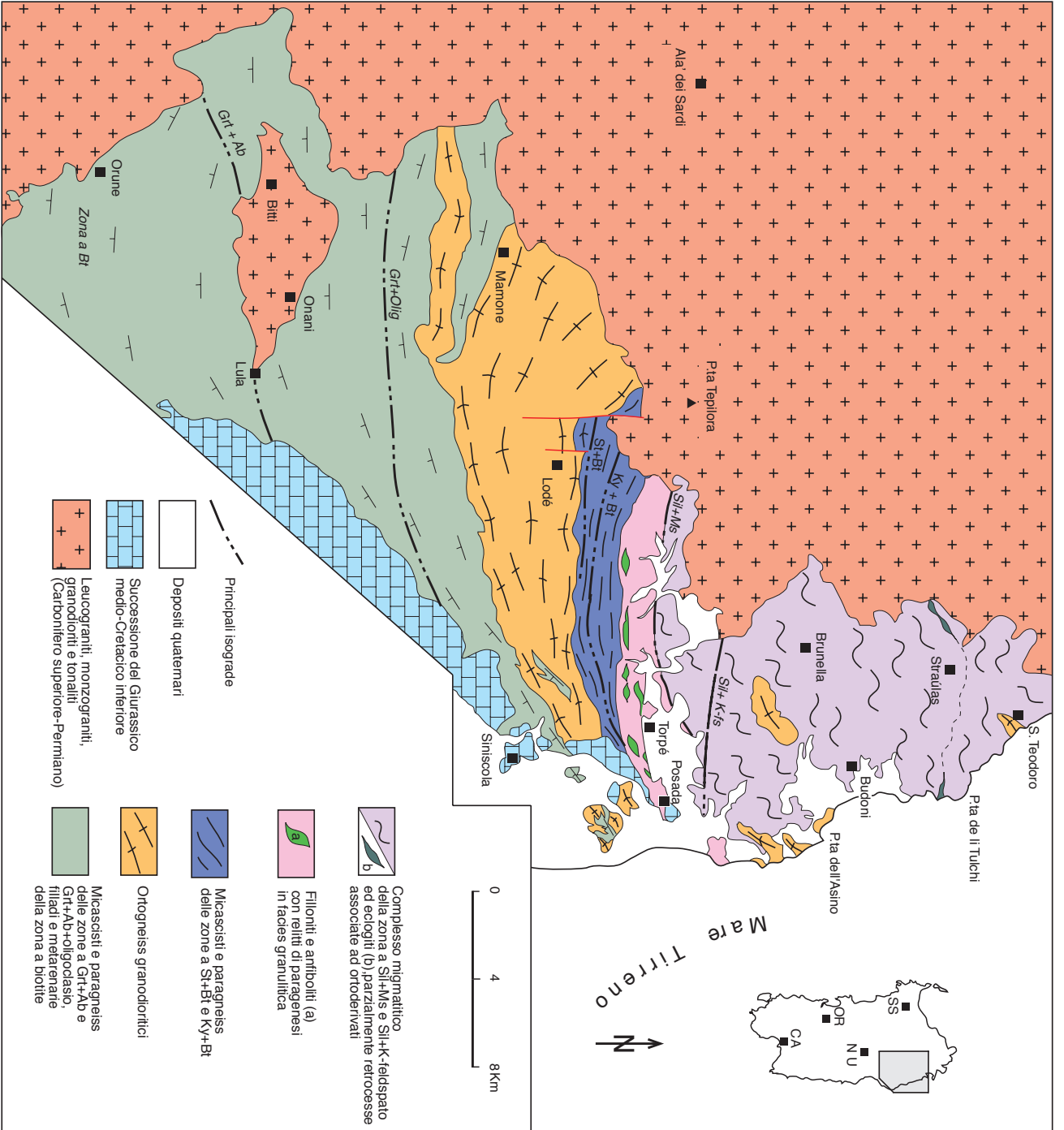


Fig. 27 – Carta schematica del Basamento metamorfico della Sardegna nord-orientale, da ELTER *et alii* (1986).

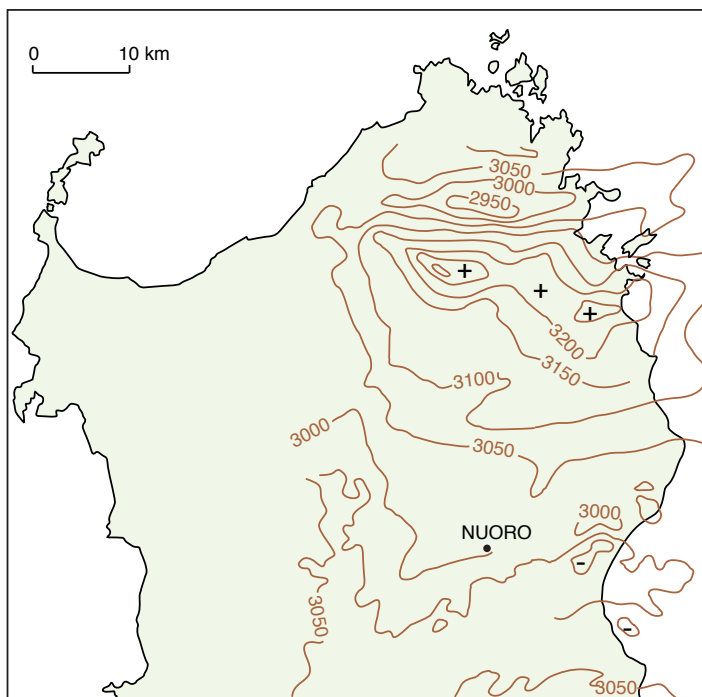


Fig. 28 – Carta aeromagnetica schematica della Sardegna settentrionale (modificata da CASSANO *et alii*, 1979).

è riattivato come faglia trascorrente destra anche nel Terziario (PASCAL, 1997). Gli originari rapporti tra i due complessi metamorfici conseguenti alla collisione ercinica sono stati quindi modificati a più riprese.

Micascisti e paragneiss (45)

Sono attribuiti a questo complesso metamorfici della zona a $Grt+Ab$ e $Grt+oligoclasio$, derivate da originarie successioni silicoclastiche (fig. 27). Si tratta di una importante, monotona successione di quarziti, metarenarie e micascisti. I termini più frequenti sono quelli a dominante fillosilicatica (micascisti a muscovite e biotite) con quantità subordinate di feldspati e quarzo. Seguono, in ordine di abbondanza, i termini metarenacei quarzoso-feldspatici con componente fillosilicatica variabile (paragneiss) ed infine i termini quarziticci, talvolta pressochè puri.

Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica (43) e con sovraimpronta di alta temperatura (44)

Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica affiorano lungo la Linea Posada-Asinara. Sono micascisti a $Qtz+Pl+Bt+Ms\pm St\pm Ky\pm Grt$, alternati a paragneiss derivati da originari litotipi arenacei e pelitico-arenacei, affioranti in corpi isolati di spessore variabile e quarziti. I minerali indice, la staurolite e specialmente la cianite, sono spesso destabilizzati da processi retro-metamorfici.

In Anglona e nell'Isola dell'Asinara i litotipi sopra descritti hanno una differente evoluzione termobarica. Le paragenesi mineralogiche dominanti sono di alto grado e sono caratterizzate dalla presenza di Al_2SiO_5 quasi sempre accompagnata da cordierite. Questa impronta metamorfica di alto gradiente termico è posteriore all'evoluzione metamorfica di tipo barroviano testimoniata dai frequenti relitti mineralogici di staurolite, granato e plagioclasio (fig. 29). Le associazioni di alto gradiente termico documentano una rapida evoluzione decompressiva di alcune aree del basamento ercinico.

Ortogneiss granodioritici e granitici (42)

Gli ortogneiss granodioritici (“Ortogneiss di Lodè” *Auctt.*) sono costituiti da ortoderivati ben foliati e lineati, con inclusi melanocratici, di composizione gabbrodioritica, isorientati con la foliazione principale. La struttura blastica è costituita da un'associazione di quarzo, plagioclasio di composizione albitico-oligoclasica e subordinato microclino; le miche, rappresentate prevalentemente da biotite, sono organizzate in sottili livelli lepidoblastici anastomizzati intorno a domini a tessitura granoblastica, evidenziando la foliazione gneissica. Sono evidenti strutture indicative di un'importante deformazione milonitica, come livelli di quarzo ricristallizzato dinamicamente, strutture “s-c” (fig. 30), porfiroclasti asimmetrici, ecc.. FERRARA *et alii* (1978) datano queste rocce a 453 ± 10 Ma.

Le facies leucocratiche (“Gneiss occhiadini” *Auctt.*) hanno un'età radiometrica di 441 ± 33 Ma (FERRARA *et alii*, 1978) e una struttura porfiroblastica con porfiroclasti di quarzo, K-feldspato e plagioclasio in matrice essenzialmente muscovitico-cloritico-biotitica. Queste metamorfite sono state oggetto di numerosi studi a carattere geochemico, petrografico e radiometrico (RICCI, 1972; DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a,b; FERRARA *et alii*, 1978; MEMMI *et alii*, 1982; ELTER *et alii*, 1990). La formazione deriva da una originaria intrusione composita. La facies dominante è di tipo granodioritico; le facies leucogranitiche (“Gneiss occhiadini” *Auctt.*) sono sviluppate nelle zone periferiche del complesso plutonico.

Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica (41)

All'interno dei micascisti precedenti affiorano corpi di anfiboliti derivate dal metamorfismo di basalti ad affinità oceanica (CAPPELLI *et alii*, 1992). Sono corpi lenticolari ettometrici, talvolta con scistosità pervasiva parallela a quella dell'incassante, che affiorano nella valle del Posada, presso il Lago del Coghinas, nella bassa Gallura e nell'Isola dell'Asinara (fig. 31). Queste anfiboliti mostrano caratteri mineralogici complessi che ne rivelano un'evoluzione metamorfica composita. L'associazione mineralogica dominante comprende anfibolo, plagioclasio e granato. Frequenti strutture simpletitiche ad albite e clinopirosseno salitico sono riconoscibili e sono probabili testimoni della destabilizzazione di pirosseno



Fig. 29 – Inclusi di sillimanite (Sil) in porfiroblasti di andalusite (And) in micascisto in facies anfibolitica con sovraimpronta di HT-LP (Asinara settentrionale) (nicol incrociati, scala di riferimento: 1 mm).



Fig. 30 – Strutture milonitiche tipo “S-C” negli Ortogneiss granodioritici (Lodè: Baronie).

onfacitico di cui alcuni granuli sono conservati all'interno del granato (OGGIANO & DI PISA, 1992). Altre evidenze, quali strutture coronitiche di titanite intorno a rutilo ed ilmenite e plagioclasio attorno a granato (comunemente ritenute tipiche di retrometamorfismo da condizioni di alta pressione in rocce basiche), permettono di interpretare queste anfiboliti come eclogiti retrocesse, la cui evoluzione sembra differente da quella delle retro-eclogiti segnalate da MILLER *et alii* (1976) e FRANCESCHELLI *et alii* (1998).

4.2 Complesso migmatitico ercinico

Migmatiti (39)

Il Complesso migmatitico affiora a N della Linea Posada-Asinara entro i granitoidi. I protoliti sono con ogni probabilità precambriani. Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994b) il Complesso migmatitico costituisce una falda cristallina sovrascorsa, durante la collisione ercinica, sulle metamorfite di medio grado che affiorano lungo la Linea Posada-Asinara.

La litologia dominante è costituita da migmatiti che mostrano una certa eterogeneità di tipologie tessiturali e composizionali (metatessiti, diatessiti, ecc.).

Le metatessiti comprendono rocce che mostrano una più o meno pronunciata differenziazione selettiva in domini composizionali. Questa si manifesta con la formazione di leucosomi disposti in alternanza discontinua (da millimetrica a decimetrica) con melanosomi e paleosomi (la terminologia qui adottata per illustrare i caratteri tessiturali delle migmatiti è quella proposta da JOHANNES, 1988). I leucosomi hanno composizione trondhjemitoida (contengono per lo più quarzo e plagioclasio, raro è il feldspato alcalino) ed hanno struttura granoblastica, spesso orientata. I melanosomi sono composti da biotite, quarzo, plagioclasio, sillimanite, granato,

muscovite. Queste strutture di tipo stromatico sono da attribuire a processi di smistamento in solidus, cioè non dovuti a fusione parziale in clima anatettico, e sono piuttosto frequenti (FERRARA *et alii*, 1978; OGGIANO & DI PISA, 1988; PALMERI, 1992). I processi responsabili di una tale strutturazione vengono ricondotti ad una molteplicità di fattori, tra i quali quelli legati a meccanismi di pressure solution sembrano i più efficaci (SAWYER & BARNES, 1988).

Le diatessiti sono rappresentate da rocce in cui è evidente una mobilitazione anatettica. Tra esse si osservano strutture agmatitiche (fig. 32), nebulitiche, a *schlieren*, che indicano un grado pronunciato di mobilitazione, come pure strutture di tipo stromatico discontinuo, testimoni di processi di fusione parziale essenzialmente in situ. Abbondante è lo sviluppo di feldspato alcalino che, assieme a plagioclasio e quarzo, costituisce la paragenesi fondamentale di questi leucosomi. La composizione modale e le strutture di cristallizzazione rinvenibili al loro interno porta a considerarli corrispondenti a termini di minimum melt crostale a spese di protoliti ricchi in componente arenacea, come potrebbe essere suggerito dalla composizione isotopica iniziale dello stronzio calcolata a 300 Ma (età minima presunta per il processo anatettico) di alcuni di essi ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,7105; 0,7108$; DEL MORO *et alii*, 1991). Il carattere tessiturale di maggior rilievo all'interno delle diatessiti è la compresenza di leucosomi a composizione trondhjemitoida, del tutto simili a quelli rinvenuti all'interno delle metatessiti, e di leucosomi a composizione granitica di natura anatettica. I rapporti di precedenza osservabili sul terreno indicano chiaramente che i leucosomi trondhjemitoidi sono precedenti a quelli anatettici a composizione granitica (OGGIANO & DI PISA, 1988).

Ortogneiss (38) e anfiboliti (40)

All'interno del Complesso migmatitico sono stati distinti ortogneiss e corpi mafici e ultramafici. Gli ortogneiss hanno caratteri composizionali e tessiturali molto vari; si va da gneiss monzogranitici, con relitti di grossi individui di K-feldspato in cui ancora si osservano relitti di tessiture occhiadine (Porto Ottiolu: Gallura, P.ta Scorno: Isola dell'Asinara, fig. 33), a gneiss granodioritici (Diga del Liscia: Gallura, Tanaunella: Baronie, ecc.). L'ortogneiss di Tanaunella, in virtù di un'età Rb/Sr di 458 ± 31 Ma, è stato assimilato



Fig. 31 – Corpi boudinati di eclogiti riequilibrata in facies anfibolitica all'interno di micascisti di pressione intermedia (Isola dell'Asinara).



Fig. 32 – Struttura agmatitica in migmatite (Gallura settentrionale).



Fig. 33 – Ortogneiss monzogranitico all'interno del Complesso migmatitico ercinico (Isola dell'Asinara settentrionale).

agli ortogneiss ordoviciani conosciuti sia nella zona esterna che nel complesso in facies anfibolitica (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a).

Le mafiti e ultramafiti costituiscono corpi ettometrici all'interno delle migmatiti e mostrano un'evoluzione plurifaciale con uno stadio precoce di alta temperatura e pressione intermedio-alta (granulitico- eclogitico). I corpi mafici con relitti di metamorfismo granulitico, come quelli di Montigiù Nieddu in Gallura (GHEZZO *et alii*, 1979) e di P.ta Scorno all'Asinara (CASTORINA *et alii*, 1996), sono interpretati come corpi basici stratificati intrusi in crosta inferiore. Altre anfiboliti con relitti eclogitici (P.ta de li Tulchi: Gallura, MILLER *et alii*, 1976) potrebbero derivare da tholeiiti continentali e testimoniare una fase di rifting del Paleozoico inferiore (RICCI & SABATINI, 1978).

4.3 Complesso intrusivo

4.3.1 Complesso plutonico del Carbonifero superiore-Permiano

I granitoidi tardo-ercinici costituiscono circa un terzo della superficie dell'Isola e insieme con quelli della Corsica formano il

Batolite sardo-corso. È questo uno dei batoliti più importanti della Catena ercinica europea, affiorando per una lunghezza di 400 km ed una larghezza di oltre 50. Il batolite è notoriamente composito; ha una grande variabilità strutturale, e si è messo in posto in un lasso di tempo piuttosto lungo. Considerando infatti che i granitoidi della Corsica settentrionale hanno età viseana-namuriana (ROSSI & COCHERIE, 1991) e che i massicci leucogranitici come quelli di Tempio Pausania (Gallura) hanno età permiana inferiore (DEL MORO *et alii*, 1975; COCHERIE, 1985; CASTORINA & PETRINI, 1989), la messa in posto dell'intero batolite sarebbe avvenuta in un intervallo di tempo di circa 40 Ma (da circa 320 Ma a circa 280 Ma).

In un tale intervallo di tempo è lecito aspettarsi cambiamenti del quadro geodinamico che si riflettono sui caratteri strutturali e composizionali delle diverse intrusioni. Nel Batolite sardo-corso, infatti, vengono distinte due associazioni principali: una magnesio-potassica di età viseana-namuriana, presente solo nella Corsica settentrionale, ed una calcalina riferibile essenzialmente al Carbonifero superiore-Permiano inferiore, la quale costituisce la quasi totalità dei granitoidi della Corsica meridionale e della Sardegna (ORSINI, 1980).

Per quanto concerne i rapporti tra messa in posto dei vari plutoni e la tettonica ercinica, GHEZZO & ORSINI (1982) hanno distinto tra plutoniti sin-, tardo- e post-tettoniche in riferimento all'ultima fase deformativa ercinica, ritenuta da questi Autori ancora compressiva e, quindi, collocata all'interno della dinamica collisionale della catena. Tuttavia, solo le età radiometriche e le strutture esibite dai granitoidi appartenenti all'associazione magnesio-potassica della Corsica settentrionale sono compatibili con una messa in posto durante un regime compressivo ercinico ancora attivo.

In Sardegna, dove è presente soltanto l'associazione calcalina, le età radiometriche e i rapporti tra foliazioni interne alle intrusioni e la strutturazione generale della catena indicano che l'acquisizione della deformazione, anche in condizioni di solid state flow, da parte delle intrusioni, sia da mettere in relazione a zone di taglio transtensive successive all'impilamento delle falde, come al M. Grighini (MUSUMECI, 1992), o comunque a zone di taglio connesse con una tettonica decompressiva, come nella bassa Gallura (OGGIANO & DI PISA, 1988; MACERA *et alii*, 1989). In definitiva, è da ritenere che la messa in posto del Batolite sardo-corso sia da ricondurre alla tettonica estensionale legata al collasso gravitativo della Catena ercinica.

Tale tettonica in Sardegna fu sicuramente attiva a partire da almeno 308 Ma, dall'età di chiusura delle muscoviti legate all'evento metamorfico decompressivo di alto T/P (MACERA *et alii*, 1989), e proseguì almeno fino all'Autuniano; infatti questa tettonica si manifesta anche con un metamorfismo regionale di alto T/P, con lo sviluppo di bacini molassici stefano-autuniani e con un attivo vulcanismo calcalino. Come conseguenza, gran parte del plutonismo calcalino del Batolite sardo-corso deve ritenersi coevo sia con i sedimenti (almeno della loro parte basale stefano-autuniana) che con le vulcaniti presenti nei bacini continentali stefano-permiani. Infatti, alcune vulcaniti sono termometamorfosate dalle intrusioni autuniane e probabilmente rappresentano le facies effusive delle plutoniti del batolite.

È evidente come la connotazione sin-tettonica (sensu GHEZZO & ORSINI, 1982) delle intrusioni vada più semplicemente ricondotta al quadro cinematico (comunque estensionale) esistente durante la

loro messa in posto. Tale quadro, oltre che nel tempo, può variare anche nello spazio, per cui intrusioni coeve possono mostrare tessiture fortemente foliate oppure isotrope a seconda dei loro rapporti spaziali con zone di taglio.

Per ciò che concerne gli aspetti composizionali, il carattere calcalcalino dell'associazione granitoide sarda è stato messo in evidenza da tempo (DI SIMPLICIO *et alii*, 1974a; ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; POLI *et alii*, 1989). La maggioranza delle intrusioni mostra una grande variabilità che va dalle quarzodioriti fino ai leucograniti a due miche, definendo trend da calcalcalino-trondjemitici a calcalcalino-monzogranitici, in accordo con quelli definiti da LAMEYRE & BOWDEN (1982). La tipologia calcalcalina è indicata anche da alcuni caratteri mineralogici come la biotite ferrifera con tendenza evolutiva verso alti tenori in Fe+Mn, l'anfibolo di tipo ferro-orneblenda a tendenza tchermakitica, il plagioclasio con zonature tipo *patchy-zoning* (ORSINI, 1980).

Le proporzioni dei vari termini dell'associazione calcalcalina, secondo ORSINI (1980), sono così schematizzabili:

- granitoidi di composizione intermedia con SiO₂ 60-65% (tonaliti e granodioriti), 6-7% del totale d'affioramento;
- granitoidi a composizione acida con SiO₂ 65-75% (granodioriti e monzograniti), 60% del totale di affioramento;
- granitoidi super acidi con SiO₂ 75-78% (monzograniti e alaskiti, leucograniti s.l.), occupanti circa il 30% del totale dell'affiorante;
- rocce intrusive basiche (gabbri e gabbro-tonaliti), occupanti l'1% del totale dell'affiorante.

I granitoidi a composizione acida (granodioriti e monzograniti) presentano maggiore disomogeneità; più omogenei sono invece i leucograniti, tra i quali non sono rare le intrusioni peralluminose.

La petrogenesi del batolite è stata interpretata secondo ipotesi differenti. Secondo ZORPI *et alii* (1989), le caratteristiche geologico-strutturali di alcune intrusioni composite (Bono e Buddusò: Goceano) e la variazione degli elementi maggiori nei principali massicci monzogranitici, dove si osserva una chiara zonatura composizionale, sono il risultato di processi complessi. Questi prevedono la presenza di camere profonde di grandi dimensioni di magma acido, nelle quali si realizzerebbero zonature composizionali per processi diffusivi allo stato liquido (termodiffusione, convezione doppio-diffusiva), o successivamente per cristallizzazione di parete. In tali camere si verificherebbero, in un secondo stadio, iniezioni di magma basaltico più denso, che determinerebbero la mobilizzazione del sistema e la sua ascesa e messa in posto a livelli più superficiali. I processi di mixing soprattutto di tipo fisico, con trasferimento di fenocristalli in entrambi i sensi, sarebbero il meccanismo petrogenetico fondamentale responsabile delle variazioni chimiche osservate nei massicci zonati del batolite.

Secondo POLI *et alii* (1989), le variazioni geochemiche del batolite sarebbero invece il risultato di un processo petrogenetico a due stadi. Nel primo stadio si avrebbe interazione di magma subcrostale con un fuso monzogranitico prodotto per anatessi di crosta con composizione analoga ad un'anfibolite biotitica (grado di fusione 25-35%). L'interazione non è, secondo gli stessi Autori, un processo di mixing, bensì di assimilazione e cristallizzazione frazionata. A questa fase si attribuisce la formazione delle intrusioni granodioritiche e tonalitiche. Durante il secondo stadio si avrebbe la formazione di fusi leucogranitici in seguito a bassi gradi di fusione parziale (15-25%) della crosta continentale. Sulla base di questo

modello generale, il ruolo dell'anatessi crostale è prevalente nella petrogenesi dell'intero batolite. Nella Carta geologica della Sardegna allegata le plutoniti sono state distinte prevalentemente in base alla composizione modale procedendo dai vari termini più femici a quelli più sialici; questa successione, a grandi linee, corrisponde anche alla successione cronologica delle intrusioni come individuata da GHEZZO & ORSINI (1982). Due tipologie di plutoniti sono state invece distinte, per evidenziarne in un caso i particolari caratteri tessiturali (Granitoidi foliati, 35) e nell'altro la spiccata peralluminosità (Granitoidi a cordierite, 34). Ovviamente queste due litologie, peraltro poco rappresentate, comprendono intrusioni di varia composizione modale e di differente collocazione nella cronologia degli eventi intrusivi.

Granitoidi anatettici (37)

La principale caratteristica tessiturale dei granitoidi affioranti nell'area di Porto Pollo-Barrabisa (Gallura) (INNOCENTI, 1990) è un'evidente foliazione marcata da nastri di quarzo, paralleli alla foliazione delle metamorfite incassanti. La grana è eterogenea e spesso si riscontra una facies con cristalli di plagioclasio centimetrici con inclusioni pecilitiche di biotite.

Nella zona di Bortigiadas (Gallura) sono presenti granodioriti tonalitiche fortemente orientate, caratterizzate dall'allineamento dei fenocristalli di plagioclasio e di quarzo. La tessitura è talvolta gneissica, la grana varia da medio-fine a grossa. Si differenziano dalle precedenti per l'assenza di fasi alluminose quali muscovite e cordierite. In alcuni casi è presente un anfibolo verde.

Graniti sincinematici (36)

Si tratta di granitoidi con differente composizione ed età; vi sono rappresentati sia leucograniti peralluminosi, con età di messa in posto di circa 300±7 Ma (MACERA *et alii*, 1989), che granodioriti e tonaliti. Abbiamo compreso in questo tipo di intrusioni quelle interessate da deformazioni connesse con le fasi tettoniche regionali e che esibiscono una foliazione acquisita allo stato solido o in condizioni transizionali tra il flusso magmatico e il *solid state flow*.

A M. Senes (W di Orosei) affiorano tonaliti e granodioriti tonalitiche con tessitura fortemente orientata, marcata dall'isorientazione di biotite e da nastri di quarzo e plagioclasio; al loro interno sono presenti inoltre inclusi biotitici fortemente appiattiti secondo il piano di foliazione.

Granitoidi peralluminosi a cordierite (35)

Si tratta di intrusioni granodioritiche e leucogranitiche a grana media, equigranulari, caratterizzate da uno spiccato carattere peralluminoso che si manifesta con la presenza di fasi come la muscovite, il silicato anidro d'alluminio e la cordierite, quest'ultima in cristalli di taglia centimetrica. Affiorano a M. Isalle nel Nuorese, a S di Buddusò (Sos Canales) nel Goceano (DI VINCENZO & GHEZZO, 1996) e costituiscono il nucleo dell'intrusione composita dell'Arburese (SECCHI *et alii*, 1991). L'età varia da 305±17 Ma (Plutone di M. Isalle, Nuorese: DI VINCENZO *et alii*, 1996) a 304±21 Ma (Arburese: SECCHI *et alii*, 1991), a 298±4 Ma (Intrusione di Sos Canales: DI VINCENZO & GHEZZO, 1996).

Quarzodioriti, tonaliti, gabbri (34)

Le tonaliti costituiscono singole intrusioni oppure porzioni di intrusioni composite zonate, e non di rado anche corpi isolati all'interno di intrusioni granodioritiche o monzogranitiche; sono state in passato studiate da diversi Autori (D'AMICO, 1960; NEGRETTI,

1966; GHEZZO *et alii*, 1973; COCIRTA & MICHON, 1989). Affiorano principalmente nella Sardegna centro-settentrionale e possono presentare tessiture fortemente orientate (Ottana: Nuorese) fino a scistose (Badesi: Gallura), oppure quasi isotrope come a Bitti (Barbagia), Lanusei (Ogliastra) o nel Mandrolisai.

Le tonaliti affioranti prevalentemente nel bordo occidentale del batolite (zona di Trinità d'Agultu: Gallura, Ottana: Nuorese) hanno un carattere granodioritico, grana media e sono moderatamente inequigranulari. Sono caratterizzate da una evidente anisotropia tessiturale marcata dall'allineamento di tutti i minerali e degli abbondanti inclusi microgranulari scuri di composizione dioritico-tonalitica. La biotite è in proporzioni modali non superiori al 25% ed è spesso associata ad un anfibolo verde in quantità modale non superiore al 5%. Nella zona di Busachi-Ortuveri (Barigadu), nella zona di Bitti-Lula (Barbagia) e a Lanusei-Barisardo (Ogliastra), le tonaliti si differenziano dalle precedenti per l'assenza di una evidente anisotropia tessiturale e per il carattere più marcatamente tonalitico (D'AMICO, 1960; NEGRETTI, 1966).

Macroscopicamente hanno tessitura tendenzialmente isotropa, grana da media a fine ed equigranulare. La biotite è in proporzioni modali non superiori al 25%, inoltre è sempre presente l'anfibolo verde che mostra fenomeni di sostituzione da parte della biotite. A W di Atzara (Mandrolisai), sono presenti tonaliti granodioritiche a tessitura isotropa, a grana media, inequigranulare con rari individui di K-feldspato di dimensione fino a 1 cm. La biotite è in proporzioni modali non superiori al 20%, associata con rari anfibioli. Il quarzo, a carattere interstiziale, è stimato non superiore al 15%.

I gabbri e le masse gabbro-tonalitiche sono molto rari all'interno del Batolite sardo-corso; costituiscono corpi di piccole dimensioni quasi sempre inglobati all'interno di plutoniti più acide. Gli affioramenti più importanti sono a P.ta Falcone, Bortigiadas (Gallura), Osidda (Barbagia di Bitti) e nel Sarrabus. Un tratto comune a queste plutoniti è la presenza di stratificazione da cumulo e l'associazione con termini a composizione da dioritica a tonalitica. La massa gabbbrica meglio conosciuta è quella di P.ta Falcone. Si tratta di gabbri anfibolici con evidenti motivi di cumulo; le facies dominanti sono costituite da leucogabbri a orneblenda pecilitica, da gabbri e quarzo-gabbri pirosseno-anfibolici. BRALIA *et alii* (1981) e POLI & TOMMASINI (1991) hanno interpretato questa massa gabbbrica come il prodotto dello smembramento di un'intrusione basica, non ancora cristallizzata, risalita a livelli altocrustali, dove sarebbe stata inglobata da magmi anatectici con i quali avrebbe prodotto fenomeni di interazione meccanica. Il gabbro di Bortigiadas ha un'estensione areale molto limitata ed è incluso in una granodiorite marcatamente foliata; sono presenti due facies petrografiche, una a struttura massiccia a grana fine, con colore d'insieme verde scuro, e l'altra a struttura massiva e tessitura fortemente inequigranulare, marcata da grossi fenocristalli di anfibolo.

Granodioriti e granodioriti tonalitiche (33)

Le granodioriti affiorano estesamente nella parte sarda del Batolite sardo-corso, con intrusioni più frequenti nel complesso metamorfico in facies degli scisti verdi, mentre sono subordinate nei complessi metamorfici di medio ed alto grado della Sardegna NE. Presentano sempre una discreta anisotropia marcata dall'orientazione della biotite e degli inclusi femici sempre presenti in queste plutoniti. In base ai caratteri strutturali si possono distinguere granodioriti equigranulari e inequigranulari a tendenza monzogranitica, e granodioriti tonalitiche.

Le granodioriti equigranulari sono caratterizzate da una grana variabile da medio grossa a medio fine, dalla tessitura equigranulare e da una moderata isorientazione magmatica evidenziata da una isorientazione delle biotite e degli inclusi microgranulari femici. La biotite, di dimensioni di circa 2 mm, è in proporzioni modali non superiori al 15%, il quarzo, raramente subedrale, è in proporzioni non superiori al 20%.

Nelle granodioriti inequigranulari la grana è da media a medio-fine e il carattere inequigranulare della tessitura è determinato dalla presenza di fenocristalli di K-feldspato pluricentrici la cui distribuzione è disomogenea a scala dell'affioramento. Anche qui la fluidalità magmatica è ben marcata dall'isorientazione della biotite e del K-feldspato oltre che dai numerosi inclusi femici. Tra le fasi femiche si osserva sporadicamente anfibolo verde, mentre la biotite presenta proporzioni modali tra il 15 e 20%.

Le granodioriti tonalitiche sono invece caratterizzate da grana medio-grossa per la presenza sporadica di cristalli di K-feldspato bianco-rosati, di dimensioni pluricentriche e con inclusioni pecilitiche di biotite. L'isorientazione di flusso magmatico è ben evidenziata oltre che dalla biotite e dai fenocristalli di K-feldspato anche dagli inclusi femici. La biotite cristallizza spesso in aggregati policristallini a contorno di minerali sialici; la proporzione modale di questo minerale è attorno al 20%.

Monzograniti e sieniti sodiche (32)

Queste rocce intrusive presentano varietà di facies derivanti dai diversi gradi sia di orientazione delle tessiture che di variabilità di grana. Queste disomogeneità, spesso presenti all'interno di una stessa intrusione, hanno notevole importanza nella caratterizzazione merceologica di tali rocce ampiamente sfruttate per usi ornamentali.

Monzograniti equigranulari affiorano nell'area di Buddusò-Alà dei Sardi (ORSINI, 1980). Si tratta di monzograniti leucocrati, con tessitura equigranulare e con fluidalità planare non sempre ben espressa. Questo litotipo è caratteristico per il colore grigio perlaceo, una discreta omogeneità cromatica e granulometrica interrotta da sporadici fenocristalli eudrali di K-feldspato bianco latte. Rispetto ai monzograniti eterogranulari, quelli equigranulari si caratterizzano per il basso contenuto di biotite. Nell'area di Olzai-Gavoi (Barbagia) e a S di Dorgali (Golfo di Orosei), i monzograniti equigranulari hanno tendenza leucocrata, grana medio-fine e tessitura equigranulare, con K-feldspato bianco di taglia subcentimetrica cristallizzato in individui policristallini. La biotite è in proporzioni modali non superiori al 5%. Talvolta è presente come minerale accessorio il granato, in cristalli millimetrici.

Per quanto riguarda i Monzograniti inequigranulari, sono da segnalare le masse isolate comprese tra Olzai e Irgoli (Baronie). Si tratta di rocce caratterizzate da una tendenza unimodale della dimensione del K-feldspato di colore rosato, che varia tra 3 e 5 cm. Localmente è apprezzabile una moderata isorientazione lungo linee di flusso magmatico. A nucleo dell'estesa intrusione zonata di Tempio Pausania (Gallura), si rinvengono monzograniti con individui di K-feldspato rosati isorientati di grossa taglia (8-12 cm), che tuttavia non rappresentano più del 10% del K-feldspato totale. Il litotipo più diffuso della famiglia dei monzograniti affiora in continuità nella zona a N di Tempio Pausania-Calangianus, fino a Telti. Si distingue dal precedente per la taglia decisamente minore dei fenocristalli che non supera i 5-6 cm, mantenendosi in media intorno a 3-3,5 cm. Inoltre, a differenza dei precedenti, la quasi totalità del K-feldspato è rappresentato da fenocristalli eudrali isorientati. L'esteso affiora-

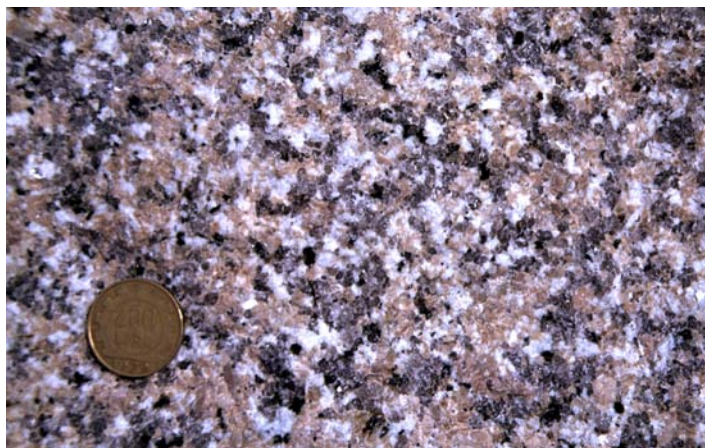


Fig. 34 – Leucogranito equigranulare a tessitura isotropa, con K-feldspato subcentimetrico, cristallizzato in aggregati policristallini (M. Pulchiana: Gallura).



Fig. 35 – Leucogranito con tessitura orientata, evidenziata dall'isorientazione degli inclusi femici (Capo Ferrato, Sarrabus).

mento dell'area compresa tra Aglientu ed Arzachena (Gallura) è rappresentato da litotipi ben differenziabili dai precedenti in quanto mostrano una più marcata tendenza all'equigranularità ed una più sensibile diminuzione della dimensione del feldspato potassico che spesso ha taglia confrontabile con quella del plagioclasio. Tuttavia sono ancora riscontrabili, anche in percentuale limitata, fenocristalli di K-feldspato di dimensione media intorno a 1 cm, a tendenza euedrale, che presentano una modesta isorientazione ben rilevabile soltanto in particolari condizioni di affioramento. Le età radiometriche determinate dai vari Autori si attestano intorno a 280 Ma (COCHERIE, 1985; CASTORINA & PETRINI, 1989).

Insieme ai monzograniti ricordiamo i piccoli stock di sieniti sodiche che si sviluppano in direzione E-W all'interno delle granodioriti del Sarrabus (BROTZU *et alii*, 1978).

Leucograniti, leucograniti a granato (31)

I leucograniti affiorano diffusamente in tutti i settori del basamento sardo. Si contraddistinguono per l'omogeneità composizionale e per le tessiture debolmente orientate o quasi isotrope. Il trend generale delle intrusioni è generalmente discordante rispetto a quello delle rocce incassanti e a quello delle intrusioni precedenti. La

direzione dominante varia da N-S a NE-SW (GHEZZO & ORSINI, 1982). Le età radiometriche disponibili variano da 289 ± 1 Ma a 274 ± 9 Ma (DEL MORO *et alii*, 1975; COCHERIE, 1978, 1985; CASTORINA & PETRINI, 1989).

In alcune aree sono segnalati anche leucograniti a facies inequigranulari, i quali affiorano con continuità nel massiccio del M. Limbara e del M. Lerno (Gallura). Si tratta di granitoidi a tendenza leucocrata inequigranulare, a cui il quarzo globulare conferisce un aspetto tendenzialmente porfirico. Nella massa di fondo microcristallina spiccano inoltre fenocristalli subedrali di K-feldspato. La biotite è presente in proporzioni modali non superiori al 5%. I leucograniti che affiorano lungo la valle di Oschiri e nella zona di Olbia, a S di S. Teresa-Porto Pozzo (Gallura), si differenziano dai precedenti per la grana che va da media a grossa e la tessitura inequigranulare, evidenziata da cristalli subedrali di K-feldspato rosato di taglia centimetrica, localmente isorientati lungo linee di flusso magmatico. La biotite cristallizzata in individui isolati di taglia attorno a 3 mm è in proporzioni modali non superiori a 5%.

Le intrusioni più estese di leucograniti affiorano a NW di Luras, a S. Pantaleo ed a W di Olbia (Gallura). Sono caratterizzati da una grana media equigranulare, con K-feldspato equidimensionale di taglia subcentimetrica, cristallizzato in individui policristallini che conferiscono alla roccia la caratteristica colorazione rosata (fig. 34). La biotite, di taglia non superiore a 2 mm, è in proporzioni modali non superiori al 7%. Le facies affioranti nel Sarrabus si differenziano dalle precedenti per la grana fine, per la tendenza ololeucocrata derivante dalla quasi totale assenza della biotite e per la tessitura in genere isotropa, ma talvolta anche orientata (fig. 35).

Dai leucograniti precedentemente descritti si differenziano nettamente quelli affioranti nell'area di P.ta Tepilora (Baronie) per il loro carattere peralluminoso che si manifesta con la presenza di granati e muscovite (Leucograniti a granato). Si tratta composizionalmente di un leucogranito rosato a tessitura isotropa e grana medio-fine, caratterizzato dalla presenza di un granato rosso, di dimensioni fino a 6-7 mm, e da rari cristalli di muscovite millimetrica. Il K-feldspato, subedrale, è di colore rosato e talvolta presenta inclusioni pecilitiche di biotite, la quale cristallizza anche in individui subedrali di dimensioni millimetriche, uniformemente diffusi ed in proporzioni modali non superiori al 4%.

4.3.2 Complesso filoniano del Carbonifero superiore-Triassico

Filoni acidi (28), filoni basici (29) e filoni idrotermali di quarzo (30)

Tutto il basamento sardo presenta numerose manifestazioni sub-vulcaniche (fig. 36), l'inquadramento delle quali, all'interno dell'evoluzione geodinamica della Sardegna ercinica, ha bisogno di ulteriori approfondimenti. I dati disponibili consentono solo di distinguere cartograficamente in tutta l'Isola i filoni a composizione femica da quelli a composizione sialica; non è invece possibile una distinzione in base ai criteri di affinità che probabilmente sarebbe molto più interessante.

La cronologia di queste fenomenologie sub-vulcaniche è vincolata in prima istanza da evidenze giacitureali. Molti filoni tagliano i granitoidi del batolite ed alcuni perfino le vulcaniti permiane (TRAVERSA, 1969). I dati radiometrici indicano per le manifestazioni

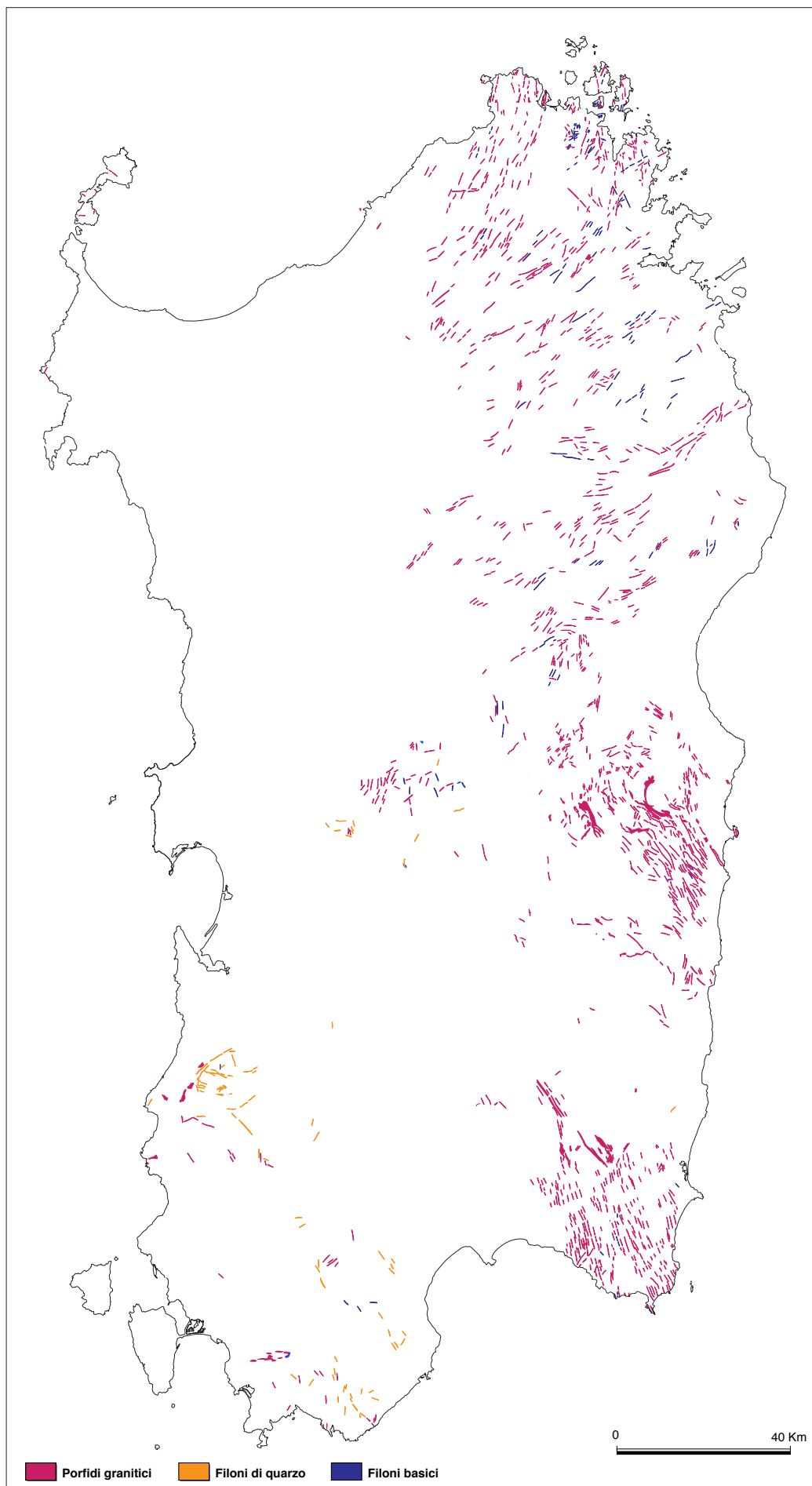


Fig. 36 – Ubicazione dei principali filoni basici, di quarzo e porfidi granitici.



Fig. 37 – Filoni basici che intrudono le granodioriti erciniche (Torre Vecchia-Villasimius: Sarrabus meridionale).

filoniane acide età Rb/Sr su minerali comprese tra 268 ± 4 Ma e 298 ± 4 Ma (VACCARO *et alii*, 1991).

I filoni basici alcalini (fig. 37) rappresentati da diverse litologie (spessartiti, comptoniti, ecc.), anche in base alle osservazioni di campagna, sembrano i più recenti. Una datazione mediante l'analisi di tracce di fissione su apatite e biotite fatta su un filone comptonitico delle Baronie ha fornito un'età al limite tra Permiano e Triassico (BALDELLI *et alii*, 1987).

Nella Carta geologica sono stati distinti:

- a) corpi filoniani a composizione basica sia alcalini che calcalkalini, generalmente alterati, a struttura sub-africa o debolmente porfirica con fenocristalli di plagioclasio, anfibolo, clinopirosseno e olivina; la massa di fondo ha tessitura intersertale e/o subofitica;

- b) filoni di porfidi granitici, microgranitici, aplitici e pegmatitici. Presentano tessitura isotropa, talvolta porfirica con fenocristalli di feldspato alcalino potassico, quarzo e più raramente biotite e muscovite dispersi in una massa di fondo granofirica. Si tratta prevalentemente di termini a composizione leucogranitica, spesso intimamente associati alle grandi intrusioni tardive delle quali rappresentano le fasi di cristallizzazione tardiva ipoabissale (GHEZZO & ORSINI, 1982).

La direzione del sistema filoniano è molto varia e caratteristica. Nella Sardegna settentrionale prevalgono direzioni da NE-SW a NNE-SSW (fino a N-S nell'estremità settentrionale della Gallura). Nella Sardegna meridionale prevalgono invece direzioni NW-SE fino NNW-SSE nel Sarrabus meridionale. Nella Sardegna SW (Iglesiente-Sulcis) il sistema filoniano è meno presente. Questa sistematica differenza di direzione del campo filoniano tra Sardegna settentrionale e meridionale rappresenta, specialmente dentro il batolite, una anisotropia meccanica di primo ordine. Essa costituisce un elemento strutturale che condiziona notevolmente tutta l'evoluzione tettonica post-ercinica di tutta l'Isola, ed in particolare quella terziaria (PASCI, 1997). Come sarà discusso più avanti, sia il sistema trascorrente dell'Oligocene-Miocene inferiore che le faglie dirette che hanno condizionato la sedimentazione durante il Miocene medio, il Miocene superiore ed il Plio-Quaternario, sono tutti strettamente controllati dalla direzione del campo filoniano tardo-ercinico.

Tra le manifestazioni filoniane peri-plutoniche, oltre alle pegmatiti ad alle apliti già citate, sono stati distinti nella Carta geologica anche i principali filoni idrotermali. Si tratta prevalentemente di filoni di quarzo, spesso mineralizzati a fluorite, barite e solfuri misti.

Capitolo 5

Tettonica del Basamento ercinico

In questo capitolo verrà descritta l'evoluzione tettonica del basamento. Un'esauriente trattazione di tutti i dati e delle numerose interpretazioni, spesso contrastanti, ci è sembrata decisamente eccessiva per una nota illustrativa di una carta di sintesi. Pertanto, qui saranno esposte essenzialmente le interpretazioni degli Autori, ma nella bibliografia abbiamo cercato di riportare i contributi più significativi degli ultimi anni sulla tettonica del basamento sardo e anche alcuni riferimenti bibliografici sulla Catena ercinica europea, in modo da fornire strumenti utili a quanti volessero farsi una opinione più completa partendo dai dati originali. I dati e le interpretazioni che esporremo sono stati in gran parte già presentati in alcuni lavori di sintesi degli ultimi anni (CARMIGNANI *et alii*, 1992a,c, 1994b); molte illustrazioni e considerazioni esposte derivano da questi lavori.

5.1 Inquadramento tettonico regionale del Basamento sardo

Il basamento sardo-corso è parte della Catena ercinica sud-europea. Questa è considerata dalla maggior parte degli Autori una catena collisionale associata a subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione nel Siluriano e collisione continentale con importante inspessimento crostale, metamorfismo e magmatismo durante il Devoniano e il Carbonifero (BURG & MATTE, 1978; AUTRAN & COGNÉ, 1980; BARD *et alii*, 1980; MATTE & BURG, 1981; MATTE, 1983; BURG *et alii*, 1984; MATTE, 1986b; PIN & PEUCAT, 1986; FRANKE, 1989a,b; PIN, 1990).

Falde di ricoprimento chilometriche sono state descritte in tutta la Catena ercinica europea: sia nelle zone esterne, ove sono impilate le coperture paleozoiche (ARTHAUD & MATTE, 1966; JULIVERT, 1971; CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977), che nelle zone interne, ove la tettonica ercinica è associata a riattivazione del basamento precambriano con falde cristalline, metamorfismo di alto grado e migmatizzazione (RIES & SHACKLETON, 1971; MATTAUER & ETCHECOPAR, 1976; BURG & MATTE, 1978; MATTE, 1983; BEHR *et alii*, 1984).

I primi tentativi di applicare i modelli orogenetici della tettonica a placche alla Catena ercinica risalgono alla prima metà degli anni settanta (BURRETT, 1972; NICOLAS, 1972; RIDING, 1974), ma furono soprattutto le ricerche di geologia strutturale della fine degli anni settanta - inizio anni ottanta a confermare la struttura collisionale della catena e a negare il modello ensialico (BURG & MATTE, 1978; AUTRAN & COGNÉ, 1980; BARD *et alii*, 1980; MATTE & BURG, 1981), stimolando così ricerche geochimiche e geocronologiche sulle metabasiti con relitti di paragenesi di alta

pressione affioranti lungo la zona assiale della Catena ercinica, dalla Spagna meridionale alla Boemia.

I protoliti di molte di queste metabasiti mostrano affinità geochimica con basalti di fondo oceanico (BODINIER *et alii*, 1986; BOUCHARDON *et alii*, 1989; PIN, 1990). Dati geochimici ed isotopici (CABANIS *et alii*, 1982; FLOYD, 1984; BERNARD-GRIFFITH & CORNICHE, 1985; PIN & CARME, 1987) indicano una derivazione delle metabasiti da un mantello impoverito, mentre altre sono ritenute derivate da associazioni ofiolitiche (Cornovaglia: KIRBY, 1979; MISAR, 1984; Galizia: BERNARD-GRIFFITH & CORNICHE, 1985; Massiccio Armoricano: PAQUETTE *et alii*, 1985; Polonia: PIN & CARME, 1987; Massiccio Centrale: DUBUISSON *et alii*, 1988, MENOT *et alii*, 1988). L'età radiometrica più frequente dei protoliti delle metabasiti è del Paleozoico inferiore (PIN, 1990, con bibliografia) e più raramente Precambriano (PEUCHAT *et alii*, 1982; PAQUETTE *et alii*, 1985). Quasi tutte queste metabasiti mostrano relitti con metamorfismo di alta pressione (eclogitico o granulitico) che di solito ha età compresa tra il Devoniano inferiore e il Siluriano (WIESER, 1978; PEUCHAT *et alii*, 1982; PIN & LANCELOT, 1982; PEUCHAT, 1986; GUIRAUD *et alii*, 1987; PAQUETTE, 1987; PAQUETTE *et alii*, 1987). Tutti questi dati, che possono essere facilmente interpretati solo in termini di subduzione di crosta oceanica prima della collisione continentale del Carbonifero inferiore, hanno aperto la strada a nuove interpretazioni sull'evoluzione della Catena ercinica europea.

Sebbene molti autori ritengano che resti di crosta oceanica siano coinvolti nell'orogene ercinico, dalla letteratura non emerge un'unica interpretazione della catena in termini di tettonica a placche. Molte mafiti del Paleozoico inferiore derivano da basalti alcalini e tholeiiti continentali talvolta associati con metarioliti derivate da crosta continentale (associazione leptino-anfibolitica degli Autori francesi). L'interpretazione geodinamica di queste associazioni è controversa: in base all'affinità calcicalina delle mafiti di alcune associazioni leptino-anfibolitiche alcuni Autori (BODINIER *et alii*, 1986, 1988, con bibliografia) propongono una genesi di arco o retroarco durante una complessa evoluzione di un margine continentale attivo; mentre altri (PIN, 1990) propongono un rifting ensialico che evolve fino alla formazione di crosta oceanica, senza attivazione di processi di subduzione.

Un dibattito è inoltre aperto anche sulle modalità e tempi di consunzione della litosfera oceanica. Secondo MATTE (1986a,b), esiste continuità tra la subduzione siluriano-devoniana ("Fase ercinica") e la collisione continentale carbonifera; secondo altri Autori, invece, sono esistiti distinti episodi di subduzione: le età siluriano-devoniane di alcune eclogiti rappresenterebbero un episo-

dio orogenico (Caledoniano o Acadiano) derivato dalla chiusura di piccoli bacini oceanici mediante altrettante collisioni continentali (BODINIER *et alii*, 1986; PAQUETTE, 1987) o da collisione arco-continente prima della definitiva chiusura del dominio oceanico al Carbonifero (PIN, 1990).

Molti problemi di geodinamica paleozoica sono ovviamente ancora aperti, ma numerosi dati paleomagnetici (VAN DER VOO *et alii*, 1980; PERROUD *et alii*, 1984; BONHOMMET & PERROUD, 1986) e paleogeografici (BEHR *et alii*, 1984; PARIS, 1990; PARIS & ROBARDET, 1990) sostengono la chiusura di un bacino oceanico durante l'orogenesi ercinica (BODINIER *et alii*, 1986, 1988, con bibliografia). Alcune ricostruzioni paleogeografiche prevedono nel Paleozoico inferiore un'area oceanica a S del Massiccio armoricano (Massif Central Ocean: MATTE, 1986a; South Armorican Ocean: PARIS & ROBARDET, 1990) tra la placca di Armorica e di Gondwana, anche se dati paleobiogeografici non consentono di ipotizzare un vasto oceano (VAL, 1991), (fig. 5a,b). La sutura di questo oceano affiora nel Massiccio centrale francese, nei massicci cristallini esterni delle Alpi occidentali e probabilmente arriva ai Mauri (Sutura meridionale ercinica: BODINIER *et alii*, 1986; MATTE, 1986a), (fig. 5c).

Come già precedentemente illustrato, secondo CARMIGNANI *et alii* (1992a) la sutura tra i continenti di Armorica e di Gondwana attraversa la Sardegna settentrionale lungo la Linea Posada-Asinara (ELTER, 1987; ELTER *et alii*, 1990) (fig. 6) che presenta numerose analogie con la sutura ercinica sud-europea: miloniti con relitti di tessiture tipiche di condizioni di alto grado e corpi di anfiboliti con relitti di paragenesi granulitica ed eclogitica derivate da basalti tipo MORB, ecc.. Le tappe essenziali dell'evoluzione tettonica del basamento della Sardegna, sempre secondo CARMIGNANI *et alii* (1992a), sono quelle tipiche dell'evoluzione di un margine continentale, che viene interessato da subduzione di tipo B, seguita da collisione continentale e impilamento crostale (fig. 76e), a cui infine si sovrappone l'evoluzione post-collisionale con il collasso gravitativo del cuneo orogenico (fig. 7f).

5.1.1 Subduzione, collisione continentale ed impilamento crostale

La geometria collisionale della Catena ercinica in Sardegna è ben riconoscibile: il margine sovrascorrente è costituito dal Complesso migmatitico che affiora nella Sardegna NE e in Corsica (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata). Il margine sottoscorrente è rappresentato dal Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica e dal Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico (che in seguito saranno indicati come Complesso metamorfico di basso e medio grado) che affiora nella Sardegna centrale e centro-orientale (fig. 6).

La convergenza e la collisione sono registrate da due eventi metamorfici: un metamorfismo precoce in facies eclogitica e un successivo metamorfismo barroviano di pressione intermedia. Il metamorfismo in facies eclogitica è testimoniato da paragenesi relitte conservate nelle metabasiti in facies anfibolitica che affiorano sporadicamente nel Complesso migmatitico e soprattutto lungo la Linea Posada-Asinara. In Sardegna il metamorfismo di alta pressione non è stato datato, ma nel Massiccio centrale francese e nel Massiccio armoricano il metamorfismo in facies eclogitica ha età radiometriche comprese tra 430 e 380 Ma (PEUCHAT & COGNÉ,

1977; PEUCHAT *et alii*, 1982; DUCROT *et alii*, 1983; POSTAIRE, 1983; PAQUETTE, 1987; PAQUETTE *et alii*, 1987; QUADT & GEBAUER, 1988) ed è stato attribuito a subduzione di litosfera oceanica (BODINIER *et alii*, 1986; MATTE, 1986a; PAQUETTE, 1987; PIN, 1990).

Il metamorfismo barroviano connesso con l'impilamento crostale causato dalla collisione continentale interessa il Complesso metamorfico di medio e basso grado. Il metamorfismo è progrado dalle Falde esterne verso la Linea Posada-Asinara e varia dalla facies degli scisti verdi alla facies anfibolitica.

Determinazioni radiometriche (Rb/Sr e Ar/Ar) di chiusura di muscovite e anfibolo della paragenesi barroviana danno un'età di circa 350 Ma (DEL MORO *et alii*, 1991). Un'età simile è quella di chiusura degli scambi isotopici Rb/Sr fra le bande di una migmatite (344 Ma: FERRARA *et alii*, 1978). Questa è l'età minima della collisione continentale: potrebbe rappresentare la fine della collisione o una prima fase di uplift.

In Sardegna le condizioni di P/T durante il metamorfismo ercinico hanno una evoluzione in senso progrado nel Complesso di basso e medio grado ed in senso retrogrado, essenzialmente decompressivo, nel Complesso migmatitico; diversi sono anche i paleogradienti geotermici: 400-600 °C e 6-7 Kb per le metamorfite di medio grado a sud della Linea Posada - Asinara e 550-650 °C e 3-4 Kb per le migmatiti a N di questa linea (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982; ELTER, 1987).

L'evoluzione metamorfica delle rocce eclogitiche, equilibrate a 850 °C e 20 Kb sembra, almeno in parte, indipendente da quella del Complesso migmatitico (MILLER *et alii*, 1976; GHEZZO & ORSINI, 1982) e in base a modelli attualistici queste paragenesi relitte in metabasiti derivate da tholeiiti oceaniche sono interpretabili solo in termini di subduzione di litosfera oceanica. Piccoli corpi di metabasiti con relitti di paragenesi eclogitiche affiorano anche a nord della sutura (fino in Corsica, come osservabile anche nella Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata). Scaglie di crosta oceanica possono essere state accorpate alla base della crosta continentale del margine sovrascorrente durante la fase di subduzione della litosfera oceanica ed esumate secondo traiettorie che hanno attraversato tutto il cuneo di crosta continentale sovrascorrente sia durante la crescita del cuneo orogenico che durante il suo collasso gravitativo alla fine della convergenza.

La Linea Posada-Asinara è caratterizzata da una grande varietà di strutture da milonitiche a cataclastiche associate a direzioni di movimento suborizzontali (ELTER, 1987; ELTER & SARRIA, 1989; ELTER *et alii*, 1990) che dimostrano come questa linea sia stata ripetutamente attivata come zona di taglio trascorrente a diversi livelli crostali. E' possibile che una componente trascorrente fosse presente anche precocemente durante la collisione continentale, come del resto avviene in tutta la zona interna dell'Arco iberarmoricano (MATTE, 1986a, 1991) (fig. 5c).

5.1.2 Collasso gravitativo del cuneo orogenico

La scoperta negli anni '70 di un importante raccorciamento ercinico testimoniato da falde di ricoprimento CARMIGNANI & PERTUSATI (1977); CARMIGNANI *et alii* (1978a) ha portato a interpretare per lungo tempo tutte le strutture del basamento, e in particolare le deformazioni duttili sin-metamorfiche, esclusivamente in termini di tettonica compressiva. Una importante tettonica distensiva con

esumazione di metamorfiti di diversa profondità sembra una conseguenza necessaria al riequilibrio gravitativo dei cunei orogenici che si sviluppano nelle collisioni di crosta continentale (PLATT, 1986) e l'esumazione di rocce dalla crosta media o inferiore induce necessariamente deformazioni duttili sin-metamorfiche.

Inversione della tettonica da compressiva a distensiva, con riattivazione dei sovrascorrimenti come faglie poco inclinate e sviluppo di bacini molassici, duomi di metamorfiti (metamorphic core complex) con metamorfismo sin-cinematico di bassa pressione e alta temperatura contemporaneo alla messa in posto di granitoidi sin-cinematici, sono state documentate sia nelle catene caledoniane (MCCLAY *et alii*, 1986; NORTON, 1986; SÉRANNE & SÉGURET, 1987; CHAUVET & SERANNE, 1989; SÉGURET *et alii*, 1989) che in quelle erciniche (MENARD & MOLNAR, 1988; ECHTLER & MALAVIEILLE, 1990; MALAVIEILLE *et alii*, 1990).

Tra il Carbonifero superiore e il Permiano, anche nel basamento sardo si realizza una lunga evoluzione distensiva che inizia con la risalita della Zona interna e la contemporanea messa in posto delle Falde esterne sui depositi sintettonici dell'avanfossa della catena (Culm). Questa evoluzione prosegue tra il Westfaliano e il Permiano inferiore con la completa dissipazione della radice sialica collisionale, principalmente attraverso l'estensione della crosta e l'intrusione dei plutoni calcalcalini, che a partire dal Westfaliano superiore sono contemporanei con i bacini molassici e col vulcanismo tardo-paleozoico. La distensione interessa tutta la trasversale dell'orogene e tutto lo spessore della crosta; essa è evidente sia nelle rocce in facies anfibolitica, dove è associata a deformazioni penetrative, metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione e intrusione di granitoidi sin-cinematici, che nei livelli strutturali più superficiali, ove si manifesta con zone di taglio distensive e faglie dirette poco inclinate e molto inclinate (fig. 7f).

Nella Sardegna centrale e meridionale, metamorfiti in facies anfibolitica affiorano con geometria tipo core complex a Capo Spartivento, nell'estremità SW dell'Isola, e in corrispondenza dell'Antiforme del Flumendosa, che costituisce una delle maggiori culminazioni tettoniche della Zona a falde. L'età della tettonica distensiva post-collisionale è definita dall'età delle manifestazioni magmatiche, del metamorfismo di alta temperatura-bassa pressione associati e dei bacini molassici stefaniano-autuniani. Nelle zone interessate da metamorfismo di bassa pressione e alta temperatura (DI PISA & OGGIANO, 1987) l'età di chiusura del sistema Rb/Sr della muscovite è di 303 ± 6 Ma (DEL MORO *et alii*, 1991). I granitoidi sintettonici della bassa Gallura hanno età di raffreddamento della muscovite comprese tra 308 ± 9 Ma e 298 ± 9 Ma ed età di messa in posto di una suite cogenetica di 300 ± 7 Ma (isocrona Rb/Sr su rocce totali, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$: 0,7134, MSWD: 0,19; MACERA *et alii*, 1989). Anche al M. Grighini l'età dei granitoidi iniettati durante la fase distensiva è prossima al limite Westfaliano-Stefaniano (312 ± 12 Ma) e l'età del metamorfismo di alta temperatura-bassa pressione è di 307 ± 5 Ma (Ar/Ar su muscovite: MUSUMECI, 1991).

Queste magmatiti messe in posto lungo zone di taglio trascorrenti o dirette connesse con la fase distensiva, spesso hanno subito successive deformazioni milonitiche e cataclastiche anche allo stato solido. Quindi le età di messa in posto al limite Westfaliano-Stefaniano (303 Ma: HARLAND *et alii*, 1990) non rappresentano né l'inizio né la fine della distensione, ma piuttosto un momento della sua evoluzione.

I depositi molassici continentali, associati a vulcaniti prevalentemente acide del Carbonifero superiore-Permiano, sono nettamente

discordanti sul basamento e sono tradizionalmente ritenuti "post-tettonici" (o "post-ercinici"). In Europa essi sono generalmente riferiti allo Stefaniano-Permiano o al Westfaliano superiore-Permiano (ABOUIN, 1974; CASTERAS, 1974; CAMPREDON & BOUCART, 1975). Anche in Sardegna vi sono stati documentati, sulla base delle paleoflore, lo Stefaniano e l'Autuniano (Bacino di S. Giorgio: COCOZZA, 1967b; Bacino di Seui: DEPLANO, 1985; Guardia Pisano: BARCA *et alii*, 1992a) e forse anche il Westfaliano D (FONDI, 1979). Le età radiometriche delle vulcaniti intercalate in questi depositi si distribuiscono su un vasto intervallo di tempo compreso tra il Carbonifero superiore e il Triassico (COZZUPOLI *et alii*, 1971; LOMBARDI *et alii*, 1974; EDEL *et alii*, 1981; COZZUPOLI *et alii*, 1984). Alcune età sono però da scartare perché chiaramente in contrasto con le evidenze stratigrafiche (FONTANA *et alii*, 1982). Comunque, gli Autori sono generalmente concordi nel ritenere che i primi bacini si siano impostati nello Stefaniano o nel Westfaliano D. Periodi di distensione con sedimentazione e vulcanismo si sono successivamente alternati a periodi di stasi della tettonica e della sedimentazione, fino al Triassico.

Le età radiometriche del batolite calcalcalino sardo si distribuiscono in un intervallo che va da 307 Ma (DEL MORO *et alii*, 1975) a 274 Ma (COCHERIE, 1978; CASTORINA & PETRINI, 1989), cioè tra il Westfaliano superiore e il Permiano inferiore (HARLAND *et alii*, 1990).

Le età del plutonismo e del vulcanismo calcalcalini e del magmatismo ipovulcanico (sistemi filoniani) associato sono quindi abbondantemente sovrapposte, e tra queste manifestazioni magmatiche sembra esistere una evoluzione continua. Anche nell'ipotesi più conservativa, che non prenda in considerazione alcune età radiometriche di minerali di associazioni sin-cinematiche di alta temperatura che arrivano fino al Permiano inferiore (280 Ma per una biotite dello gneiss di M. Filau: SCHARBERT, 1978; 281 ± 4 e 277 ± 4 Ma per due biotiti dei micascisti dell'Anglona: DEL MORO *et alii*, 1991), si deve dedurre perciò che la messa in posto del batolite, il vulcanismo tardo-paleozoico e buona parte dell'evoluzione dei bacini carbonifero-permiani sono contemporanei all'estensione tardo-ercinica della crosta.

Pertanto, a nostro avviso, i bacini tardo-paleozoici non possono essere considerati "postorogenici", perché essi rappresentano l'espressione superficiale delle fasi finali dell'estensione post-collisionale della catena, che è probabilmente coeva con la tettonica trascorrente che interessa l'orogene ercinico durante il Carbonifero superiore e il Permiano (ARTHAUD & MATTE, 1977b; ZIEGLER, 1982, 1984; VAI, 1991). I sovrascorrimenti di basamento metamorfico su depositi permiani segnalati da SARRIA & SERRI (1986) nella Sardegna centrale (Barbagia di Seulo) (fig. 38) potrebbero essere dovuti a locali transpressioni legate a questa tettonica trascorrente.

Alcuni elementi testimonierebbero un'eterocronia della tettonica distensiva tra la zona interna e quella esterna dell'orogene sardo. Nelle zone interne le età di chiusura delle paragenesi di alta temperatura indicano generalmente il limite Westfaliano-Stefaniano, mentre nei depositi discordanti non metamorfici della Sardegna centro-meridionale è paleontologicamente documentato lo Stefaniano (?Westfaliano D). Sembra quindi che nella Sardegna centro-meridionale la distensione sia iniziata a partire dal (?Westfaliano) Stefaniano ed è proseguita, accompagnata da magmatismo calcalcalino, fino al Permiano; mentre nelle zone interne, nel Westfaliano superiore l'esumazione del basamento era in buona parte compiuta.

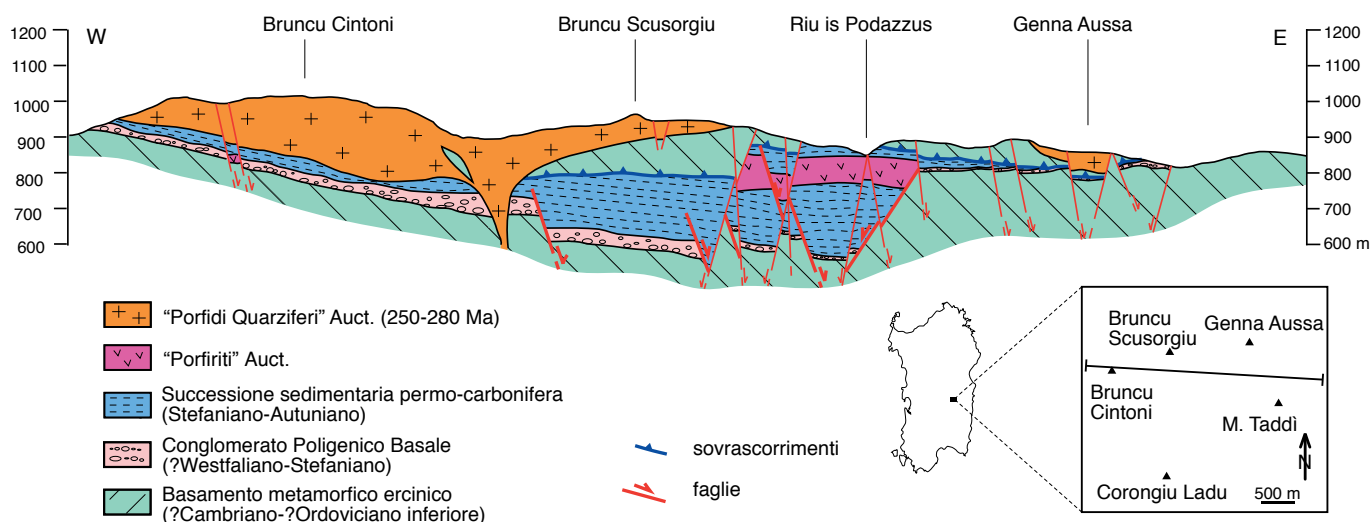


Fig. 38 – Sezioni geologiche del Bacino di Seui. Si noti la locale sovrapposizione del basamento metamorfico paleozoico sui termini della successione permo-carbonifera (da SARRIA & SERRI in: CARMIGNANI *et alii*, 1992c, ridisegnato).

E' possibile che nelle zone interne la distensione abbia avuto inizio più precocemente per underplating (PLATT, 1986) sotto al Complesso migmatitico della Sardegna settentrionale, e che poi essa si sia estesa a tutto il basamento quando la convergenza è terminata e, su tutta la trasversale della catena, è subentrato il collasso gravitativo della crosta inspessita (MENARD & MOLNAR, 1988).

Sebbene l'impronta strutturale fondamentale del basamento sia legata all'evoluzione tettonica ercinica, è stata evidenziata da diversi Autori una fase deformativa precedente che interessa le formazioni pre-Ordoviciano superiore (Fase sarda: STILLE, 1939; Fase sarrabese: CALVINO, 1959). Preferiamo definire questa fase "eocaldonica" in quanto precedente alla Fase caledonica riconosciuta nell'Europa settentrionale. Nella Zona esterna le strutture realizzate dalla Fase sarda sono facilmente riconoscibili poichè in quest'area le successive deformazioni erciniche sono state meno intense. Meno evidenti risultano essere invece i suoi effetti nella Zona a falde, dove sono stati fortemente obliterati dalle strutture erciniche.

La tettonica sarà descritta partendo dalla Zona esterna, verso le zone più interne dell'orogene.

5.2 Tettonica della Zona esterna

5.2.1 Tettonica dell'Iglesiente-Sulcis settentrionale

Per i suoi importanti giacimenti di solfuri misti e di carbone, l'Iglesiente-Sulcis è stato oggetto di studi da parte di numerosi ricercatori fin dai primi anni del secolo. I lavori di NOVARESE (1924), TARICCO (1928), HAVRE (1932), STILLE (1939), VARDABASSO (1940), COCOZZA (1979) ed altri hanno portato precocemente la conoscenza delle successioni stratigrafiche ad un livello notevolmente superiore rispetto al resto del basamento sardo. Diversamente, l'assetto strutturale di quest'area è stato oggetto di diverse ipotesi, e sebbene la maggior parte degli Autori sia d'accordo sul modello che viene di seguito descritto, è opinione anche degli scriventi che la tettonica della Zona esterna presenti ancora diversi aspetti non chiariti.

Classicamente nella Zona esterna della Sardegna sud-occidentale (fig. 39) sono riconosciute quattro fasi deformative, in regime metamorfico basso o molto basso, legate sia alla Fase sarda (STILLE, 1939) che alle deformazioni erciniche (ARTHAUD, 1963; POLL & ZWART, 1964a,b; POLL, 1966; VALERA, 1967; DUNNET, 1969; DUNNET & MOORE, 1969; ARTHAUD, 1970):

- Fase sarda: pieghe aperte con assi E-W, che interessano la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore (successione pre-"Puddinga" *Auctt.*);
- prima fase ercinica: pieghe con direzione assiale E-W che accentuano le precedenti;
- seconda fase ercinica: pieghe con assi circa N-S e con una foliazione penetrativa di piano assiale molto inclinata;
- terza fase ercinica: pieghe con direzioni assiali variabili associate ad una debole deformazione.

Alcuni Autori negano l'esistenza della Fase sarda ed ipotizzano una successione degli eventi deformativi differente (DEL BONO, 1965; BROUWER, 1987).

Dall'esame della Carta geologica allegata è evidente che la distribuzione degli affioramenti delle formazioni cambriane dell'Iglesiente-Sulcis può essere interpretata come una interferenza tra due sistemi di pieghe con piani assiali molto inclinati e tra loro sub-ortogonali (interferenza tipo 1, RAMSAY, 1967) (fig. 40).

5.2.1.1 La deformazione con assi E-W

L'esistenza di deformazioni pre-Ordoviciano superiore (Fase sarda) è dimostrata dalla discordanza, evidente anche alla scala cartografica, tra la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore e i metaconglomerati alla base della Formazione di M. Argentu o "Puddinga" *Auctt.*. Questa discordanza è netta anche alla scala dell'affioramento in diverse località (Nebida: fig. 17, Masua, Domusnovas, ecc.) e sembra perciò avere importanza regionale.

È stato sostenuto, sia nell'Iglesiente (ARTHAUD, 1963; DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970) che nel Sulcis (POLL & ZWART, 1964a; POLL, 1966), che le grandi strutture con assi e piani assiali orientati E-W che interessano i terreni cambriani sono ricoperte in discordanza dalla "Puddinga" *Auctt.* Nell'area sud-occidentale

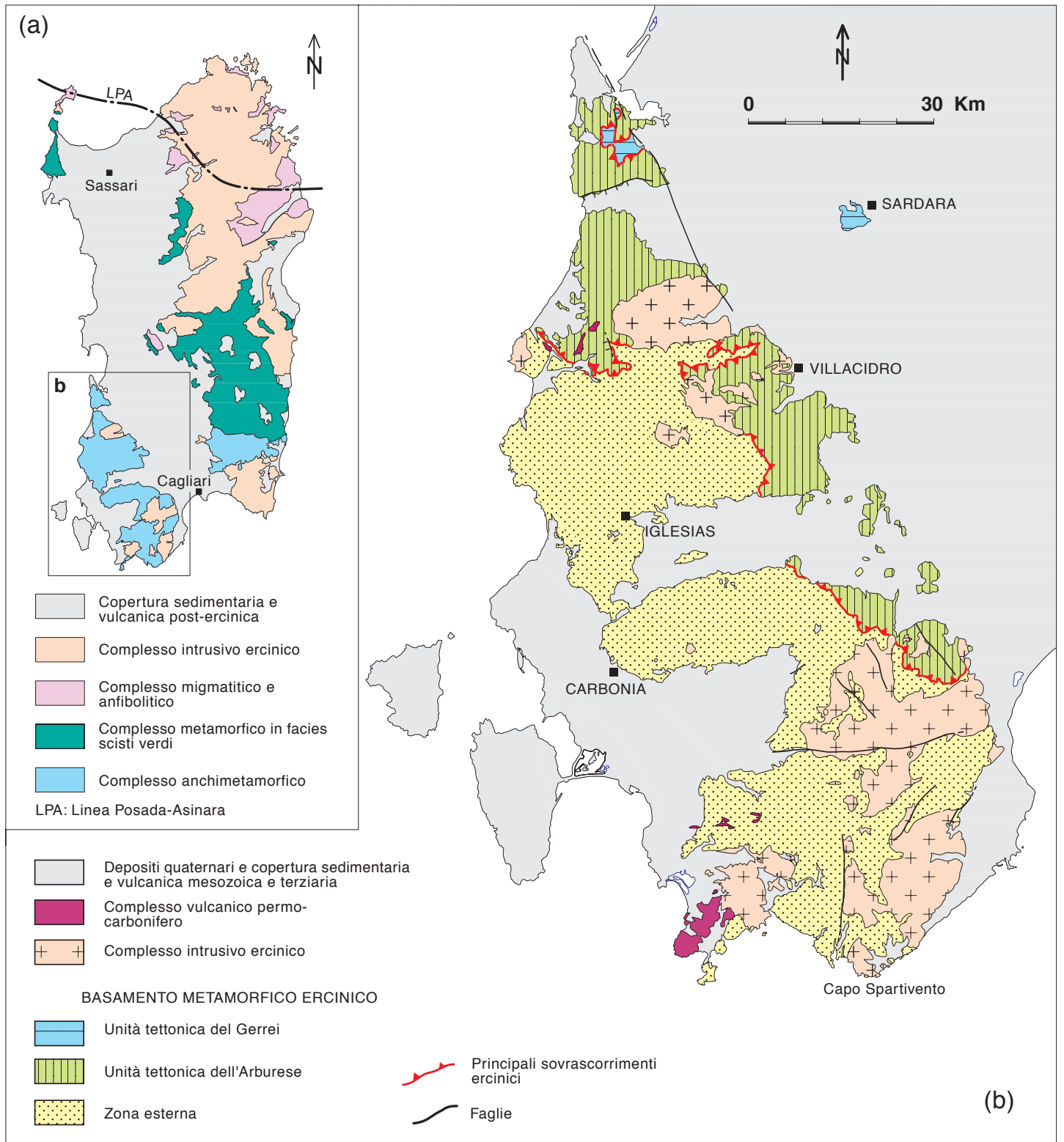


Fig. 39 – Schema tettonico del Basamento paleozoico della Sardegna sud-occidentale.

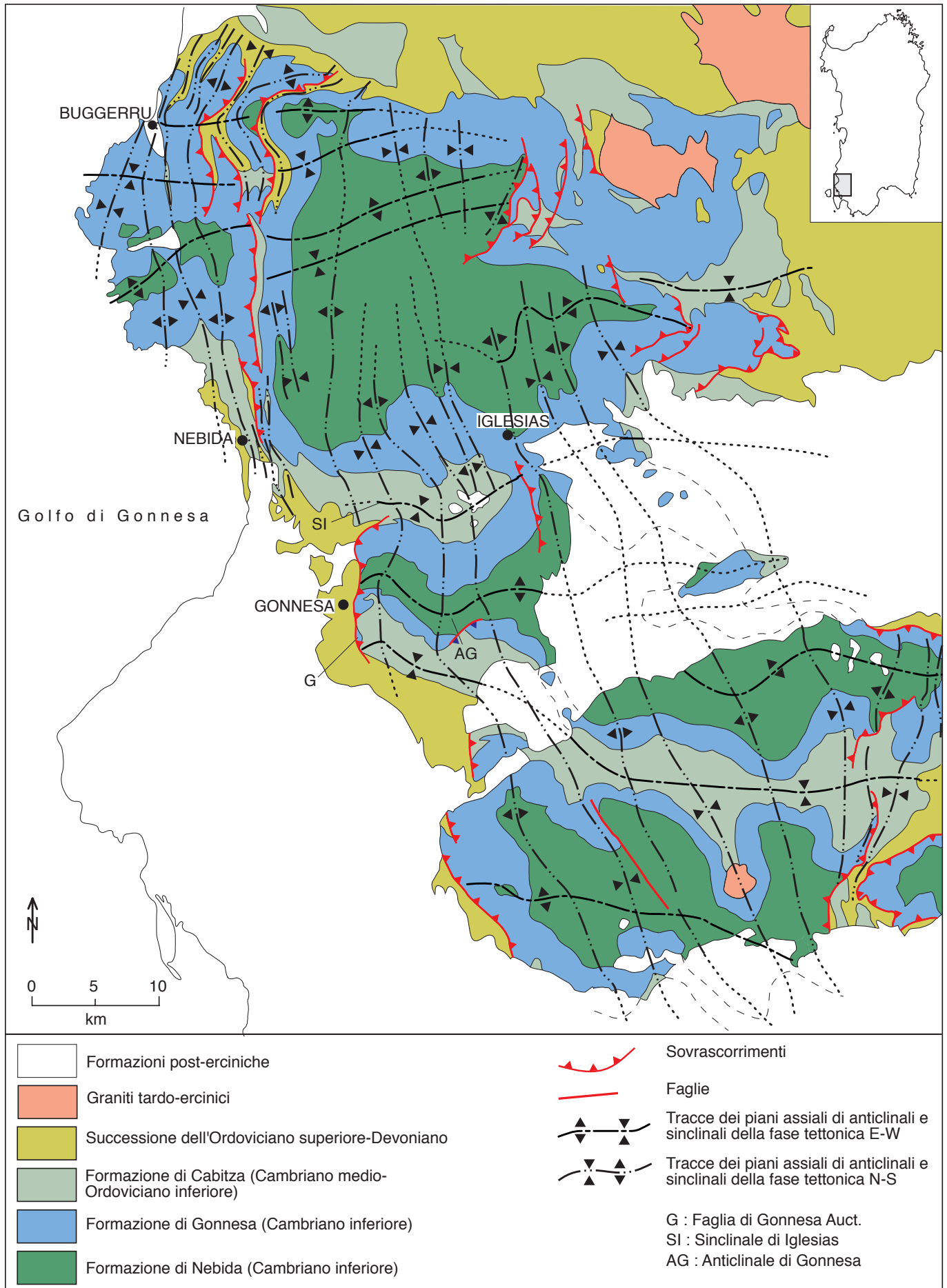


Fig. 40 – Schema strutturale dell'Ighesiente-Sulcis settentrionale (da CARMIGNANI *et alii*, 1982a, modificato).

dell'Iglesiente (Gonnesa) non esistono situazioni dove tale geometria sia osservabile altrettanto chiaramente. Le grandi strutture E-W dell'Iglesiente meridionale (Sinclinale di Iglesias, Anticlinale di Gonnesa, ecc.) si interrompono verso W contro la "Puddinga" ordoviciana, ma il contatto è complicato da una importante superficie tettonica: la Faglia di Gonnesa (BRUSCA & DESSAU, 1968).

Ciononostante, l'esistenza nelle formazioni cambriane di un sistema di pieghe diretto E-W, precedente alla strutturazione ercinica N-S, è dimostrabile in diversi modi:

- nelle metargilliti della Formazione di Cabitza al nucleo della Sinclinale di Iglesias, pieghe metriche o decametriche con assi E-W hanno le superfici assiali piegate secondo assi N-S;
- piani assiali N-S tagliano piani assiali E-W mantenendo una giacitura costante;
- a scala cartografica, entrambi i fianchi dell'Anticlinale di Gonnesa e della Sinclinale di Iglesias (orientate E-W) sono ripiegati secondo direzioni N-S (fig. 40).

La principale difficoltà a stabilire l'importanza della Fase sarda deriva dal fatto che anche la "Puddinga" *Auctt.* risulta piegata secondo assi E-W, con pieghe metriche e decametriche, in diverse zone a N di Domusnovas (DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970), a S di Gonnesa, ecc..

Le depressioni e culminazioni assiali delle pieghe N-S dell'Iglesiente occidentale, confermate anche dalle giaciture fino alla verticale degli assi delle pieghe minori e delle lineazioni di intersezione stratificazione-scistosità N-S, possono essere spiegate in modo semplice solo ammettendo che:

- gli assi N-S (prima fase ercinica) siano nati fortemente inclinati modellandosi su precedenti pieghe E-W;
- gli assi N-S siano stati ripresi da una successiva fase deformativa ercinica con assi E-W che avrebbe provocato variazioni di immersione degli assi N-S precedenti.

Quest'ultima ipotesi è sostenuta da BRUSCA & DESSAU (1968).

Per quanto l'ordine di successione delle fasi erciniche dell'Iglesiente sia un problema che richiede ulteriori ricerche, i dati disponibili fanno ritenere che sia la Fase sarda sia una delle fasi erciniche abbiano direzioni assiali circa E-W. Il parallelismo delle direzioni assiali di queste due fasi introduce notevoli incertezze nel distinguere gli effetti della Fase sarda da quelli della deformazione ercinica: in definitiva, una struttura può essere riferita con certezza alla Fase sarda solo quando è direttamente ricoperta in discordanza dalla "Puddinga" *Auctt.*. In mancanza del riferimento alla discordanza ogni piega con direzione assiale circa E-W nelle formazioni cambriane può essere attribuita sia alla Fase sarda sia alla fase ercinica con assi E-W. In conclusione, benché esistano chiare prove di movimenti tettonici precedenti l'Ordoviciano superiore, la difficoltà nel separare gli elementi strutturali E-W ercinici da quelli eocaledonici e le importanti deformazioni successive della fase ercinica principale (N-S) rendono molto difficile definire il ruolo e lo stile della Fase sarda.

In accordo con i dati strutturali rilevabili in campagna, in fig. 40 abbiamo distinto solo una generica direzione assiale E-W, intendendo comprendere in questa sia i piegamenti dell'eventuale Fase sarda sia quelli della fase ercinica con assi E-W. Le sezioni nella fig. 41 e fig. 42 mostrano lo stile di queste due direzioni strutturali.

Ben poco si conosce della tettonica E-W alla scala dell'affioramento. Pieghe minori con questa direzione sono rare e perciò è difficile stabilire se esistono differenze di stile da zona a zona.

Pieghe E-W con lunghezza d'onda di circa una decina di metri sono ben esposte negli argilloscisti della Formazione di Cabitza nella Sinclinale di Iglesias e nella zona di Masua, nella Formazione di Nebida nell'area di Canalgrande e a nucleo dell'Anticlinale di Gonnesa. Si tratta sempre di pieghe concentriche, senza scistosità e con piano assiale verticale o molto inclinato. Riteniamo che queste strutture minori riflettano la geometria delle grandi strutture E-W.

5.2.1.2 La deformazione con assi N-S

Questa fase ha determinato il raccorciamento maggiore ed ha prodotto sovrascorrimenti e pieghe di ogni dimensione, accompagnate da una scistosità ben sviluppata (fig. 43), generalmente molto inclinata e diretta mediamente N-S, e una lineazione di estensione in genere diretta secondo la massima pendenza della scistosità.

La geometria delle pieghe minori, la densità del clivaggio e lo sviluppo delle lineazioni di estensione sono molto variabili e dipendono principalmente dalla litologia e dalla posizione nelle grandi strutture. Nelle metargilliti la scistosità ha gradi di evoluzione differenti: dal clivaggio di frattura allo slaty cleavage. Nella "Puddinga" *Auctt.* la scistosità è sempre ben espressa (fig. 44); i ciottoli dei metaconglomerati sono statisticamente ben orientati e individuano una evidente lineazione di estensione sulla scistosità (fig. 16 e fig. 17). Nelle formazioni carbonatiche del Cambriano inferiore la scistosità è sviluppata solo lungo fasce discrete dirette circa N-S, con deformazione milonitica, connesse con locali sovrascorrimenti sul prolungamento del piano assiale di strette sinclinali. Le rocce carbonatiche si sono deformate essenzialmente per flessione secondo pieghe di grandi dimensioni e locali sovrascorrimenti. La lunghezza d'onda del sistema di pieghe N-S è variabile, comunque sempre molto minore della lunghezza d'onda del sistema E-W (fig. 41 e fig. 42).

Le grandi strutture plicative della fase N-S hanno generalmente piani assiali sub-verticali, debolmente immergenti verso E nell'Iglesiente occidentale e verso W nell'Iglesiente orientale. In quest'ultima zona le pieghe sono associate a sovrascorrimenti locali con senso di trasporto verso E, che possono sovrapporre il Cambriano inferiore sulle formazioni ordoviciane. Il sovrascorrimento più importante interessa il versante orientale del Marganai (N di Domusnovas) e la zona di M. Orbai (S di Villamassargia, fig. 45). Questi sovrascorrimenti sono interpretati da CAROSI *et alii* (1992) come retroscorrimenti legati alla tettonica di inversione ercinica che avrebbe riattivato faglie sin-sedimentarie dirette che avevano frammentato la piattaforma carbonatica nel Cambriano inferiore (GANDIN, 1987).

La giacitura degli assi diretti N-S è molto variabile e fortemente regolata dalle strutture E-W. In corrispondenza dei fianchi delle grandi strutture E-W dell'Iglesiente meridionale gli assi minori e le lineazioni di intersezione stratificazione-scistosità N-S sono sempre molto inclinate o verticali e, in qualche caso, producono sinformi anticlinali e sinclinali antiformali che, come evidenziato nelle sezioni geologiche 3 (M. San Giuseppe) e 4 (a W di M. Scorra) di fig. 41, danno luogo a geometrie complesse.

Particolarmente interessanti sono le strutture realizzate al contatto tra i metacalcari della Formazione di Gonnesa e le metargilliti della Formazione di Cabitza. La forma caratteristica a "cuspidi e lobi" di queste strutture è mostrata in fig. 46. Lungo il contatto le metargilliti sono "pizzicate" in strette sinclinali dentro il metacalcare, che è a sua volta piegato in anticlinali con cerniera arrotondata.

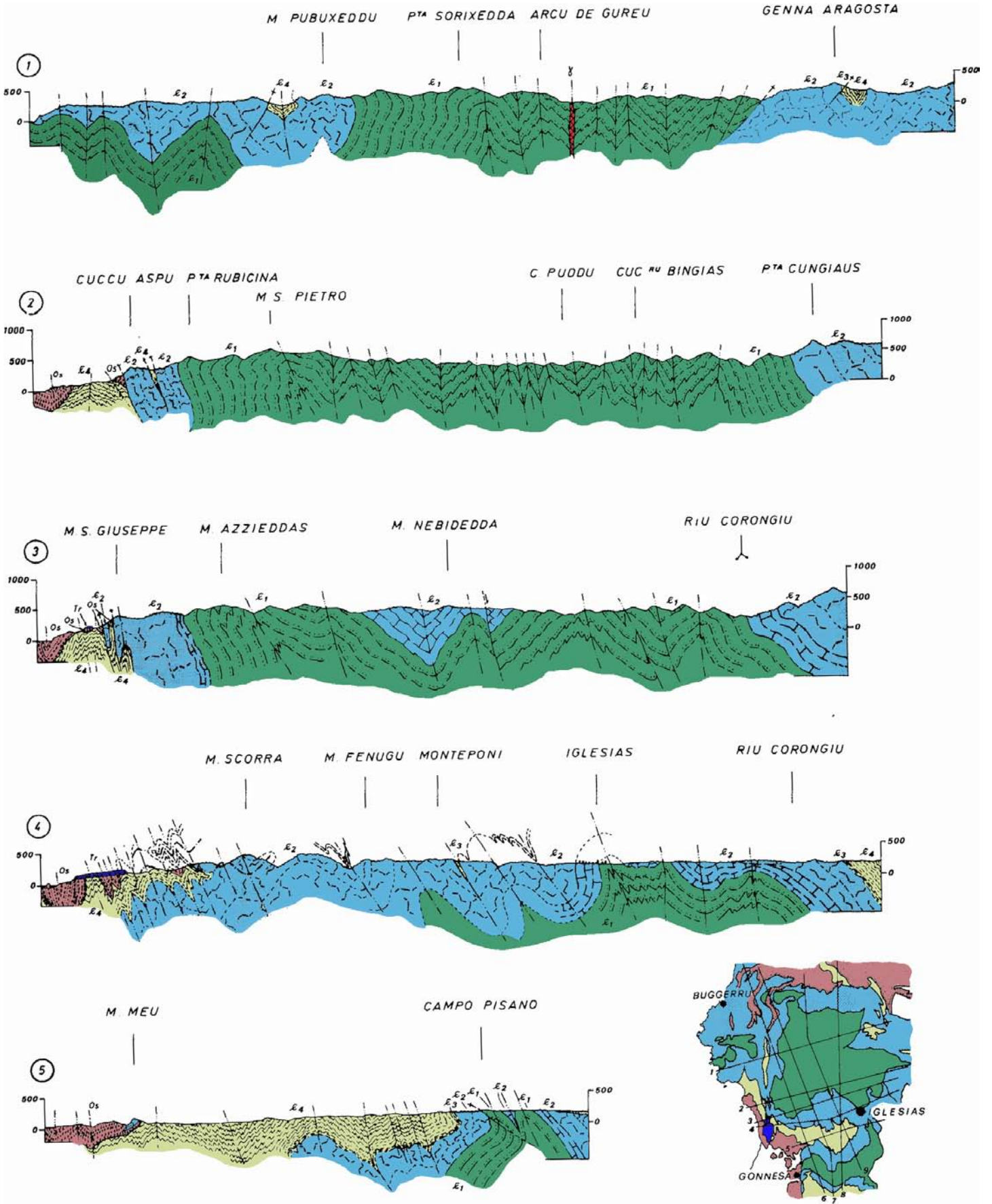


Fig. 41 – Sezioni geologiche attraverso l'Ighesiente. L'orientamento di queste sezioni evidenzia soprattutto le strutture plicative con asse N-S. c1: Formazione di Nebida; c2: Formazione di Gonnena; c3: Formazione di Cabitza, membro del Calcare nodulare; c4: Formazione di Cabitza, membro degli Argilloscisti di Cabitza; Os: Formazioni ordoviciane e siluriano-devoniane; Tr: Formazioni del Triassico medio; : porfidi. In basso a destra sono indicate le tracce di queste sezioni e anche quelle della fig. 42 (da CARMIGNANI *et alii*, 1986a).

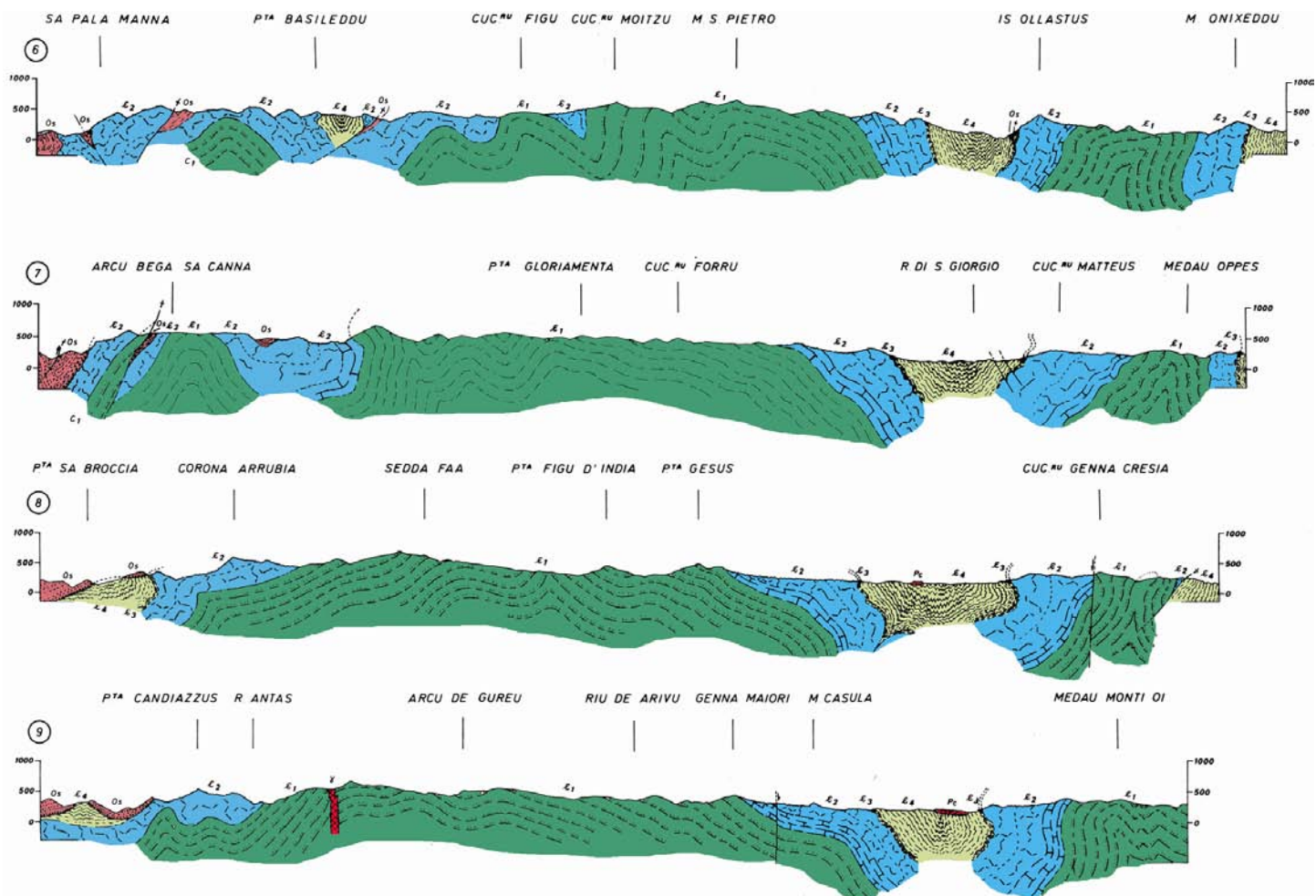


Fig. 42 – Sezioni geologiche attraverso l'Iglesiente. L'orientamento di queste sezioni evidenzia soprattutto le strutture plicative E-W. c1: Formazione di Nebida; c2: Formazione di Gonnese; c3: Formazione di Cabitza-membro del Calcare nodulare; c4: Formazione di Cabitza-membro degli Argilloscisti di Cabitza; Os: Formazioni ordoviciane e siluriano-devoniane; Pe: Formazioni post-erciniche (da CARMIGNANI *et alii*, 1986a).

Le strette sinclinali con direzione assiale N-S di Masua, Acquaresi e Buggerru, con a nucleo la Formazione di Cabitza e la "Pudding-a" *Auctt.* sono strutture di dimensioni molto maggiori con una geometria analoga (ZUFFARDI, 1965; DUNNET & MOORE, 1969).

5.2.2 Tettonica del Sulcis meridionale

Nella zonazione strutturale della Sardegna ercinica proposta da CARMIGNANI *et alii* (1982c), l'Iglesiente ed il Sulcis rappresentano la Zona esterna della catena. Nel Sulcis meridionale affiorano le rocce strutturalmente più profonde della Zona esterna, che mostrano un grado di deformazione ed un metamorfismo anomali rispetto alla zoneografia generale del basamento sardo. Si tratta del complesso di medio grado costituito dagli Ortogneiss di Capo Spartivento di età ordoviciana e dagli Scisti di M. Settiballas, micascisti di presunta età precambriana, con relitti di paragenesi anfibolitica. Questo complesso è ricoperto da metamorfiti in facies degli scisti della parte inferiore della Formazione di Bithia che mostrano due scistosità pervasive, la prima delle quali è presente solo come relitto in cerniere di pieghe isoclinali, senza che siano riconoscibili grandi strutture ad essa correlate (CAROSI *et alii*, 1995).

Numerosi autori (DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970; MINZONI, 1981; CARMIGNANI *et alii*, 1994b) segnalano in quest'area defor-

mazioni e metamorfismo ercinici di grado più elevato rispetto al Sulcis settentrionale e all'Iglesiente. Questi Autori descrivono, da N verso S, un passaggio graduale verso livelli strutturali progressivamente più profondi in concomitanza con l'aumento del grado metamorfico da condizioni anchizonali nell'Iglesiente a condizioni di scisti verdi nel Sulcis meridionale.

Gli studi di SASSI & VISONÀ (1989) e SASSI *et alii* (1990) sui rapporti tra i vari complessi del Sulcis meridionale hanno mostrato che: gli Ortogneiss di Capo Spartivento derivano da granitoidi intrusi nei protoliti dei micascisti; il contatto con la sovrastante Formazione di Bithia è tettonico e marcato da miloniti; tra la Formazione di Bithia e la sovrastante Formazione di Nebida non è rilevabile alcuna differenza di grado metamorfico, né si riesce a cogliere alcuna discordanza.

Secondo SASSI & VISONÀ (1989) e CAROSI *et alii* (1995), gli Ortogneiss di Capo Spartivento e gli Scisti di M. Settiballas hanno registrato una storia metamorfico-deformativa riassumibile in due stadi:

- metamorfismo di medio grado ($P= 3,5-4,8$ Kb e $T=650$ °C), che ha determinato la ricristallizzazione metamorfica dell'originario complesso granitico;



Fig. 43 – Pieghe a scala decimetrica negli Scisti di Cabitza, con lo sviluppo di una penetrativa scistosità di piano assiale (Bindua: Iglesiente).



Fig. 45 – Sovrascorrimento (S) dei calcari cambriani della Formazione di Gonnesa (C) sulla “Puddinga” Auct. Ordoviciano (O) (M. Orbai, Sulcis settentrionale).



Fig. 44 – Stratificazione (S0) e scistosità (S1) legata alla fase ercinica N-S nella Formazione di M. Argentu (“Puddinga” Auct.) (Nebida: Iglesiente).

b) cataclasi e milonisi, con modesta ricristallizzazione in facies degli scisti verdi (quarzo, albite, sericite, clorite).

Nelle metamorfiti di basso grado della Formazione di Bithia, SASSI & VISONÀ (1989) evidenziano la seguente storia tettono-metamorfica:

- metamorfismo sin-cinematico di bassissimo grado (facies delle zeoliti), con formazione di uno *slaty cleavage* S1;
- successivo sviluppo della scistosità dominante S2, con associato metamorfismo sin-cinematico in facies degli scisti verdi (quarzo, albite, muscovite, epidoto) che aumenta di intensità avvicinandosi al duomo degli ortogneiss;
- blastesi post-cinematica di miche chiare, talvolta deformata da kink e pieghe a scatola.

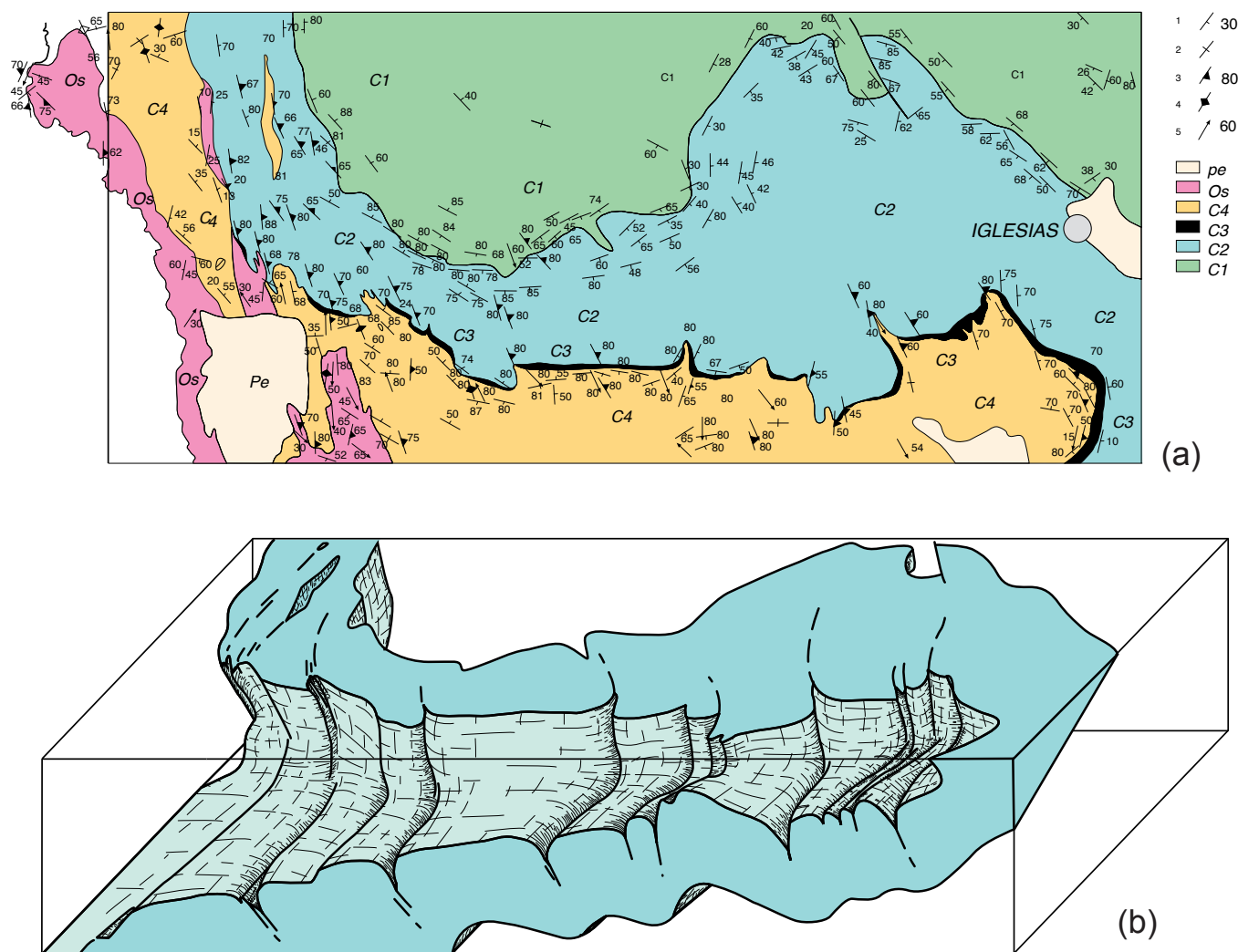


Fig. 46 – (a) Carta geologica e (b) schema tridimensionale del fianco settentrionale della Sinclinale di Iglesias. C1: Formazione di Nebida; C2: Formazione di Gonnese; C3: Formazione di Cabitza, membro del Calcare nodulare; C4: Formazione di Cabitza, membro degli Argilloscisti di Cabitza; Os: Formazioni dell’Ordoviciano e del Siluriano; Pe: Formazioni post-erciniche; 1: giaciture della stratificazione; 2: stratificazione verticale; 3: giaciture della scistosità della fase ercinica N-S; 4: scistosità verticale; 5: giaciture degli assi delle pieghe minori e delle lineazioni d’intersezione della fase ercinica N-S.

A scala dell’affioramento, in queste metamorfiti si riconoscono due fasi deformative sincristose. L’anisotropia più evidente è la S2, che mostra giaciture generalmente immergenti verso E e verso W rispettivamente a E e a W delle metamorfiti di medio grado. A scala cartografica la S2 realizza quindi un duomo di scistosità (Duomo di Capo Spartivento) con asse debolmente immergente verso N. Al centro di questa struttura a duomo, che ha un raggio di circa 10 km, affiora il complesso più metamorfico.

Tutti questi dati sono stati riuniti da CARMIGNANI *et alii* (1994b) in un modello coerente per spiegare la struttura del Sulcis meridionale; secondo tale modello, alla tettonica di raccorciamento ercinica, comune al resto della Zona esterna, si è sovrapposta una successiva e importante fase di deformazione connessa a distensione crostale con formazione di un *metamorphic core complex* corrispondente al Duomo di Capo Spartivento.

La fase distensiva è responsabile del contatto tettonico tra le metamorfiti di medio grado e la sovrastante Formazione di Bithia; infatti questo contatto mostra un parallelismo a scala regionale con la S2 e le paragenesi associate alle miloniti formatesi durante il metamorfismo in facies degli scisti verdi. Inoltre, tale contatto è

costantemente poco inclinato e ha tutti i caratteri di una zona di taglio distensiva di importanza regionale; in corrispondenza di esso, infine, si verifica un brusco salto di grado metamorfico (almeno 200 ° C), con elisione di uno spessore crostale valutabile tra 4 e 6 km.

La presenza di metamorfismo di bassa pressione e alta temperatura, con elevati valori del gradiente geotermico in corrispondenza del Duomo di Capo Spartivento (40 ° C/km nel complesso di medio grado e 60-70 ° C /km nelle sovrastanti metamorfiti di basso grado: SASSI & VISONÀ, 1989; SASSI, 1990), ben si inquadra in un contesto di tettonica distensiva a scala crostale.

5.3 Tettonica della Zona a falde

5.3.1 Introduzione

In questo e nei capitoli seguenti saranno descritte le caratteristiche strutturali del più vasto affioramento di metamorfiti di basso grado del Basamento sardo, che si estende senza interruzione tra

i Monti del Gennargentu e il Sarrabus (vedi fig. 6 a pagina 15). Questa è una zona chiave per la comprensione della strutturazione ercinica dell'intero basamento, la quale è stata compresa solo a partire dagli anni settanta, quando è iniziata per la prima volta ad essere formulata una generale reinterpretazione di tutta l'evoluzione geodinamica di tale basamento in chiave alloctonista.

Fino all'inizio degli anni settanta l'intero complesso metamorfico paleozoico di questa parte dell'Isola era ritenuto autoctono e generalmente interamente attribuito al Siluriano. La complessità strutturale (e stratigrafica) di queste metamorfite è stata poi gradualmente delineata durante gli anni settanta e ottanta.

La zona compresa tra l'Arburese e il massiccio del Gennargentu è indicata come "Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi" e suddiviso in Falde interne e Falde esterne (fig. 6). Questa regione, corrispondente circa alla "Zona a falde" come definita da CARMIGNANI *et alii* (1981), comprende tutto il basamento della Sardegna centro-meridionale ed è caratterizzata dall'impilamento di unità tettoniche messe in posto durante le fasi compressive dell'orogenesi ercinica. Nella Zona a falde le deformazioni duttili sono accompagnate da metamorfismo regionale in facies di scisti verdi; solo nell'Unità del M. Grighini, la più profonda della pila di falde affioranti, il metamorfismo raggiunge la facies anfibolitica.

Le unità tettoniche della Zona a falde sono costituite da successioni più o meno complete, le cui età sono comprese tra il Cambriano e il Carbonifero inferiore. Il livello di scollamento delle falde è generalmente alla base delle metarenarie cambro-ordoviciane: Arenarie di S. Vito nel Sarrabus-Gerrei, Formazione di Solanas nella Sardegna centrale e "Postgotlandiano" *Auctt.* nei Monti del Gennargentu e nell'Arburese. Si tratta di una tettonica di copertura in cui non è mai coinvolto il basamento precambriano (fig. 47).

Esistono importanti differenze sia nelle successioni litostratigrafiche, sia nell'evoluzione strutturale tra le Falde interne (Nurra meridionale, Goceano e Monti del Gennargentu) e le Falde esterne (Sarrabus, Arburese, Gerrei, Salto di Quirra, Sarcidano e Barbagia). In particolare, le Falde interne sono caratterizzate dalla estrema scarsità dei prodotti magmatici dell'Ordoviciano medio e presentano potenti successioni clastiche del Cambriano-Ordoviciano. La migliore esposizione della struttura a falde della Sardegna centro-orientale affiora in corrispondenza dell'Antiforme del Flumendosa, un'antiforme di falde che, con direzione SE-NW, dalla bassa valle del Flumendosa arriva fino al M. Grighini (fig. 6 e CARMIGNANI *et alii*, 1989).

L'unità strutturalmente più profonda della Zona a falde è l'Unità del M. Grighini che affiora isolata tra i sedimenti e le vulcanite terziarie poco a E di Oristano (fig. 6 e fig. 8). Nella bassa valle del Flumendosa affiora la successione più completa delle Falde esterne; qui l'unità più profonda è l'Unità di Riu Grappa (correlabile con l'Unità del Castello di Quirra e con l'Unità di Castello Medusa che affiora nel Sarcidano: CARMIGNANI *et alii*, 1979a), sormontata dall'Unità del Gerrei, che a sua volta è ricoperta sul fianco meridionale e settentrionale dell'Antiforme del Flumendosa rispettivamente dall'Unità del Sarrabus e dall'Unità di Meana Sardo (fig. 48, fig. 49).

A S del Gennargentu, l'Unità di Meana Sardo è sormontata da un monotono complesso alloctono, le Falde interne, che comprende tutto il massiccio del Gennargentu e a cui, nella Carta geologica allegata, sono stati attribuiti anche vasti affioramenti di metamorfite in facies degli scisti verdi delle Baronie, del Goceano e della Nurra

(fig. 6, fig. 49).

5.3.2 Falde esterne

5.3.2.1 Tettonica eocaledoniana

Gli elementi che testimoniano una tettonica eocaledoniana di età ordoviciana nella Sardegna SE sono:

- a) a discordanza angolare (Discordanza sarrabese), che nell'Unità del Sarrabus separa la successione sedimentaria del Cambriano-Ordoviciano inferiore dal sovrastante complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio (fig. 8 e fig. 20) (CALVINO, 1959);
- b) l'importante magmatismo calcocalino dell'Ordoviciano medio;
- c) la presenza di conglomerati e arenarie grossolane continentali che testimoniano diffuse e prolungate emersioni nell'Ordoviciano medio.

Deformazioni caledoniane sono presenti probabilmente in tutta la Sardegna centro-orientale ma, a causa degli intensi effetti metamorfici e tettonici ercinici, strutture plicative e metamorfismo pre-ercinici non sono mai stati documentati. Sembra comunque che "movimenti" eocaledoniani siano presenti anche nella Sardegna centrale e sud-orientale e siano correlabili con la Fase sarda nota nella Sardegna sud-occidentale.

5.3.2.2 Tettonica ercinica

La struttura delle Falde esterne è essenzialmente dovuta a due eventi deformativi con caratteri strutturali, metamorfici e magmatici che sono stati riconosciuti in tutto il basamento della Sardegna (CARMIGNANI *et alii*, 1994b):

- a) un'importante tettonica compressiva, probabilmente diacrona, che ha interessato la Sardegna SE nel Viséano-Namuriano. Questo evento, correlato con la collisione continentale ercinica, ha determinato il sovrascorrimento delle successioni paleozoiche e un metamorfismo sin-cinematico connesso con l'ispessimento crostale (Fase D1);
- b) una pervasiva tettonica distensiva, tardo-orogena, che si sviluppa nel Westafaliano superiore-Permiano inferiore. Questo evento è stato correlato con il collasso della catena alla fine delle fasi di ispessimento crostale (fase distensiva post-collisionale). La deformazione si è realizzata durante la risalita e il raffreddamento delle metamorfite, e quindi a livelli strutturali sempre più superficiali. Ne deriva una grande varietà di strutture con stili differenti, che vanno da zone di taglio duttile ed associati sistemi di pieghe (Fase D2 e Fase D3), a faglie dirette poco inclinate e faglie dirette molto inclinate e faglie trascorrenti.

Fase collisionale (Fase D1)

Durante questa fase si ha la messa in posto delle Falde esterne che dal basso verso l'alto sono costituite dalle seguenti unità tettoniche (fig. 39, fig. 47 e fig. 48):

- a) Unità di M. Grighini;
- b) Unità di Riu Grappa;
- c) Unità del Gerrei;
- d) Unità di Meana Sardo;
- e) Unità del Sarrabus e Unità dell'Arburese.

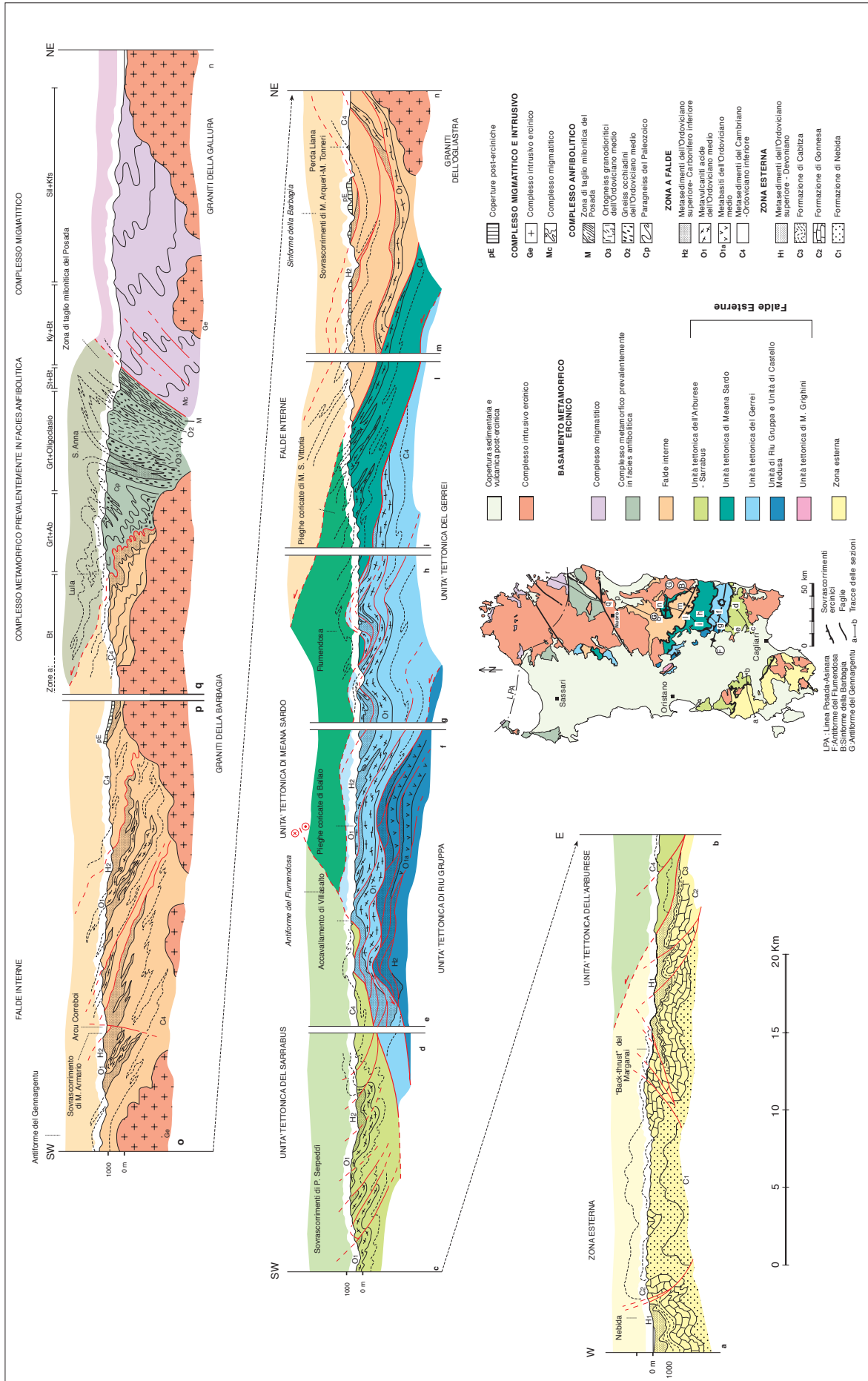


Fig. 47 – Sezioni geologiche schematiche attraverso il Basamento ercinico sardo (da CARMIGNANI *et alii*, 1989, modificato).

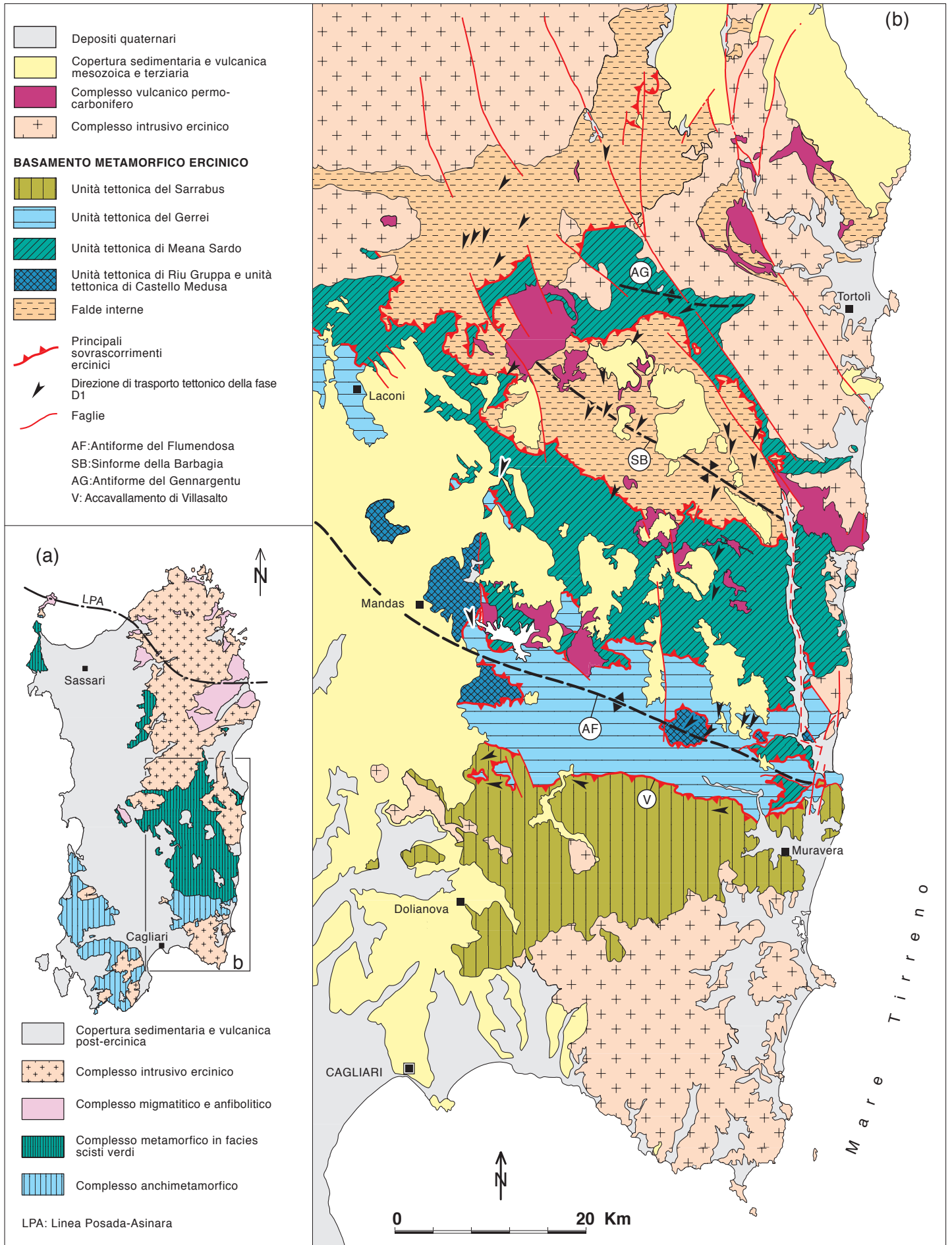
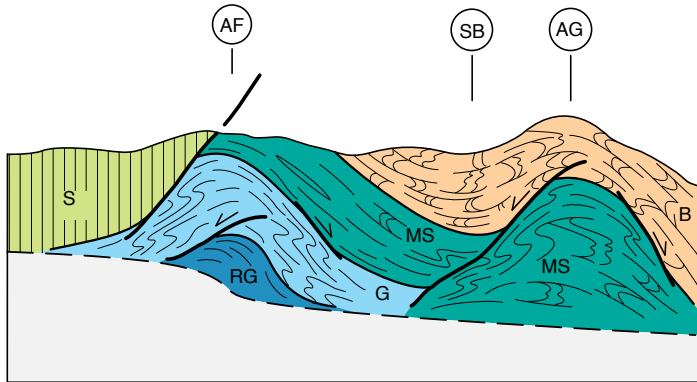
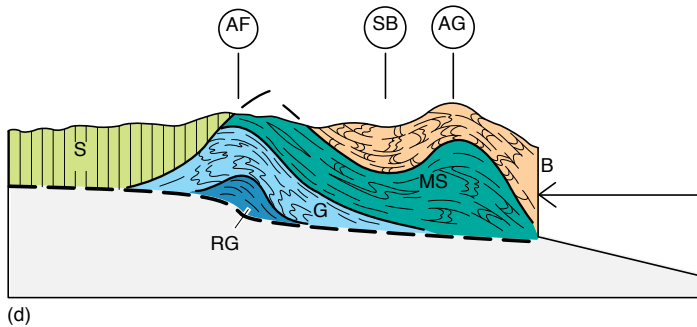
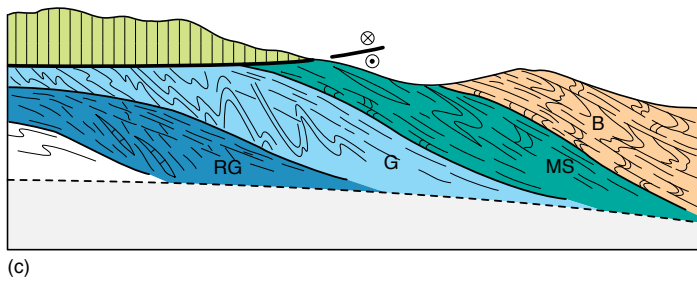
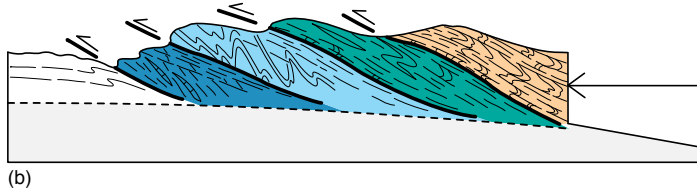
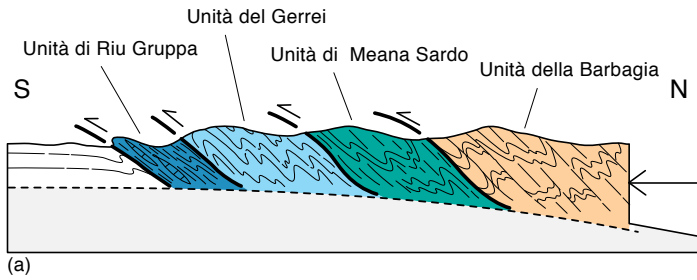


Fig. 48 – Schema tettonico del Basamento paleozoico della Sardegna sud-orientale.



AF: Antiforme del Flumendosa
 AG: Anticlinale della Barbagia
 B: Unità della Barbagia
 G: Unità del Gerrei
 MS: Unità di Meana Sardo
 RG: Unità del Riu Grappa

Fig. 50 – Schema evolutivo delle unità tettoniche nella Sardegna centro-orientale.

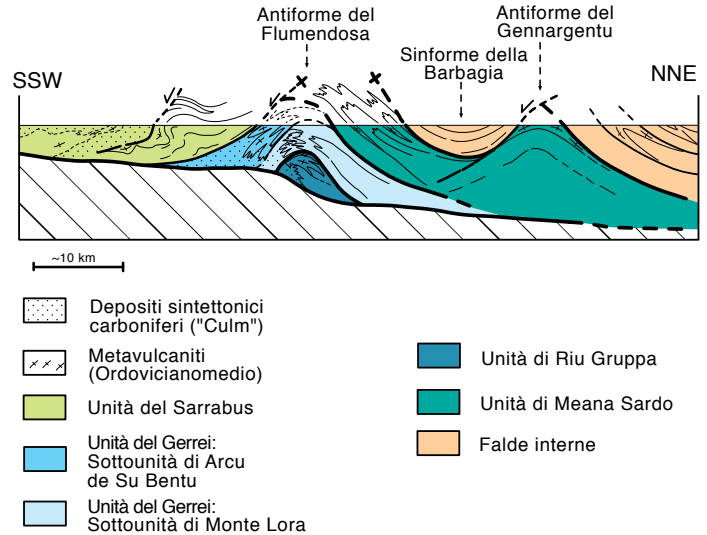


Fig. 49 – Profilo schematico attraverso la struttura a falde del Basamento ercinico della Sardegna sud-orientale.

Le unità geometricamente più profonde affiorano in zone di culminazione tettonica dell'Antiforme del Flumendosa. Esse sono state interpretate come un *antiformal stack*, sviluppate durante la messa in posto delle unità tettoniche e successivamente amplificate da faglie dirette a basso angolo o molto inclinate, parallele ai fianchi delle antiformi (CARMIGNANI *et alii*, 1992c, 1994b) (fig. 50). Queste culminazioni non possono quindi essere attribuite a pieno titolo né alla fase D1 né alla tettonica distensiva post-collisionale.

La Fase D1 è caratterizzata da pieghe isoclinali coricate, fortemente non-cilindriche, da una scistosità penetrativa di piano assiale (S1) che rappresenta la superficie strutturale più evidente alla scala dell'affioramento, e da marcate lineazioni mineralogiche e di estensione (L1). Alla mesoscala le pieghe mostrano cerniere ispessite e fianchi assottigliati. Le geometrie delle pieghe di grandi dimensioni sembrano analoghe.

La deformazione è accompagnata da metamorfismo sin-cinematico di basso grado: deformazione interna e metamorfismo aumentano, sia pur lievemente, dall'unità più superficiale (Unità del Sarrabus) alla più profonda (Unità di Riu Grappa); solamente nell'Unità di M.Grighini è raggiunta la facies anfibolitica. Il senso di trasporto della prima fase deformativa e la direzione di messa in posto delle falde è verso SSW o verso SW per l'Unità del Gerrei e l'Unità di Meana Sardo, e da E verso W per l'Unità del Sarrabus (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CONTI & PATTA, 1998; CARMIGNANI *et alii*, 2001) (fig. 48). Tali direzioni sono state dedotte dagli indicatori cinematici lungo i principali sovrascorrimenti, dall'orientazione delle lineazioni d'estensione e mineralogiche e dal senso di rovesciamento delle pieghe. Questi elementi cinematici indicano che l'Unità del Sarrabus ha, durante la prima fase, un'evoluzione almeno in parte indipendente rispetto alle unità tettoniche sottostanti. Lineazioni di estensione dirette E-W sono citate anche per l'Unità dell'Arburese da MAZZARINI & PERTUSATI (1991).

Nell'Unità del Sarrabus la prima fase deformativa porta allo sviluppo di tre sottounità tettoniche: la Sottounità di Genn'Argiolas, la Sottounità di Minderrì e la Sottounità di P.ta Ruggeri (CARMIGNANI *et alii*, 2001). Questa unità tettonica viene generalmente correlata con l'Unità dell'Arburese (BARCA *et alii*, 1981b,a) che affiora a SW del Campidano (fig. 39).

L'Unità del Gerrei nella bassa valle del Flumendosa è stata suddivisa in due sottounità (CARMIGNANI *et alii*, 1978a, 2001): la Sottounità di Arcu de su Bentu e la Sottounità di M. Lora, distinte anche da alcune differenze nella successione litostratigrafica. L'Unità del Gerrei torna ad affiorare anche nel Goceano e molto limitatamente nell'Arburese.

L'Unità di Riu Gruppa affiora in finestre tettoniche di limitata estensione lungo l'Antiforme del Flumendosa. Questa unità tettonica è equivalente all'Unità di Castello di Quirra e all'Unità di Castello Medusa di CARMIGNANI *et alii* (1979a).

Come anzidetto, infine, l'Unità di M. Grighini costituisce l'unità più profonda delle Falde esterne ed è caratterizzata da un metamorfismo in facies anfibolitica.

Di seguito vengono illustrati più in dettaglio i caratteri delle fasi collisionali (Fase D1) nelle varie unità tettoniche. L'esposizione parte dalle unità geometricamente più profonde.

Unità del M. Grighini

L'Unità del M. Grighini (fig. 6, fig. 51) è caratterizzata da un metamorfismo regionale progrado da condizioni di basso grado (zona a biotite) fino alla facies anfibolitica (zona a staurolite). Questa unità è stata divisa in due subunità costituite da un'analoga successione e che si differenziano sulla base del grado metamorfico e dell'intensità della deformazione (MUSUMECI, 1991, 1992).

La subunità inferiore è costituita dal basso verso l'alto da: a) paragneiss minuti e paragneiss microocchidini, con intercalazioni di micascisti e quarziti; b) micascisti a granato e staurolite, con livelli di paragneiss a granato e biotite. All'interno dei micascisti sono presenti alcune lenti di marmo di spessore metrico.

La subunità superiore è separata dalla precedente da un contatto tettonico marcato da cataclasi e la sua successione è costituita da: a) metavulcaniti porfiroclastiche e metavulcanoclastiti a grana fine a biotite e muscovite, derivate da originarie vulcaniti e loro rimaneggiati;

b) filladi a biotite e muscovite.

Secondo MUSUMECI (1991, 1992), queste successioni sono correlabili con quelle cambro-ordoviciane delle sovrastanti unità tettoniche di grado più basso.

Al di sopra della subunità superiore poggia, con contatto tettonico, l'Unità di Riu Gruppa (localmente nota con il nome di Unità di Castello Medusa), affiorante lungo il bordo orientale del complesso del M. Grighini. Verso SW l'Unità di M. Grighini viene a contatto, tramite una importante zona di taglio tardo-ercinica che sarà discussa più in dettaglio in seguito, con le metamorfite di basso grado dell'Unità del Gerrei (fig. 51).

Unità di Riu Gruppa

Affiora in una serie di finestre tettoniche, in corrispondenza delle culminazioni assiali dell'Antiforme del Flumendosa e, come già ripetuto, prende nomi locali differenti: Unità di Castello di Quirra, Unità di Castello Medusa (fig. 48).

La successione stratigrafica di questa unità è ben esposta presso Asuni (Sarcidano), lungo il Riu Gruppa (Gerrei) (GATTIGLIO & OGGIANO, 1992) e nel Salto di Quirra (fig. 52). Le rocce che la compongono sono interessate da ricristallizzazione e deformazione sin-metamorfiche lievemente maggiori rispetto alle metamorfite delle unità sovrastanti. Gli unici reperti paleontologici sono resti di crinoidi e probabili tentaculiti che si rinvennero nei marmi;

peraltro, le attribuzioni cronostatigrafiche sono unicamente basate sulle analogie litologiche con le formazioni delle altre unità. Con questo criterio è stata ricostruita una successione che dal Cambriano arriva al Carbonifero inferiore.

Per la posizione che essa occupa nell'edificio delle Falde esterne, l'Unità di Riu Gruppa è da collocarsi in un'area paleogeografica più esterna rispetto alle altre unità tettoniche del Gerrei. La successione dell'Unità di Riu Gruppa presenta infatti qualche somiglianza con quella dell'Unità del Gerrei, come per esempio la presenza di metarose dell'Ordoviciano superiore, ma mostra anche marcate differenze come l'assenza di Porfiroidi ordoviciani. Vista la grande deformazione subita dall'unità, non si può comunque escludere che alcune formazioni siano state elise tettonicamente.

Questa unità è caratterizzata da un'intensa deformazione polifasica e da una deformazione interna e una ricristallizzazione più intense rispetto a quelle della sovrastante Unità del Gerrei, ciò che si manifesta nelle litologie carbonatiche sistematicamente trasformate in marmi (fig. 54). Tutte le litologie sono interessate da fenomeni di milonizzazione, con formazione di scistosità molto penetrativa, lineazioni di estensione prevalentemente orientate NE-SW e da complicate strutture a scaglie (fig. 52); inoltre, pieghe isoclinali metriche sono diffuse in tutte le unità litostratigrafiche che la compongono. La maggiore ricristallizzazione non avviene comunque a temperature di molto superiori rispetto a quelle che hanno interessato l'unità sovrastante, come ha dimostrato lo studio delle paragenesi metamorfiche e l'applicazione del geotermometro calcite/dolomite (CAROSI *et alii*, 1990a; FRANCESCHELLI *et alii*, 1992).

In sezione sottile i marmi non conservano evidenze di deformazione plastica. Essi hanno sempre una caratteristica struttura granoblastica, priva di orientazioni preferenziali sia di forma che cristallografiche (fig. 55). Questa ricristallizzazione statica prova che l'Unità di Riu Gruppa ha raggiunto l'acme termico, a cui si deve la formazione dei suoi marmi, dopo l'evento deformativo che ha prodotto l'intensa deformazione milonitica in questa unità.

Unità del Gerrei

Da un punto di vista litostratigrafico questa unità tettonica (fig. 48) è caratterizzata soprattutto da un notevole spessore di metarioliti, metariodaciti e metavulcanoclastiti dell'Ordoviciano medio, con struttura occhiadina (Porfiroidi), e da una caratteristica successione dell'Ordoviciano superiore (fig. 8). Affiora esclusivamente lungo l'Antiforme del Flumendosa e in limitati settori dell'Arburese settentrionale (fig. 39) e del Goceano. Nella bassa valle del Flumendosa l'Unità del Gerrei è stata divisa in due sottounità tettoniche: la Sottounità di M. Lora e la Sottounità di Arcu de su Bentu (CARMIGNANI *et alii*, 1978a, 2001). Le modeste differenze tra le successioni di queste due sottounità riguardano il complesso vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano medio e i metasedimenti dell'Ordoviciano superiore.

Nell'Unità del Gerrei la fase D1 ha prodotto un intenso piegamento, con pieghe isoclinali a tutte le scale (fig. 56) e relativa scistosità di piano assiale molto penetrativa (S1). Lineazioni mineralogiche e di estensione (L1) si sviluppano in quasi tutte le litologie, ma più evidenti esse risultano nelle metavulcaniti acide ordoviciane (fig. 57), nelle metavulcaniti basiche e nei metaconglomerati. Le lineazioni di estensione sono mediamente orientate NE-SW. Le pieghe D1 sono fortemente non cilindriche. Il trasporto tettonico

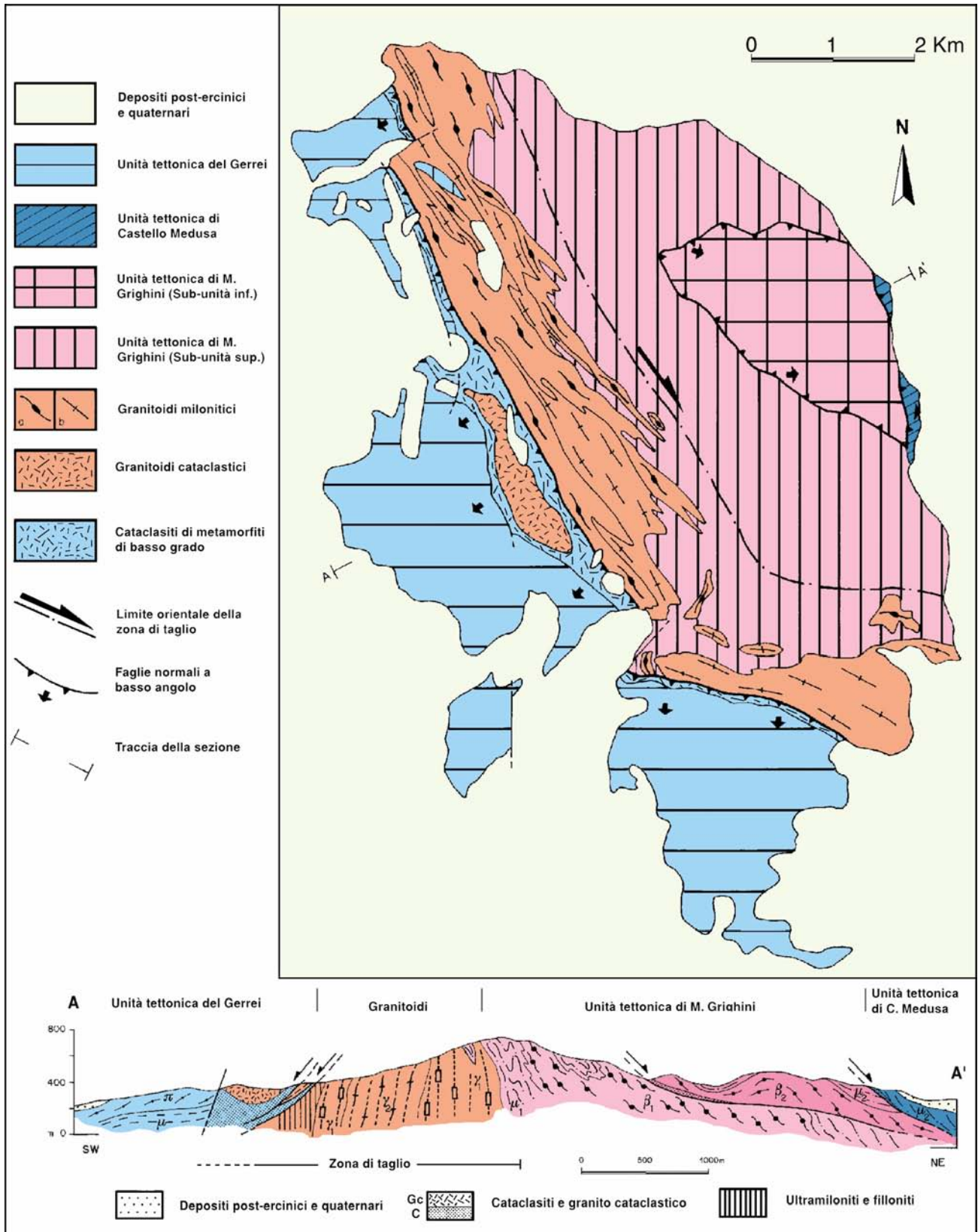


Fig. 51 – Schema geologico del Complesso del M. Grighini (da MUSUMECI, 1991)

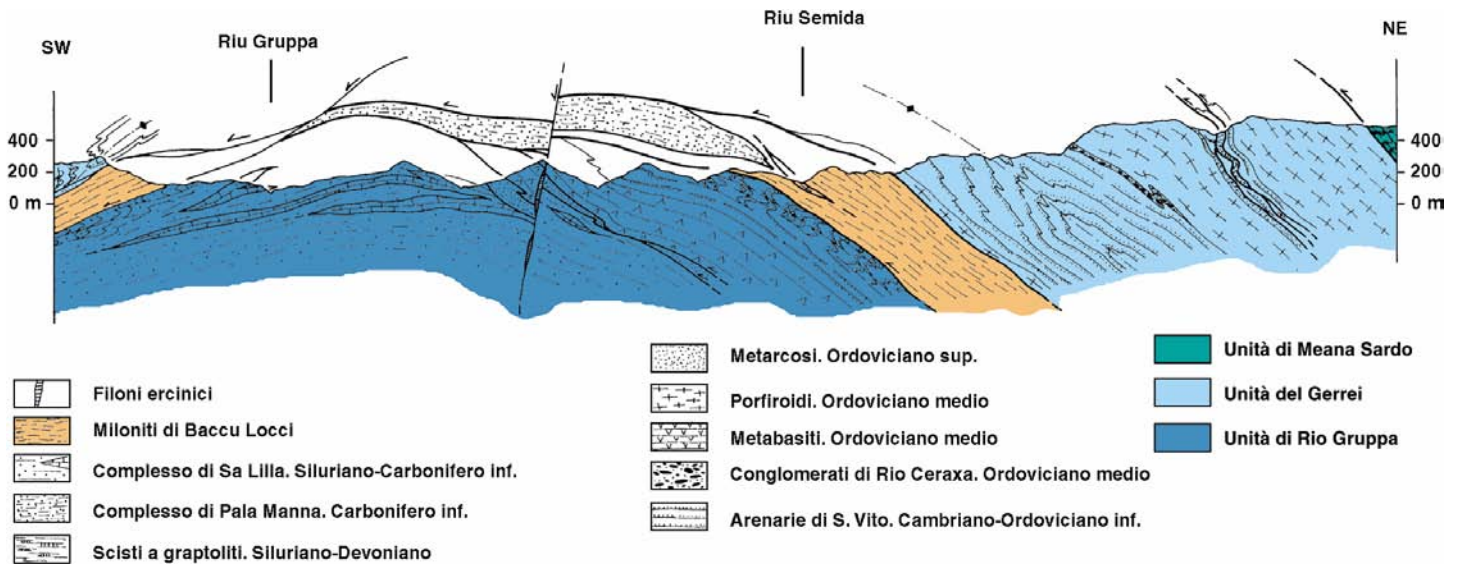


Fig. 52 – Sezione geologica (sezione 1 in fig. 53) attraverso l’Unità di Rio Gruppa nell’omonima area, bassa valle del Flumendosa (da: CONTI *et alii*, 1998, modificato).

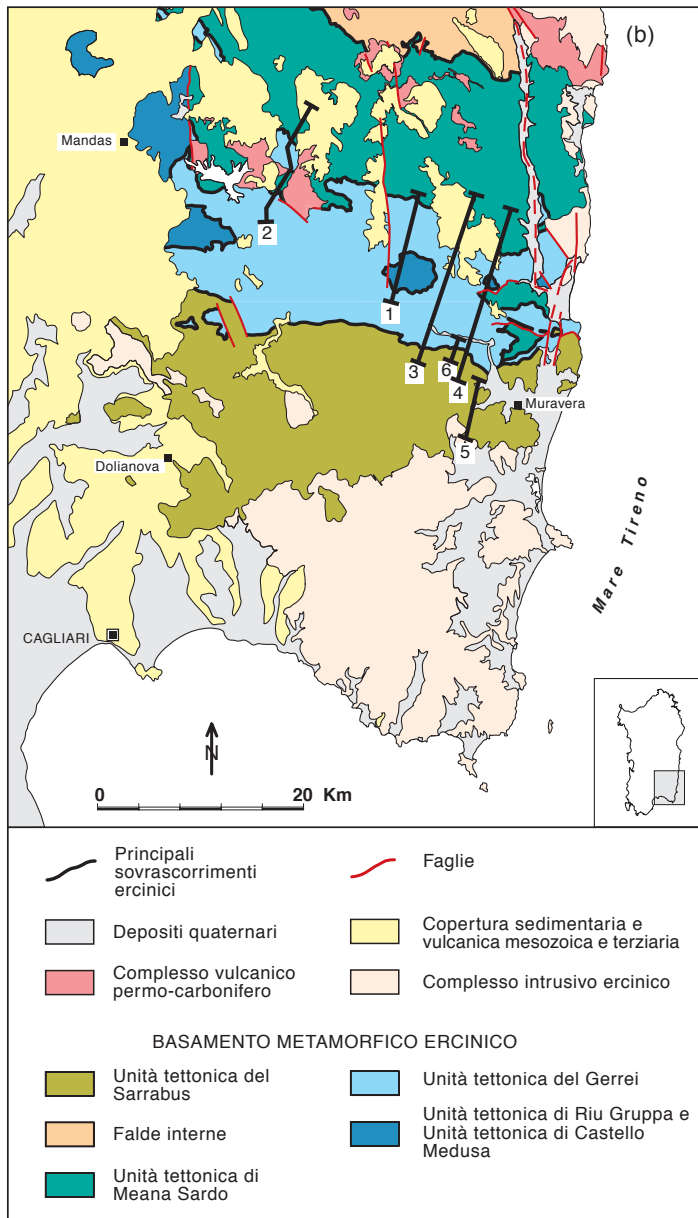


Fig. 53 – Ubicazione delle sezioni geologiche attraverso il Basamento ercinico della Sardegna SE citate nel testo.

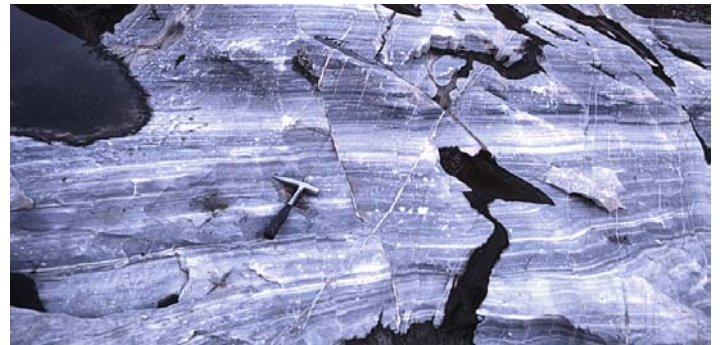


Fig. 54 – Marmi devoniani dell’Unità di Rio Gruppa (Rio Gruppa: Gerrei).

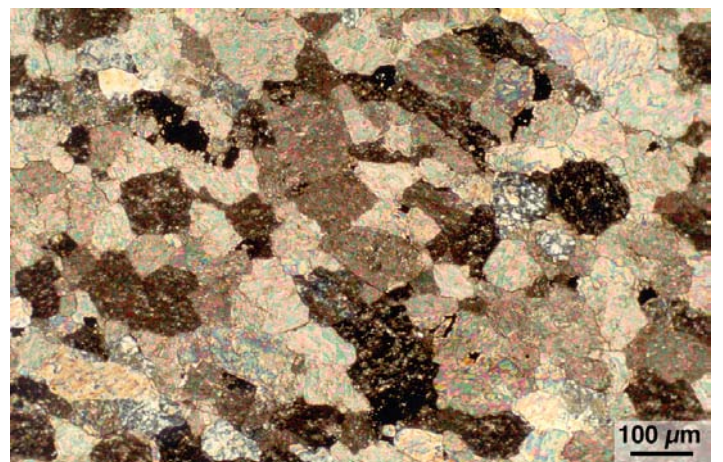


Fig. 55 – Struttura granoblastica nei marmi del Complesso di Sa Lilla, Unità di Rio Gruppa (affioramento lungo il Riu Gruppa: Gerrei). Sezione sottile, nicol incrociati.

associato a questo piegamento è verso SW. Grandi pieghe isoclinali si radicano sul fianco settentrionale dell'Antiforme del Flumendosa e affiorano a *tête plongeante* sul suo fianco meridionale (fig. 47, fig. 58, fig. 59).

Nella bassa valle del Flumendosa, la Sottounità di Arcu de su Bentu, immediatamente sottostante il sovrascorrimento dell'Unità di Meana Sardo, è interessata sia da un'intensa deformazione, molto evidente anche nella struttura interna dei Porfiroidi, sia da un marcato grado di ricristallizzazione dei metacalcari. Tale deformazione, che aumenta avvicinandosi al sovrascorrimento, si accompagna allo sviluppo progressivo di una scistosità (S1a), subparallela alla superficie del sovrascorrimento, la quale si sovrappone alla scistosità regionale S1 legata alle strutture plicative D1.

La Sottounità di M. Lora affiora quasi esclusivamente a S dell'Antiforme del Flumendosa. La continuazione della sottounità a N dell'antiforme è rappresentata solo da pochi lembi di Porfiroidi, per cui la maggior parte della sottounità è costituita da anticlinali sinformi e sinclinali antiformali con piani assiali immergenti a S e SSW (fig. 49). Questo assetto si è probabilmente realizzato durante la fase D1 con l'impilamento delle varie unità tettoniche (*foreland dipping duplex*: MCCLAY, 1992). Le strutture più complesse affiorano in particolare tra Brecca e Baccu Scovas, dove le strutture plicative D1 sono ripiegate dalla fase D2, dando luogo a interferenze complesse (fig. 60). Altri esempi di anticlinali sinformi della Sottounità di M. Lora affiorano tra M. Perdosu e M. Ferru lungo il Flumendosa.

Unità di Meana Sardo

Questa unità affiora in modo continuo dalla zona di Laconi-Meana Sardo fino al Salto di Quirra, sul fianco settentrionale dell'Antiforme del Flumendosa, a S del Gennargentu in corrispondenza dell'Antiforme del Gennargentu (fig. 48, fig. 49) e nel Goceano, dove essa risulta costantemente compresa tra la sottostante Unità del Gerrei e le sovrastanti Falde interne. La successione litostratigrafica comprende termini che vanno dal Cambriano al Devoniano (fig. 8).



Fig. 56 – Piegia isoclinale D1 nella formazione devoniana degli "Scisti a tentaculiti" *Auctt.* (Sarrabus)



Fig. 57 – Formazione dei "Porfiroidi" nell'Unità del Gerrei; Bruncu Muflone Langius (Gerrei).

La strutturazione fondamentale della fase D1 in questa unità è costituita da pieghe isoclinali chilometriche rovesciate verso SW (fig. 47). Il nucleo delle anticlinali è costituito dalle metarenarie cambriane, mentre nelle sinclinali i termini più recenti sono generalmente costituiti da metavulcaniti o metasedimenti dell'Ordoviciano. Alla scala meso e microscopica il quadro deformativo-metamorfico è sostanzialmente analogo a quello dell'Unità del Gerrei, da cui si differenzia solamente per un maggiore grado di ricristallizzazione interna delle rocce (fig. 61).

Il metamorfismo associato alla fase D1 resta nell'ambito della facies degli scisti verdi. La scistosità (S1) si sviluppa in tutte le litologie; soprattutto nelle litologie con forte componente pelitica la stratificazione è sistematicamente trasposta; comunque i caratteri originari dei protoliti sono ancora riconoscibili. L'analisi microstrutturale ha evidenziato, soprattutto in prossimità dell'accavallamento di base dell'unità tettonica, la presenza, assieme a quarzo-miloniti (fig. 62), una complessa evoluzione della scistosità di prima fase. In sezione sottile si osservano spesso due scistosità penetrative che fanno tra loro un piccolo angolo. Secondo CAROSI & PERTUSATI (1990) questa complessa struttura risulta alquanto diffusa nell'Unità di Meana Sardo ed è interpretata come il risultato dell'importante deformazione progressiva di taglio che hanno subito le rocce in prossimità dei contatti tra le unità principali.

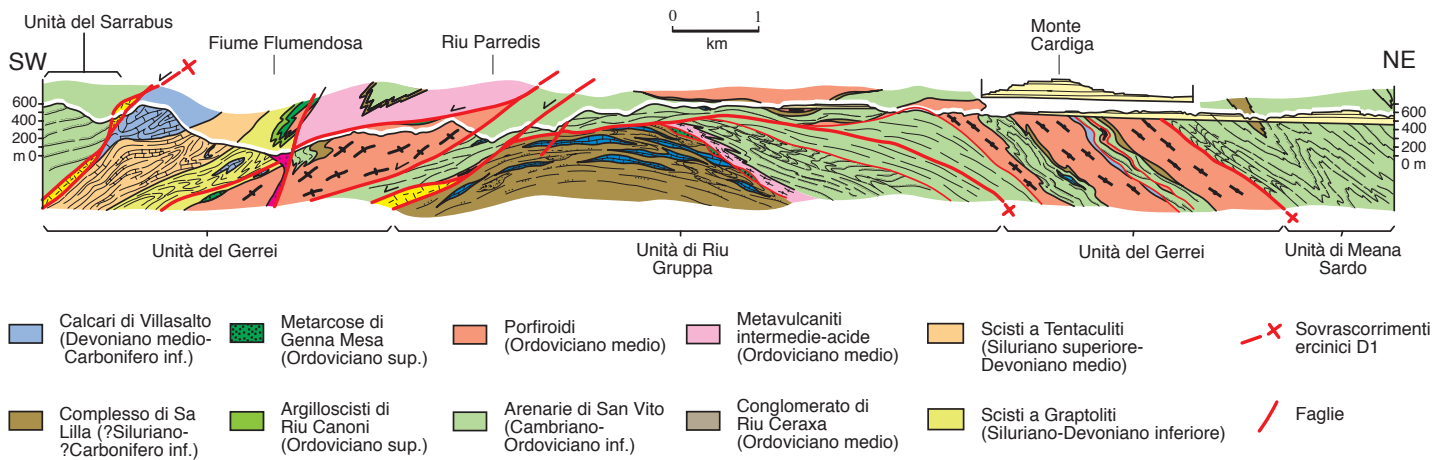
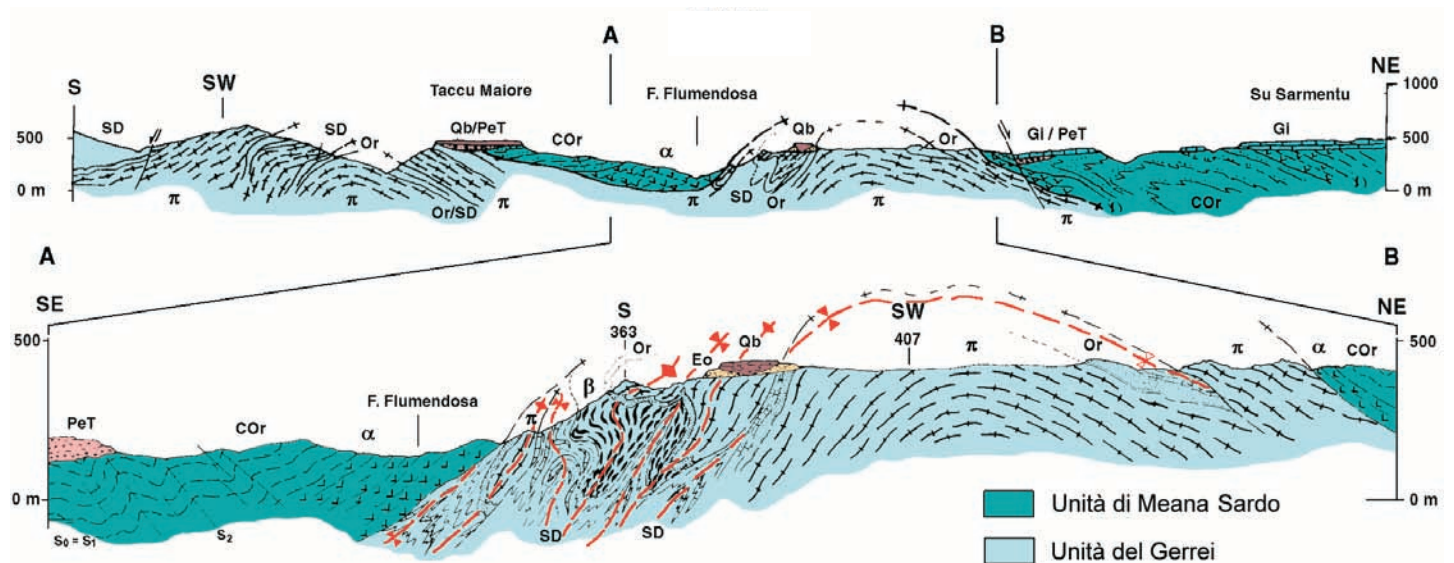


Fig. 58 – Sezione geologica (sezione 2 in fig. 53) attraverso l'Antiforme del Flumendosa immediatamente a E della finestra tettonica di Riu Grappa (da: CARMIGNANI *et alii*, 2001).



SD: Fillidi, metacalcarei (Siluriano - Devoniano)

π : Porfiroidi (Ordoviciano medio)

α : Metabasiti (Ordoviciano medio)

CORe: Arenarie di S. Vito (Cambriano - Ordoviciano inf.)

β : Metaepiclatisti (Ordoviciano medio)

Qb: Basalti (Quaternario)

PeT: Conglomerati, siltiti, rocce Vulcaniche (Permiano-Trias)

Fig. 59 – Sezione geologica (sezione 3 in fig. 53) attraverso l'Antiforme del Flumendosa a W di Escalaplano (da: CARMIGNANI *et alii*, 1986b, modificato).

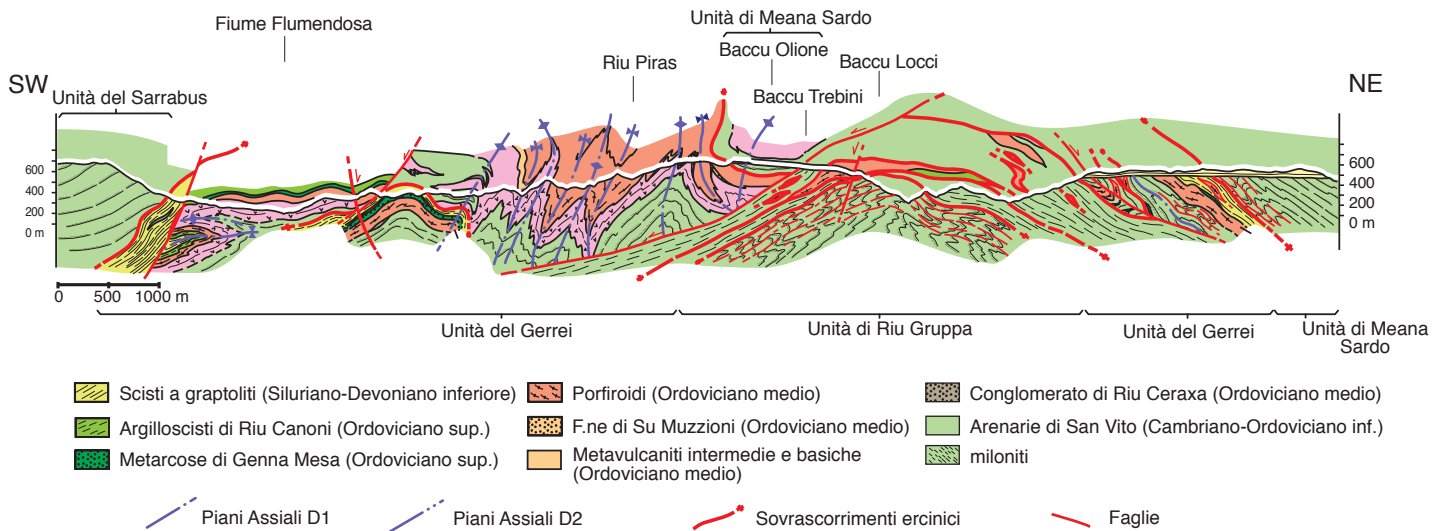


Fig. 60 – Sezione geologica (sezione 4 in fig. 53) attraverso l'Antiforme del Flumendosa. Strutture D1 ripiegate da pieghe D2 sono particolarmente bene esposte nell'area tra il Flumendosa e il Riu Piras (da: CARMIGNANI *et alii*, 2001, modificato).

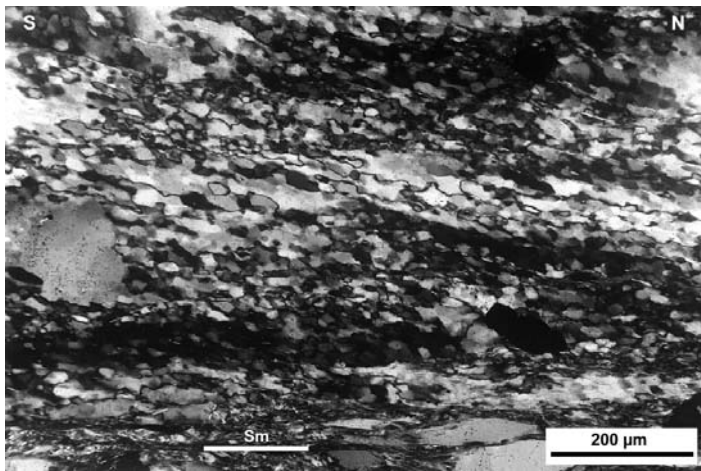


Fig. 62 – Quarzo-milonite lungo il contatto tettonico alla base dell'Unità di Meana Sardo. La direzione preferenziale di allungamento dei grani ricristallizzati plasticamente, obliqua rispetto alla foliazione milonitica (Sm) indica un senso di taglio sinistro, cioè un movimento verso S della parte sovrascorsa (Salto di Quirra).

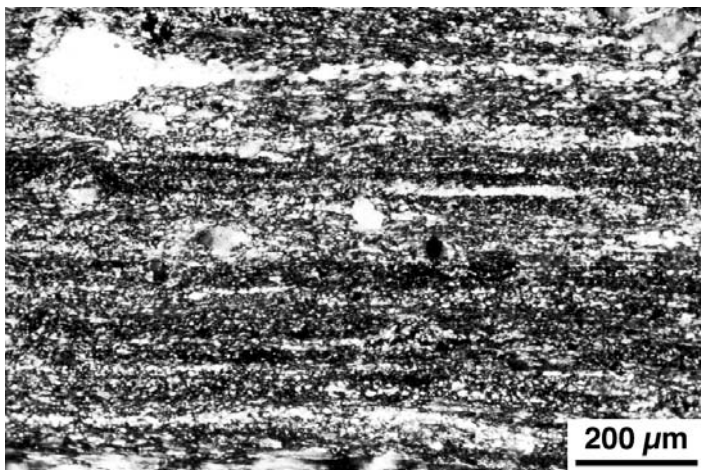


Fig. 61 – Ricristallizzazione dinamica nei livelli di quarzo di una metavulcanite ordoviciana nell'Unità di Meana Sardo (NE di Perdasdefogu: Salto di Quirra).

Unità del Sarrabus e dell'Arburese

Durante il rilevamento geologico del Foglio 1:50.000 "549-Muravera" (CARMIGNANI *et alii*, 2001), l'Unità del Sarrabus è stata divisa in tre sottounità: la Sottounità di Genn'Argiolas, la Sottounità di Minderrè e la Sottounità di P.ta Ruggeri. La prima sottounità è equivalente all'Unità di Genn'Argiolas di CARMIGNANI & PERTUSATI (1977), mentre le altre due sono di nuova istituzione.

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1982c), le unità tettoniche di Meana Sardo, del Sarrabus e dell'Arburese sono tra loro correlabili e costituirebbero il maggiore complesso alloctono delle Falde esterne che, scollate alla base delle metarenarie del Cambriano-Ordoviciano inferiore, avrebbe completamente scavalcato l'Unità del Gerrei, andandosi ad accavallare direttamente sulla Zona esterna (Iglesiente-Sulcis), ove costituirebbe il fronte dell'alloctono della catena. Secondo GATTIGLIO & OGGIANO (1990), nella zona di Bruncu Nieddu (Gerrei) l'Unità del Sarrabus è sovrapposta all'Unità di Meana Sardo, per cui la prima potrebbe essere correlata con un'unità più interna: l'Unità della Barbagia.

I rilevamenti del Foglio 549 "Muravera" hanno confermato che il contatto di base dell'Unità del Sarrabus (Accavallamento di Villasalto) è stato riattivato come faglia diretta e forse trascorrente; le originarie relazioni di sovrapposizione tra le unità potrebbero essere state localmente modificate e, inoltre, la direzione di trasporto dell'Unità del Sarrabus (da E verso W) è sensibilmente diversa da quella delle altre Falde esterne (da NE verso SW). Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile stabilire una sicura correlazione tra l'Unità del Sarrabus e le altre unità che affiorano a NE dell'Antiforme del Flumendosa.

Nell'Unità del Sarrabus la deformazione interna è sensibilmente minore rispetto alle altre unità, ed è lievemente minore anche il grado di ricristallizzazione metamorfica. Comunque, durante la prima fase si sviluppano anche in questa unità pieghe coricate e sovrascorrimenti.

Pieghe D1 sono sviluppate a tutte le scale e in tutta l'Unità del Sarrabus; queste strutture hanno assi orientati N-S e, dove le deformazioni successive non sono state importanti, piani assiali suborizzontali. La maggior parte dell'unità è costituita da Arenarie di S. Vito, e per la monotonia litologica di questa formazione non è facile evidenziare strutture plicative a scala cartografica. A W di Porto Corallo è descritta un'anticlinale coricata di dimensioni chilometriche nelle Arenarie di S. Vito, con direzione assiale compresa tra NNE-SSW e NNW-SSE (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977). In quest'area, sulla base di criteri di polarità stratigrafica nelle Arenarie di S. Vito, unitamente ai criteri di polarità strutturale (asimmetria delle pieghe minori della fase D1 e rapporti stratificazione/scistosità, fig. 63), è possibile definire un senso di trasporto tettonico per la fase D1 verso i quadranti occidentali.

Il metamorfismo associato a questa fase, nell'Unità del Sarrabus varia dall'anchizona all'epizona (FRANCESCHELLI *et alii*, 1992). La scistosità (S1) si sviluppa solamente nelle litologie con forte componente pelitica e mai in modo molto penetrativo. I caratteri originari dei protoliti sono generalmente ben conservati.

Durante la prima fase si sviluppano sovrascorrimenti interni all'unità ben riconoscibili nel Sarrabus orientale. A S di Muravera e di Genn'Argiolas, nella zona mineraria di M. Narba e Baccu Arrodas, è sviluppata una complicata struttura a scaglie che interessa tutte le formazioni della successione paleozoica, dal Cambriano al Carbonifero inferiore (Sottunità di Genn'Argiolas, Sottunità di Minderrè e Sottunità di P.ta Ruggeri). Le superfici di sovrascorrimento sono piegate secondo una struttura chilometrica di seconda fase, rovesciata verso S (fig. 64). Gli indicatori cinematici su questi contatti tettonici sono coerenti con la vergenza delle pieghe di prima fase e indicano un senso di trasporto da E verso W.

L'Unità dell'Arburese (fig. 39) è generalmente ritenuta la prosecuzione dell'Unità del Sarrabus a W della fossa tettonica del Campidano (BARCA *et alii*, 1981a). L'unità tettonica è costituita quasi esclusivamente da metarenarie del Cambriano-Ordoviciano inferiore, mentre la successione post-Ordoviciano inferiore affiora limitatamente a S di Capo Frasca (BARCA & SALVADORI, 1974). L'unità tettonica è sovrascorsa sulla Zona esterna lungo un contatto tettonico che cinge a N e a E tutta tutta la zona esterna della catena che affiora nell'Iglesiente-Sulcis. A S di Capo Frasca l'unità poggia su successioni attribuite all'Unità del Gerrei ed è stata suddivisa in sottunità (MAZZARINI & PERTUSATI, 1991; BARCA *et alii*, 1992c,b). Questi stessi Autori hanno evidenziato una strutturazione ercinica caratterizzata da scistosità penetrativa, di tipo slaty cleavage associata a pieghe isoclinali rovesciate verso SW, connesse a sovrascorrimenti sub-orizzontali. Le direzioni assiali delle pieghe di prima fase sono prevalentemente E-W. Pieghe isoclinali e sovrascorrimenti sono deformati da successive fasi plicative che generano pieghe aperte a piano assiale sub-verticale, con locali rovesciamenti verso E-ENE, associate ad una foliazione tipo crenulation cleavage.

Sovrascorrimenti e zone milonitiche della fase D1

I sovrascorrimenti tra le diverse unità tettoniche mostrano meccanismi deformativi differenti andando dalla zona frontale dell'allocatone verso le zone più interne. La deformazione è essenzialmente cataclastica lungo il sovrascorrimento dell'Unità del Sarrabus sull'Unità del Gerrei (Accavallamento di Villasalto), mentre meccanismi deformativi di tipo plastico si ritrovano lungo i sovrascorrimenti

tra le unità più profonde delle Falde esterne e tra queste e le Falde interne. La deformazione milonitica è accompagnata da deformazione progressiva con sovrapposizione di più superfici di scistosità (CAROSI *et alii*, 1990b; CAROSI & PERTUSATI, 1990; CAROSI *et alii*, 1991; CONTI *et alii*, 1998).

Nel Sarrabus-Gerrei il lineamento strutturale più importante della fase D1 è l'Accavallamento di Villasalto. Lungo questa superficie le Arenarie di S. Vito della Sottunità di Genn'Argiolas sovrascorrono sull'Unità del Gerrei (fig. 65). Anche gli indicatori cinematici lungo il sovrascorrimento indicano un senso di trasporto verso W dell'Unità del Sarrabus.

La cataclasi è il principale meccanismo deformativo operante lungo l'Accavallamento di Villasalto. Quasi tutto il contatto è marcato da forti spessori (fino a 400 m presso Villasalto) di cataclasi talvolta foliate (fig. 66a). Le cataclasi si sviluppano prevalentemente a spese della formazione siluriana degli "Scisti a graptoliti" *Auctt.*, e al loro interno contengono elementi e scaglie tettoniche delle formazioni sovrastanti e sottostanti. In sezione sottile, nella matrice cataclastica a grana fine, di composizione quarzo-fillosilicatica, si osservano spesso clasti di quarzo-miloniti (fig. 66b). L'evidenza che frammenti di rocce in cui il quarzo è deformato in modo plastico si trovino ora "boudinatis" nella cataclasi, implica una variazione del meccanismo deformativo che agiva durante i movimenti: ad uno stadio iniziale, in cui prevaleva deformazione plastica con sviluppo di miloniti, è seguita una deformazione essenzialmente per flusso cataclastico.

Un buon esempio di sovrascorrimento accompagnato da meccanismi deformativi prevalentemente plastici è il contatto tra l'Unità del Gerrei e la sottostante Unità di Riu Gruppa. Questo contatto è caratterizzato da una fascia di metamorfiti fortemente deformate (Zona milonitica di Baccu Locci: CONTI *et alii*, 1998). Essa affiora con continuità tra il Riu Baccu Locci ed il Riu Gruppa, per una lunghezza di circa 15 km ed uno spessore che può arrivare a 300 m (FUNEDDA, 1996). Si tratta di quarzo-miloniti nerastre a granulometria molto fine, deformate in facies degli scisti verdi (fig. 67), con all'interno lenti di rocce e porzioni di serie molto meno deformate, appartenenti alle successioni delle unità tettoniche sovrastanti e sottostanti. Lineazioni mineralogiche e di estensione sono orientate NNE-SSW; gli indicatori cinematici mostrano un senso di trasporto verso SSW.

Zone di culminazione delle unità tettoniche

Uno degli elementi strutturali più vistosi della Sardegna centrale e SE sono gli alti strutturali delimitati da zone di taglio dirette e faglie dirette variamente inclinate. Questi alti strutturali sono allineati secondo due antiformali (Antiforme del Flumendosa e Antiforme del Gennargentu) separate da una sinforme (Sinforme della Barbagia) (fig. 48). In corrispondenza di questi alti strutturali affiorano, in finestra, le unità geometricamente più profonde (fig. 49). Queste strutture sono state denominate antiformali anche se, a causa delle loro grandi dimensioni e della qualità degli affioramenti che raramente consentono visioni panoramiche d'assieme, non è chiaro se gli elementi strutturali della fase D1 siano sempre "veramente piegati", o piuttosto si tratti di alti strutturali modellati da zone di taglio dirette e faglie dirette a basso angolo.

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994b), le relazioni tra strutture compressive e distensive suggeriscono che la cinematica della tettonica distensiva sia ereditata dalla geometria realizzata duran-



Fig. 63 – Rapporti tra stratificazione (S0) e scistosità della fase D1 (S1) nelle Arenarie di S. Vito dell'Unità del Sarrabus; si noti la rifrazione della scistosità S1 al passaggio tra lo strato arenaceo e quello pelitico (Porto Corallo: Sarrabus).

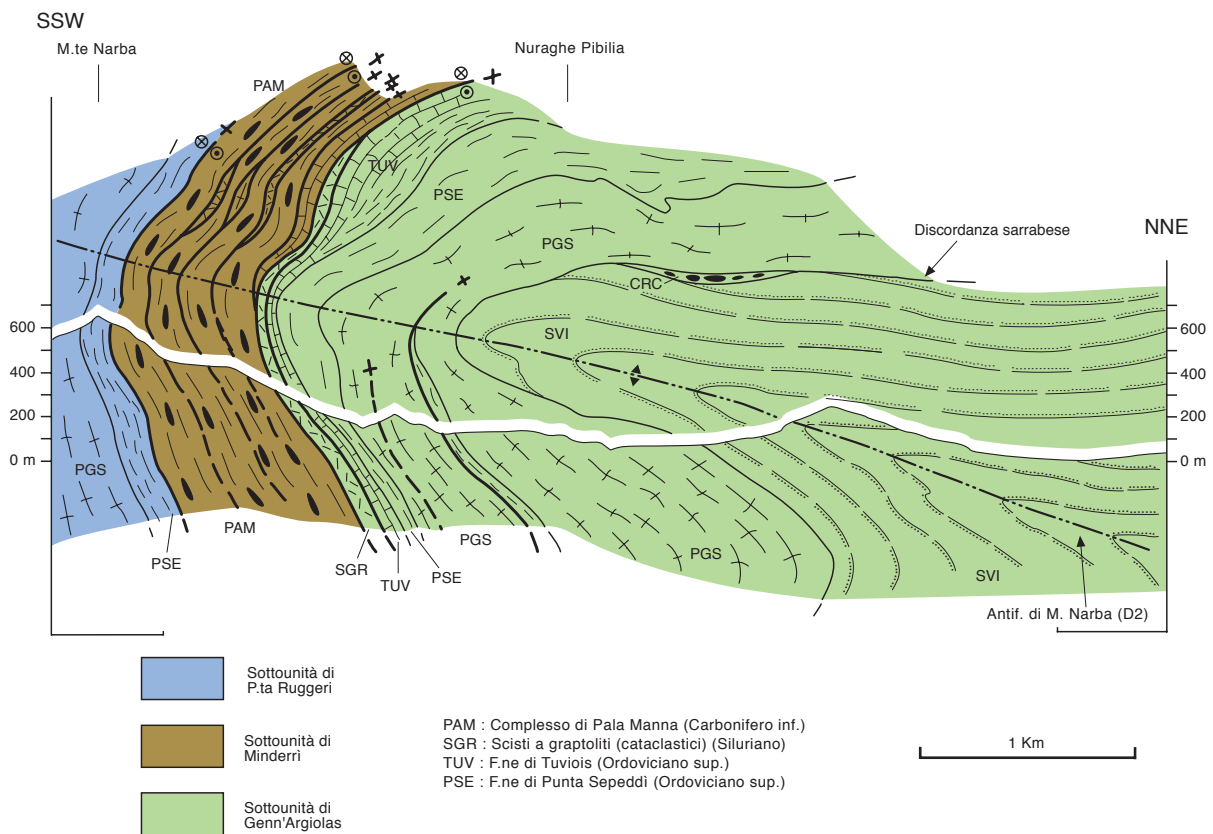


Fig. 64 – Sezione geologica (sezione 5 in fig. 53) nell'Unità del Sarrabus, attraverso la struttura di M. Narba (da: CONTI & PATTA, 1998, modificato).



Fig. 65 – Accavallamento di Villassalto visto da W; SVI: Arenarie di S. Vito (Cambriano-Ordoviciano inferiore) dell'Unità del Sarrabus, m: fascia milonitico-cataclastica; VLL: Calcari di Villassalto (Devoniano medio-?Carbonifero inferiore) dell'Unità del Gerrei (Brunco Bullai: Gerrei).

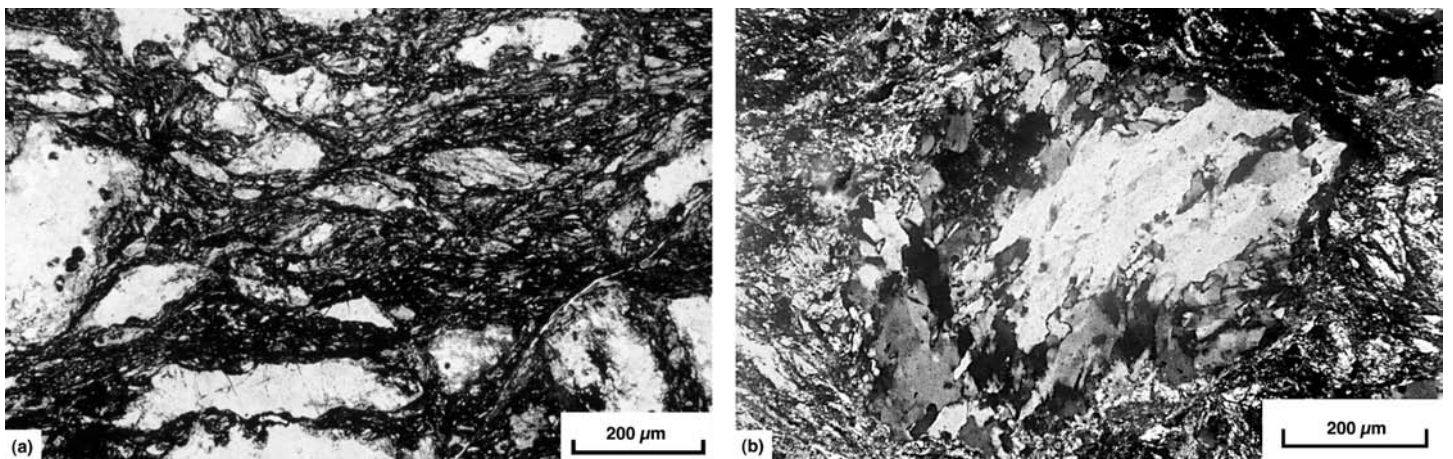


Fig. 66 – (a) Cataclasite lungo l'Accavallamento di Villassalto. (b) Porfiroclasto nella cataclasite lungo l'Accavallamento di Villassalto. Il porfiroclasto mostra al suo interno evidenze di deformazione plastica (ricristallizzazione sintettonica), precedente all'evento cataclastico (Villassalto: Gerrei).

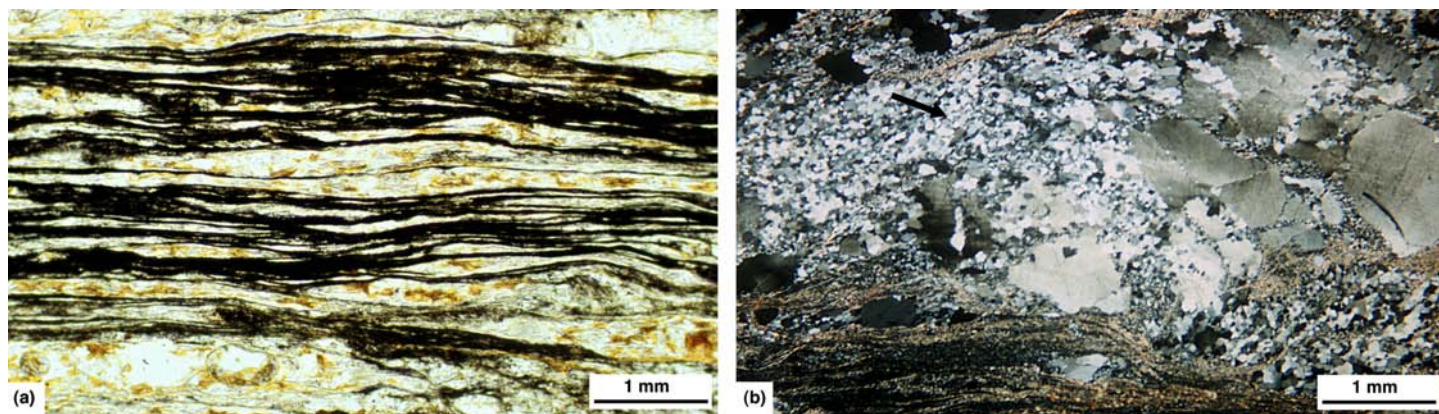


Fig. 67 – (a) Milonite della Zona milonitica di Baccu Locci: la ricristallizzazione plastica ha obliterato ogni carattere originario della roccia, producendo una quarzo-milonite con foliazione molto penetrativa; Baccu Locci (Salto di Quirra). Sezione sottile, nicols incrociati, ingrandimento 63x. (b) Porfiroclasti di quarzo della formazione dei Porfiroidi nella Zona milonitica di Baccu Locci: ai margini dei porfiroclasti la ricristallizzazione plastica è maggiore e si formano code (freccia) costituite da cristalli di quarzo completamente ricristallizzati per rotazione (Baccu Locci: Salto di Quirra). Sezione sottile nicols incrociati, ingrandimento 25x.

te la fase compressiva. La zona di culminazione dell'Antiforme del Flumendosa coincide con il duplex realizzato dalle sottounità del Gerrei (fig. 49): sembra quindi probabile che questo alto strutturale si sia sviluppato nella fase collisionale come *antiformal stack* sul duplex delle sottounità del Gerrei. Durante la distensione post-collisionale, zone di taglio dirette e faglie dirette si sono impostate preferenzialmente seguendo le preesistenti superfici di minore resistenza (contatti tettonici, stratificazione, scistosità S1), parallele ai fianchi dell'antiforme (fig. 50e). In questo modo si sarebbe realizzato un dispositivo cinematico caratterizzato da due sistemi di taglio con movimento opposto e divergente dalla zona di cresta dell'antiforme. Con il procedere dell'estensione, l'originario *antiformal stack* potrebbe essere stato profondamente modificato e articolato in zone di culminazioni minori.

Fasi post-collisionali

Nelle Falde esterne tutte le strutture compressive della fase D1 sono deformate da una serie di strutture sia di tipo duttile, ancora associate a un leggero metamorfismo, che di tipo fragile, comunque entrambi riconducibili ad un contesto deformativo unitario di tipo distensivo.

Alla scala dell'affioramento è facile verificare che alle strutture distensive duttili sono sovrapposte strutture distensive fragili. Zone di taglio dirette associate a cataclasi e miloniti, faglie dirette a basso angolo e faglie dirette ad alto angolo si sovrappongono nell'ordine sopraelencato. Questo tipo di successione di stili deformativi suggerisce una deformazione progressiva del basamento in esumazione, attraverso livelli strutturali sempre più superficiali. Gli elementi strutturali più comuni e caratteristici della fase post-collisionale sono: pieghe con piani assiali da subverticali a suborizzontali, faglie dirette e zone di taglio poco inclinate e faglie dirette molto inclinate, faglie trascorrenti. Anche se questi elementi sono descritti separatamente, va rimarcato che essi sono spesso strettamente associati e riferibili ad un unico contesto cinematico.

Pieghe

Tutte le deformazioni plicative successive alla prima fase hanno stile analogo, caratterizzato da un clivaggio di crenulazione o di

frattura distanziato, sviluppato solo nei litotipi con una significativa componente pelitica, sempre in modo discontinuo (fig. 68). La blastesi sin-cinematica è minima (quarzo, sericite, clorite) o assente. Le uniche lineazioni sono di crenulazione, molto frequenti.

Di solito sono presenti due direzioni di piegamento che interferiscono, realizzando pieghe piane non cilindriche (caratteristiche le interferenze a duomi e bacini). Queste pieghe ripiegano tutti gli elementi strutturali D1. In base ai criteri di sovrapposizione generalmente si può riconoscere una seconda fase (D2), con assi (A2) mediamente diretti NW-SE, e una terza fase (D3) con assi (A3) con direzione media circa ortogonale ai precedenti (NE-SW).

Questa successione di fasi fu descritta per la prima volta da CARMIGNANI & PERTUSATI (1977) nella bassa valle del Flumendosa, ma la sovrapposizione delle pieghe dirette NE-SW su quelle NW-SE non è sempre verificata; talvolta questo ordine è infatti invertito. Non sembra pertanto che le due direzioni assiali siano da riferire a eventi deformativi cronologicamente distinti, ma piuttosto a fenomeni di strain costrizione, o comunque riconducibili a processi di deformazione progressiva. Perciò di seguito, con le diciture "seconda fase" e "terza fase" ci riferiremo a fasi deformative caratterizzate rispettivamente da direzioni assiali NW-SE e NE-SW, sottintendendo che i numeri che le distinguono non corrispondono sempre all'ordine di sovrapposizione.

Alla scala dell'affioramento le pieghe di seconda fase hanno geometria molto variabile in funzione soprattutto delle litologie e della posizione entro le strutture maggiori: in profilo la loro geometria varia da pieghe parallele a pieghe con ispessimento in cerniera dei livelli meno competenti, con angolo di apertura molto variabile. In base alla giacitura del piano assiale si distinguono i seguenti tipi di pieghe (fig. 69):

- pieghe con piano assiale da poco inclinato a suborizzontale, da asimmetriche a rovesciate (b in fig. 69) e spesso chiaramente associate a zone di taglio diretto (*drag fold*) (fig. 70). La deformazione è tipicamente concentrata lungo zone di taglio che seguono livelli meno competenti. Nei livelli di spessori da metrici a centimetrici si sviluppano pieghe mesoscopiche di stile variabile, disarmoniche, e associate ad una scistosità più o meno penetrativa che fa un angolo da medio a piccolo

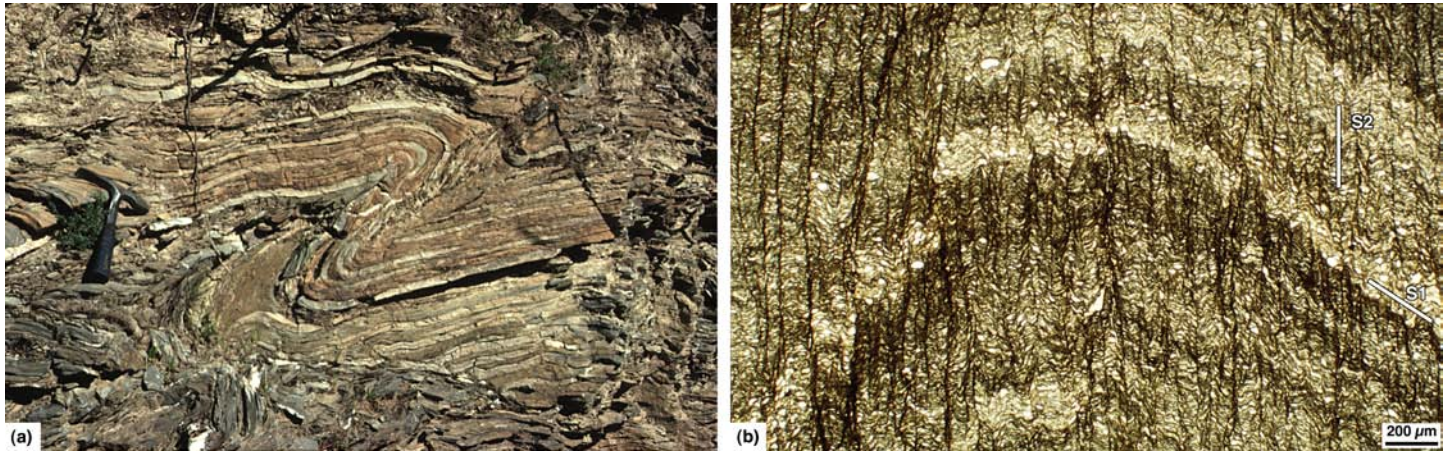


Fig. 68 – Piega asimmetrica che ripiega la scistosità S1 di prima fase ercinica (formazione devoniana degli “Scisti a tentaculiti”; Riu S’Acqua callenti, Sarrabus). (b) Scistosità di crenulazione S2 (verticale nella foto) in cerniera di una piega D2. La scistosità piegata è la scistosità S1 di prima fase (Villasalto: Gerrei).



Fig. 69 – Pieghe D2 simmetriche (“a”) e pieghe D2 asimmetriche (“b”) negli Scisti a tentaculiti devoniani nell’Unità del Gerrei (Capo San Lorenzo: Sarrabus).

con i limiti della zona di taglio. Nei livelli da decametrici ad ettometrici possono svilupparsi pieghe rovesciate alla scala del versante. Le relazioni angolari tra scistosità e i limiti delle zone di taglio e il senso di rovesciamento delle pieghe indicano che il tetto delle zone di taglio si è spostato verso il basso rispetto al letto (zone di taglio dirette). Una caratteristica di queste pieghe, che conferma la loro collocazione in un contesto distensivo, è l’opposto senso di rovesciamento che esse mostrano sui due fianchi delle zone di culminazione delle unità tettoniche (fig. 71). Lo spostamento centrifugo dalle linee di cresta delle antiformali implica una denudazione tettonica della parte sommitale delle antiformali, che trova conferma nelle sezioni geologiche attraverso l’Antiforme del Flumendosa (fig. 58 e fig. 60);

- b) pieghe con piano assiale molto inclinato, da simmetriche ad asimmetriche, anch’esse disarmoniche e spesso limitate superiormente e inferiormente da piani di scollamento. Anche queste pieghe sono riconducibili a una globale cinematica distensiva tramite i modelli di “trasferimento dello spostamento” descritti anche da RYKKELID & FOSSEN (1992) (fig. 72). Naturalmente non può essere escluso, e anzi sembra probabile, che parte delle pieghe simmetriche, che possono avere dimensioni chilometriche, siano riconducibili agli stadi di tettonica compressiva (fig. 50d).



Fig. 70 – Piega legata allo sviluppo di faglie normali nella formazione delle Filladi del Gennargentu (bivio Meana-Aritzo: Barbagia).

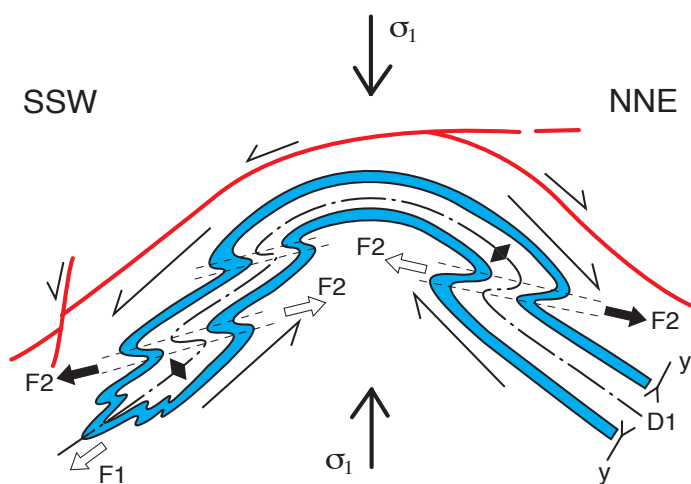


Fig. 71 – Rapporti schematici tra pieghe, zone di taglio dirette e culminazioni delle principali antiformali. D1: piano assiale delle pieghe della fase D1; F1: direzione di trasporto tettonico (*facing*) delle pieghe isoclinali della fase D1, F2: direzione di trasporto tettonico delle pieghe della fase D2; y: polarità della successione sedimentaria. Le direzioni di trasporto tettonico sul fianco normale delle pieghe isoclinali della fase D1 sono indicate con le frecce con riempimento nero, le direzioni di trasporto tettonico sul fianco rovesciato delle pieghe isoclinali della fase D1 sono indicate con le frecce con riempimento bianco.

Di seguito riportiamo alcuni esempi di strutture plicative che ci sembrano rappresentative dello stile del piegamento post-prima fase. Una grande piega della fase D2 affiora a S di Muravera; qui la successione paleozoica dell'Unità del Sarrabus e i contatti tettonici tra le sottounità che la costituiscono sono deformati da una piega chilometrica D2 rovesciata verso SW (con asse NW-SE e piano assiale immergente verso NE) (fig. 64).

Pieghe tardive a piano assiale sub-orizzontale sono molto comuni ma di dimensioni da decametriche a ettometriche; talvolta esse ripiegano chiaramente i contatti tettonici di prima fase (fig. 73).

Pieghe simmetriche di dimensioni chilometriche interessano la zona centrale delle grandi culminazioni delle falde; per esempio l'Antiforme del Flumendosa a W di Ballao si divide in due antiformali separate da una sinforme (fig. 59).

Le pieghe di terza fase sono generalmente più aperte di quelle della seconda. In profilo esse hanno spesso geometria parallela e sono simmetriche o debolmente asimmetriche, con piano assiale subverticale. Sono frequenti pieghe a chevron e kink band. Il clivaggio (S3) è ancora meno espresso di quello di seconda fase, la blastesi metamorfica (sericite) è scarsa o assente. La grande somiglianza dello stile delle strutture di seconda e di terza fase, l'identico basso grado metamorfico, l'ordine di sovrapposizione non costante depongono per una sostanziale contemporaneità dei due gruppi di pieghe. Un quadro deformativo in cui la direzione di raccorciamento principale (Z) è verticale ed associata a una direzione di allungamento (X) orizzontale e ad una di raccorciamento (Y) sempre orizzontale, sembra rendere bene conto dell'orientazione delle strutture plicative, dei loro rapporti reciproci e delle loro relazioni con le zone di taglio dirette.

Il fatto che questa deformazione si concentri su fasce di dimensioni chilometriche, come per esempio nella zona del Salto di Quirra, suggerisce che le pieghe di terza fase siano da attribuire a fenomeni di transpressione lungo faglie di trasferimento durante la tettonica estensiva post-collisionale. Questo potrebbe anche rendere conto della sostanziale contemporaneità tra le pieghe di seconda e terza fase.

Faglie e zone milonitiche post D1

La tettonica post-collisionale è caratterizzata da numerose zone di taglio e faglie, sia dirette che trascorrenti. Come già detto, le

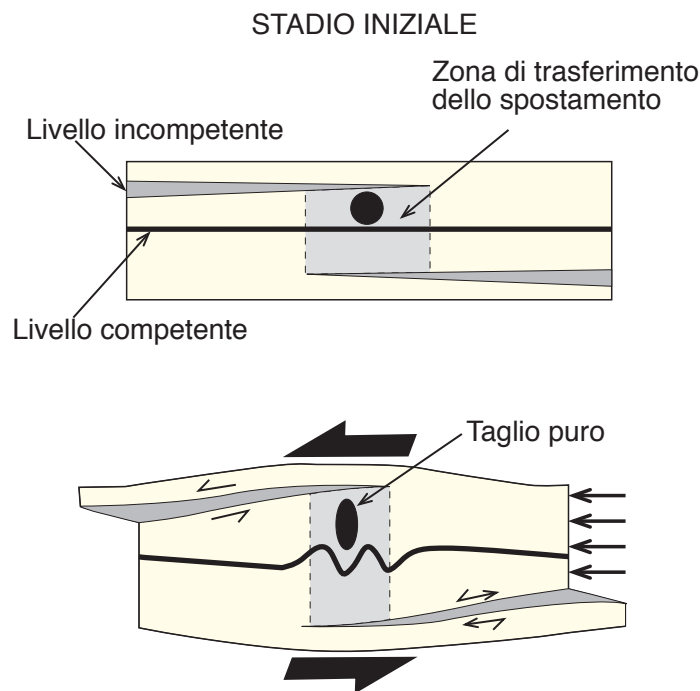


Fig. 72 – Schema che mostra il meccanismo deformativo per trasferimento dello spostamento: quando si ha movimento in un volume di roccia tra due superfici di scollamento, esiste una zona (zona di trasferimento, in grigio nella figura) che subisce un raccorciamento per taglio puro, che viene ben evidenziato quando è presente un livello più competente (in nero in figura) (da RYKKEID & FOSSEN, 1992, modificato).

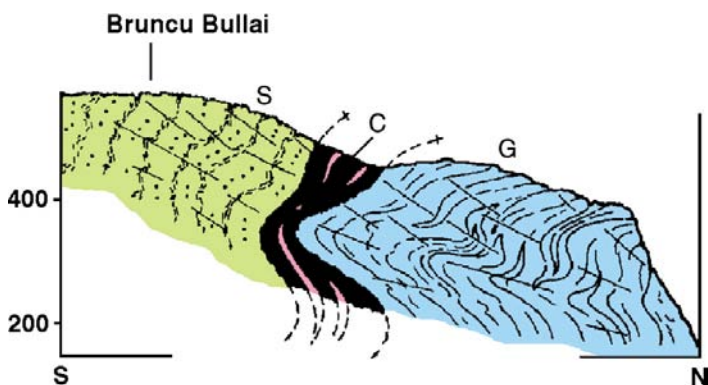


Fig. 73 – Sezione geologica (sezione 6 in fig. 53) attraverso l'Accavallamento di Villasalto, presso Bruncu Bullai; S: Unità del Sarrabus; C: cataclasite dell'Accavallamento di Villasalto; G: Unità del Gerrei (da CARMIGNANI *et alii*, 1978b, modificato).

pieghe di seconda fase e le zone di taglio dirette sono, a nostro avviso, solo diverse espressioni della stessa cinematica, e la distribuzione della deformazione plicativa di terza fase potrebbe essere controllata da zone di taglio trascorrenti. Deformazione duttile e fragile post-collisionali sono quindi l'espressione dello stesso campo deformativo a livelli strutturali differenti.

Gli elementi più caratteristici della tettonica post-collisionale sono zone di taglio dirette e grandi faglie a basso angolo che elidono

grandi spessori di successioni, determinando al M. Grighini la diretta sovrapposizione di metamorfiti in scisti verdi (zona a clorite) su metamorfiti della facies anfibolitica (zona a sillimanite). Esse sono spesso marcate da cataclasiti foliate, miloniti (fig. 74) e da scaglie tettoniche di dimensioni da decametriche ad ettometriche. L'ultima espressione della distensione post-collisionale sono faglie dirette ad alto angolo che tagliano tutta la strutturazione precedente.

Zone di taglio e magmatismo associato

In corrispondenza della maggiore culminazione assiale dell'Antiforme del Flumendosa (M. Grighini) affiora la più importante zona di taglio post-D1 della zona delle Falde esterne. Si tratta di una zona di taglio trascorrente-diretta caratterizzata da deformazioni milonitiche e intrusioni sin-cinematiche di magmatiti del Carbonifero superiore (CARMIGNANI *et alii*, 1985; CHERCHI & MUSUMECI, 1987; ELTER *et alii*, 1990; MUSUMECI, 1991, 1992).

Questa zona di taglio è orientata NW-SE e separa il nucleo di metamorfiti di medio grado dell'Unità di M. Grighini dai metasedimenti in facies degli scisti verdi dell'Unità del Gerrei (fig. 51). E' inoltre caratterizzata da intrusioni sin-cinematiche di tonaliti e monzograniti ad affinità calcicalina e da leucograniti a muscovite peralluminosi (305-300 Ma: CARMIGNANI *et alii*, 1987a; LAURENZI *et alii*, 1991, sottoposte a deformazione milonitica (fig. 75).

Le lineazioni di allungamento nelle originarie rocce intrusive sono rappresentate da porfiroclasti feldspatici, nastri di quarzo e allineamenti di fillosilicati; nei paraderivati le lineazioni sono costituite da porfiroclasti di feldspato, granato e andalusite fratturati e ruotati e da noduli allungati di sillimanite fibrolitica. La superficie di taglio è inclinata verso SW e ha un rigetto destro con componente diretta (le lineazioni sono inclinate di 5° -30° verso NW). Nella fascia di maggiore deformazione affiorano miloniti che gradano in tettoniti con strutture "s-c" che interessano uno spessore di circa un chilometro.

Le microstrutture (da ricristallizzazione dinamica di alta temperatura fino a riduzione di grana: filloniti, extensional crenulation cleavage) e le paragenesi metamorfiche (da facies anfibolitica a scisti verdi superiori) permettono di ricostruire una deformazione trascorrente-distensiva iniziata a livelli medio-crostaali e terminata a livelli strutturali molto superficiali.

L'esumazione attraverso i livelli crostaali più superficiali si è realizzata tramite faglie dirette a basso angolo marcate da fasce cataclastiche di spessore decametrico che affiorano con opposta immersione su entrambi i lati del nucleo metamorfico (fig. 51).

La presenza di intrusioni sin-cinematiche all'interno della zona di taglio sottolinea in modo particolare le strette relazioni cronologiche fra tettonica estensionale ed attività magmatica.

Il complesso del M. Grighini rappresenta la sezione più profonda dell'Antiforme del Flumendosa; esso permette di ricostruire le modalità di risalita della crosta media nella Zona a falde e dimostra come gli alti strutturali allineati nelle antiformi di falde del Flumendosa e del Gennargentu corrispondano a zone di esumazione del basamento e di denudazione tettonica delimitate da zone di taglio e faglie dirette.



Fig. 74 – Zona di taglio normale a tetto dell’Unità di Riu Grappa. Lungo la zona di taglio si sviluppano miloniti carbonatiche che derivano dalla deformazione dei sottostanti marmi devoniani (Riu Grappa: Gerrei).



Fig. 75 – Strutture “S-C” nei granitoidi milonitici del M. Grighini. Il senso di taglio è destrale in tutta la zona di taglio (M. Grighini: Sarcidano).

Faglie dirette

Le direzioni prevalenti delle faglie tardo-erciniche nelle Falde esterne sono comprese tra E-W e NW-SE; alcune di esse possono essere seguite per molti chilometri.

Molte di queste faglie sono state riattivate durante il Terziario ed il Quaternario; tuttavia, sia i loro rapporti con le magmatiti carbonifero-permiane che i loro rigetti, incompatibili con i movimenti terziari e quaternari, provano la loro età tardo-ercinica che in molti casi è in effetti possibile dimostrare: infatti, faglie dirette sia poco inclinate che molto inclinate sono suturate dai sedimenti mesozoici e/o sono tagliate e/o iniettate da filoni e da granitoidi del Carbonifero superiore-Permiano. Queste relazioni sono verificabili sia alla scala dell'affioramento che alla scala cartografica.

Un chiaro esempio di faglia tardo-ercinica è rappresentato dalla Faglia di Bruncu Is Istrias (CONTI & PATTA, 1998), che corre con direzione circa ENE-WSW per oltre 12 km tra Genn'Argiolas e la zona di Pala Manna (Sarrabus), separando la Sottounità di Genn'Argiolas dalla Sottounità di Minderrè. Si tratta di una faglia diretta molto inclinata che nella zona di M. Genis è tagliata dal grande sistema di filoni di "porfido" quarzifero permiano che si può seguire con direzione circa NW-SE per oltre 20 km tra Silius (Gerrei) e Burcei (Sarrabus). Lungo queste faglie si sviluppano cataclasi e cataclasi foliate al cui interno sono presenti scaglie tettoniche.

Faglie trascorrenti

In tutta la zona delle Falde esterne è ben sviluppato un sistema di faglie trascorrenti orientate prevalentemente N-S. Queste faglie sono state sicuramente attive durante il Terziario come faglie trascorrenti contemporanee alla collisione nordappenninica e, durante il Plio-Pleistocene, come faglie dirette legate all'apertura del Tirreno meridionale: i sedimenti mesozoici e terziari sono infatti chiaramente rigettati secondo tali faglie. Però anche in questo caso le relazioni con le magmatiti del Carbonifero superiore-Permiano spesso permettono di dimostrare la loro età paleozoica. Un chiaro esempio è la Faglia di Bruncu Molentino (CONTI & PATTA, 1998), che si sviluppa con direzione meridiana dalla zona di Genn'Argiolas (Sarrabus) fino al Flumendosa, ed è iniettata da "porfidi" permiani a N di M. Lora (Gerrei). Altro esempio è la faglia che taglia con direzione N-S la zona di Riu Gruppa (Gerrei): essa rigetta le coperture eoceniche dell'altopiano del Salto di Quirra, ma nel suo tratto meridionale è sistematicamente iniettata da filoni di "porfido" permiano. Quando è possibile restaurare il rigetto post-eocenico di queste faglie, sono evidenti rigetti trascorrenti sia destri che sinistri, pre-eocenici, molto probabilmente paleozoici. I dati cronologici, per la verità un po' vaghi, sembrano deporre a favore di una sostanziale contemporaneità tra faglie dirette e faglie trascorrenti. Queste ultime potrebbero essere interpretate come faglie di trasferimento, separanti settori che hanno subito differenti spostamenti durante la distensione post-collisionale. A questo proposito è interessante notare come le faglie orientate N-S si sviluppino sia a N che a S dell'Antiforme del Flumendosa, senza mai attraversare completamente questo alto strutturale. Altre faglie paleozoiche sono state individuate presso M. Genis (Sarrabus), lungo il torrente Quirra (Salto di Quirra) ed altrove (CARMIGNANI *et alii*, 2001).

E' molto probabile che faglie dirette e trascorrenti tardo-erciniche siano molto più frequenti di quanto indicato nella Carta geologica allegata. Molte delle superfici tettoniche riportate in carta

come faglie terziarie è probabile che derivino da una riattivazione di discontinuità tardo-erciniche. Ciò è fortemente supportato, come precedentemente sottolineato, dal frequente parallelismo tra queste faglie e il campo filoniano tardo-ercinico.

5.3.3 Falde interne

A N dell'Unità di Meana Sardo fino al Complesso di Alto Grado della Sardegna nord-orientale, affiorano metamorfiti di basso e medio grado che costituiscono il complesso delle Falde interne (fig. 6).

Il metamorfismo più intenso, la rarità dei livelli guida, come il complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio, e la estrema rarità di reperti fossiliferi, rendono spesso incerta l'attribuzione litostratigrafica dei protoliti delle rocce di questo complesso.

Nell'alto Sarcidano e Barbagia, tettonicamente sovrapposto al di sopra delle formazioni siluriano-devoniane dell'Unità di Meana Sardo, affiora un potente complesso epimetamorfico costituito prevalentemente da una successione terrigena (VAI & COCOZZA, 1974), noto in letteratura come "Postgotlandiano". Tale complesso costituisce il nucleo della Sinforme della Barbagia e, più a N, buona parte dei monti del Gennargentu. Recentemente è stata correlata con questo complesso l'Unità di Fiorentini, affiorante nel Goceano (OGGIANO, 1994).

Nei monti del Gennargentu DESSAU *et alii* (1982) hanno messo in evidenza la presenza di almeno tre unità tettoniche sovrapposte (Unità di Fontana Bona, Unità di Riu Correboi e "Postgotlandiano" *Auctt.*).

A N dei granitoidi del Nuorese è attribuito alle Falde interne un complesso costituito prevalentemente da metamorfiti forse correlabili con quelle cambro-ordoviciane delle sottostanti unità tettoniche.

Il contatto di base delle Falde interne affiora per più di 100 km tra Meana Sardo e la costa orientale dell'Isola nei pressi di Tertenia, a S del Gennargentu e nelle finestre tettoniche di Aritzo e Gadoni, ed ha tutte le caratteristiche di un contatto tettonico di primo ordine; infatti è marcato da fasce cataclastico-milonitiche ed è discordante su tutte le formazioni dell'unità sottostante. In linea generale, le Falde interne mostrano molte affinità con le altre unità tettoniche della Sardegna centro-meridionale, ma se ne differenziano per importanti caratteri strutturali e stratigrafici.

La loro storia deformativa è infatti più complessa, con lo sviluppo di due eventi plicativi isoclinali ed una ricristallizzazione metamorfica leggermente più elevata (fig. 76, fig. 77). La successione litostratigrafica è caratterizzata dalla scarsità sia delle metavulcaniti dell'Ordoviciano medio (fig. 14) che delle facies carbonatiche tipiche del Siluriano-Devoniano delle Falde esterne.

5.4 Evoluzione metamorfica della Zona a Falde

Le condizioni del metamorfismo nelle diverse unità tettoniche della Zona a Falde, valutate mediante i valori di cristallinità dell'illite, sono comprese fra la transizione anchizona/epizona e la facies degli scisti verdi (FRANCESCHELLI *et alii*, 1992), con un incremento di tali valori nell'Unità di Riu Gruppa-Castello Medusa. La facies anfibolitica è raggiunta nella sottostante Unità di M.



Fig. 76 – Due scistosità sovrapposte, entrambe legate alle fasi collisionali e di messa in posto delle falde (“Postgotlandiano” Auct., est di Genna su Ludu: Barbagia).

Grighini (fig. 78), dove le associazioni mineralogiche di più alto grado hanno permesso di determinare le condizioni termo-bariche del metamorfismo mediante l’applicazione di geotermometri e geobarometri.

Lungo l’asse dell’Antiforme del Flumendosa il metamorfismo presenta un andamento progrado dalla zona di Riu Gruppa (Gerrei) a SE ($T_{media} = 300\text{ }^{\circ}\text{C}$) alla zona di Castello Medusa (Sarcidano) a NW ($T_{media} = 360\text{ }^{\circ}\text{C}$) caratterizzata dalla comparsa della biotite (CAROSI *et alii*, 1990a).

Le condizioni di più alta termalità sono state registrate nei mica-scisti a granato e staurolite dell’Unità di M. Grighini, con temperature medie di $470\text{ }^{\circ}\text{C}$ per la zona a granato e di $560\text{ }^{\circ}\text{C}$ per la zona a staurolite, mediante l’associazione granato-biotite utilizzando le composizioni del bordo esterno di granato e biotite coesistenti. I corrispondenti valori di pressione, sulla base del geobarometro granato-plagioclasio, sono compresi fra 5 kbar per la zona a granato e 6 kbar per la zona a staurolite. Le caratteristiche composizionali dei granati, caratterizzati da una zonatura diretta nucleo-bordo con incremento del Fe e Mg e diminuzione di Mn e Ca, mostrano un’evoluzione prograda del metamorfismo dopo la fase D1 e durante la fase D2 (MUSUMECI, 1991). Sulla base delle relazioni tessiturali e delle zonature composizionali dei minerali, anche l’acme termico è stato raggiunto dopo la fase D1 e durante i primi stadi della fase D2.

Nell’Unità del M. Grighini è stato evidenziato un successivo evento metamorfico di alta T/P caratterizzato da temperature comprese fra 570 e $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ (geotermometro granato-biotite) e da pressioni inferiori a 4 kb, dedotte in base alla presenza di associazioni mineralogiche stabili al di sotto del punto triplo degli alluminosilicati.

Il marcato decremento di pressione è testimoniato inoltre dalla zonatura composizionale dei granati associati a questo evento, caratterizzati da bassi contenuti di Ca (5%-2%) e da concentrazioni costanti di Fe, Mg e Mn con zonatura inversa in corrispondenza dei bordi (decremento di Fe e Mg, aumento di Mn), dovuta ai processi decompressivi (CAROSI *et alii*, 1990a). Analoghe condizioni di bassa pressione sono state individuate in altre porzioni della Zona a falde caratterizzate dall’intrusione di magmatiti sin- e tardo-tettoniche (M. Trempu, Sarcidano: CAPPELLI, 1991), indicative

di un generale sollevamento della Zona a falde durante l’evento decompressivo.

L’evoluzione metamorfica della Zona a falde è pertanto caratterizzata da due principali eventi metamorfici:

- un primo evento, durante la tettonica “sin-nappe”, di tipo barroviano con evoluzione polifasica, contemporaneo con gli eventi deformativi collisionali. Questo evento ha una zonalità prograda verso le unità più interne e le unità strutturalmente più profonde dove sono state raggiunte condizioni di medio grado (facies anfibolitica), in seguito ai processi di ispessimento crostale, dovuti alla sovrapposizione delle unità tettoniche, e al successivo riequilibrio delle isoterme che ha determinato le condizioni di massima termalità al termine della tettonica “sin-nappe”;
- il secondo evento metamorfico in condizioni di alta temperatura e bassa pressione, datato al M. Grighini 307 ± 5 Ma (LAURENZI *et alii*, 1991), è contemporaneo alla tettonica “post-nappe”. Questo evento è caratterizzato da un netto decremento delle condizioni bariche e da alti gradienti di temperatura, testimoniati dalle associazioni mineralogiche e dalle composizioni di alcuni minerali. Le condizioni di alta termalità sono in parte dovute alla messa in posto di intrusioni sin-cinematiche all’interno di strutture tettoniche che hanno determinato la formazione di metamorphic core complex lungo l’Antiforme del Flumendosa, al cui nucleo affiorano le unità più metamorfiche.

In conclusione, l’evento metamorfico “sin-nappe” riflette lo sviluppo della tettonica collisionale che ha determinato la formazione della struttura a falde, mentre il secondo evento è indicativo dei processi di sollevamento ed esumazione tettonica della catena, mediante strutture distensive duttili e fragili, che hanno caratterizzato l’evoluzione post-collisionale della Zona a falde, analogamente ad altre porzioni della Catena ercinica in Sardegna e segnatamente nella Zona assiale.

5.5 Tettonica del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica

Correlare tutti i singoli episodi deformativi distinti nella Zona a falde con quelli individuati sia nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica che nel Complesso migmatitico ercinico, oltre che difficile, sarebbe anche arbitrario. Non si può, infatti, escludere che soprattutto nel Complesso migmatitico siano rappresentati terreni precambriani con strutturazioni pre-erciniche, come ben documentato in Corsica dove le successioni cambro-ordoviciane dell’Argentella poggiano su un complesso precambriano già strutturato.

Anche i dati di letteratura vanno ben interpretati poiché fasi indicate con indici cronologici uguali spesso si riferiscono a eventi deformativi differenti a seconda delle aree.

Le manifestazioni deformative legate alla collisione continentale, come visto, variano in intensità a seconda della distanza dalle grandi zone di taglio che controllano la messa in posto delle falde, e anche i raccorciamenti finali post-nappe, possono aver dato luogo a fasce discontinue di deformazione lungo zone di transpressione. La tettonica post-collisionale, almeno nelle sue manifestazioni plicative, è fortemente controllata dalla precedente giacitura delle



Fig. 77 – Piega isoclinal eettometrica di prima fase nelle quarziti e metarenarie paleozoiche. La scistosità di piano assiale S1 (suborizzontale in alto a destra, verticale al centro della foto) è debolmente piegata dalla seconda fase (P.ta Argenteria: Nurra).

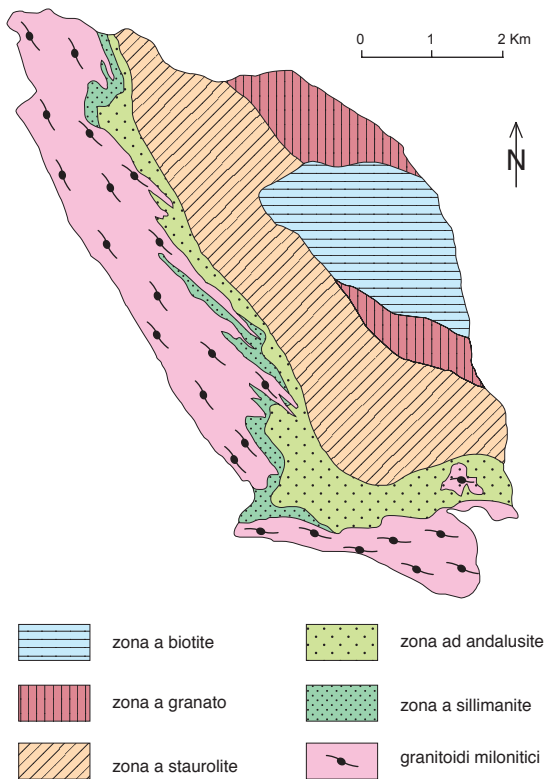


Fig. 78 – Zoneografia metamorfica dell'Unità del M. Grighini; 1: zona a biotite; 2: zona a granato; 3: zona a staurolite; 4: zona ad andalusite; 5: zona a sillimanite; 6: granitoidi milonitici; (da MUSUMECI, 1991, modificato). anisotropie planari e quindi mostra anch'essa differenze di intensità e geometria.

Le osservazioni di terreno e microscopiche consentono in genere di distinguere le deformazioni legate alla collisione da quelle legate al collasso della catena ercinica e di distinguere all'interno di questi due regimi una successione di fasi deformative che, nel Complesso in facies prevalentemente anfibolitica, non sempre è correlabile con quella riconosciuta nella zona a falde. L'attribuzione di queste fasi deformative (che si manifestano con pieghe e zone di taglio sia duttili che fragili) ai due eventi tettonico-metamorfici anzidetti, più che su considerazioni geometriche deve basarsi necessariamente sui rapporti tra deformazione e le diverse paragenesi.

La sequenza delle fasi deformative è riassumibile in quattro fasi di importanza regionale.

La più antica fase D1 è correlabile con quella che nelle aree più meridionali si manifesta come la scistosità S1 di piano assiale di pieghe isoclinali a vergenza sud-occidentale. Nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica, la superficie S1 risulta progressivamente trasposta fino a conservarsi soltanto all'interno di porfiroblasti di plagioclasio, granato, biotite e staurolite (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982; OGGIANO & DI PISA, 1988; ELTER & SARRIA, 1989).

Questa trasposizione è l'effetto di una successiva deformazione D2 che si esplica tramite un'anisotropia planare pervasiva S2, che è l'elemento strutturale dominante osservabile sul terreno (CARMIGNANI *et alii*, 1979b). Nella bassa Gallura, in Anglona (DI PISA & OGGIANO, 1987; OGGIANO & DI PISA, 1988), nella Nurra settentrionale (CARMIGNANI *et alii*, 1979b; FRANCESCHELLI *et alii*, 1982) e nelle Baronie (ELTER & SARRIA, 1989) è stata messa in evidenza una ulteriore fase deformativa D3, caratterizzata da piani assiali subverticali o poco inclinati e a cui non sono associate blastesi di qualche importanza. Su tutta l'area, inoltre, è sempre presente



Fig. 80 – Piega D3 con piano assiale subverticale che interessa i paragneiss di pressione intermedia del Complesso metamorfico ercinico in facies prevalentemente anfibolitica (Isola dell'Asinara).

un episodio deformativo D4 che si manifesta con crenulazioni con direzione da N120E a N160E.

Una deformazione milonitica (Dm) è localizzata alla transizione tra questo complesso e quello migmatitico, coinvolgendo in una zona di taglio retrograda i terreni di entrambi i complessi. Le relazioni cronologiche fra la Dm e le altre fasi deformative collocano quest'ultima tra la D3 e la D4. Le blastesi associate alle fasi deformative D1 e D2 mostrano una zoneografia prograda verso N (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982) e blastesi anfibolitiche posteriori alla fase D1 e contemporanee ai primi stadi della D2.

Nella Nurra è stata anche osservata una blastesi albitica da sin- a post-cinematica rispetto alla fase D2 (DI PISA & OGGIANO, 1985; FRANCESCHELLI *et alii*, 1990). In definitiva, tutta l'evoluzione tettono-metamorfica del Complesso in facies prevalentemente anfibolitica è messa in relazione con due eventi tettono-metamorfici principali, seguiti da fasi deformative minori con effetti spesso localizzati in zone di taglio.

Un'evoluzione tettono-metamorfica differente si riscontra, sempre in questo complesso, in Anglona e nell'Asinara settentrionale. In queste aree sono state distinte quattro fasi deformative, ma non è ben distinguibile la deformazione milonitica retrograda osservata

nella valle del Posada e nella bassa Gallura, poiché le strutture milonitiche sono state obliterate da un evento tettono-metamorfico di HT/LP.

La prima fase è stata dedotta da osservazioni microscopiche ed è rappresentata da inclusion trails all'interno di plagioclasio, staurolite e granato, i cui trails indicano una nucleazione complessa in relazione alla deformazione (*snow-balls structures*, fig. 79).

La seconda fase genera pieghe isoclinali con associata scistosità di piano assiale pervasiva; le poche cerniere osservabili sono generalmente ripiegate e trasposte dalla successiva fase D3. In questo modo si formano strutture di interferenza in prevalenza di tipo 3 (Ramsay, 1967). L'episodio deformativo D3 è quello meglio individuabile all'Asinara: è rappresentato da pieghe mesoscopiche, con piano assiale sub-verticale ad inclinazione variabile ed assi orientati in un intervallo compreso tra N120E e N80E, con immersione assiale verso i quadranti orientali (fig. 80).

In Anglona la fase D3 a piani assiali sub verticali è meno evidente, anche se crenulazioni ad essa riconducibili si osservano nell'area di Tula. Invece, l'Anglona si distingue per una fase che indicheremo come D4 perché come la fase D4 di altre zone del

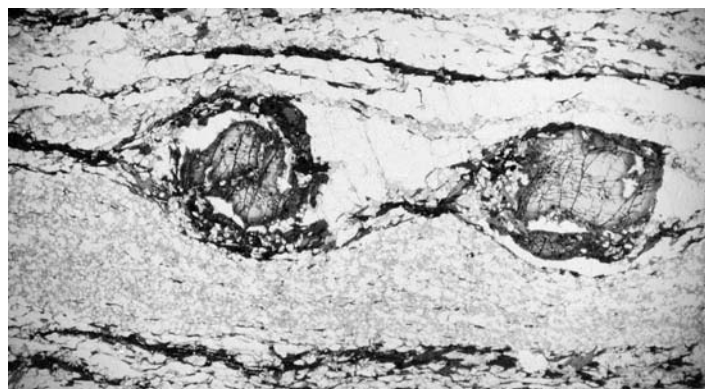


Fig. 79 – Porfiroblasti di granato con strutture tipo "δ" nei paragneiss di pressione intermedia del Complesso metamorfico ercinico in facies prevalentemente anfibolitica (Isola dell'Asinara).

Complesso in facies prevalentemente anfibolitica sembra legata ad un'evoluzione decompressiva di metamorfiti medio-crustali.

Essa si manifesta con pieghe asimmetriche con piano assiale inclinato o sub-orizzontale con associato un clivaggio di crenulazione, che nelle zone di taglio può assumere le caratteristiche di una foliazione composta che contiene sia elementi strutturali planari e lineari appartenenti alle precedenti fasi deformative, che cerniere di D4 sradicate per progressiva laminazione dei fianchi nella direzione del taglio (*forelimb folds*: RAY, 1991).

All'interno delle zone di taglio alcuni indicatori cinematici, come strutture tipo δ e strutture tipo σ , documentano un movimento *down dip*, con trasporto dai quadranti SE verso i quadranti NW. Una tale direzione di trasporto, opposta a quella dei sovrascorriimenti legati alla collisione, farebbe pensare a zone di taglio di tipo distensivo. Nell'Isola dell'Asinara, una fase tardiva assimilabile alla D4 dell'Anglona genera pieghe a piani assiali suborizzontali, generalmente non scistogene, coerenti con un raccorciamento verticale attribuito a tettonica estensionale (OGGIANO & DI PISA, 1998).

5.6 Tettonica del Complesso migmatitico ercinico

Anche nel Complesso migmatitico sono registrati e datati due eventi tettono-metamorfici:

- il primo evento è rappresentato dallo sviluppo di un layering composizionale in cui si alternano leucosomi a composizione trondjemitoide e melanosomi a $Bt \pm Pl \pm Grt \pm Sil \pm Hbl$ che, sulla base di considerazioni petrologiche e tessiturali, sono riconducibili a processi di smistamento in solidus (FERRARA *et alii*, 1978; PALMERI, 1992) controllati da fenomeni di pressure solution. Sulla base delle paragenesi associate a tale layering e dell'età di chiusura degli scambi isotopici Rb/Sr fra le diverse bande (344 Ma: FERRARA *et alii*, 1978), questo evento può essere collocato nella fase di ispessimento crostale legata alla collisione continentale, anche se non esistono elementi certi che consentano di correlare il layering con la foliazione relitta inclusa nei porfiroblasti dei paragneiss in facies anfibolitica che affiorano più a sud;
- un secondo evento tettono-metamorfico si manifesta con più fasi plicative in questo complesso (OGGIANO & DI PISA, 1988). La prima di tali fasi plicative (D2) è caratterizzata da pieghe isoclinali non cilindriche cui talvolta si accompagna una scistosità di piano assiale che traspone il precedente layering migmatitico secondo una foliazione composita. Questa fase deformativa è sin-cinematica rispetto alla segregazione di corpi anatettici caratterizzati da associazioni di bassa pressione; quindi il regime in cui si sviluppa sarebbe essenzialmente decompressivo (MACERA *et alii*, 1989). Una fase successiva D3, messa in evidenza da DI PISA & OGGIANO (1985) in bassa Gallura e da FOLCO (1991) nell'area di Palau, si manifesta con pieghe asimmetriche più o meno cilindriche, e con zone di taglio estensionali contemporanee a fenomenologie anatettiche anch'esse con caratteri di bassa pressione. A questa fase si accompagnano strutture di tipo dictionitico (BORRADAILE *et alii*, 1982) molto comuni nelle aree settentrionali del complesso migmatitico (fig. 81), lungo cui si sviluppano leucosomi a composizione granitoidi che tagliano tutte le anisotropie planari e composizionali presenti nel Complesso migmatitico.

Le relazioni tra i fusi anatettici e le strutture delle fasi D2 e D3 testimoniano, in definitiva, la contemporaneità di queste fasi deformative con la decompressione dovuta al collasso della Catena



Fig. 81 – Migmatite con strutture dictionitiche (bassa Gallura).

ercinica, come indicato da numerosi dati petrologici (FRANCESHELLI *et alii*, 1989; OGGIANO & DI PISA, 1992; RICCI, 1992). Un limite cronologico superiore all'inizio della decompressione e, quindi, alle due fasi deformative che la caratterizzano, potrebbe essere rappresentato dall'età Rb/Sr di piccoli stock anatettici sin-cinematici stimata a 300 ± 7 Ma (MACERA *et alii*, 1989).

All'interno del Complesso migmatitico ercinico sono comuni zone di taglio, probabilmente da riferire alla tettonica trascorrente tardo-ercinica, con miloniti con strutture tipo "S-C" che documentano condizioni retrograde che non superano la facies a scisti verdi. Zone di taglio con componente diretta sono invece conosciute sia in facies degli scisti verdi che anfibolitica (ELTER & GHEZZO, 1995) e testimonierebbero la deformazione del Complesso migmatitico a diversi livelli strutturali durante la sua esumazione.

5.7 Evoluzione metamorfica del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica e del Complesso migmatitico

Così come in altri segmenti europei della Catena ercinica, anche nei due complessi più interni del segmento sardo è possibile identificare:

- un'ambientazione eclogitica (rappresentata da relitti tessiturali e mineralogici), che probabilmente rappresenta la subduzione eoercinica, ancora non datata (MILLER *et alii*, 1976; CAPPELLI *et alii*, 1992);
- un'ambientazione di tipo barroviano, che rappresenta l'ispessimento crostale legato alla collisione e le cui datazioni Rb/Sr e Ar/Ar sostanzialmente indicano un'età meso-ercinica intorno a 350 Ma (DEL MORO *et alii*, 1991);
- infine, un'evoluzione metamorfica di elevato rapporto T/P, presente localmente, legata al collasso gravitativo della catena e alla sua esumazione, che si colloca in età neoercinica, con età Rb/Sr di chiusura delle miche intorno a 300 Ma.

Solo nel Complesso migmatitico sono stati rinvenuti relitti di metamorfismo granulitico, i quali non sono mai presenti a sud della Linea Posada-Asinara e che, con ogni probabilità, riflettono per questo complesso una storia metamorfica più lunga ed articolata (policiclica) rispetto a quella degli altri complessi metamorfici.

Il metamorfismo barroviano, con associazioni di pressione e temperatura intermedie, è quello che maggiormente caratterizza le aree di affioramento del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica, esibendo una netta zoneografia progradata verso N (fig. 27). Le isograde sono deformate dalle fasi tardive erciniche (fig. 82) e si infittiscono in una fascia subito a sud della Linea Posada-Asinara.

Tradizionalmente la zoneografia progradata che interessa questo complesso veniva fatta proseguire in un continuum all'interno del Complesso migmatitico ercinico, a nord della Linea Posada-Asinara (fig. 27), fino al raggiungimento dell'associazione stabile Sil+Kfs. L'analisi delle traiettorie P-T-t (RICCI, 1992) nei due complessi fa ritenere che la loro evoluzione metamorfica sia, invece, indipendente, coerentemente con l'assunzione che il Complesso migmatitico ercinico rappresenti una falda crostale di pertinenza "armoricana" sovrascorsa su un prisma di accrezione durante la col-

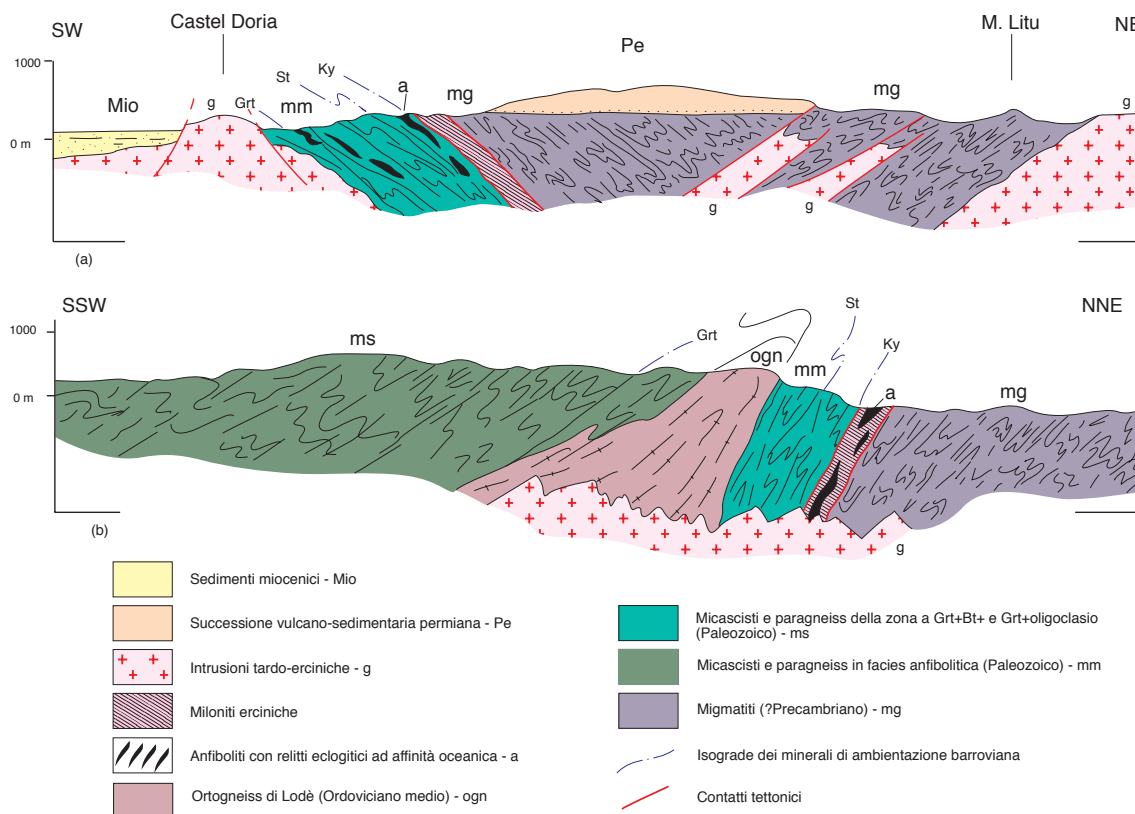


Fig. 82 – Profili geologici schematici attraverso la Linea Posada-Asinara in Anglona (a) e nella Valle del Posada (Baronie) (b) con indicate le isograde dei minerali metamorfici di ambientazione barroviana (da OGGIANO & DI PISA, 1992).

lisione continentale meso-ercinica, e che la Linea Posada-Asinara rappresenti un contatto tettonico di prim'ordine.

La zoneografia barroviana del Complesso metamorfico ercinico in facies prevalentemente anfibolitica è compresa tra la comparsa dell'associazione $Qtz+Ab+Ms+Chl+Grt+Ilm$ e l'associazione $Qtz+Pl+Bt+Ky+Grt$, passando per le associazioni $Qtz+Ms+Cl+Grt+Chl+St$, $Qtz+Ms+Pl+Bt+St\pm Grt$ e $Qtz+Pl+Ms+Bt+Grt+St+Ky$ (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982). Le condizioni termobariche degli equilibri rappresentati dalle associazioni che caratterizzano questo complesso sono state stimate da un minimo di 450 °C e 5 Kb ad un massimo intorno a 600 °C e 8Kb (FRANCESCHELLI *et alii* (1982, 1989).

Come già accennato, le blastesi anfibolitiche legate all'evento tettono-metamorfico barroviano meso-ercinico mostrerebbero una crescita posteriore alla fase D1 e precedente alla fase D2, dalla quale sono deformate (CARMIGNANI *et alii*, 1979b), o comunque da pre- a sin-cinematica rispetto alla fase D2 come indicato da strutture tipo *snow ball* nei granati (OGGIANO & DI PISA, 1992) (fig. 79).

In Anglona e all'Asinara alle associazioni anfibolitiche di pressione e temperatura intermedie del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica sono sovrapposte associazioni di elevato gradiente termico riconducibili all'evento neoercinico.

Nell'Isola dell'Asinara le paragenesi di bassa pressione e alta temperatura non interessano tutto il complesso di medio grado; infatti i paragneiss e i micascisti dell'area più meridionale non mostrano alcuna blastesi andalusitica e/o sillimanitica, né le paragenesi barroviane in tale area mostrano evidenze di destabilizzazione, nem-

meno al contatto con l'intrusione granitica del Castellaccio (fig. 83). Andalusite e sillimanite \pm cordierite compaiono, invece, nei micascisti e paragneiss a nord dell'intrusione. L'andalusite si osserva spesso in individui prismatici pluricentimetrici pseudomorfi su precedente staurolite; quest'ultima appare destabilizzata secondo la reazione decompressiva $St+Ms+Qtz=And+Bt+H_2O$, ma se ne conservano relitti all'interno dei porfiroblasti di andalusite concresciuta con biotite (OGGIANO & DI PISA, 1998). La reazione di cui sopra non sarebbe l'unica responsabile della nucleazione dell'andalusite; evidenze tessiturali suggerirebbero che, a luoghi, l'andalusite possa essere derivata dalla transizione di fase fibrolite-andalusite, come deducibile dalla presenza di blasti andalusitici concresciuti con aggregati di fibrolite. Una nucleazione in seguito alla transizione retrograda cianite-andalusite non è sufficientemente documentabile a causa dell'assenza di relitti di cianite in disequilibrio, all'interno o a contatto, con l'andalusite.

Per ciò che concerne le relazioni tra la blastesi andalusitica e la deformazione ercinica, è evidente la crescita statica della blastesi, posteriormente alle più importanti fasi deformative erciniche; infatti i blasti di andalusite includono trails di scistosità e crenulazioni relative a questi eventi deformativi. Solo in corrispondenza di zone di taglio estensionali i blasti di andalusite sono deformati in condizioni al limite tra il duttile e il fragile. La sillimanite è diffusa, sia sotto forma di fibrolite che in individui ad abito prismatico. La prima coesiste con l'andalusite e mostra una certa varietà di relazioni tessiturali con le fasi minerali a contorno. La sua coesistenza con l'andalusite in una vasta area pone i classici interrogativi, oggetto di vasta letteratura (KERRICK, 1990, con bibliografia), circa la

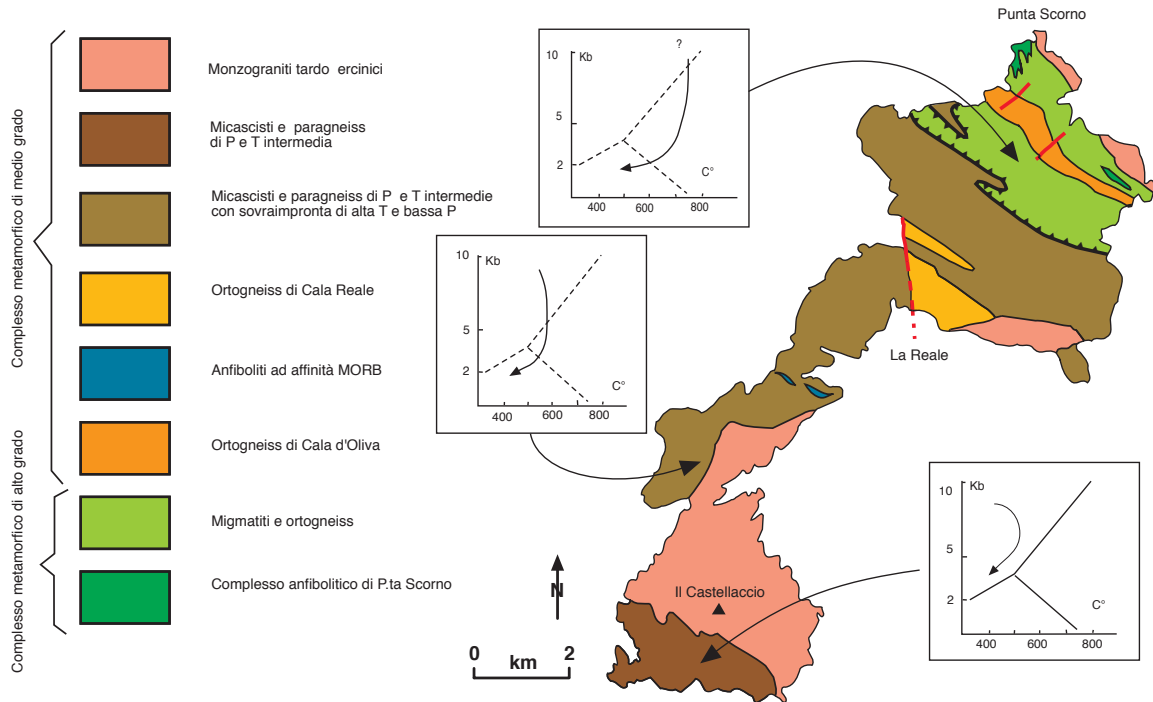


Fig. 83 – Schema geologico dell'Isola dell'Asinara con i percorsi schematici P-T-t dedotti nelle differenti unità tettono-metamorfiche (da OGGIANO & DI PISA, 1998).

persistenza in condizioni metastabili della fibrolite nel campo di stabilità dell'andalusite.

La maggior parte della fibrolite nel Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica è orientata secondo la S2 ercinica, dove mostra crescita epitassiale su livelli lepidoblastici di preesistente biotite; inoltre, essa è talvolta crenulata dalle fasi tardive. Queste osservazioni consentono di escludere che la sua crescita sia contemporanea a quella dell'andalusite che, come visto, ha relazioni di crescita post-cinematiche rispetto a queste fasi deformative. In definitiva, gli aspetti tessuturali esibiti da gran parte della fibrolite convergono nel far ritenere la sua coesistenza con l'andalusite come un fenomeno di metastabilità.

Indipendentemente dalla sua coesistenza con andalusite, la presenza di abbondante fibrolite in un complesso metamorfico in cui è sempre stata stabile l'associazione Ms+Qtz non può essere attribuita alla reazione di break-down della muscovite, ma andrebbe ricercata in altri meccanismi, tra i quali i più plausibili sembrano essere la fibrolitizzazione della biotite (STAUBLI, 1989) in presenza di volatili acidi e/o la concentrazione in zone di elevata deformazione non coassiale. La cordierite, ferrifera, sembra anch'essa legata a reazioni di tipo decompressivo a spese di granato.

Nell'Asinara (fig. 83), le condizioni termobariche alle quali il Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica si sarebbe riequilibrato, in un'ambientazione di elevato T/P, vengono stimate tra 490-520 ° C e 2-3 Kb (Di Pisa et alii, 1993).

Anche in Anglona il metamorfismo neo-ercinico di alto rapporto T/P genera associazioni simili a quelle descritte per l'Asinara (DI PISA & OGGIANO, 1987). La distribuzione delle fasi polimorfe Al₂SiO₅ (sillimanite e andalusite) e i loro reciproci rapporti tessuturali, consentono di tracciare una zoneografia metamorfica. Nella parte centrale di questo vasto affioramento è presente soltanto sillimanite. Più a NE e a SW, le relazioni microstrutturali tra le

due fasi minerali indicano che la crescita di andalusite è posteriore a quella della sillimanite. All'estremità SW dell'intera area (M. Sassu), è presente solo andalusite.

Il Complesso migmatitico ercinico è caratterizzato dall'associazione Al₂SiO₅+Kfs e Al₂O₅+Ms (FRANCESCHELLI *et alii*, 1982; ELTER, 1987) e dalla diffusa presenza di fusi anatettici, anche se, come già accennato, non in tutto il complesso la presenza di leucosomi viene ricondotta a reazioni metamorfiche che coinvolgono una fase di melt. Tra queste, le reazioni invocate sono quelle di dehydration melting coinvolgenti fasi idrate come muscovite e biotite; ad esempio: Ms+Pl+Qtz=Kfs+And+melt e Bt+And+Pl+Qtz=Kfs+Grt+melt rispettivamente (OGGIANO & DI PISA, 1992; PALMERI, 1992). La discreta abbondanza di granato e la scarsa presenza di andalusite nelle diatessiti porterebbero a preferire la seconda reazione (biotite melting stage) come principale responsabile dell'anatessi nelle migmatiti della bassa Gallura. Di particolare interesse sono in questo complesso le associazioni granulitiche relitte di pressione intermedia-elevata riscontrabili soprattutto in corpi femici ed ultrafemici stratificati, all'interno di gneiss con relitti di cianite, che affiorano in Gallura e nell'estremità settentrionale dell'Asinara. GHEZZO *et alii* (1979) descrivono nel complesso di Montigu Nieddu l'associazione oligoclasio+Grt+Opx+Cpx in disequilibrio tessuturale con fasi di facies anfibolitica quali Mg-orneblenda, spinelli della serie dell'hercynite e cloriti. Le stime termobariche di questi Autori si attestano intorno ai 750 ° C e 10 Kb (PH₂O < P_{tot}) per l'associazione granulitica e 650 ° C e 5 kb (in condizioni di saturazione di H₂O) per la ricristallizzazione anfibolitica. Non dissimili sono i dati riscontrati più di recente nel complesso basico di P.ta Scorno (Isola dell'Asinara), dove per un primo evento granulitico relitto sono state stimate temperature intorno a 740 ° C e pressioni (minime) di circa 8 Kb. Mentre la riequilibratura in facies anfibolitica è stata stimata a pressioni più basse: 3-4 Kb e 500-600

° C (DI PISA *et alii*, 1993)). Sempre questi Autori hanno stimato le condizioni del principale riequilibrio degli gneiss incassanti a 4-5 Kb e 600-700 ° C. Tra le reazioni caratteristiche di tale riequilibrio vi è la transizione cianite-sillimanite con la formazione di disth-sillimanite. Le reazioni metamorfiche descritte tra i due complessi e la loro evoluzione termobarica nel tempo sono congiunti ad un'evoluzione sostanzialmente decompressiva a partire da

differenti livelli strutturali, in condizioni essenzialmente isoterme o con limitati apporti di calore esterno. Le differenti associazioni mineralogiche affioranti derivano principalmente dalle diverse velocità di esumazione che, a seconda che i processi esumativi dei vari settori di catena siano stati controllati da erosione, estensione e/o denudamento tettonico, hanno determinato diversi gradi di riequilibratura (RICCI, 1992).

Capitolo 6

Coperture post-erciniche

6.1 Le successioni

Circa un terzo dell'Isola è coperto da sedimenti e vulcaniti del Carbonifero superiore-Permiano, del Mesozoico e del Terziario (fig. 4). Le formazioni più rappresentate sono di età miocenica; esse infatti affiorano con continuità dal Golfo di Cagliari a quello di Sassari e rappresentano da sole oltre la metà degli affioramenti delle coperture post-erciniche. Complessivamente le coperture non metamorfiche hanno una potenza di circa 6000 m; i maggiori spessori sono raggiunti nella "Fossa sarda" (VARDABASSO, 1962) o "Rift Sardo" (CHERCHI & MONTADERT, 1982b), una serie di bacini sedimentari terziari che interessano una fascia meridiana tra il Golfo di Cagliari e quello di Sassari, e nel graben plio-pleistocenico del Campidano, che congiunge i golfi di Cagliari e di Oristano.

Dopo la sua evoluzione ercinica la Sardegna, benchè al di fuori dalla zona orogenica alpina, si è trovata ai margini di due cinture orogeniche: i Pirenei e gli Appennini. Successivamente essa è stata delimitata, prima a ovest e poi a est, da due episodi di rifting ad evoluzione oceanica: l'apertura del Bacino balearico nel Burdigaliano e l'apertura del Tirreno centro-meridionale nel Miocene superiore-Pliocene.

L'evoluzione post-ercinica della Sardegna è sempre stata interpretata come quella di un cratone sostanzialmente stabile, soggetto a periodiche trasgressioni e regressioni senza implicazioni negli eventi collisionali che hanno interessato tutte le aree limitrofe durante il Ciclo alpino. Questa evoluzione, ben descritta da COCOZZA *et alii* (1974), veniva interrotta solo durante il Terziario dall'impostazione di fosse tettoniche ("Rift sardo") correlate con l'apertura del Bacino balearico (CHERCHI & MONTADERT (1982a,b).

Varie discordanze nella successione mesozoica e terziaria sono state cronologicamente correlate con eventi orogenici del Ciclo alpino (Fase laramica, Fase austriaca, ecc.), senza, peraltro, che fosse chiaramente individuata in Sardegna una strutturazione regionale correlabile, da un punto di vista geodinamico, con le zone di collisione alpina (CHERCHI & BARBERI, 1980; CHERCHI & MONTADERT, 1982b; CHERCHI & TREMOLIERES, 1984,?; CHERCHI, 1985; OGGIANO *et alii*, 1987; TREMOLIÈRES, 1988).

Lavori successivi (CARMIGNANI *et alii*, 1994a) hanno evidenziato come, al pari della "Corsica ercinica", anche la Sardegna sia stata interessata da una tettonica collisionale terziaria, con sviluppo di un sistema di faglie trascorrenti che inducono importanti transpressioni (CARMIGNANI *et alii*, 1992b, 1994c; PASCI, 1997), con sovrascorrimenti del basamento paleozoico sulla copertura post-ercinica (M. Albo, M. Tuttavista, Supramonte), e transtensiononi (bacini di Chilivani-Berchidda, Ottana, ecc.: OGGIANO *et alii*, 1995).

Le successioni post-erciniche sono rappresentate da successioni separate da discordanze, in parte note da tempo in letteratura. Iniziando dal basso, è possibile distinguere:

- a) Complesso vulcanico del Carbonifero superiore-Triassico inferiore e Successione continentale del Carbonifero superiore-Triassico medio *p.p.*, i cui depositi secondo alcuni Autori concluderebbero il ciclo sedimentario ercinico, mentre per altri essi sarebbero l'inizio della successione alpina;
- b) Successioni transizionali e marine del Triassico medio *p.p.*-Cretacico inferiore, che rappresentano i depositi prevalentemente di piattaforma carbonatica del margine continentale passivo sud-europeo;
- c) Successioni marine del Cretacico superiore, separate dalle precedenti dalla discordanza meso-cretacica (Fase austriaca, "Movimenti bedouliani");
- d) Successioni transizionali e marine del Paleocene superiore-Eocene medio, delimitate alla base da una discordanza riferibile alla Fase laramica;
- e) Depositi continentali e successione marina post-Eocene medio-Miocene inferiore, che comprendono i depositi sintettonici della catena pirenaica e appenninica;
- f) Successione marina e depositi continentali del Miocene inferiore-medio, depositi entro i bacini estensionali connessi con la rotazione del Blocco sardo-corso;
- g) Successione marina e depositi continentali del Miocene superiore, che riteniamo connessi con l'inizio dell'apertura del Tirreno meridionale;
- h) Depositi continentali e marini del Pliocene, successivi alla crisi di salinità del Mediterraneo (Messiniano superiore) e che in parte costituiscono il riempimento del Graben del Campidano.

Nella successione oligo-miocenica sono intercalati prodotti vulcanici calcocalini (Ciclo vulcanico calcocalino oligo-miocenico) riferibili alla subduzione nord-appenninica e alla relativa distensione post-collisionale (BECCALUVA *et alii*, 1994; CARMIGNANI *et alii*, 1994a, 1995; LECCA *et alii*, 1997).

Gli ultimi prodotti vulcanici riconosciuti nell'Isola sono rappresentati da basalti intraplacca connessi con l'apertura del Tirreno meridionale (Ciclo vulcanico ad affinità alcalina, transizionale e subalcalina del Plio-Pleistocene). Nelle successioni post-erciniche della Sardegna sono quindi "registrati" tutti i movimenti connessi con l'evoluzione delle Alpi e degli Appennini. Questo è ben noto da tempo in Provenza, regione con la quale la Sardegna ha condiviso l'evoluzione geologica fino al Miocene inferiore.

Nonostante le numerose discordanze stratigrafiche citate, l'evento tettonico che ha maggiormente interessato l'Isola dopo il

Paleozoico è la collisione pirenaica e quella nord-appenninica. Questo evento, assieme ad altri, permette di suddividere le successioni permo-carbonifere e meso-cenozoiche in (vedi anche fig. 3):

- a) Complesso vulcano-sedimentario connesso con l'evoluzione post-collisionale della Catena ercinica (Carbonifero superiore-Triassico inferiore);
- b) Complesso connesso con l'evoluzione del margine continentale sud-europeo (Triassico medio-Eocene medio);
- c) Complesso connesso con la collisione pirenaica e nord-appenninica (Eocene medio-Miocene inferiore);
- d) Complesso connesso con l'apertura del Bacino balearico e del Mare Tirreno (dal Miocene inferiore-medio al Plio-Pleistocene).

6.1.1 Tettonica delle coperture post-erciniche

Fino agli anni '60 era generalmente ritenuto che la tetto-genesi compressiva della Sardegna si limitasse solo all'orogenesi ercinica, mentre era già chiara da tempo l'importanza della tettonica distensiva miocenica (Fossa sarda *Auctt.*). Solo a metà degli anni '60, con i lavori di CHABRIER (1967, 1970) e ALVAREZ & COCOZZA (1974) sono state messe in evidenza importanti faglie trascorrenti e sovrascorrimenti del basamento sulle coperture mesozoiche. Quasi sempre queste deformazioni furono correlate con la tettonica del Dominio pirenaico-provenzale con cui la Sardegna condivide molte caratteristiche stratigrafiche mesozoiche. Recenti lavori hanno evidenziato come questa tettonica interessi buona parte del Blocco sardo-corso e come l'evoluzione terziaria dell'Isola sia correlabile con la cintura collisionale nord-appenninica ed anche pirenaica (CARMIGNANI *et alii*, 1995, 2004a).

La tettonica terziaria nella Sardegna appare oggi particolarmente interessante in quanto gran parte dell'Isola ha costituito, assieme alla Corsica, il retropaese del catena nord-appenninica, mentre la sua parte SW era collocata in prossimità dell'orogene pirenaico. La sua posizione centrale rispetto agli orogeni del Mediterraneo occidentale e la possibilità di una buona attribuzione cronostratigrafica delle fasi deformative, consentita dall'assenza di deformazioni penetrative e metamorfismo terziari, contribuisce anche a delineare le tappe dell'evoluzione delle catene e dei bacini del Mediterraneo occidentale.

Mentre la strutturazione crostale dell'Isola si è realizzata durante l'orogenesi varisica, gli attuali lineamenti fisiografici derivano essenzialmente dall'evoluzione tettonica terziaria e quaternaria.

Alle fasi distensive pliocenica e miocenica sono rispettivamente da imputare il margine orientale, riferibile all'apertura del Tirreno meridionale, e quello occidentale impostato nel Burdigaliano superiore con l'apertura del Bacino balearico. Questi eventi distensivi hanno determinato anche l'assetto strutturale dell'interno dell'Isola, individuandovi le fosse tettoniche plio-quaternarie del Golfo di Palmas e del Campidano con le sue prosecuzioni a mare (golfi di Oristano e Cagliari) e i bacini miocenici (post-Burdigaliano inferiore-medio) della Sardegna meridionale e settentrionale ("Fossa sarda" *Auctt.*). L'espressione fisiografica più diretta della tettonica compressiva (Aquitano-Burdigaliano inferiore) è data dai lineamenti morfo-strutturali determinati dalle faglie trascorrenti NE-SW della Sardegna centro-settentrionale.

6.1.1.1 Tettonica trascorrente terziaria

Nella Sardegna nord-orientale locali sovrascorrimenti (CHABRIER, 1970) e strutture trascorrenti post-erciniche sono note da tempo (ALVAREZ & COCOZZA, 1974; SGAVETTI, 1982). CHABRIER (1970) attribuisce queste deformazioni alla tettonica pirenaica dell'Eocene, ma in base alla presenza di nummuliti luteziani rimaneggiati nel Conglomerato sintettonico di Cuccuru 'e Flores, DIENI & MASSARI (1965); DIENI *et alii* (2008) e ALVAREZ & COCOZZA (1974) ipotizzavano un'età più recente, probabilmente oligocenica.

Recentemente è stato documentato come la tettonica trascorrente di età oligo-aquitana rappresenti uno dei più importanti eventi deformativi della copertura post-ercinica sarda da riferire alla collisione continentale terziaria tra la Placca apula ed il margine sud-europeo (CARMIGNANI *et alii*, 1992b, 1994a; PASCI, 1997; PASCI *et alii*, 1998).

Una ricostruzione della paleogeografia oligocenica recentemente proposta prevede che il margine collisionale della Corsica NE prosegua verso S con una zona di subduzione oceanica. Questo implica che la crosta della Sardegna durante il raccorciamento N-S non fosse confinata ad E. La cinematica dei blocchi coinvolti nella trascorrenza sembra supportare questa interpretazione geodinamica. A N del Golfo di Orosei il basamento reagisce al raccorciamento N-S con un'estensione realizzata mediante estrusione verso E di blocchi crostali limitati a NW da faglie transpressive sinistre (di direzione NE-SW) e a S da faglie transpressive destre (di direzione E-W) (cuneo di Capo Comino, cuneo di Posada). A S del Golfo di Orosei si realizza una geometria di tectonic escape mediante il sistema di faglie trascorrenti destre orientate NW-SE. Coerentemente con l'assenza di un confinamento verso E, queste faglie hanno sistematicamente un'importante componente diretta.

In sintesi, la Sardegna settentrionale resta caratterizzata da una tettonica trascorrente sinistra, in cui si sono sviluppati limitati bacini transtensivi orientati NE-SW e importanti cinture transpressive. La Sardegna meridionale è invece caratterizzata da una trascorrenza destra con componenti distensiva che, tra l'altro, determina lo sviluppo di bacini sedimentari oligo-miocenici orientati NW-SE, molto più ampi e più profondi di quelli settentrionali.

Un'interpretazione in chiave di riattivazione distensiva dei lineamenti trascorrenti può essere prospettata per la parte sud-occidentale (Iglesiente-Sulcis) della Sardegna. Quest'area è costituita da un blocco di basamento ercinico completamente isolato del resto del basamento sardo dalla fossa plio-pleistocenica del Campidano. Gli elementi strutturali principali in quest'area sono costituiti da due bassi strutturali allungati in direzione E-W, che da S verso N sono: il Bacino di Narcao e la Fossa del Cixerri. Questi bacini sono caratterizzati dalla classica successione dell'Eocene inferiore dell'Iglesiente-Sulcis (Miliolitico, Lignitifero *Auctt.*) sormontata dai depositi clastici grossolani della Formazione del Cixerri (Eocene superiore-Oligocene) e, infine, dai prodotti vulcanici (andesiti ed ignimbriti) dell'Oligocene superiore-Miocene medio. I bassi strutturali orientati E-W sopra descritti (Bacino di Narcao e Fossa del Cixerri) sono tradizionalmente considerati come graben delimitati da faglie E-W, ma in una interpretazione più recente vengono considerati come sinclinali di crescita sviluppatasi all'interno di una zona compresa tra due faglie trascorrenti destre orientate NW (CARMIGNANI *et alii*, 2004b).

6.1.1.2 Tettonica distensiva del Miocene medio

Con il Burdigaliano superiore in tutta l'Isola si ha un radicale cambiamento del regime deformativo, che da trascorrente (con ampie zone soggette a transpressione e transtensione), diventa distensivo. Durante questo periodo sul margine occidentale dell'Isola si sviluppa un importante prisma sedimentario progradante verso W che, localmente, poggia sui depositi vulcano-sedimentari oligo-aquitani, ed è troncato superiormente dalla superficie di erosione messiniana (LECCA *et alii*, 1986). Le indagini sismiche mostrano che questo prisma sedimentario, per quanto molto articolato nel dettaglio, ha grande continuità su tutta la piattaforma occidentale dell'Isola. Sulla terraferma, depositi marini del Burdigaliano superiore-Langhiano si rinvencono nel Logudoro e nel Sassarese proseguendo in mare nel Golfo dell'Asinara; mentre nella Sardegna meridionale essi affiorano in Marmilla, Trexenta e nel Campidano fino a mare nel Golfo di Cagliari. Questi depositi sono separati dal prisma sedimentario miocenico della piattaforma occidentale dell'Isola da alti strutturali di basamento: il Iglesias-Sulcis-Arburese; il Rialzo di Malu Entu (LECCA *et alii*, 1986), che culmina con l'Isola di Mal di Ventre, al largo del Golfo di Oristano, e la Nurra-Asinara. Questi alti strutturali sono altrettanti horst limitati a W da una serie di semi-graben ("2° ciclo miocenico") collegati da zone di trasferimento orientate EW. Nel Sassarese il semi-graben che si sviluppa ad oriente della Nurra si approfondisce verso est contro la master fault di Punta Tramontana mentre poggia con onlap sul Mesozoico della Nurra a ovest. Il contrario si verifica per il bacino del Logudoro ad esso collegato da una zona di trasferimento (FUNEDDA *et alii*, 2000). Nella Sardegna meridionale, un profilo

sismico a riflessione eseguito nel 1992 dall'AGIP mostra che, almeno su una trasversale circa E-W pochi chilometri a N di Cagliari, il bacino burdigaliano-langhiano è bordato da una faglia diretta principale orientata NW-SE, praticamente coincidente con il bordo sud-occidentale del Campidano (FUNEDDA *et alii*, 2006). Come già detto, sembra probabile che questa faglia rappresenti un lineamento tettonico persistente che ha giocato come faglia trascorrente destra durante la fase oligo-aquitani ed è stato riattivato come faglia diretta durante il Miocene medio e durante il Plio-Quaternario.

Nella Sardegna settentrionale, la distinzione tra le strutture trascorrenti oligo-aquitane ed i depositi associati ("1° ciclo") dalle strutture distensive ed i relativi sedimenti ("2° ciclo") è facilitata dal fatto che le faglie dei due eventi hanno direzioni fortemente differenti. Al contrario, nella Sardegna meridionale la fase oligo-aquitani ha prodotto principalmente trascorrenti destre orientate NW-SE e la distensione miocenica si è realizzata principalmente riattivando queste trascorrenti come faglie dirette. Questo determina una certa difficoltà nel separare le strutture ed i depositi dei due cicli. Dalla letteratura (CHERCHI & MONTADERT, 1982b; CHERCHI & TREMOLIERES, 1984) emerge che il quadro stratigrafico-strutturale del Miocene della Trexenta e della Marmilla è complesso in quanto probabilmente derivato dall'interferenza di strutture oligo-aquitane e burdigaliano-langhiane.

Da un punto di vista geodinamico, la tettonica trascorrente della Sardegna centro-settentrionale sembra essere connessa alla deformazione di retropaese legata alla collisione nord-appenninica tra il Margine Sud-Europeo (di cui il Blocco sardo-corso faceva allora parte) e la Placca Apula (CARMIGNANI *et alii*, 1994a, 1995; PASCI, 1997).

Parte II

Guida all'Escursione nel Basamento Ercinico della Sardegna centro-meridionale

Primo giorno: Iglesiasiente – Sulcis

Informazioni generali sull'itinerario

Dalla città di Cagliari si percorre la S.S. 130 verso W in direzione di Iglesias, dopodiché si raggiungono alcune località situate presso la costa sud-occidentale della Sardegna tra Funtanamare e Masua. Successivamente ci si sposta verso est e si visitano alcuni affioramenti del Sulcis settentrionale, a sud del paese di Villamassargia.

L'ubicazione degli stop è riportata in fig. 84. Il percorso si sviluppa prevalentemente lungo strade asfaltate ad eccezione di piccoli tratti di strade a fondo naturale e di corti sentieri da percorrere a piedi.

Inquadramento geologico

Durante la prima giornata sarà presa in esame la tettonica della Zona esterna della Catena ercinica in Sardegna.

Per informazioni sulla successione stratigrafica della Zona esterna si veda il cap. 3.2 a pagina 20.

La descrizione dell'evoluzione tettonica della Zona esterna è riportata nel cap. 5.2 a pagina 54.

Cartografia consigliata

Carte topografiche

Fogli IGM in scala 1:50.000 (F. 555 Iglesias) ed in scala 1:25.000 (555-Buggerru, 555-Iglesias, 555-Villamassargia e 555-Portoscuso). Carte Tecniche Regionali in scala 1:10.000 (555010, 555020, 555050, 555060, 555070, 555080, 555100, 555110 e 555120).

Carte geologiche

- Carta Geologica della Sardegna in scala 1:250.000 (CARMIGNANI *et alii*, 2008);
- Carta Geologica d'Italia, Foglio 233-Iglesias, in scala 1:100.000 (con le relative carte geologiche in scala 1:25.000) (NOVARESE *et alii*, 1938);
- Carta Geologica del Paleozoico dell'Iglesiente (Sardegna sud-occidentale) in scala 1:50.000 (CARMIGNANI *et alii*, 1983);
- Carta Geologica d'Italia, F. 556 Assemini, in scala 1:50.000 (FUNEDDA *et alii*, 2009a).

Stop 1.1

Contatto Basamento ercinico-Copertura triassica a Campumari.

La base della successione triassica è costituita da alternanze irregolari di depositi silico-clastici (conglomerati, subordinate arenarie

grossolane e paleosuoli argillosi rossastri) e carbonatici (calcrete dolomitizzate, calcari dolomitici) (fig. 85). I conglomerati, caratterizzati da banchi metrici, sono comunemente clasto-sostenuti e la matrice può essere arenacea o talvolta dolomitica. I clasti sono da centimetrici a decimetrici, da subangolosi a subarrotondati e rimaneggiano le formazioni paleozoiche circostanti (dolomie cambriane, metapeliti ordoviciane, calcari siluriani, etc.). Le litologie carbonatiche sono rappresentate da dolomie e subordinati calcari dolomitici, in genere massivi o mal stratificati, raramente con deboli laminazioni e più o meno calcizzate. Localmente, questi litotipi si presentano brecciati e cariati (cavità da dissoluzione evaporitica). L'ambiente di deposizione è riconducibile a condizioni variabili di delta-conoide alluvionale e di deposizione carbonatica sub-acqua, soggetta a periodiche emersioni e conseguenti alterazioni (calicizzazioni) in un clima tendenzialmente caldo-arido.

Il Basamento ercinico è qui rappresentato la metasiltiti e filladi della F.ne di M. Argentu (*Puddinga* Aucct.)

Stop 1.2

Contatto F.ne di Nebida-F.ne di Gonnese, strada Nebida-Buggerru, km 17.

Lungo il taglio stradale è ben esposto il contatto stratigrafico tra il membro superiore della F.ne di Gonnese, Membro di Punta Manna, e il Membro basale della sovrastante F.ne di Gonnese, il Membro della Dolomia Rigata.

Il Membro di Punta manna è solitamente rappresentato da un'alternanza di metarenarie, metasiltiti, metargilliti e calcari. In questo affioramento al passaggio con la F.ne di Gonnese aumentano le intercalazioni carbonatiche (fig. 87, fig. 86) e diventano prevalentemente dolomitiche, con strutture da disseccamento e tappeti algali simili a quelli tipici del sovrastante membro della Dolomia Rigata.

Stop 1.3

Discordanza Sarda, Lungo la costa, a sud del Porto di Masua.

Dal Porto di Masua si prosegue verso sud lungo la costa, e in circa 20 minuti si raggiunge sul mare un affioramento (fig. 88) dove è ben esposta la netta discordanza angolare ("Discordanza sarda") tra i depositi siltitici della parte superiore della fm. di Cabitza (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore) e quelli conglomeratici della fm. di M.te Argentu (*Puddinga* Aucct., dell'Ordoviciano medio-superiore) (fig. 89).

I clasti di quest'ultima formazione sono eterometrici (di dimensioni da centimetriche a metriche), sia spigolosi che subarrotondati e poligenici ed appartengono a tutte le formazioni sottostanti (soprattutto alla Formazione di Gonnese e di Cabitza). Questi elementi clastici sono fortemente appiattiti lungo la scistosità (orientata circa

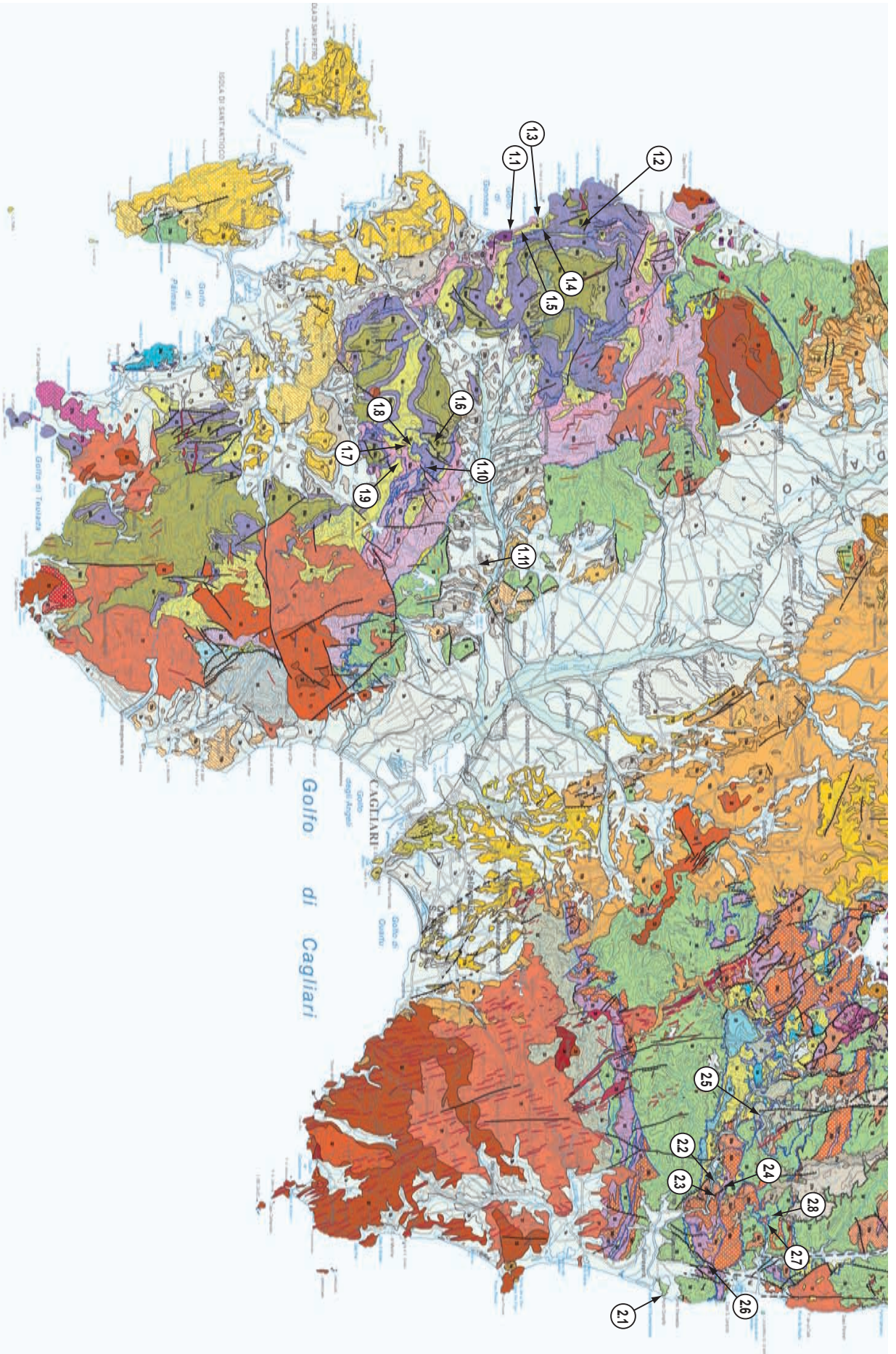


Fig. 84 – Ubicazione degli stop dei due giorni di escursione.



Fig. 85 – Contatto Basamento ercinico-Copertura triassica a Campumari (stop 1.1).



Fig. 86 – Base della successione triassica di Campumari: conglomerati clasto-sostenuti ad elementi prevalenti di rocce carbonatiche cambriane (stop 1.5). (Foto Sandro Pasci)



Fig. 87 – Contatto F.ne di Nebida-F.ne di Gonnesa, strada Nebida-Buggerru (stop 1.2).

N-S) della principale fase varisica che deforma anche la superficie di discordanza secondo pieghe ad assi sub-verticali.

Un rilevamento e studio strutturale di dettaglio di questo affioramento è stato eseguito da LEBIT (1995) (fig. 90). Misurando la deformazione interna dei ciottoli nella f.ne di M. Argentu è stata retrodeformata la sezione evidenziando i rapporti angolari tra discordanza e stratificazione nella formazione sottostante (Cabitza) e sovrastante (M. Argentu).

In questa località è possibile osservare nel dettaglio le interferenze dei sistemi plicativi nella parte alta della Formazione di Cabitza, grazie alla eccellente esposizione di queste rocce dovuta ai fenomeni di abrasione marina. Pieghe ad asse circa E-W e piano assiale sub-verticale sono ripiegate da pieghe con piano assiale diretto circa N-S ed assi molto inclinati che deformano il piano assiale delle pieghe E-W (fig. 91). Inoltre, al sistema di pieghe N-S è associata una scistosità di piano assiale penetrativa. Questo sistema di interferenza di pieghe è poi ulteriormente ripiegato da blande pieghe a piano assiale circa E-W, visibili dal terrazzo morfologico sovrastante la piattaforma di abrasione in prossimità della pineta poco ad E del sito minerario di Porto Flavia.

Il sistema di pieghe ad assi E-W è correlabile con la tettonica plicativa della “Fase Sarda” di età ordoviciana e quello a piani assiali N-S alla principale fase varisica.

Al di sopra della piattaforma sono conservati residui di depositi conglomeratici litorali attribuiti al Piano MIS-5 (Tirreniano *Auctt.*) sormontati da depositi di versante e sedimenti eolici del Pleistocene superiore.

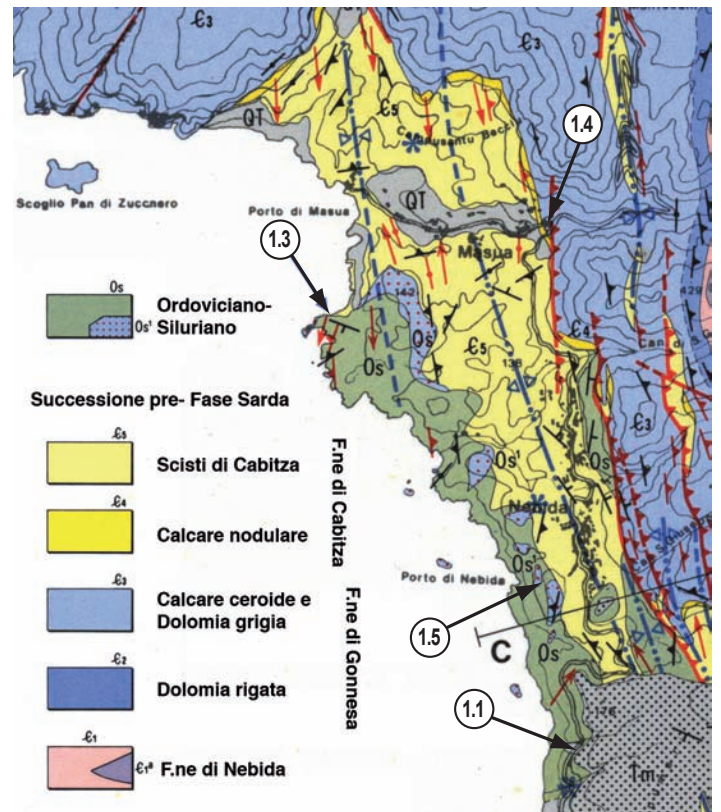


Fig. 88 – Carta geologica dell’area di Nebida-Masua; da CARMIGNANI et alii (1983), con ubicazione degli stop.



Fig. 89 – (a) “Discordanza Sarda” lungo la costa a W di Masua. La discordanza è indicata dalla freccia. (b) Dettaglio della foto a sinistra. Stop. 1.3.

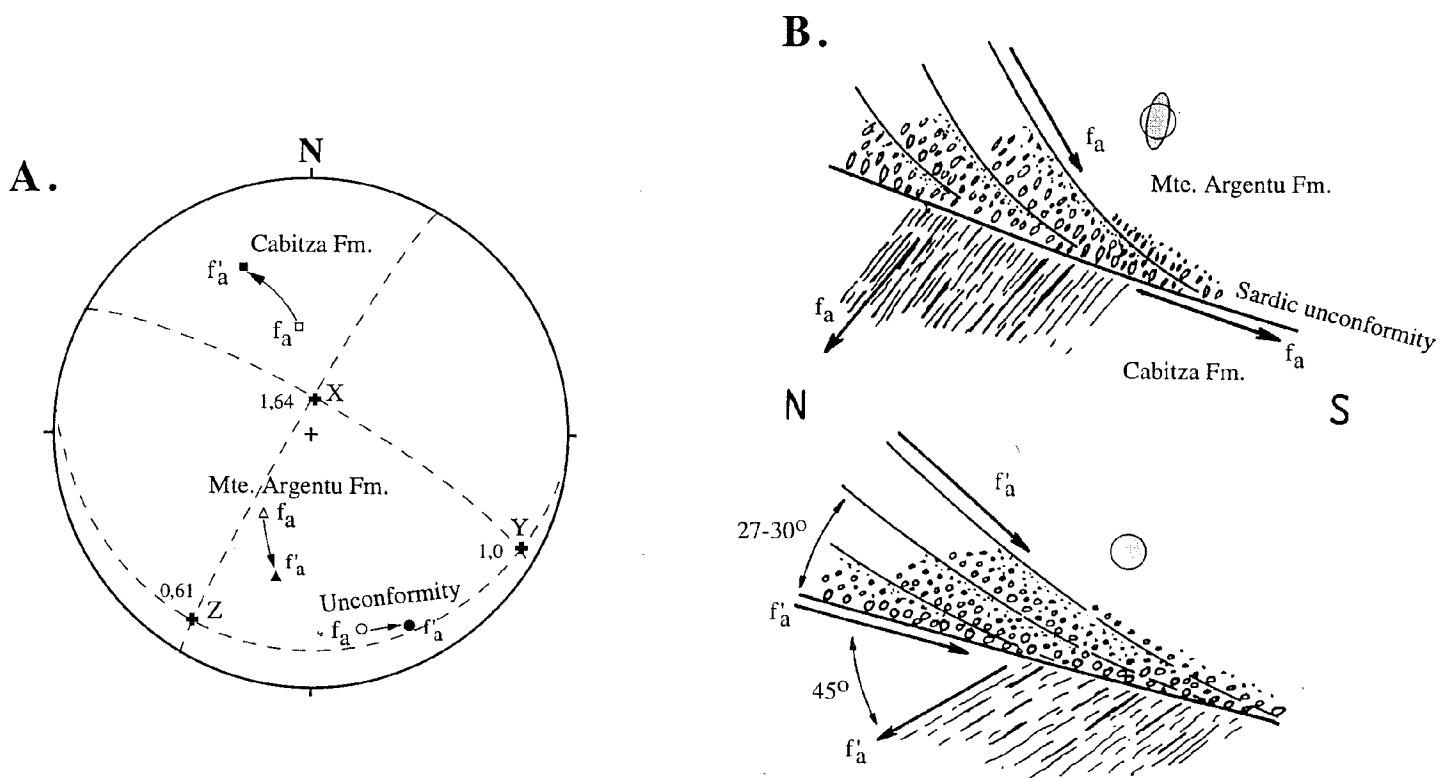


Fig. 90 – Restaurazione della geometria della Discordanza Sarda nell'ffioramento a sud del Porto di Masua (stop 1.3), da LEBIT (1995).



Fig. 91 – Piega ad asse E-W ripiegata da pieghe ad assi N-S con associata scistosità di piano assiale nelle metasiltiti cambro-ordoviciane della Formazione di Cabitza presso Masua. Si noti verso destra la terminazione periclinale dell'antiforme ad asse E-W e la quasi ortogonalità dei piani assiali delle pieghe N-S. Località poco ad E della miniera di Porto Flavia, nella piattaforma di abrasione sottostante la pineta.

Stop 1.4

Deformazione duttile nella F.ne di Gonnesa, bivio Masua.

In questo affioramento è possibile osservare le condizioni di deformazione nel Calcere ceroide (fig. 92). Il calcere mostra un'importante deformazione duttile evidenziata da una diffusa ricristallizzazione sintettonica. L'orientazione cristallografica preferenziale è ben sviluppata e mostra, come spesso rilevato nelle miloniti carbonatiche, un massimo degli assi *c* circa ortogonale alla foliazione. Il senso di taglio in questo affioramento è destrale.

Questa deformazione è limitata ad una zona di qualche decina di metri di spessore e non è chiaro se è legata ad uno dei sovrascorrimenti presenti nella zona, oppure ad una deformazione localizzata in un fianco di una piega maggiore.

Stop 1.5

“Discordanza Sarda” tra la fm. di Cabitza e la fm. di M. Argentu lungo la passeggiata di Nebida.

Arrivati nel piazzale della passeggiata di Nebida, si può osservare il tipico aspetto del secondo membro della Fm. di Cabitza, costituita da monotone alternanze di laminiti dal tipico colore rosso e subordinatamente verde con strutture sedimentarie riferibili ad un ambiente di delta interessato dal moto delle maree. Lungo la passeggiata è poi possibile osservare il contatto tettonizzato tra questa formazione e i conglomerati e breccie, fortemente eterometrici, che costituiscono il membro di P.ta Sa Broccia, base della Formazione di Monte Argentu (Puddinga *Auctt.*). Proseguendo lungo il tratto costiero si possono esaminare nel dettaglio i caratteri sedimentologici e strutturali di questa unità litostratigrafica. Sono presenti alternanze di metaconglomerati e metabreccie con subordinati alternanze di metarenarie ed olistoliti di grandi dimensioni, costituiti soprattutto da “Dolomie gialle” e “Calcarei ceroidi” (F.ne di Gonnesa) (fig. 93) in grande abbondanza e le dimensioni considerevoli degli olistoliti, oltreché la loro presenza localizzata solo in determinati settori, indicano una genesi da fenomeni di crollo lungo scarpate di faglia sin-sedimentarie. Questi blocchi di grandi dimensioni sono talvolta

mineralizzati a barite.

Lungo il tratto litoraneo della passeggiata è possibile apprezzare i ruderi di vecchie strutture minerarie come quella di Sorrebasciu (fig. 94) ed il panorama costiero con vari isolotti (olistoliti) e con l'Isola di Pan di Zuccherò.

Stop 1.6

Formazione di Nebida, località Ostioni Acca.

Si raggiunge Villamassargia e da qui si procede verso S lungo una strada bianca che passando a W del rilievo andesitico terziario di Gioiosa Guardia si inerpica sui rilievi di rocce cambro-ordoviciane, verso l'area di Serra di Plane e Serra. Come evidente dalla fig. 95, la strada attraversa un'anticlinale antiforme, con semilunghezza d'onda pluri chilometrica a nucleo delle arenarie della Formazione di Nebida. Si tratta di una struttura a scala cartografica con direzione assiale E-W, con asse debolmente immergente verso E (fig. 96) che costituisce la terminazione periclinale dell'Anticlinale di Gonnesa, una struttura che si estende verso W per circa 20 km. Ha un piano assiale diretto E-W sub-verticale e nel Foglio, il fianco settentrionale è quasi verticale e quello meridionale, debolmente rovesciato, è ben esposto in prossimità di P.ta Perda 'e Fogu e P.ta Piliu, conferendo alla struttura un'asimmetria con senso di ribaltamento verso S. La geometria di queste strutture è fortemente influenzata dalla competenza delle litologie ripiegate e dal loro spessore. In genere si osserva che quando interessa le successioni arenacee e carbonatiche delle formazioni di Nebida e di Gonnesa, potenti alcune centinaia di metri, la geometria è di tipo concentrico con angolo apicale molto aperto e scarsa presenza di pieghe di secondo ordine. Quando invece interessano le successioni silicoclastiche delle formazioni di Cabitza e dell'Ordoviciano Superiore, le pieghe si fanno più chiuse, sono presenti numerose pieghe di secondo ordine, con geometria che da concentrica diventa di tipo “a cerniera ispessita”. L'elemento caratteristico di questa fase deformativa in quest'area è la completa assenza di clivaggio di piano assiale che invece costituisce un elemento strutturale caratteristico della II fase ercinica.

La scarsità di pieghe minori e l'assenza di un clivaggio di piano assiale che dia luogo a lineazioni d'intersezione con la stratificazione comporta che gli elementi lineari alla mesoscala legati alle pieghe con direzione assiale E-W siano poco comuni.

Lo Stop 1.6 si raggiunge percorrendo per circa 1 km la deviazione poco a S di Cuccuru Cadira, verso E, che conduce alla località di Santa Mariadda, ed è localizzato nel Membro di Matoppa, Qui il Membro di Matoppa è caratterizzato da una monotona alternanza di metasiltiti grigio chiare con intercalazioni di metarenarie quarzose, quarziti di colore spesso rosato e metarose a grana fine, in strati di 50 cm di spessore massimo (fig. 97). Sono state riconosciute laminazioni parallele e stratificazioni incrociate a basso angolo. E' qui possibile osservare la relazione tra *S0* e la foliazione legata alla II Fase varisica, che qui produce anche pieghe a scala metrica con piano assiale verticale e asse immergente di circa 20° verso N. Le arenite di questo membro sono costituite da K-feldspato, miche e quarzo come elementi clastici, e caolino derivato dall'alterazione dei feldspati. Questi caratteri, insieme alla presenza di minerali pesanti, indicano che queste arenarie derivano dall'accumulo di materiale di erosione di un basamento cristallino presumibilmente pre-cambriano. Nella parte più prossima al passaggio con il membro di Punta Manna affiorano rare lenti di calcari con tipica tessitura

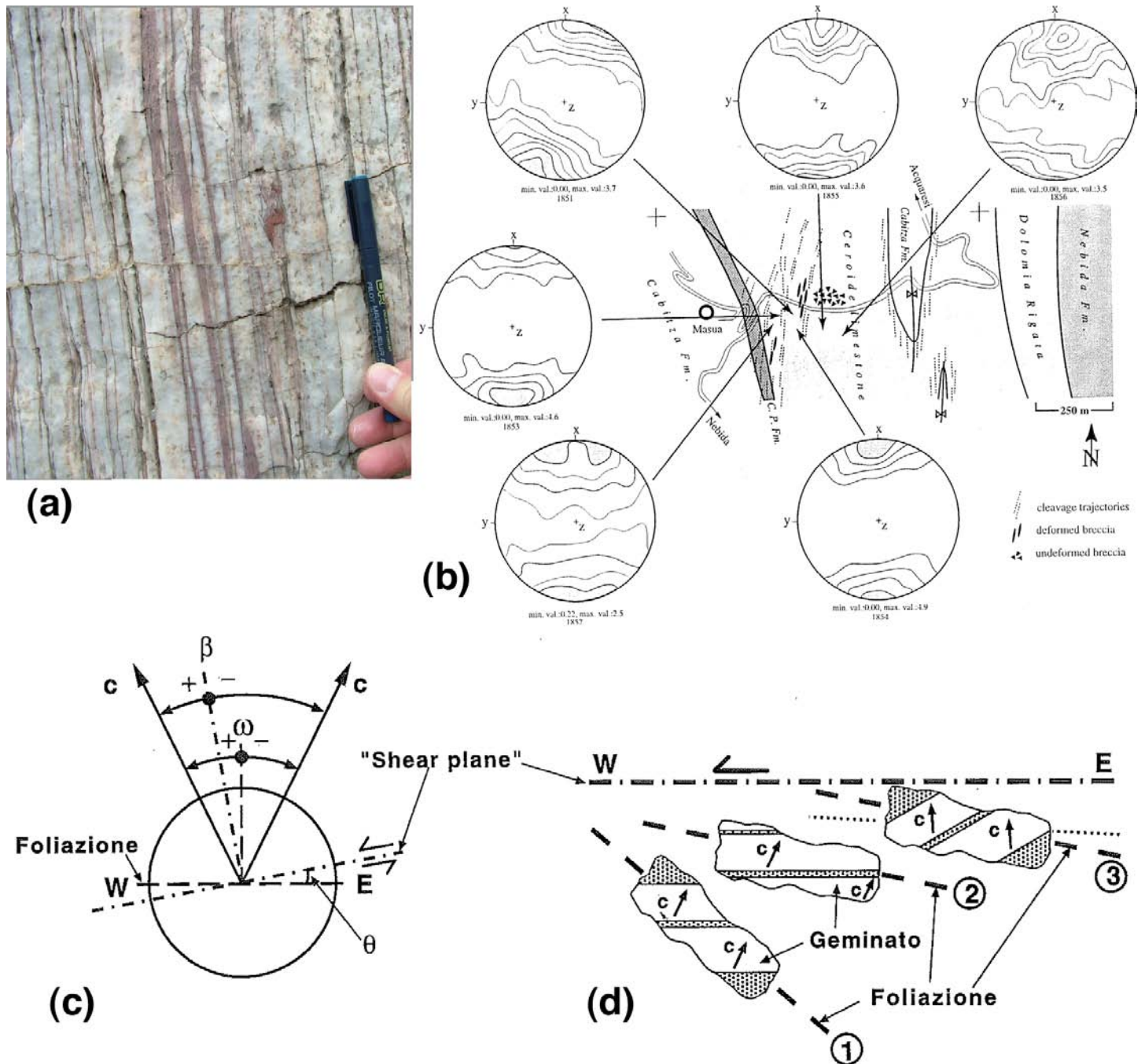


Fig. 92 – (a) Affioramento di Calcareo ceroide deformato. Stop 1.3. (b) Tessiture in miloniti carbonatiche nel Calcareo ceroide, da LEBIT (1995). Le proiezioni (rigenerate) mostrano la distribuzione degli assi c della calcite, semisfera di proiezione superiore; X-Y-Z si riferiscono alle coordinate locali del singolo campione. (c) Angolo ω tra il massimo degli assi c e la normale alla foliazione; angolo β tra il massimo degli assi c e la normale alla superficie di accavallamento (da CONTI, 1994). (d) Orientazione di cristalli di calcite rispetto alla superficie di accavallamento (o ai limiti della zona di taglio). L'angolo che il massimo degli assi c fa con la normale alla foliazione dipende dall'angolo che la foliazione macroscopica fa con l'asse maggiore dei cristalli di calcite di maggiori dimensioni completamente ricristallizzati (da CONTI, 1994).



Fig. 93 – Contatto stratigrafico sub-verticale e silicizzato tra la formazione di Cabitza (a destra) e la formazione di M.te Argentu (a sinistra) (Puddinga Auctt.); sono ben visibili gli olistoliti alla base della formazione discordante (Foto Sandro Pasci). Stop 1.5.



Fig. 94 – Panoramica aerea dei ruderi della struttura mineraria di Sorrebasciu, ubicati al di sotto della passeggiata di Nebida (visibile in alto a sinistra). Stop 1.5.

packstone, grainstone e rudstone, con ooidi ed oncoliti, talvolta con quarzo e miche detritiche. Vi si rinvenivano resti di trilobiti, echinidi ed archeociati non determinabili.

Stop 1.7

Pieghe varisiche N-S, località Genna Pira. (P. Pavanetto)

Nel Sulcis-Iglesiente le pieghe con direzione assiale circa N-S sono le strutture più caratteristiche della II fase ercinica. Nell'area in esame si individuano in maniera chiara solo nelle zone più distanti dal Sovrascorrimento dell'Arburese. I caratteri geometrici sono simili a quelli descritti dai diversi Autori (POLL, 1966; DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970; CARMIGNANI *et alii*, 1982a) nelle classiche zone del Sulcis-Iglesiente. Sono pieghe chiuse, in genere con angolo apicale inferiore ai 30° , con lunghezza d'onda generalmente inferiore ad 1 km. Gli assi hanno una direzione circa N-S con immersione variabile ed inclinazioni anche molto elevate in quanto si sono formati su strati già piegati per effetto della I fase ercinica con direzione assiale E-W. Le superfici assiali sono in genere sub-verticali, talvolta inclinate verso W.

Lo stile del piegamento è fortemente influenzato dal litotipo: quelli più competenti, come le arenarie, i calcari e le dolomie cambriane, mostrano in genere una geometria concentrica. I litotipi pelitico-arenacei mostrano frequentemente la cerniera ispessita, probabilmente dovuta ad un appiattimento successivo di pieghe formatesi per *flexural slip*. Anche le strutture minori sono molto più diffuse nelle successioni clastiche meno grossolane che nei calcari e nelle dolomie.

Le pieghe sono sempre caratterizzate da una scistosità di piano assiale ben sviluppata: un clivaggio discontinuo nelle metarenarie, frequenti giunti stilolitici nei litotipi carbonatici, uno *slaty cleavage* nei litotipi pelitici. L'ellissoide della deformazione legato a queste strutture è in genere di tipo appiattito da cui deriva la rarità delle lineazioni di estensione. Queste possono essere materializzate da deformazione di *reduction spot* nelle formazioni di Monte Argentu e di Cabitza o dall'allungamento di clasti nei metaconglomerati della formazione di Monte Argentu. Le lineazioni di estensione misurate sono generalmente dirette N-S.

Le pieghe N-S di dimensioni cartografiche esposte nella zona di Genna Pira (fig. 98), interferiscono con le pieghe E-W originando le già citate strutture di interferenza di "tipo 1", con formazione anche di fianchi rovesci piuttosto estesi.

In genere la geometria delle pieghe E-W è ricostruibile in base alla giacitura degli assi delle pieghe minori della II fase ercinica ad assi N-S, in quanto l'immersione dei fianchi delle pieghe E-W è materializzata dall'inclinazione degli assi delle pieghe N-S che vi si sono sovrainposte.

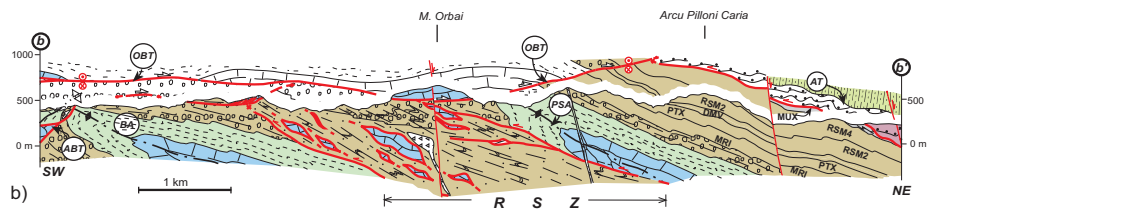
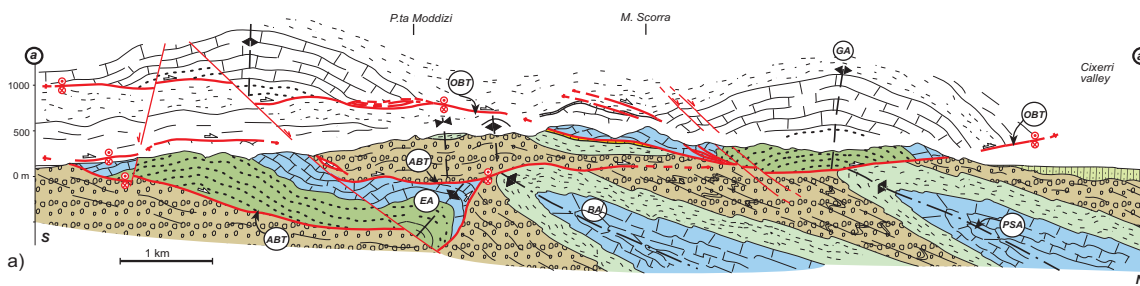
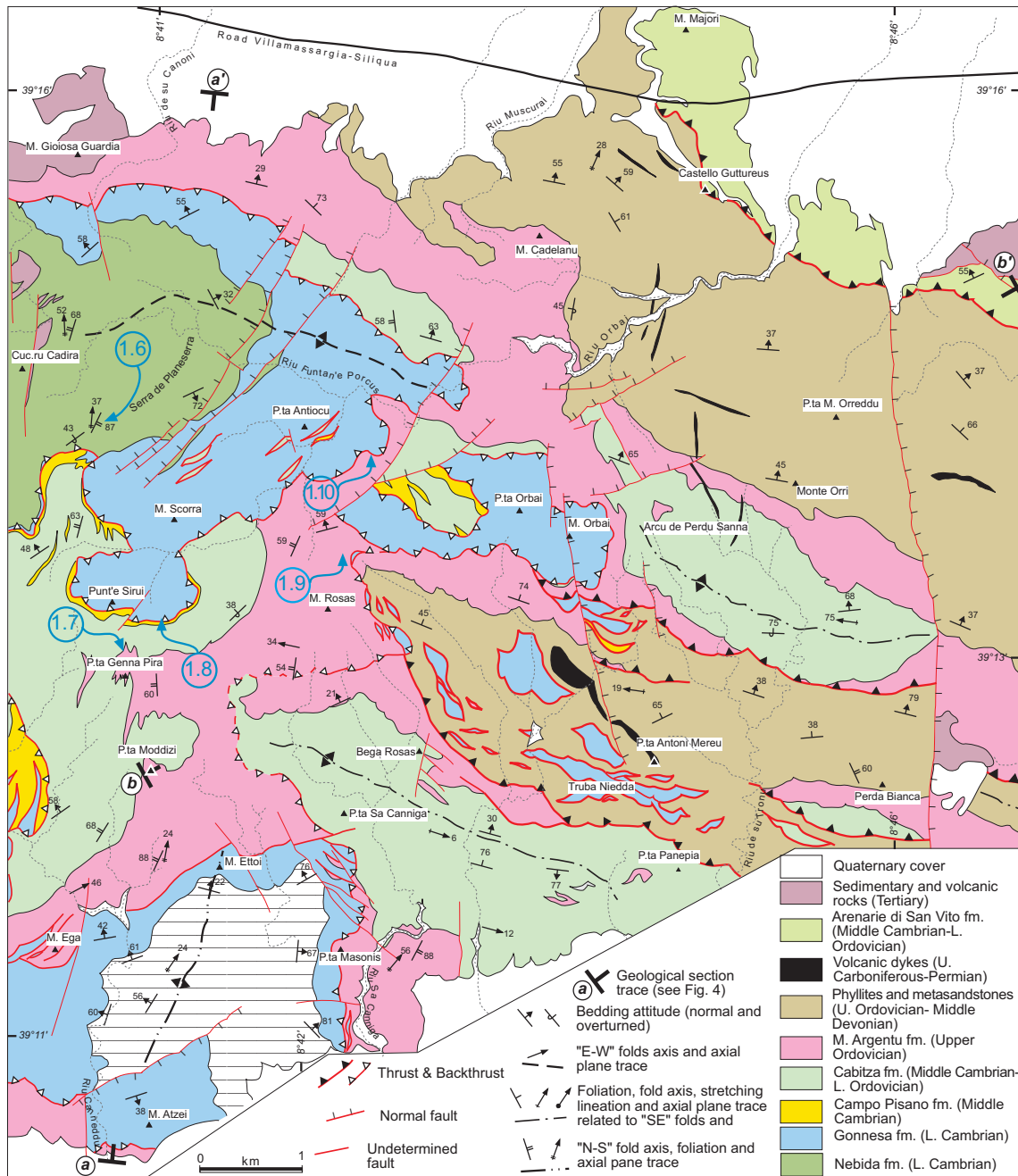


Fig. 95 – Carta geologica dell’area di Orbaï-Rosas; da FUNEDDA (2009).

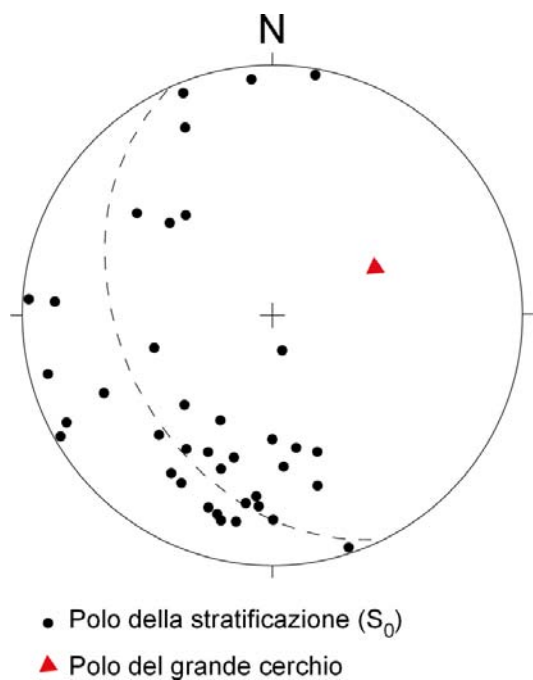


Fig. 96 – Proiezione stereografica delle giaciture della stratificazione nell'Anticlinale di Gonnese. Misure della stratificazione: 39; polo del grande cerchio: 065/52. (Reticolo equiareo di Schmidt, emisfero inferiore). Da FUNEDDA *et alii* (2009a), Stop 1.6.

Stop 1.8

Backthrust di Orbai, località Perda 'e Sirui.

Le strutture appartenenti alla II fase ercinica, sia pieghe che sovrascorrimenti, sono caratterizzate da un trasporto tettonico verso W e SW. Tutte queste strutture sono successivamente interessate da sovrascorrimenti con direzione di trasporto opposta, verso E (fig. 99), e vengono perciò di seguito definiti come retroscorrimenti (*backthrust*). In letteratura sono ben conosciuti altri esempi di catene orogeniche con deformazione a sovrascorrimenti e pieghe, dove durante gli eventi deformativi collisionali si sviluppano strutture con direzione di trasporto opposta alla vergenza dell'intera catena. Poiché la direzione di raccorciamento tettonico non cambia sostanzialmente, questi retroscorrimenti sono attribuiti alla II fase ercinica, di cui rappresentano l'ultimo evento deformativo (fig. 100). Studi in quest'area hanno permesso di riconoscerli chiaramente (FUNEDDA, 2009), ma strutture analoghe sono note da tempo (CARMIGNANI *et alii*, 1986a; CAROSI *et alii*, 1992) nei Monti Marganai.

Nel Sulcis la zona di M. Orbai è forse quella dove i retroscorrimenti sono meglio esposti, e dove il contatto tettonico principale (Retroscorrimento di Orbai, RO) è molto evidente in panorama. La complicazione tettonica dell'area non era sfuggita ai precedenti rilevatori, anche se le loro interpretazioni (fig. 101), risentendo di un approccio sostanzialmente autoctonista, erano notevolmente lontane da quanto è emerso dai moderni rilevamenti, peraltro verificato anche da sondaggi.

Il Retroscorrimento di Orbai ha una geometria a *ramp and flat*. Generalmente la parte sub-orizzontale del retroscorrimento (*flat*) affiora quando i carbonati della formazione di Gonnese sovrascorrono sopra i calcescisti della formazione di Campo Pisano, come avviene nell'area compresa tra M. Moddizi a N e P.ta 'e Sirui a S; mentre quando la superficie del retroscorrimento interessa le forma-

zioni di Cabitza e di Monte Argentu in genere tende ad assumere una giacitura più inclinata (*ramp*) (fig. 102).

Stop 1.9

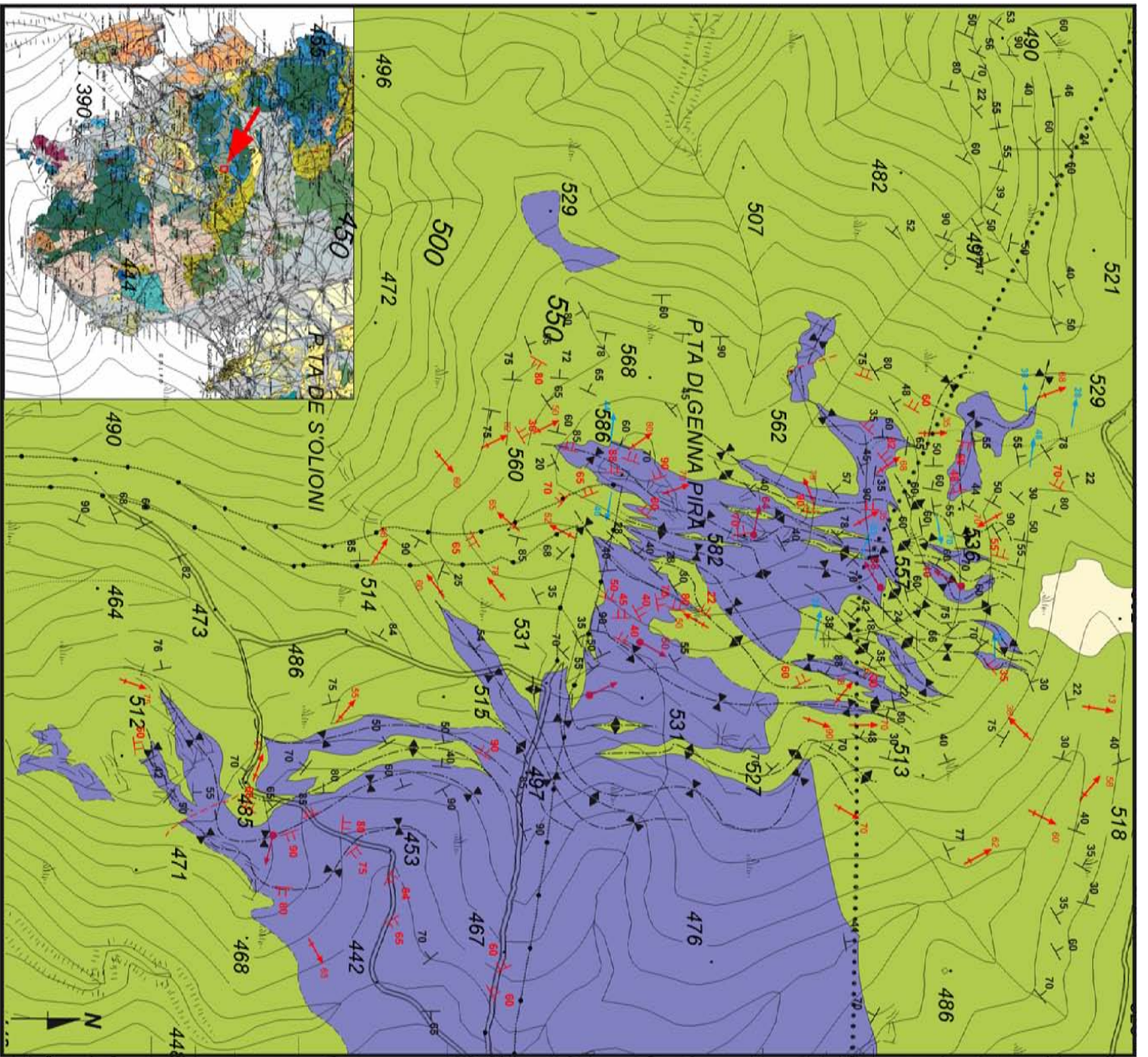
Zona a scaglie di Rosas, nord di M. Rosas.

Tra l'Anticlinale di Perdu Sanna e l'Anticlinale di Bega Rosas si sviluppa la Zona a Scaglie di Rosas (ZSR) (fig. 95): una spessa zona di taglio che affiora nell'area della dismessa concessione mineraria omonima, dove durante tutto il XIX secolo sono state condotte intense coltivazioni minerarie per solfuri metallici e barite. I contatti tettonici a tetto e a letto di questa zona sono orientati circa NW-SE, sub-paralleli al Sovrascorrimento dell'Arburese e al piano assiale delle anticlinali di Perdu Sanna e di Bega Rosas. Verso W la fascia cataclastico-milonitica di Rosas è troncata dal Retroscorrimento di M. Orbai (fig. 102), mentre verso SE evidenti effetti termometamorfici ne obliterano i caratteri strutturali. Infine, verso S, la ZSR è interrotta dall'intrusione granitica del Sulcis. Tutte le formazioni che vanno dal Cambriano al Siluriano sono coinvolte in questa struttura a scaglie, anche se l'intensa deformazione e successive alterazioni idrotermali hanno profondamente modificato le caratteristiche primarie delle rocce affioranti nella ZSR. L'esistenza di raddoppi tettonici nella successione paleozoica della zona di Rosas è ben confermata anche da sondaggi a carattere minerario eseguiti dalla Progemisa S.p.A..

All'interno della ZSR sono stati cartografati numerosi contatti tettonici minori, scaglie e pieghe, generalmente con scarsa conti-



Fig. 97 – Alternanza di livelli arenacei fini e grossolani nella parte alta del membro di Matoppa. La piega ha direzione assiale N-S ("II fase ercinica"). Si noti la rifrazione della scistosità (S_{2b}); S_0 : stratificazione (FUNEDDA *et alii*, 2009a). Ostioni Acca, Stop 1.6.



Università degli Studi di Cagliari
 Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e
 Corso di Laurea in Scienze della Terra

Tesi di Laurea di
PAMELA PAVANETTO

A.A. 2004-2005

Rilevamento geologico-strutturale di
 dettaglio dell'area di P.ta Genna Pira,
 Suircis-Iglesiente (Sardinia S-W)

CARTA STRUTTURALE

scala 1:2.500



Legenda

- DEPOSITI DI VERSANTE
(Quaternario)
- FORMAZIONE DI MONTE ARGENTU
Conglomerati e metasilizi
(Caradoc-Ashgill)
- FORMAZIONE DI CABITZA
Argilliti e scisti vari colori,
subordinate arenarie grigio-verdi,
(Cambriano inf.-Ordoviciano inf.)

Simbologia

- Limiti geologici certi
- Limiti geologici incerti
- Faglie presunte
- Giaciture di stratificazione
- Giaciture della scistosità della 2^a fase deformativa ercinica
- Assi di piega della fase deformativa ercinica E-W
- Assi di piega delle fasi deformative erciniche N-S
- Lineazioni di estensione dei ciotoli nei conglomerati
- Tracce di piani assiali di sinclinali della 2^a fase deformativa ercinica
- Tracce di piani assiali di anticlinali della 2^a fase deformativa ercinica

Fig. 98 – Carta geologica dell'area di Genna Pira; da PAVANETTO (2005). Stop 1.7.

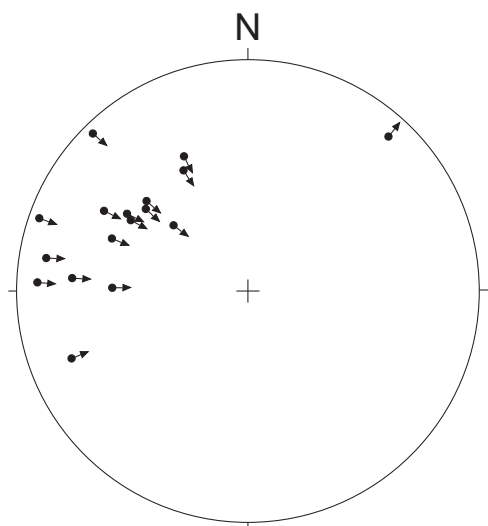


Fig. 99 – Proiezione stereografica delle lineazioni di estensione del retroscorrimento di Orbai (17 misure) (Reticolo equiarea di Schmidt, emisfero inferiore). Le frecce indicano la direzione di trasporto del tetto del retroscorrimento (da FUNEDDA *et alii*, 2009a).

nuità laterale. La sovrapposizione di termini stratigrafici antichi su termini più recenti, caratteristica dei sovrascorrimenti, non è sempre verificata in quanto i contatti tettonici tagliano una successione già piegata durante la I fase ercinica. Uno degli aspetti più appariscenti della ZSR è sicuramente costituito dalla presenza di scaglie di calcari cambriani della formazione di Gonnesa che presentano in carta forme lenticolari più o meno allungate, di dimensione variabile da alcuni metri ad alcuni ettometri.

L'evidenza di una deformazione in genere più spinta che nelle aree limitrofe è evidente in queste scaglie dove i calcari, per uno spessore di alcuni metri, sono spesso trasformati in marmi con caratteristica alternanza di bande grigie chiare e scure che marcano una foliazione con pronunciate lineazioni di estensione. In sezione sottile il calcare deformato mostra le caratteristiche tipiche di una calcite-milonite in facies degli scisti verdi inferiore (fig. 103): una foliazione penetrativa, riduzione di grana, geminazioni discontinue nei cristalli di calcite. Porfiroclasti di dolomia visibili anche a occhio nudo, indicano un senso di taglio verso WSW. La foliazione metamorfica diventa in genere più penetrativa lungo un profilo che va dal fianco rovescio dell'Anticlinale di Perdu Sanna verso l'interno della ZSR.

Nell'Anticlinale la foliazione è chiaramente di piano assiale della piega ed è parallela ai contatti tettonici che limitano la ZSR, generalmente è un clivaggio discontinuo anastomizzato che diventa uno *slaty cleavage* nei litotipi meno grossolani. Il meccanismo deformativo prevalente sembra essere quello di *pressure solution* che ha trasformato gli originari grani di quarzo in porfiroclasti asimmetrici. Quanto discusso sopra prova che la foliazione più importante nella ZSR è una scistosità sub-parallela ai contatti tettonici principali. I corpi carbonatici della ZSR, che in passato sono stati spesso considerati intercalazioni stratigrafiche (FIORI, 1976; LASKE *et alii*, 1994), sono evidentemente delle scaglie tettoniche.

Stop 1.10

Backthrust di Orbai, località Sedda Ortigu.

Il Retroscorrimento di Orbai (fig. 104), interessando una successione ampiamente deformata, taglia quasi tutti i termini della successione cambro-ordoviciana. Le relazioni di sovrapposizione lungo questo contatto tettonico sono ben osservabili presso Sedda s'Ortigu dove i calcari della formazione di Gonnesa sono sovrapposti alle metasiltiti della formazione di Monte Argentu (fig. 104).

Stop 1.11

Panoramica del bacino terziario del Cixerri. Siliqua.

La S.S. 130, lungo il tratto tra Siliqua ed Iglesias (tra il km 25 ed il km 45), corre parallelamente allo sviluppo di una depressione (la Valle del Cixerri) dove affiorano principalmente sedimenti continentali di età eocenico-oligocenica (fm. del Cixerri) e depositi quaternari. La depressione è limitata lateralmente da rilievi di rocce metamorfiche paleozoiche e da subordinate vulcaniti oligomioceniche ed è stata recentemente interpretata come una blanda sinclinale di età terziaria (CARMIGNANI *et alii*, 2004a). Questa depressione, come altre analoghe (ad esempio il Bacino di Narcao), era considerata in precedenza una fossa tettonica delimitata da faglie dirette (COCOZZA *et alii*, 1974; CHERCHI *et alii*, 1982; CHERCHI & MONTADERT, 1982a,b).

La nuova interpretazione strutturale si basa su recenti rilevamenti CARG di dettaglio. Infatti, il contatto dei depositi paleogenici lungo i bordi delle depressioni sul basamento paleozoico è una discordanza basale (*non-conformity*), come verificato in molte località. Inoltre, le rocce sedimentarie eocenico-oligoceniche che affiorano con buona continuità lungo i bordi delle depressioni immergono costantemente verso l'asse dei bacini con giaciture solitamente attorno ai 20-25°; l'inclinazione localmente può aumentare fino a 40° in prossimità dei margini delle depressioni. Oltre a ciò, al contatto con gli alti strutturali del basamento paleozoico la F.ne del Cixerri è spesso caratterizzata da facies argilloso-arenacee tipiche di ambienti alluvionali a meandri con bassa energia di rilievo e mancano le facies tipiche delle scarpate di faglia attiva come ci si aspetterebbe di trovare ai limiti di una fossa tettonica dove la sedimentazione è controllata da scarpate di faglie attive. Infine, la F.ne del Cixerri è deformata secondo strutture tettoniche di vario tipo, coerenti con raccorciamenti sub-orizzontali. Non sono presenti faglie dirette sin-sedimentarie; al contrario sono frequenti faglie inverse con rigetti metrici e decametrici e pieghe. Queste deformazioni compressive sono ben evidenziate anche nei piani di coltivazione mineraria del carbone (TARICCO, 1923; FADDA *et alii*, 1994) e nei sondaggi (PASCI *et alii*, in stampa), accompagnate da pieghe ad assi sub-orizzontali orientati circa E-W che talvolta sviluppano fianchi rovesci, e hanno lunghezze d'onda ettometriche.

L'anticlinale che separa le due sinclinali di Narcao e del Cixerri affiora in corrispondenza dei rilievi compresi tra le due valli e costituiti da rocce del basamento paleozoico (fig. 105). L'inviluppo delle quote più elevate di questi rilievi descrive una paleosuperficie di erosione blandamente piegata al di sopra della quale poggiava la successione eocenica, ora quasi completamente smantellata. Isolati e piccoli affioramenti di conglomerati basali paleogenici sono

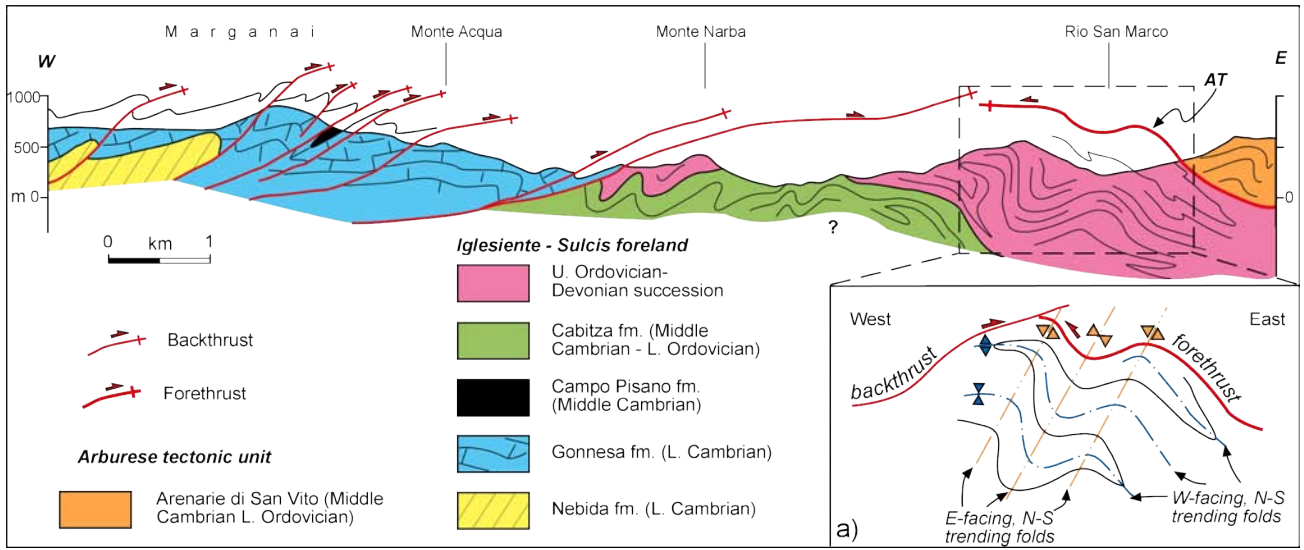


Fig. 100 – Sezione geologica schematica attraverso la regione del Marganai (fianco settentrionale della Valle del Cixerri) che mostra le relazioni di sovrapposizione tra sovrascorrimenti e retroscorrimenti legati alla II fase ercinica (da FUNEDDA *et alii*, 2009a).

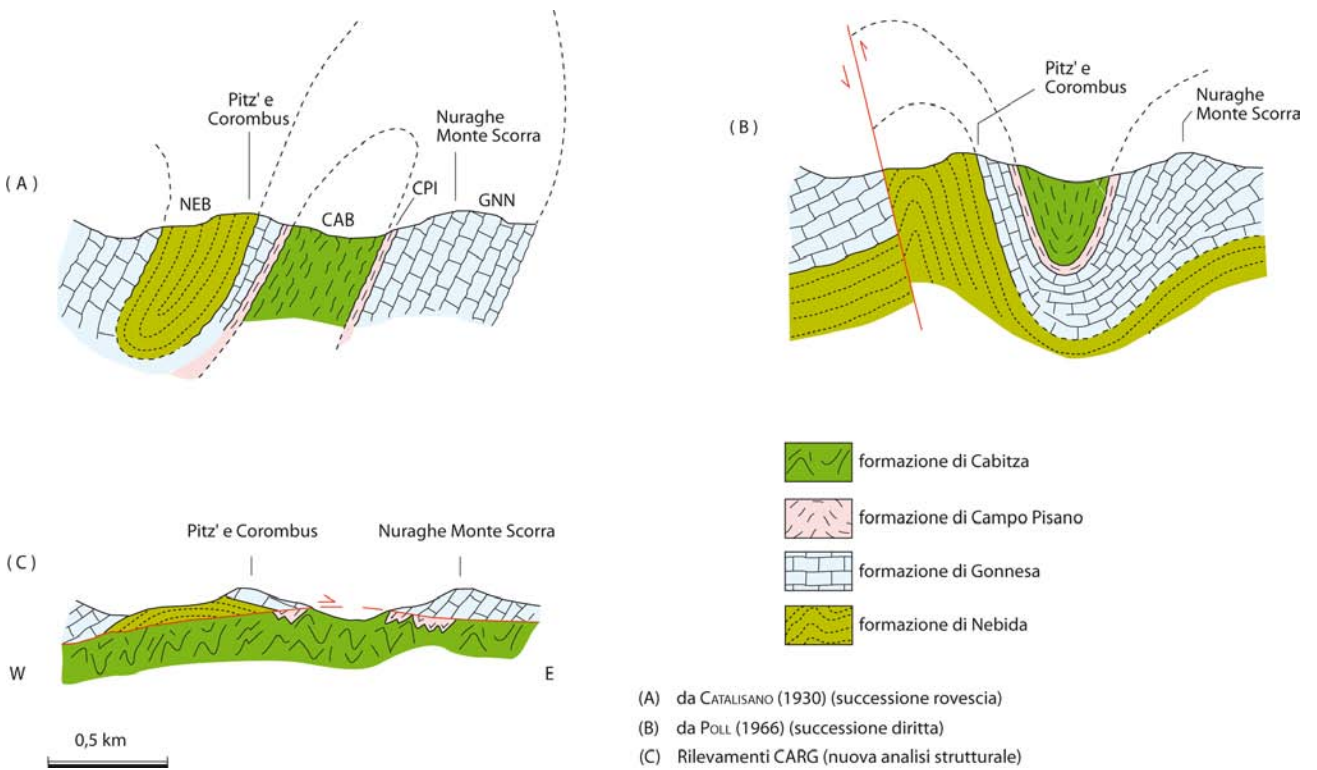


Fig. 101 – Differenti interpretazioni geologiche dell'area di M. Scorra; da FUNEDDA *et alii* (2011a).

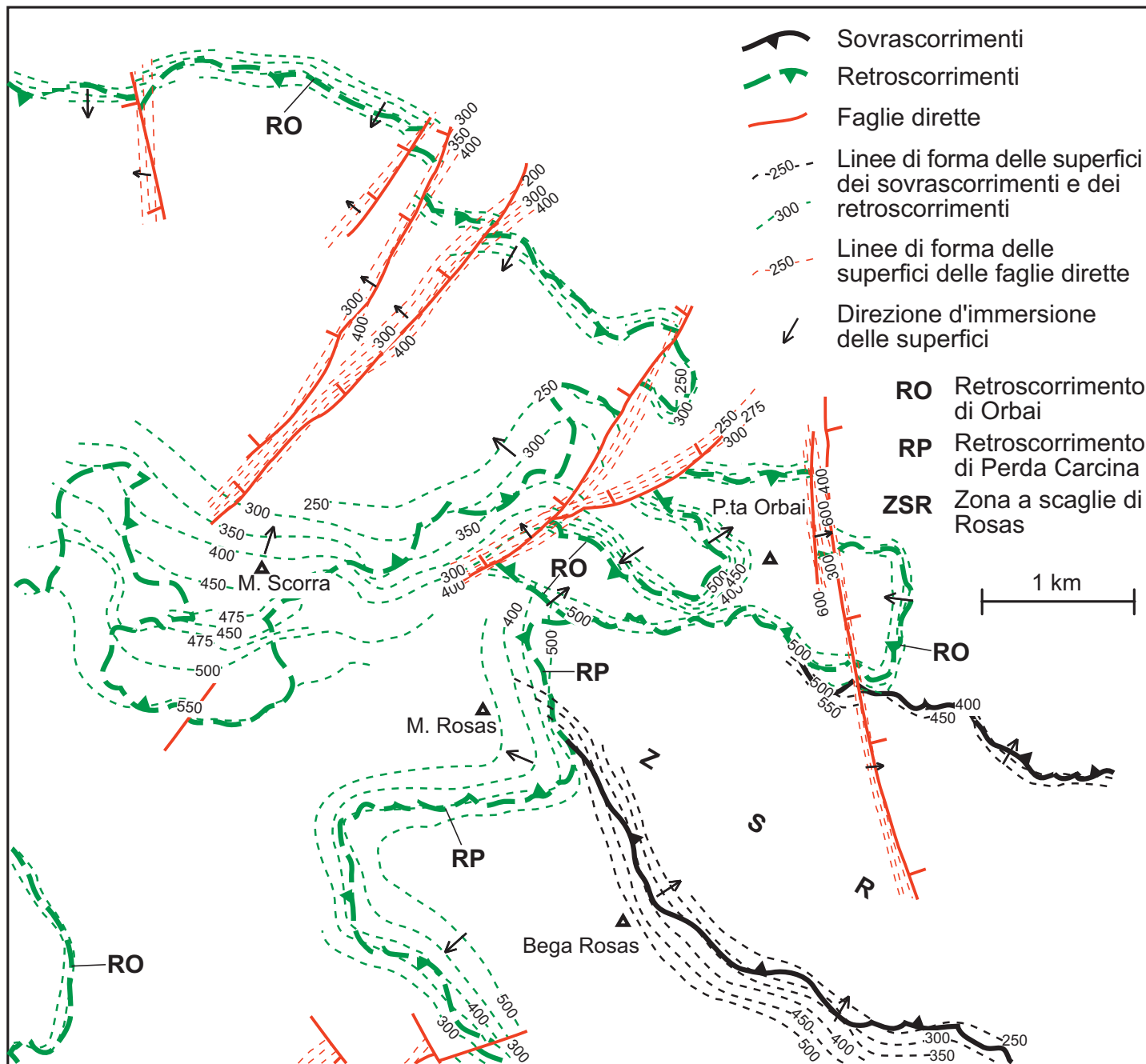


Fig. 102 – Carta della forma dei principali contatti tettonici (sovrascorrimenti, retroscorrimenti e faglie dirette) nel basamento metamorfico ercinico affiorante nell'area di Rosas. Le linee di forma sono intervallate di 50 m, escluso dove precisato diversamente (da FUNEDDA *et alii*, 2009b).

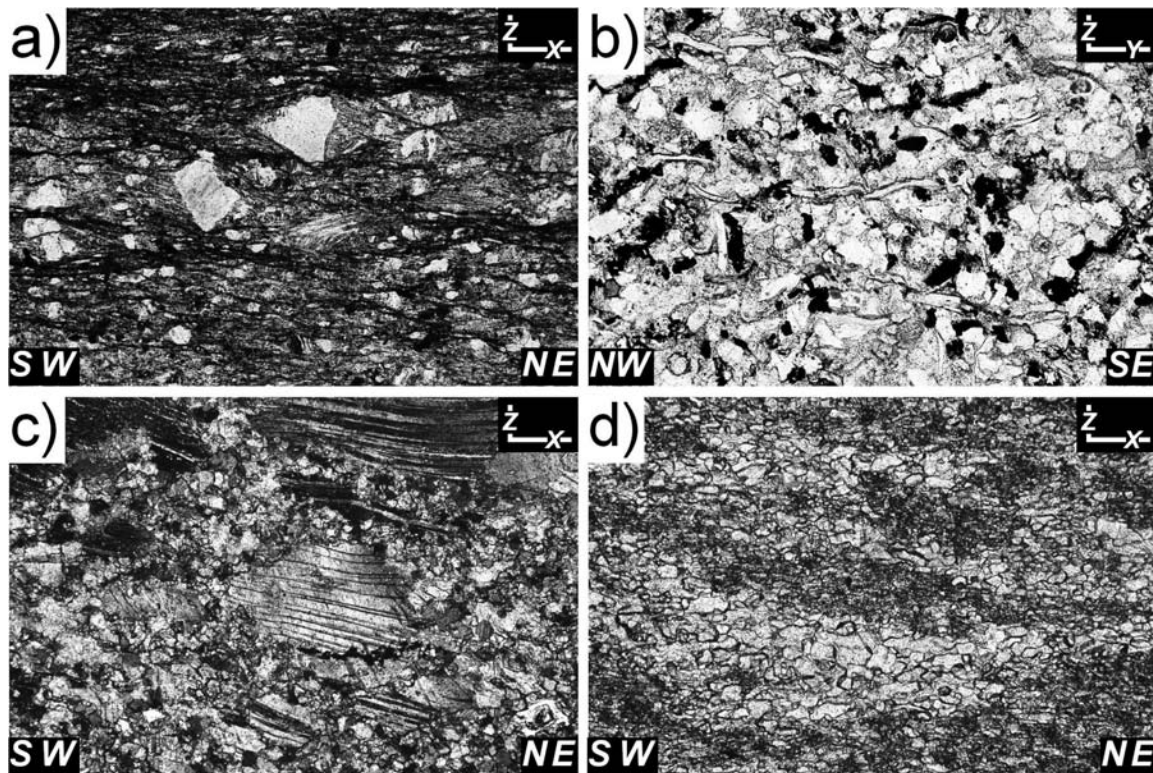


Fig. 103 – Microstrutture nella Zona a Scaglie di Rosas (da CASINI *et alii*, 2010). Il campo delle foto è di 1,7 mm. (a) metarenarie con grani di quarzo con evidenze di dissoluzione. (b) Muscovite detritica in un livello debolmente deformato ricco in ossidi. (c) Livelli di calcite a grana grossa. I cristalli di calcite di dimensioni maggiori mostrano una struttura *core-mantle*. (d) Tipica microstruttura in calcite-milonite: livello a grana fine costituito totalmente da cristalli ricristallizzati dinamicamente.

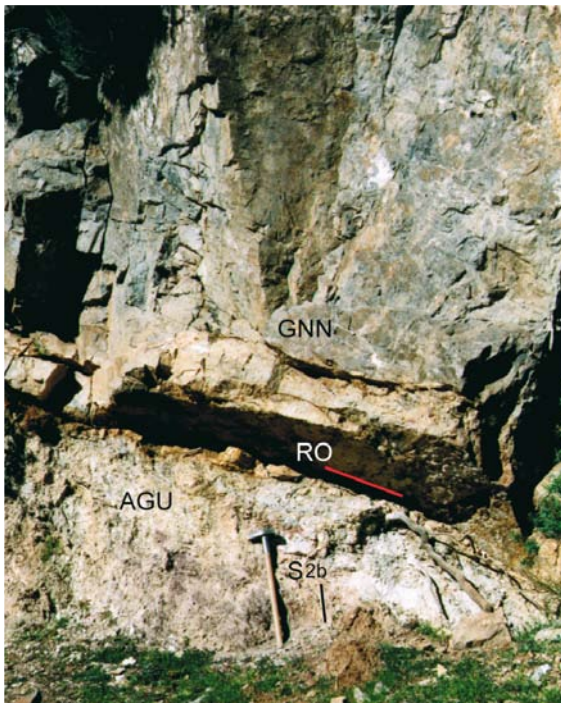


Fig. 104 – Particolare del Retroscorrimento di Orbai (RO). Calcari della formazione di Gonnesa (GNN) sono sovrapposti a metasiltiti della formazione di Monte Argentu (AGU); la scistosità (S_{2b}) è tagliata dal retroscorrimento. Sedda Ortigu; da FUNEDDA *et alii* (2011a).

però ancora localmente conservati sulla sommità di questi rilievi. Queste strutture compressive interessano i sedimenti eocenici (“Miliolitico” *Auctt.* e “Lignitifero” *Auctt.*) e la F.ne del Cixerri (di età eocenico-oligocenica), ma non interessano i prodotti vulcanici del Burdigaliano superiore.

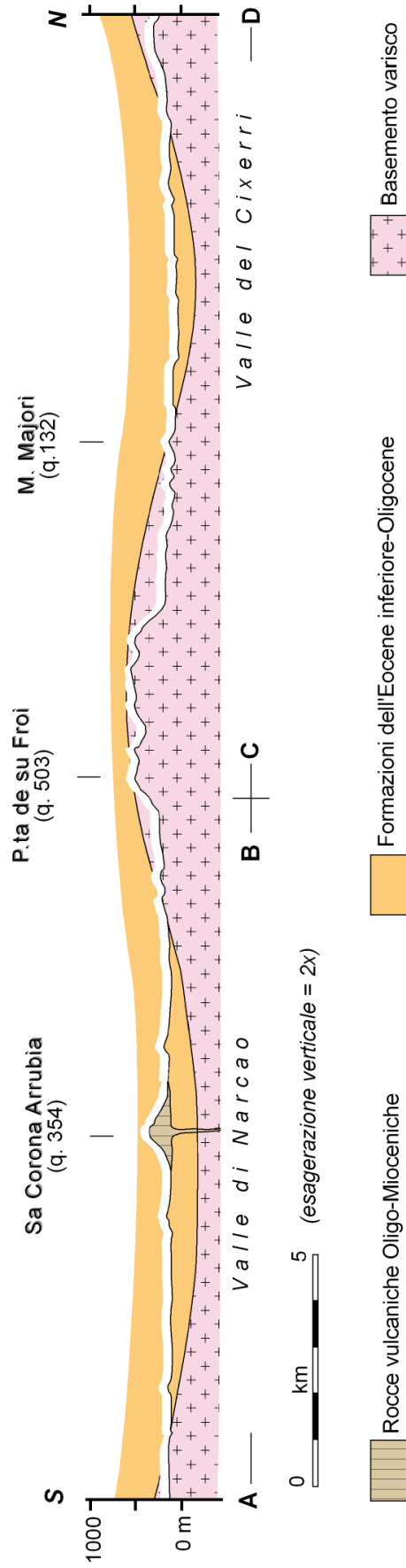


Fig. 105 – Sezione geologica attraverso le valli del Cixerri e di Narcao che evidenzia i blandi piegamenti delle formazioni eocenico-oligoceniche (scala delle altezze esagerata 2x). Da CARMIGNANI *et alii* (2004a).

Secondo giorno: Sarrabus – Gerrei

Informazioni generali sull'itinerario

Il primo affioramento è ubicato lungo la costa sudorientale della Sardegna (Porto Corallo), si prosegue poi verso W lungo la Valle del Flumendosa per poi risalire una valle laterale sinistra fino alla zona di Genna Mesa. Successivamente si scende nuovamente nella Valle del Flumendosa per risalire, sempre più a W, la Valle del Riu Grappa.

Si scende nuovamente verso la costa, per dirigersi verso N nella zona di Baccu Locci, risalendo il Riu Corr 'e Cerbo.

Inquadramento geologico

Durante la seconda giornata dell'escursione sarà presa in esame la tettonica delle Falde esterne della Catena ercinica in Sardegna.

Per informazioni sulla successione stratigrafica delle Falde esterne si veda il cap. 3.3 a pagina 30.

La descrizione dell'evoluzione tettonica delle Falde esterne è riportata nel 5.3.2 a pagina 62.

Cartografia consigliata

Carte topografiche

Foglio IGM in scala 1:50.000 Serie nuova 25: 549-Muravera e rispettive sezioni in scala 1:25.000.

Carte geologiche

- Carta Geologica d'Italia, F. 549 Muravera, in scala 1:50.000 (CARMIGNANI *et alii*, 2001);
- Carta geologica dell'Unità di Bruncu Nieddu (GATTIGLIO & OGGIANO, 1990);
- Carta geologica della Bassa valle del Flumendosa (CARMIGNANI *et alii*, 1982d);
- Carta Geologica d'Italia, F. 227 Muravera, in scala 1:100.000 (CALVINO, 1972).

Stop 2.1

Arenarie di S. Vito, fianco rovescio di pieghe isoclinali vacarmirisiche, Porto Corallo.

Lungo la spiaggia, al di sotto della copertura quaternaria, affiorano le Arenarie di San Vito dell'Unità del Sarrabus (quindi a tetto del Sovrascorrimento di Villasalto). Sono principalmente metarenarie fini diposte in strati di circa 50 cm di potenza al loro interno organizzati con laminazioni incrociate, probabilmente di ripple unidirezionali, e con evidenti controimpronte di strutture da

carico (load cast) e talvolta di flusso (*flute-cast*) (fig. 106). La loro polarità indica chiaramente che in questo affioramento la successione è rovesciata. La foliazione S1 varisica è poco sviluppata nelle frazioni più grossolane, mentre è ben registrata nelle sottili intercalazioni a grana fine. Le lineazioni d'intersezione L₀₋₁ indicano assi di piega orientati circa N-S, mentre le relazioni tra S0, S1 ed assi evidenziano una direzione di *facing* verso ovest. Come evidenziato già in CARMIGNANI & PERTUSATI (1977) la statificazione rimane rovesciata per un tratto di circa 800 m lungo la costa, e costituisce il fianco rovesciato di una grande anticlinale a piano assiale rovesciato immergente verso est, il cui fianco diritto affiora sulla cima delle colline poco ad ovest della linea di costa (Br.cu 'e Mesu) (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1986c; CONTI & PATTA, 1998) (fig. 107).

Questa direzione di trasporto tettonico verso W è riconosciuta in tutta l'Unità del sarrabus e nell'Unità dell'Arburese, a W del Campidano (vedi fig. 108).

Stop 2.2

Contatto Arenarie di S. Vito-F.ne di M. Santa Vittoria. Unità tettonica del Gerrei, sottounità di Monte Lora. Località Culi Casula (Valle del Flumendosa).

Si osserva il passaggio stratigrafico tra le arenarie cambriane della formazione delle arenarie di S. Vito e le sovrastanti vulcaniti intermedio-basiche della F.ne di M. Santa Vittoria.



Fig. 106 – Controimpronte di strutture di carico e di flusso nelle Arenarie di San Vito presso Porto Corallo. Un altro dettaglio di questo affioramento, con indicati i rapporti tra S0 e S1, è illustrato in fig. 63 a pagina 73. Stop 2.1.

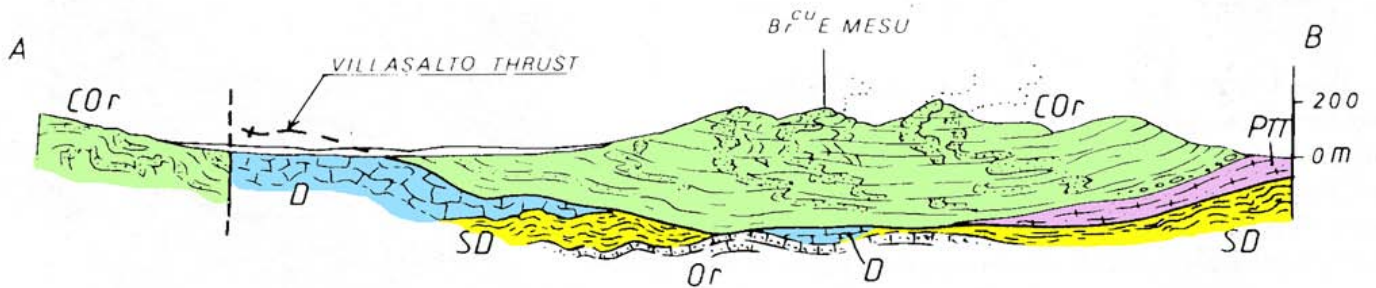
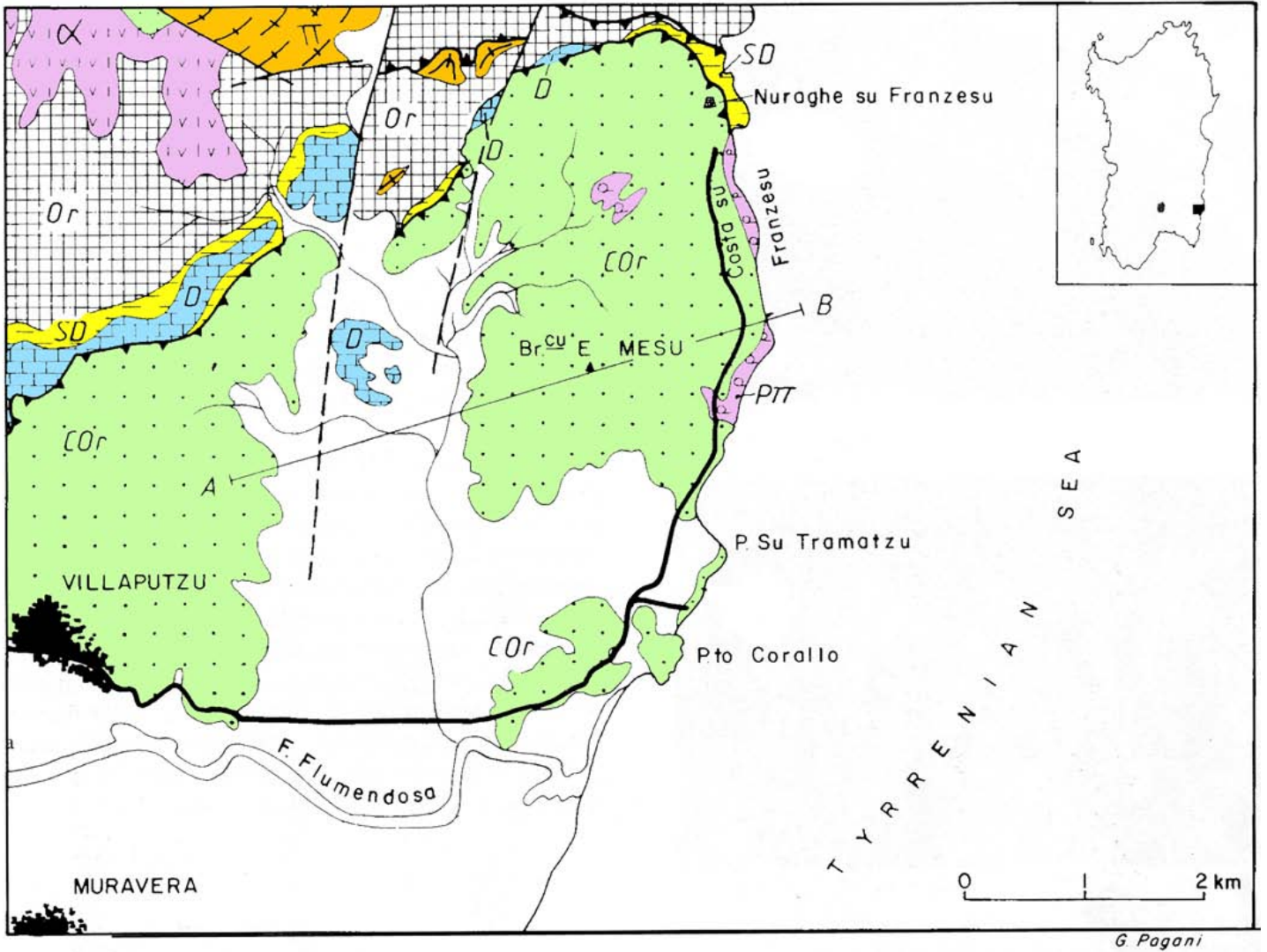


Fig. 107 – Schema geologico e sezione geologica dell' Area di Porto Corallo - Villaputzu (da CARMIGNANI *et alii*, 1992c).

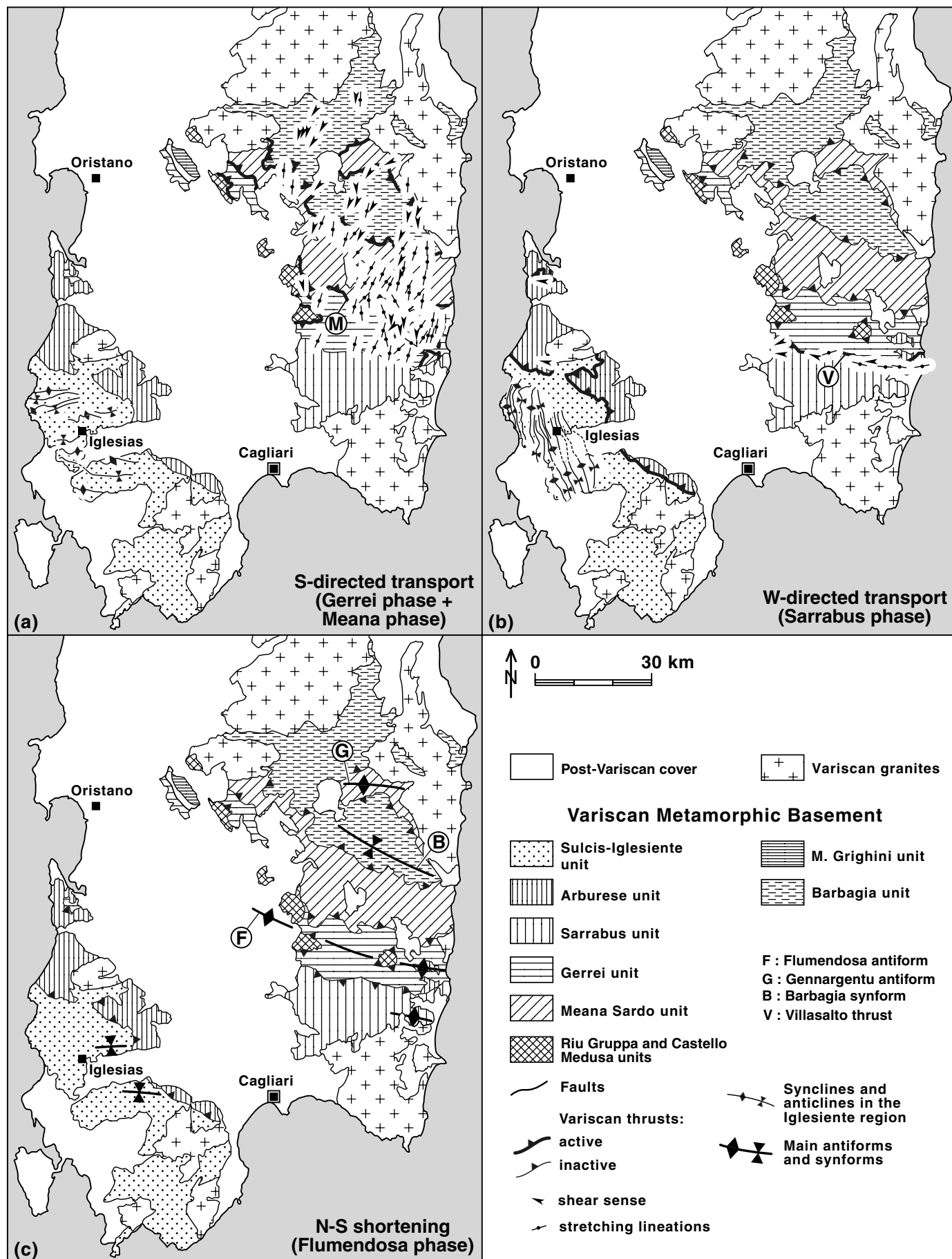


Fig. 108 – Principali strutture tettoniche sviluppate durante le fasi deformative erciniche in Sardegna centrale e meridionale. (a) Fase di messa in posto delle unità tettoniche verso S. (b) Fase di messa in posto delle unità tettoniche verso W. (c) Raccorciamento N-S con sviluppo di pieghe regionali con assi circa E-W. Da CONTI *et alii* (2001).

Le Arenarie sono qui costituite da alternanze irregolari di mearenarie fini e metasiltiti, di colore nocciola, con frequenti laminazioni incrociate da ripple unidirezionali. Le Arenarie di San Vito sono state qui datate con ritrovamento di acritarchi da NAUD & PITTAU DEMELIA (1985) al Cambriano superiore. Le metavulcaniti hanno in genere una matrice filladica, di color verde scuro, con rari clasti scuri di piccole dimensioni probabilmente in origine cristalli femici che hanno subito un'alterazione cloritico-epidotica; alternati si hanno dei livelli decimetrici biancastri con plaghe di plagioclasti appiattiti sulla scistosità principale; le dimensioni variano da pochi millimetri a diversi centimetri. Talvolta il plagioclasio è intensamente sericitizzato e si osservano anche cristalli di quarzo.

Stop 2.3

Formazione dei Porfiroidi. Strada per Genna Mesa.

Lungo la strada sono ben esposte litologie appartenenti alla formazione ordoviciana dei Porfiroidi *Auctt.* Si tratta di vulcaniti acide in cui la foliazione principale è un clivaggio spaziato legato alla fase deformativa collisionale varisica.

Stop 2.4

Successione paleozoica e strutture deformative nell'Unità del Gerrei. Località Genna Mesa.

Questo affioramento permette di osservare in poco spazio alcune delle caratteristiche strutturali e stratigrafiche del basamento varisico delle falde esterne. L'area è caratterizzata dalla chiusura periclinale di una delle strutture antiformali il cui inviluppo costituisce l'antiforme del Flumendosa, che deforma un sovrascorrimento minore all'interno dell'Unità tettonica del Gerrei, che la separa nelle due sottounità di: *Monte Lora* (la più alta) e di *Arcu de su Bentu* (la più bassa) (fig. 109, fig. 110).

In prossimità dell'ovile è possibile osservare in dettaglio la formazione delle Metarose di Genna Mesa, che rappresentano il podotto dello smantellamento del sottostante complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio. Sono costituite da metarenarie organizzate in bancate metriche, di colore bianco-grigio chiaro, costituite prevalentemente da quarzo e frammenti litici, e, alla base, feldspati. Mentre alla base della successione prevalgono le metarose e metagrovacche, nella parte alta si tratta in genere di quarziti, con intercalazioni sottili di metasiltiti scure. Nello stesso affioramento si osserva il contatto con la sovrastante formazione degli Argilloscisti di Rio Canoni, costituita da metasiltiti per uno spessore inferiore ai 10 m, con abbondanti resti di briozoi, brachiopodi, gasteropodi. Guardando verso E-SE è possibile osservare in panorama lo spessore delle Metarose di Genna Mesa, che in quest'area raggiunge lo spessore massimo di circa 50 m (fig. 111).

Lungo la strada sterrata abbandonata, all'altezza dell'ovile ad Genna Mesa è possibile osservare il sovrascorrimento, con a tetto le Arenarie di San Vito (cambro-ordoviciane) ed è marcato da una sottile fascia cataclatico-milonitica fatta prevalentemente a spese delle metasiltiti carboniose siluriane (Scisti neri a Graptoliti *Auctt.*) e dagli Argilloscisti di Rio Canoni (Hirnatiano), la superficie immerge di pochi gradi verso N025 (fig. 112). Nella fascia cataclastica si osservano diversi indicatori cinematici di tipo "S-C" dovuti alla riattivazione di questa porzione del sovrascorrimento come faglia diretta durante l'estensione post-collisionale. Lo stesso contatto è osservabile, anche se meno chiaramente circa cento metri più in

basso lungo la strada ad Arcu Paoli Moi, dove ugualmente a tetto sono presenti le Arenarie di San Vito ed a muro gli Scisti neri a Graptoliti *Auctt.* In questo caso però il sovrascorrimento immerge di circa 20° verso N160° circa, in quanto ripiegato in antiforme (Antiforme di Genna Mesa).

A nucleo della struttura antiformale tardo-collisionale, e nel foot-wall del sovrascorrimento si trova la parte alta della successione della sottounità di Arcu de su Bentu, costituita dai metasedimenti dell'Ordoviciano superiore, e del Siluriano-Devoniano.

Da Arcu Paoli Moi si può osservare in panorama il rilievo di Monte Lora, costituito da metacalcari del Devoniano superiore-Carbonifero inferiore appartenenti alla sottounità di Monte Lora, su cui sovrascorrono le Arenarie di San Vito della Unità tettonica del Sarrabus (Sovrascorrimento di Villasalto, Faglia di Villasalto *Auctt.*; fig. 113).

Il Sovrascorrimento di Villasalto è uno dei lineamenti tettonici più importanti della Sardegna, gli indicatori cinematici lungo questo sovrascorrimento indicano un senso di trasporto verso W della sovrastante Unità tettonica del Sarrabus.

La cataclasi è il principale meccanismo deformativo operante lungo il Sovrascorrimento di Villasalto. Quasi tutto il contatto è marcato da forti spessori (fino a 400 m presso Villasalto) di cataclasi talvolta foliate. Le cataclasi prevalentemente si sviluppano a spese della formazione degli Scisti a Graptoliti e al loro interno contengono elementi tettonici delle formazioni sovrastanti e sottostanti. In sezione sottile, nella matrice cataclastica a grana fine, di composizione quarzo-filosilicatica, si osservano spesso clasti di quarzo-miloniti (fig. 66 a pagina 74).

L'evidenza che frammenti di rocce in cui il quarzo è deformato in modo plastico siano ora "boudinati" nella cataclasi, implica una variazione del meccanismo deformativo che agiva durante i movimenti lungo il Sovrascorrimento di Villasalto: ad uno stadio iniziale, in cui prevaleva deformazione plastica con sviluppo di miloniti, è seguita una deformazione essenzialmente per flusso cataclastico. E' facile rilevare, lungo il Sovrascorrimento di Villasalto e lungo tutti i contatti tettonici della fase D1, superfici di faglia con strie che indicano movimenti diretti e/o trascorrenti. I sovrascorrimenti sono stati infatti spesso riattivati durante le fasi postcollisionali.

Stop 2.5

Tettonica estensionale post-collisionale. Riu Gruppa.

Gli elementi più caratteristici della tettonica postcollisionale sono zone di taglio dirette e faglie a basso angolo che elidono importanti spessori di successione, determinando localmente la diretta sovrapposizione di termini devoniani o carboniferi su quelli cambriani (fig. 115a,b). Esse sono spesso marcate da cataclasi foliate, miloniti (fig. 115c) e da scaglie tettoniche di dimensioni da decametriche ad ettometriche. L'ultima espressione della distensione post-collisionale sono faglie dirette ad alto angolo che tagliano tutta la strutturazione precedente (fig. 116).

Le direzioni prevalenti di queste faglie sono comprese tra E-W e NW-SE; alcune di esse possono essere seguite per molti chilometri.

Molte di queste faglie sono state riattivate durante il Terziario ed il Quaternario, tuttavia sia i loro rapporti con le magmatiti carbonifero-permiane che i loro rigetti, incompatibili con i movimenti terziari e quaternari, provano una loro età tardoercinica. In

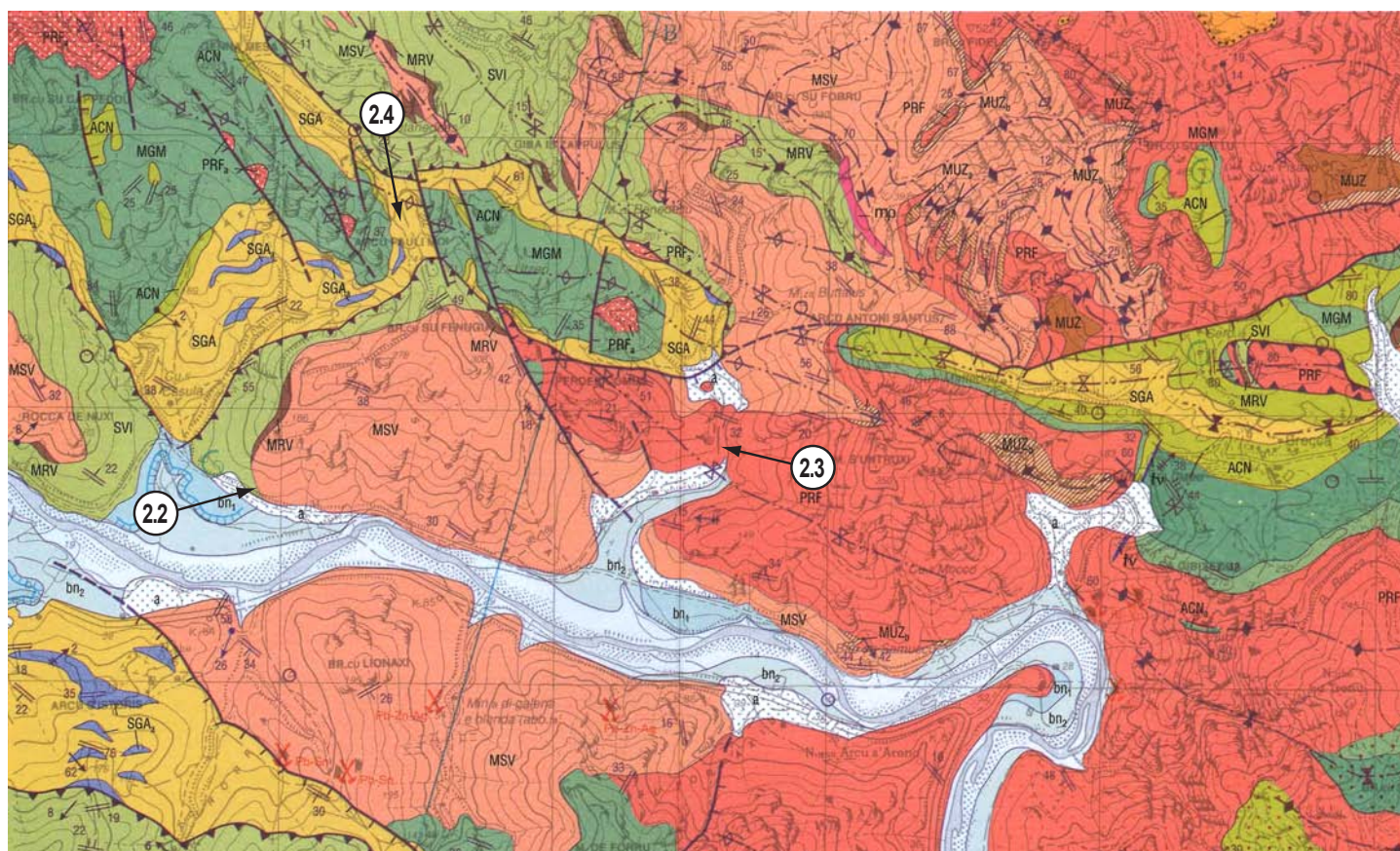


Fig. 109 – Carta geologica dell'area di Genna Mesa-Brecca, da CARMIGNANI *et alii* (2001), con ubicazione degli stop. Per legenda e sigle delle formazioni vedi fig. 8 a pagina 18.

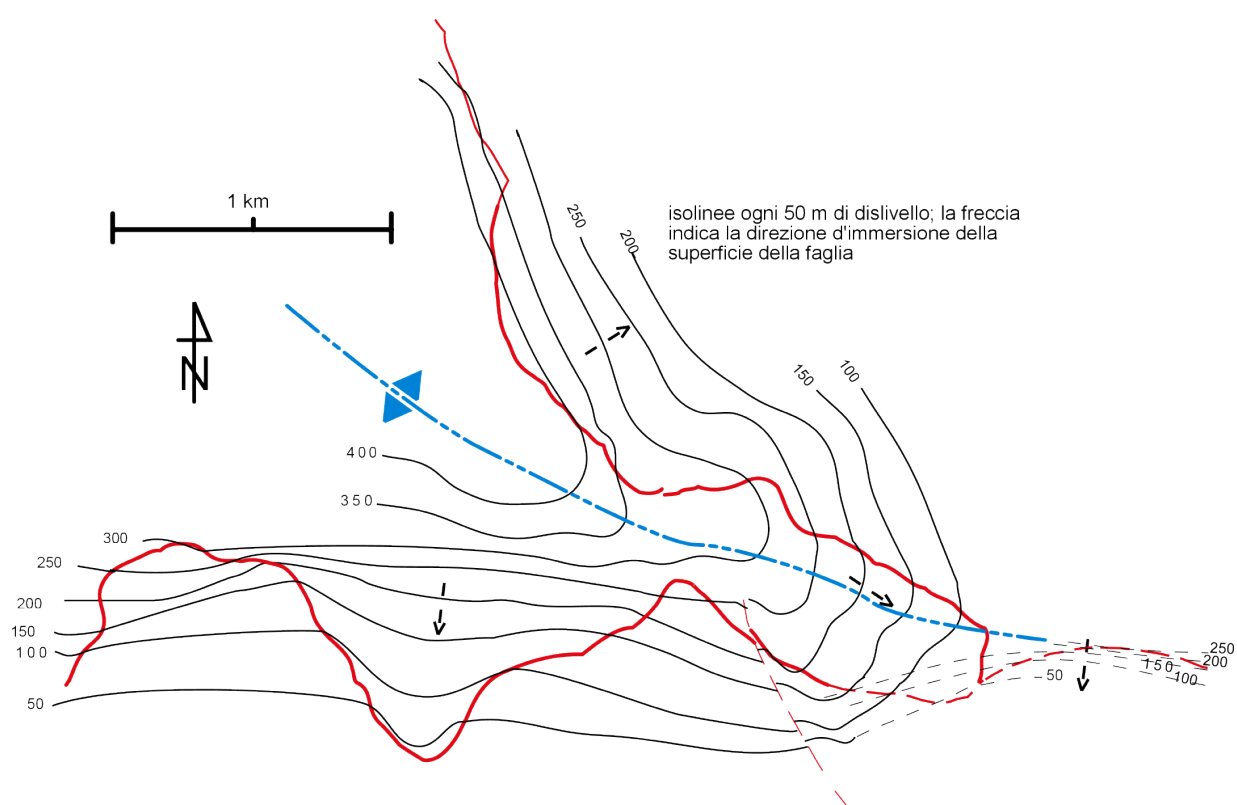


Fig. 110 – Carta delle linee di forma del sovraccorrimiento di Genna Mesa (da FUNEDDA, 1996).



Fig. 111 – Affioramento delle Metarose di Gennamesa (Ordoviciano superiore) lungo il Rio di Arcu Pauli Moi, con uno spessore apparente di oltre 50 m.

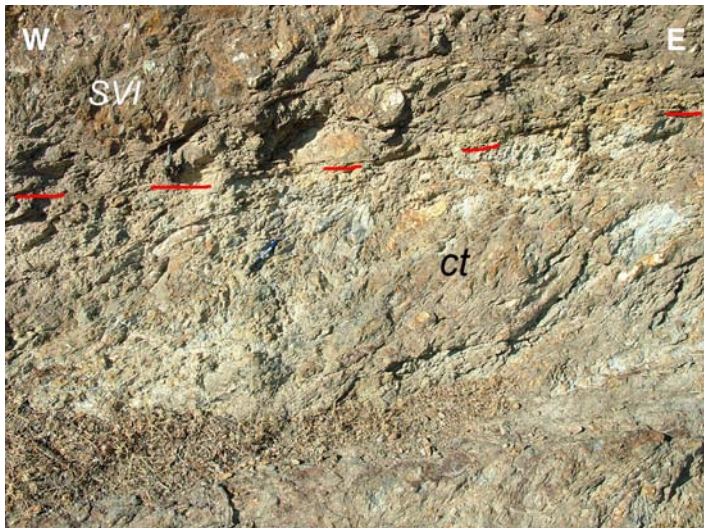


Fig. 112 – Particolare del sovrascorrimento di Genna Mesa, con la fascia cataclastico-milonitica, fatta a spese degli Scisti neri siluriani.

molti casi è in effetti possibile dimostrare la loro età paleozoica: infatti faglie dirette sia poco inclinate che molto inclinate sono sigillate dai sedimenti eocenici (e fuori dal foglio da sedimenti giurassici) e/o sono tagliate e/o iniettate da filoni e da granitoidi del Carbonifero superiore - Permiano. Queste relazioni sono verificabili sia alla scala dell'affioramento che alla scala della carta (fig. 115).

Stop 2.6

Sovrascorrimento di Villasalto riattivato da faglie dirette. Località Pizzu Agus.

In questo affioramento (fig. 117) si può osservare un altro degli aspetti legati alla riattivazione dei sovrascorrimenti legati alla fase collisionale come zone di taglio dirette durante la fase estensionale. Rispetto allo stop 2.5 in questo caso la superficie ha una geometria ad alto angolo, e le rocce di faglia sono caratterizzate da un mecca-

nismo deformativo per cataclasi (fig. 118), a testimonianza di una temperatura più bassa e quindi probabilmente un livello strutturale più superficiale rispetto alla zona di taglio del Riu Gruppa. E' facile rilevare, lungo il Sovrascorrimento e lungo tutti i contatti tettonici della fase D1, superfici di faglia con strie che indicano movimenti diretti e/o trascorrenti. I sovrascorrimenti sono stati infatti spesso riattivati durante le fasi postcollisionali.

Il Sovrascorrimento di Villasalto è uno dei lineamenti tettonici più importanti della Sardegna, gli indicatori cinematici lungo questo sovrascorrimento indicano un senso di trasporto verso W della sovrastante Unità tettonica del Sarrabus. La cataclasi è il principale meccanismo deformativo operante lungo il Sovrascorrimento di Villasalto. Quasi tutto il contatto è marcato da forti spessori (fino a 400 m presso Villasalto) di cataclasiti talvolta foliate. Le cataclasiti prevalentemente si sviluppano a spese della formazione degli Scisti a Graptoliti e al loro interno contengono elementi tettonici delle formazioni sovrastanti e sottostanti.

In sezione sottile, nella matrice cataclastica a grana fine, di composizione quarzo-fillosilicatica, si osservano spesso clasti di quarzo-miloniti. L'evidenza che frammenti di rocce in cui il quarzo è deformato in modo plastico siano ora "boudinati" nella cataclasite, implica una variazione del meccanismo deformativo che agiva durante i movimenti lungo il Sovrascorrimento di Villasalto: ad uno stadio iniziale, in cui prevaleva deformazione plastica con sviluppo di miloniti, è seguita una deformazione essenzialmente per flusso cataclastico (vedi fig. 66 a pagina 74).

Stop 2.7

Zona milonitica di Baccu Locci. Confluenza Riu Baccu Locci - Riu Baccu S' Aginas. (L. Casini)

Il contatto tra l'Unità tettonica del Gerrei e la sottostante Unità tettonica di Riu Gruppa è caratterizzato da una fascia di metamorfiti fortemente deformate, la Zona milonitica di Baccu Locci (fig. 119). Essa affiora con continuità tra il Riu Baccu Locci ed il Riu Gruppa, per una lunghezza di circa 15 km ed uno spessore che può arrivare a 700 m. Si tratta di quarzo-miloniti nerastre a granulometria molto fine, deformate in facies scisti verdi, con all'interno lenti di

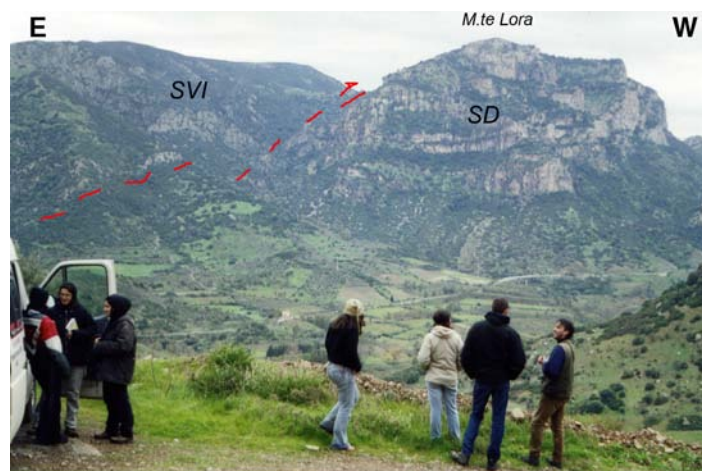


Fig. 113 – Panoramica del rilievo di Monte Lora, costituito dalle formazioni siluro-devoniche (SD), e del Sovrascorrimento di Villasalto, che mette in posto la formazione delle Arenarie di San Vito (SVI) con movimento verso W.

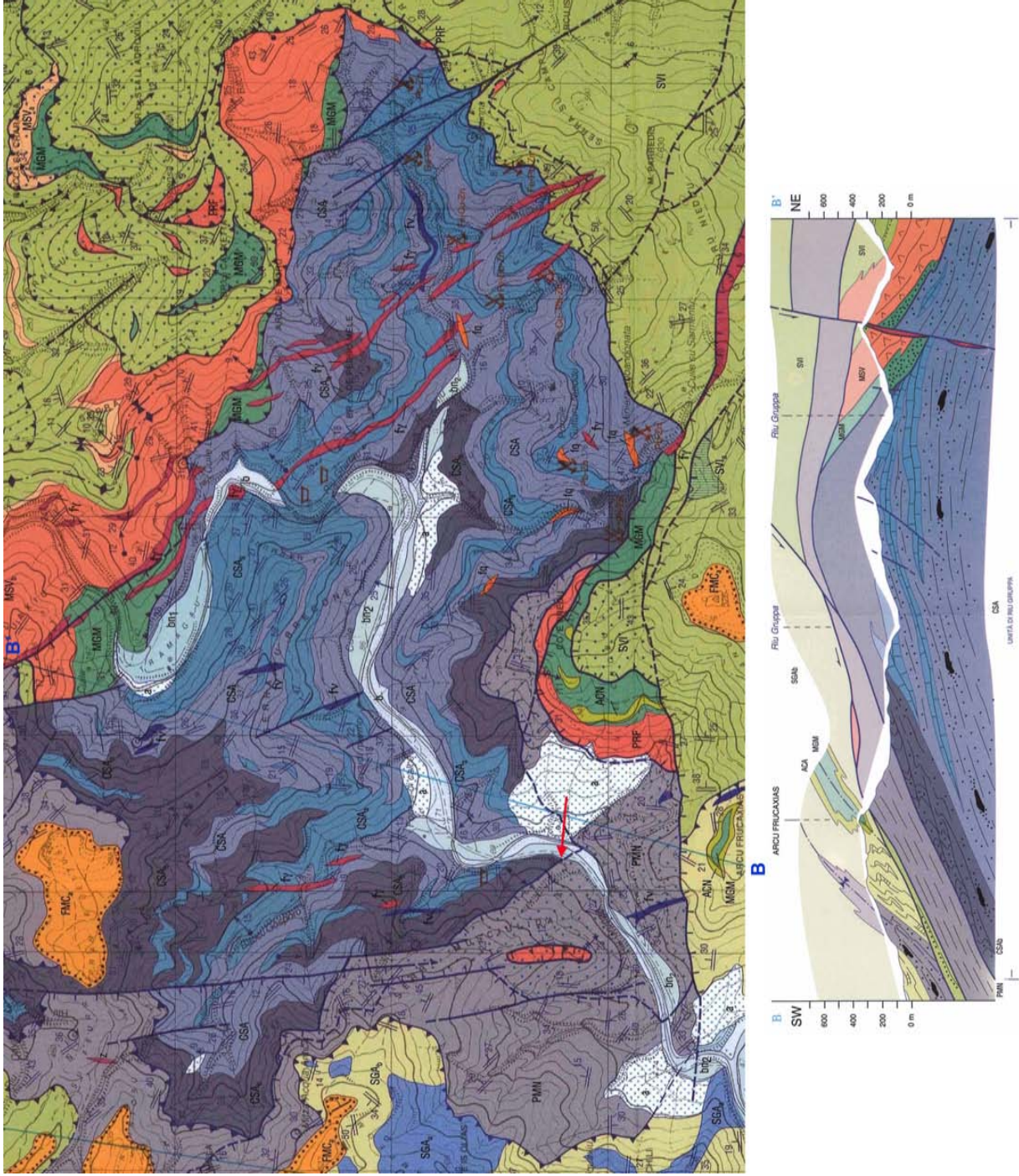


Fig. 114 – Carta geologica dell'area di Riu Grappa, da CARMIGNANI *et alii* (2001). La freccia rossa indica l'ubicazione dello Stop 2.5. Per legenda e sigle delle formazioni vedi fig. 8 a pagina 18.

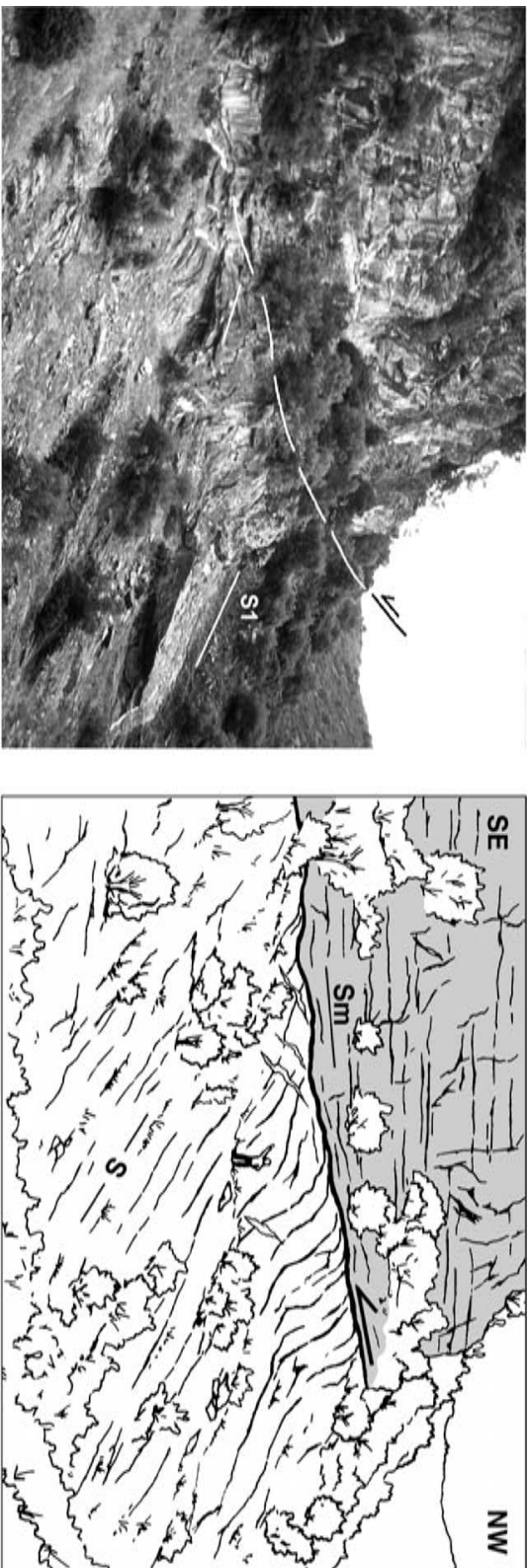


Fig. 115 – Stop 2.5. (a) e (b) Faglia diretta a tetto dell'Unità tettonica di Riu Gruppa, lungo il Riu Gruppa. La faglia diretta sviluppa una spessa zona milonitica (in grigio nella figura b), con una foliazione ben evidente (Sm) che taglia ad alto angolo la foliazione principale nella sottostante Unità di Riu Gruppa. Da CONTRI *et alii* (2001), disegno di A. Ronchi. (b) Calcite-milonite lungo la faglia diretta post-collisionale ercinica a basso angolo; Complesso di Sa Lilla, Riu Gruppa. Il senso di taglio, sinistro nella foto, indica un movimento verso S del tetto, cioè dell'Unità tettonica del Gerrei, rispetto alla sottostante Unità tettonica di Riu Gruppa.

D2 = Fase Riu Gruppa
estensione con
raccorciamento verticale

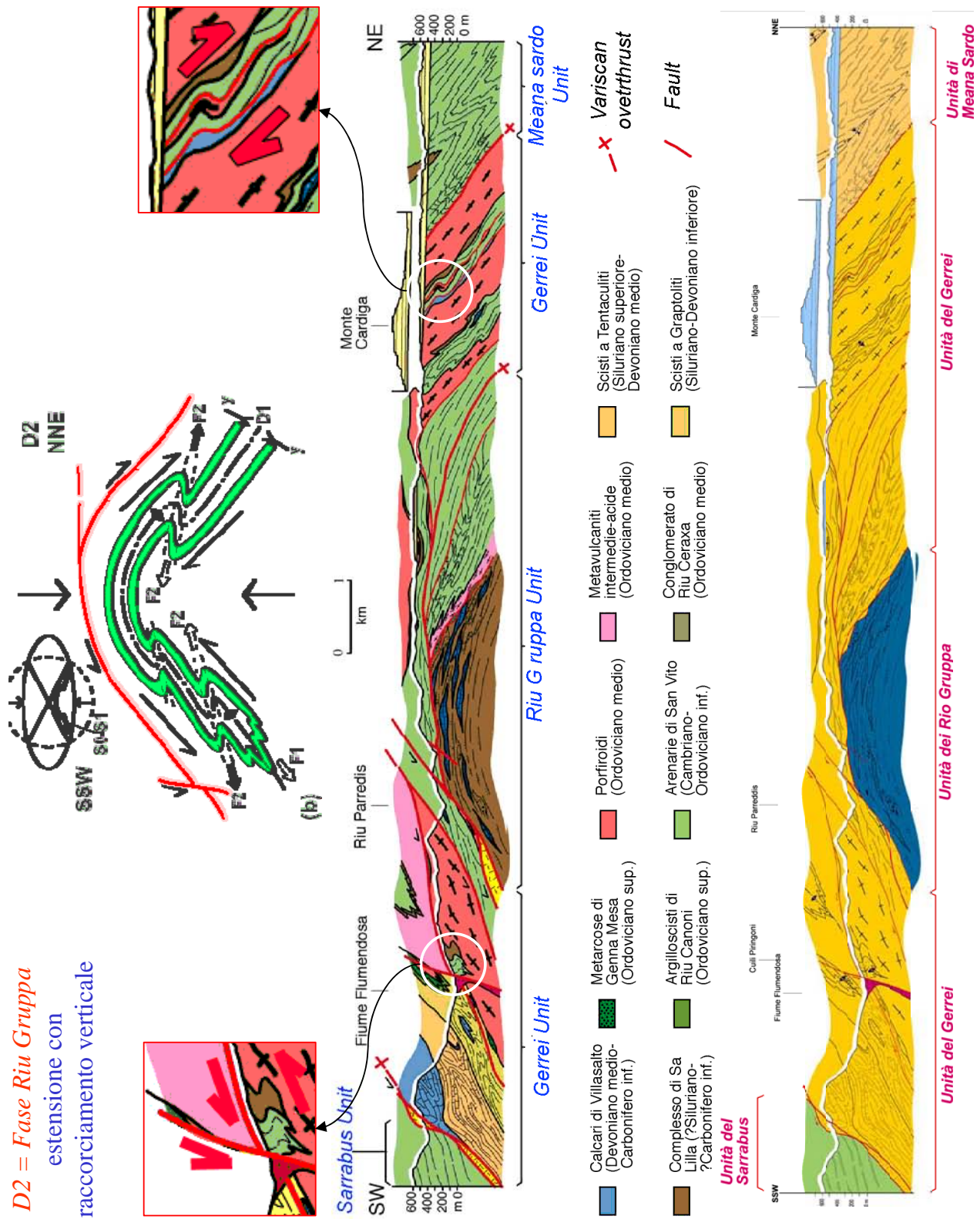


Fig. 116 – Sintesi delle caratteristiche della fase estensionale (fase Riu Gruppa) lungo una sezione geologica circa N-S.

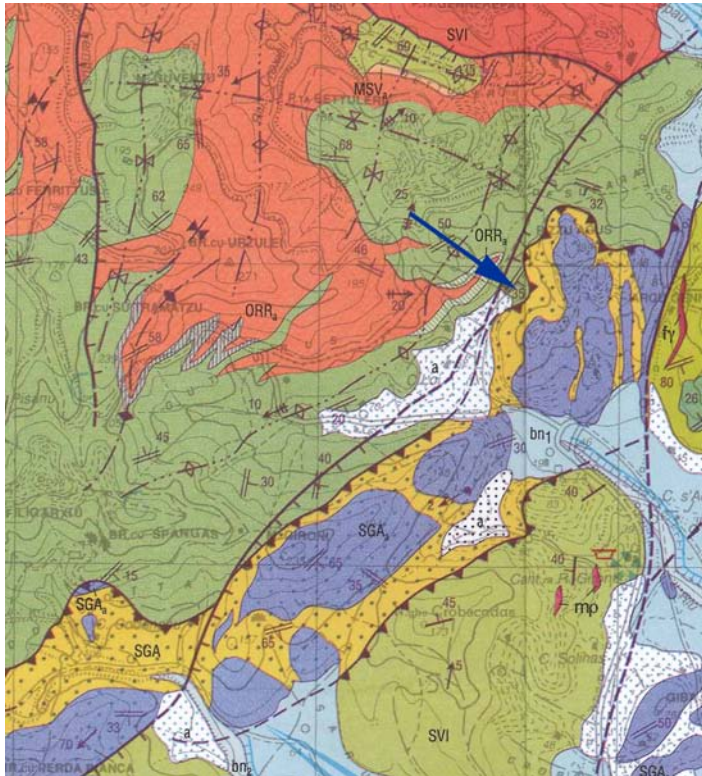


Fig. 117 – Carta geologica dell’area di Pizzu Agus, stop 2.6 (vedi freccia). Per legenda e sigle delle formazioni vedi fig. 8.

rocce e porzioni di serie molto meno deformate, appartenenti alle successioni delle unità tettoniche sovrastanti e sottostanti (CONTI *et alii*, 1998). Lineazioni mineralogiche e di estensione sono orientate NNE-SSW (fig. 120); gli indicatori cinematici mostrano un senso di trasporto verso SSW (fig. 121).

Carattere principale della Zona milonitica di Baccu Locci è la presenza, a tutte le scale di osservazione, di una foliazione milonitica molto penetrativa. Nelle formazioni di origine vulcanica si assiste ad una ricristallizzazione della matrice e ad una concentrazione di cristalli di mica attorno ai porfiroclasti di maggiori dimensioni.

In sezione sottile è frequente sia deformazione plastica di bassa temperatura e basso strain nel quarzo (*dislocation glide*), testimoniata da estinzione ondulata e deformation band, sia effetti di ricristallizzazione dinamica di più alta temperatura (*dislocation creep*) testimoniati da formazione di subgrani e grani ricristallizzati per rotazione. A strain ancora maggiori la ricristallizzazione plastica interessa volumi sempre maggiori della roccia e porta alla progressiva obliterazione dei caratteri primari del protolite. La foliazione milonitica è solitamente evidenziata dall’alternanza di livelli di quarzo ricristallizzato dinamicamente per rotazione e livelli fillosilicatici. I porfiroclasti feldspatici non mostrano evidenze di ricristallizzazione ma sono sottoposti ad una forte alterazione.

Durante la formazione della Zona milonitica di Baccu Locci si hanno continue variazioni microstrutturali che riflettono il cambiamento del principale meccanismo deformativo operante durante il processo di milonizzazione (CONTI *et alii*, 1998) (fig. 122). Nelle zone di più basso strain e negli stadi iniziali della deformazione si assiste ad una diffusa ricristallizzazione plastica solo nelle rocce ricche in quarzo (quarziti, metarioliti, ecc.) e solo nelle frazioni

a granulometria più fine. All’aumentare della deformazione si ha localizzazione dello strain in livelli di quarzo completamente ricristallizzati per rotazione e contemporanea alterazione dei feldspati presenti nella roccia. Reazioni sintettoniche con alterazione dei feldspati portano ad un aumento della percentuale dei fillosilicati presenti nella roccia e ad una generale diminuzione della granulometria. Entrambe queste variazioni portano ad un cambiamento, nelle zone maggiormente deformate, del meccanismo deformativo operante nelle quarzo-miloniti: la maggior parte dello strain non viene accomodato da una deformazione intracristallina plastica nel quarzo, ma dal movimento relativo dei singoli cristalli di mica. Poiché questo tipo di deformazione è favorito in livelli ricchi in fillosilicati a grana molto fine, e siccome il processo deformativo si accompagna a reazioni sintettoniche che producono sericite, ne risulta una marcata localizzazione della deformazione sia a scala cartografica che della sezione sottile, con lo sviluppo di quarzo-miloniti a grana molto fine e ricche in fillosilicati. Recenti studi (CASINI *et alii*, 2010) hanno ipotizzato una maggiore importanza dei processi di dissoluzione e riprecipitazione.

La Zona milonitica di Baccu Locci conserva tracce di un’evoluzione complessa durante la fase D1 in quanto: a) la foliazione milonitica mostra spesso piegamenti isoclinali polifasici con assi variamente orientati; b) lenti e corpi meno deformati di spessore metrico all’interno della milonite contengono una scistosità S1 discordante rispetto alla foliazione milonitica; c) il contatto di base della Zona milonitica di Baccu Locci nell’area del Riu Gruppa

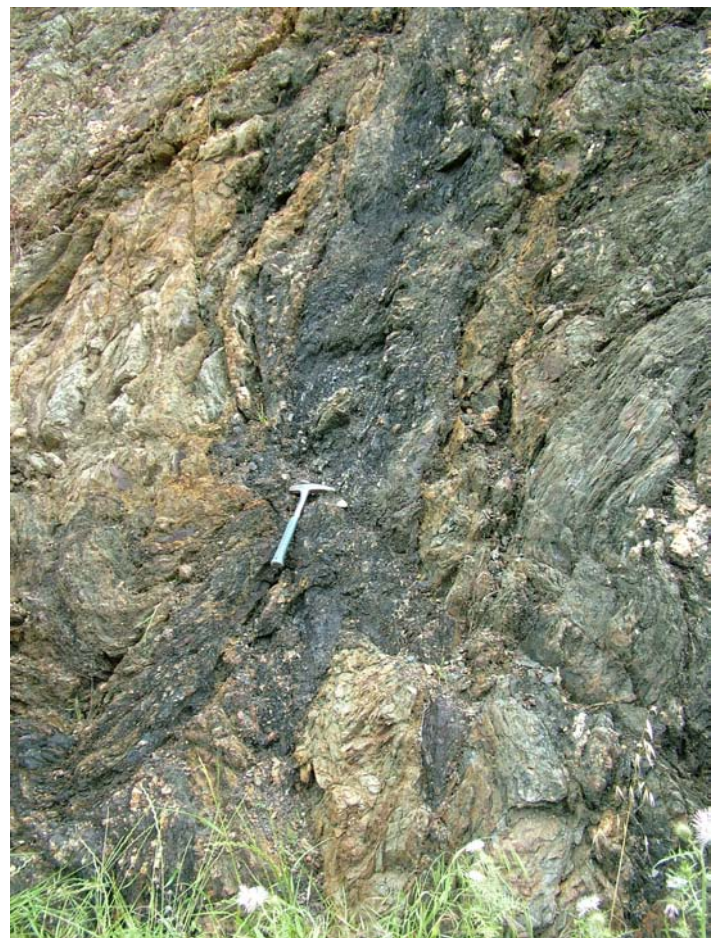


Fig. 118 – Cataclasi presso Pizzu Agus, stop 2.6.

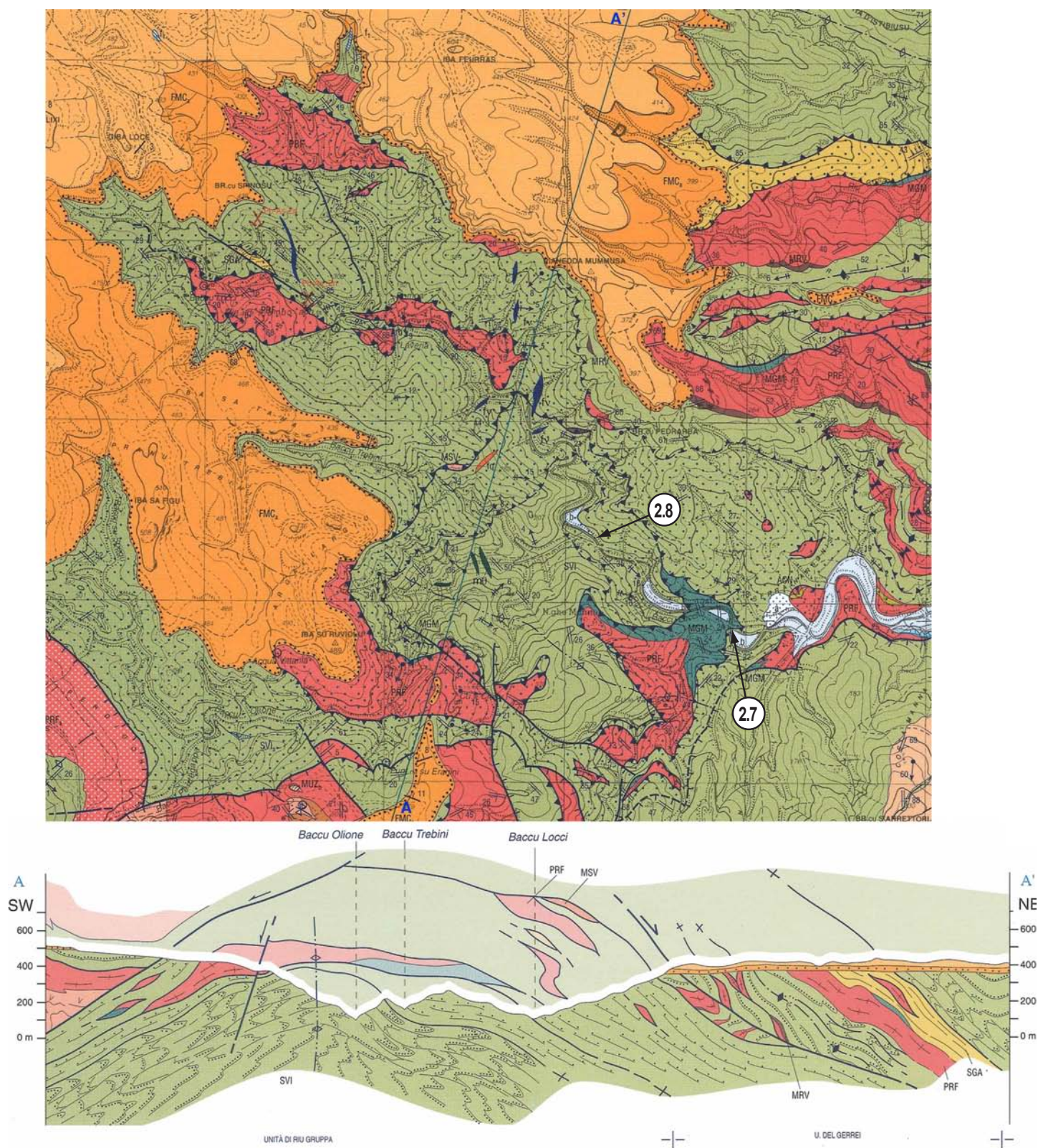


Fig. 119 – Carta geologica dell'area di Baccu Locci, da CARMIGNANI *et alii* (2001), con ubicazione degli stop. Per legenda e sigle delle formazioni vedi fig. 8 a pagina 18.

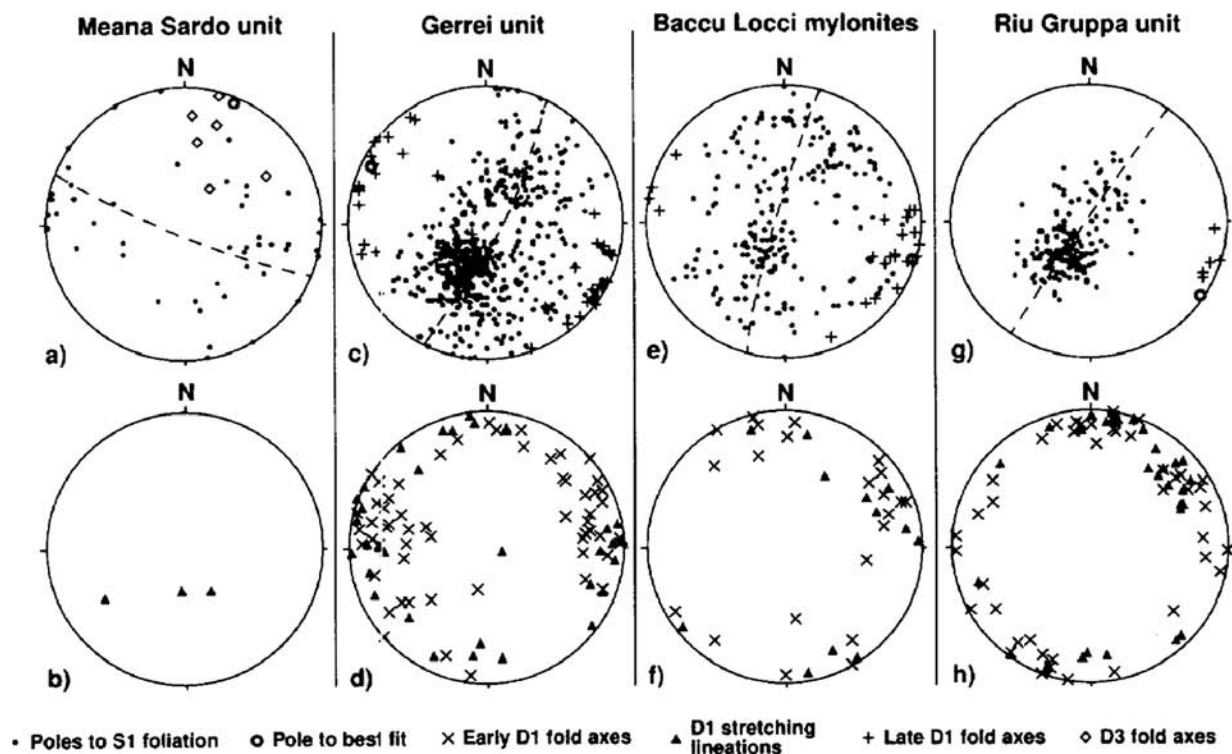


Fig. 120 – Proiezione stereografica equiarea, emisfero inferiore, degli elementi strutturali nell'area di Baccu Locci, suddivisi per unità tettonica (da CONTI *et alii*, 1998).



Fig. 121 – *Shear band* indicanti un taglio *top-to-the S*, presso località San Riccardo, valle di Baccu Locci.

taglia sovrascorrimenti e piani assiali D1 della Sottounità di Riu Grappa. Questi elementi suggeriscono per queste miloniti uno sviluppo in vari stadi durante la fase D1.

La strada in questo punto attraversa il contatto tra Unità del Gerrei, costituita da una scaglia delle Metarose di Gennamesa, affioranti a E della strada e la sottostante Unità di Riu Grappa, qui costituita da Arenarie di San Vito, affioranti a W della strada, in finestra. Le facies quarzitiche delle Metarose mostrano chiaramente porfiroclasti di quarzo asimmetrici (tipo σ , fig. 123).

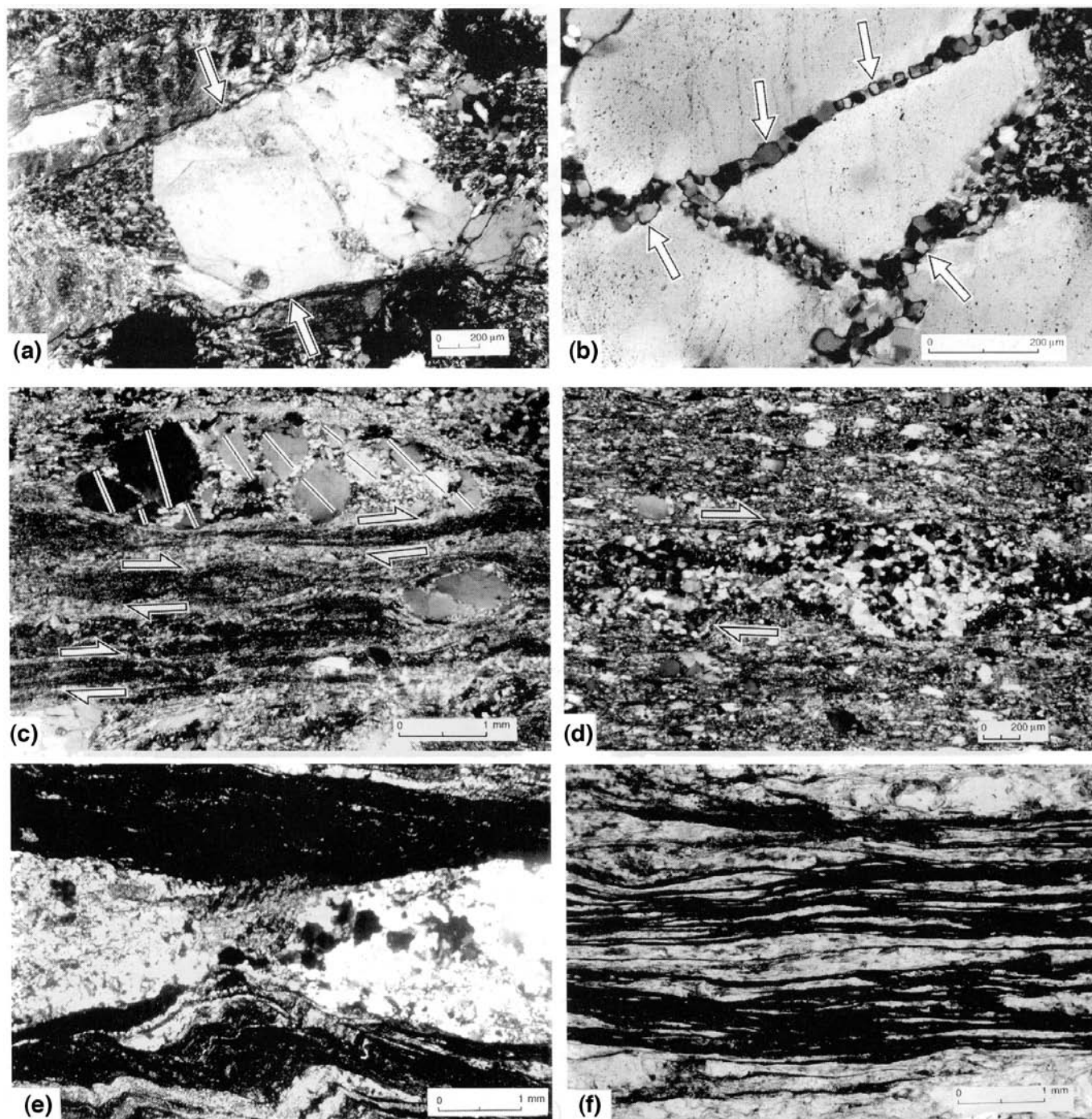


Fig. 122 – Evoluzione delle microstrutture nella Zona milonitica di Bacchu Locci (da CONTI *et alii*, 1998). (a) Porfiroclasti di quarzo con deboli evidenze di deformazione (dissoluzione ed estinzione ondulata). (b) Porfiroclasti di quarzo con evidenze di ricristallizzazione sintettonica (*subgrain* e ricristallizzazione di nuovi granuli). (c) Porfiroclasti con forma allungata, con parti indeformate e parti completamente ricristallizzate. Le parti indeformate mostrano solo limitata rotazione (le linee indicano l'orientazione degli assi *c*). (d) Livelli di quarzo completamente ricristallizzati per rotazione, derivanti da ricristallizzazione di porfiroclasti. La deformazione plastica in questi livelli ricchi in quarzo è responsabile della deformazione interna (*strain*) della roccia. (e) Livelli di quarzo ricristallizzato dinamicamente, boudinati. Questo implica che ricristallizzazione dinamica del quarzo non è più a questo punto il meccanismo deformativo principale nella roccia. (f) Miloniti a grana fine e ricche in ossidi. Scivolamento viscoso è ora probabilmente in meccanismo deformativo operante.



Fig. 123 – Porfiroclasti asimmetrici di quarzo nelle Metarosci di Genna Mesa (MGM), Baccu Locci, stop 2.7.

Stop 2.8

Zona milonitica di Baccu Locci. Lungo il Riu Baccu Locci.

Mineralizzazioni nella shear zone di Baccu Locci (da FUNEDDA et alii, 2005)

In questo affioramento, a E della strada, si osservano le miloniti di colore nerastro, con porfiroclasti di quarzo deformato, che costituiscono l'aspetto più comune in quest'area.

La miniera di piombo e arsenico di Baccu Locci (fig. 124) è situata lungo l'alta valle del Rio Baccu Locci. In passato i principali studi giacimentologici (ZUCCHETTI, 1958a,b; SCHNEIDER, 1972; BAKOS *et alii*, 1991) inquadravano le mineralizzazioni nell'ambito di una successione vulcano-sedimentaria ritenuta di età siluriano-devoniana. CONTI *et alii* (1998), nell'ambito di una nuova interpretazione strutturale di tutto il settore, definiscono la Zona Milonitica di Baccu Locci, una fascia tettonizzata di importanza regionale.

Nella miniera di Baccu Locci venivano coltivate due tipologie principali di mineralizzazioni: le lenti "concordanti" a solfuri misti, e le vene quarzose "discordanti", a prevalenti arsenopirite e galena (fig. 125). Le mineralizzazioni "concordanti" sono osservabili in particolar modo nei cantieri più occidentali (Su Spilloncargiu), appena al di sotto del contatto con le coperture eoceniche. Originariamente era presente in affioramento una mineralizzazione secondaria, con zone di ossidazione e di cementazione ben sviluppate e potenti alcuni metri; attualmente, gran parte degli affioramenti originari sono stati coperti da materiale di discarica, mentre i corpi mineralizzati a solfuri sono stati quasi del tutto coltivati. I vuoti di coltivazione presenti (camere e pilastri) testimoniano del primitivo assetto geometrico dei depositi.

Presso i cantieri di Su Spilloncargiu, i corpi mineralizzati mostrano una prevalente direzione N140° con inclinazione fino a 40° verso W. Essi appaiono intersecati da più generazioni di vene quarzose, sia di direzione NW-SE (da N 140° a N 160°) che di direzione E-W. La mineralizzazione primaria a solfuri è essenzialmente costituita da blenda, galena, pirite, e calcopirite, con subordinate arsenopirite, pirrotina, minerali del gruppo della tetraedrite, in ganga quarzosa. La mineralizzazione secondaria è caratterizzata, in zona di cementazione, da bornite, covellite, calcocite, rame nativo; in zona di

ossidazione da ossidi e idrossidi di As, ossidi e carbonati di Cu, Pb, Zn. Alla scala dell'affioramento, la mineralizzazione primaria appare spazialmente concordante con la foliazione milonitica, disponendosi in fini livelletti centimetrico/decimetrici lungo i piani Sm. Nella mineralizzazione primaria, la blenda, cataclasata, è caratterizzata da diffuse essoluzioni di calcopirite e subordinata pirrotina, di dimensioni generalmente inferiori ai 10 μm . La galena cementa le microfratture nella blenda; gli aggregati di galena, generalmente privi di inclusioni, mostrano i caratteristici pozzetti triangolari, che appaiono non deformati. La calcopirite, come già rilevato da BAKOS *et alii* (1990, 1991), è presente in più generazioni, non solo come fini inclusioni nella blenda, ma anche sotto forma di individui isolati che vanno a sostituire blenda e galena; alla calcopirite sono associati anche minerali del gruppo della tetraedrite.

Le mineralizzazioni "discordanti" sono costituite da un campo di vene a quarzo e solfuri che attraversa la fascia milonitica, interessando anche le scaglie tettoniche di metavulcaniti in essa comprese. Lo sviluppo spaziale delle mineralizzazioni appare guidato dalla strutturazione dell'incassante: nelle miloniti le vene seguono i principali sistemi di fratture, in prevalenza orientati secondo le direttrici NW-SE, con un maggiore sviluppo in corrispondenza dei contatti con una scaglia di porfiroidi di dimensioni quasi chilometriche, affiorante tra i cantieri di Spilloncargiu e la laveria della miniera. Le più importanti vene mineralizzate "discordanti" sono localizzabili nell'area di Su Spilloncargiu e nell'area di Su Spinosu-Bruncu Spinosu, dove si sono svolte le ultime attività di coltivazione mineraria. A Su Spilloncargiu è ben definibile la relazione tra strutture e mineralizzazione, per la presenza di un campo di vene subverticali a quarzo e solfuri, di potenza da decimetrica a metrica, orientate da N160° a N-S, parallele a zone di taglio a ad alto angolo impostate sui fianchi rovesci di pieghe a ginocchio decametriche, legate alle fasi estensionali erciniche D3 (Fase Rio Grappa, CONTI *et alii*, 2001) successive alla Zona milonitica. Le vene più importanti si trovano immediatamente ad Est dei corpi lentiformi, in prossimità del contatto con i porfiroidi (filoni Torino-S.Maria e Is Codis). Nell'area dei Cantieri Su Spinosu-San Riccardo e Bruncu Spinosu, un sistema di più vene mineralizzate a quarzo-solfuri, di direzione N140° e immersione variabile (verso W, con inclinazione 50-70°, a Su Spinosu; subverticale o debolmente immergente verso E, a Bruncu Spinosu), segue sempre il contatto tra miloniti e porfiroidi, interessando anche questi ultimi; nel livello San Riccardo la fascia mineralizzata interessata dalle coltivazioni superava i 10 m di potenza, con più vene a prevalenti arsenopirite o galena. In tutta l'area, più sistemi tardivi a quarzo sterile o con modestissime quantità di solfuri intersecano i principali sistemi mineralizzati. Caratteristici del settore orientale dell'area mineraria (Su Spinosu – Bruncu Spinosu) sono inoltre dicchi lamprofirici tardivi, i quali possono raggiungere alcuni metri di spessore. Questi corpi magmatici localmente interferiscono con i sistemi mineralizzati NW-SE, complicandone ulteriormente la giacitura. Nelle vene mineralizzate la ganga quarzosa è solitamente predominante sui solfuri; le tessiture massive o listate sono prevalenti, anche se si osserva macroscopicamente una netta fratturazione della ganga, con fratture riempite da arsenopirite ed altri solfuri accompagnati da quarzo di seconda generazione. Al contatto con le vene, la roccia incassante è intensamente cataclasata, ricca in sostanza carboniosa e in solfuri (pirite, arsenopirite) disseminati. A Su Spinosu-San Riccardo la mineralizzazione è contraddistinta da una sequenza paragenetica complessa,

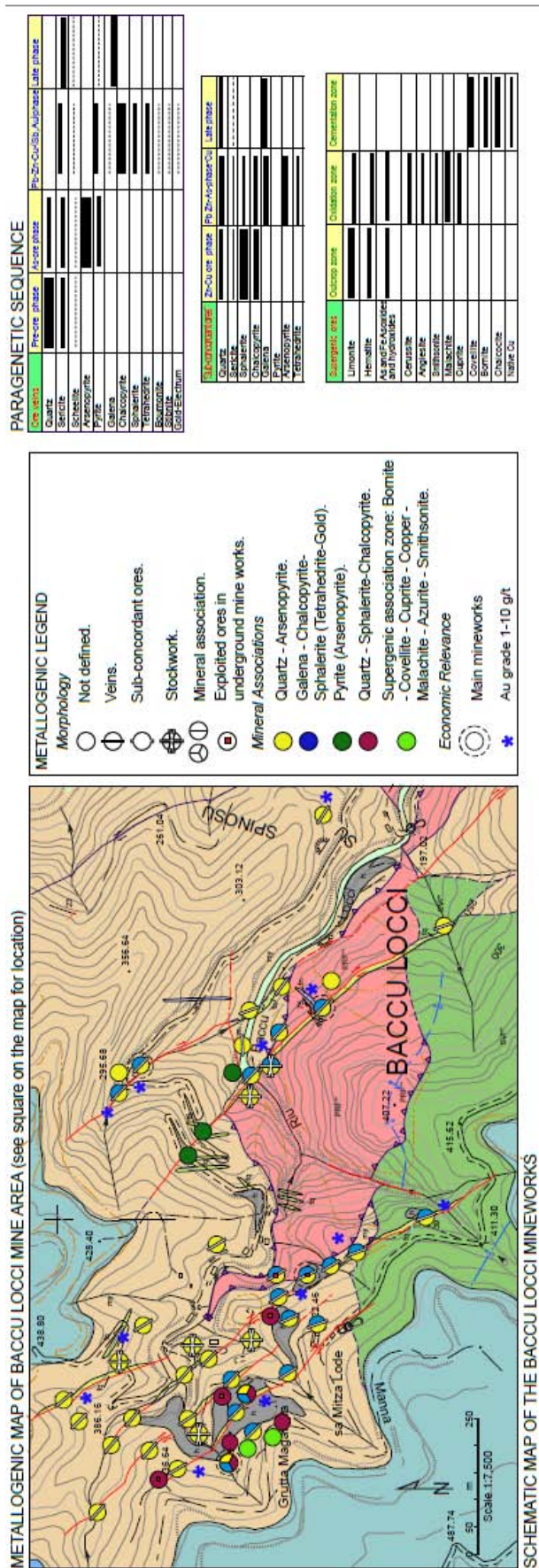


Fig. 124 – Carta metallogenica dell’area di Baccu Locci, da FUNEDDA *et alii*, 2011b.

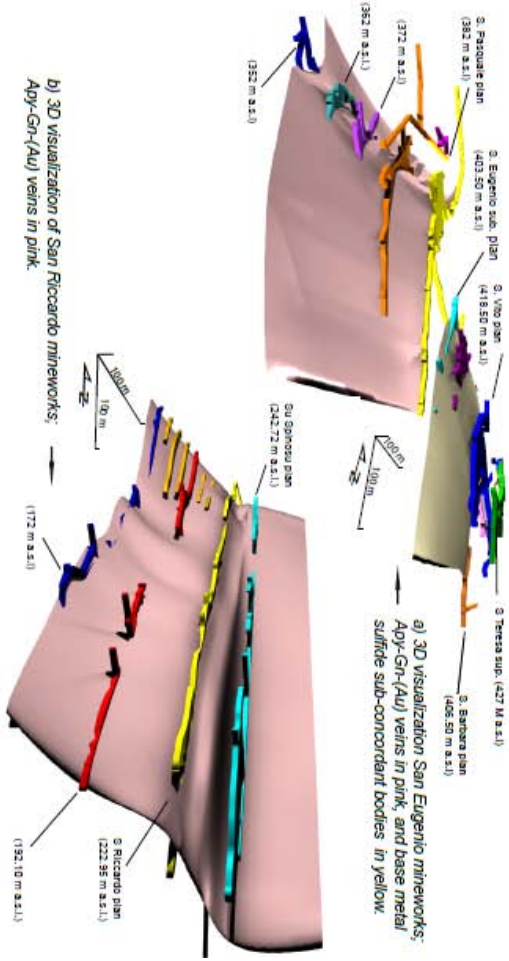
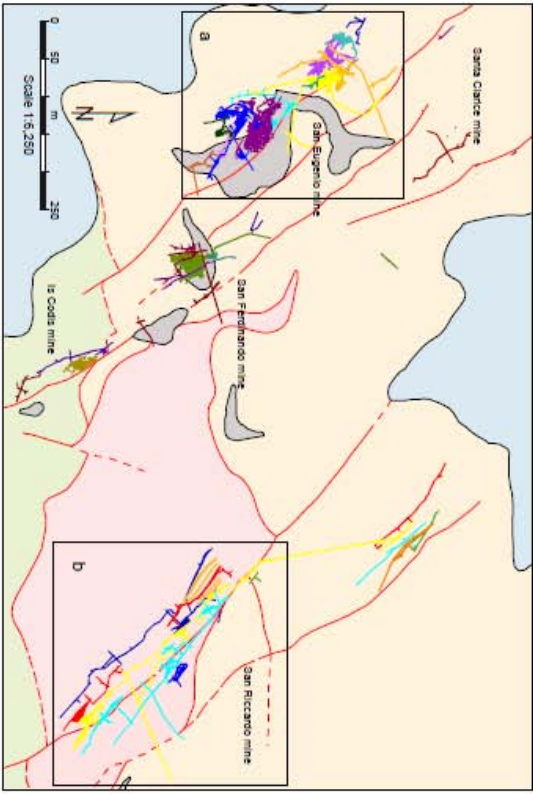


Fig. 125 – Rappresentazione 3D delle mineralizzazioni di Baccu Locci, da FUNEDDA *et alii*, 2011 b.

schematizzabile in più fasi mineralizzanti: 1) quarzo (I) latteo, cataclasato; 2) quarzo (II) grigio, con abbondante arsenopirite in individui idiomorfi dai bordi corrosi e in grossi aggregati a tessitura cataclastica, cementata dai minerali della fase successiva; 3) quarzo (III) microcristallino in vene sottili che formano un fitto reticolo e che contengono galena (prevalente), cementante le fratture nella mineralizzazione della prima fase, calcopirite, blenda, minerali del gruppo della tetraedrite (tetraedrite-freibergite, in accordo con Bakos et al., 1988, 1991), che sostituiscono l'arsenopirite e la galena e arsenopirite (II), in piccoli individui idiomorfi; 4) quarzo (IV), in venuzze che intersecano tutte le mineralizzazioni precedenti, e pirite. BAKOS *et alii* (1990, 1991), oltre ad evidenziare la sporadica ricorrenza della scheelite, individuano, nella paragenesi 3), anche antimonite, associata alla galena, ed ulteriori solfosali di Sb, Pb, Cu (meneghinite, stylumite, bournonite), nonché, ad essi associato, oro/electrum (Ag fino al 50%); ZUCCHETTI (1958b) osserva anche la presenza di argentite. L'oro viene trovato sotto forma di granuli singoli che riempiono microfratture nell'arsenopirite cataclasata o nei contatti intergranulari tra i solfuri e solfosali della paragenesi 3). I maggiori contenuti in oro (fino a 12 g/t Au: GARBARINO *et alii*, 2003) sono stati riscontrati nelle mineralizzazioni di Su Spinosu-San Riccardo.

Nel complesso, la Zona Milonitica di Bacchu Locci appare interessata da sistemi mineralizzati le cui caratteristiche rientrano nelle tipologie definite alla scala del distretto. In particolare, l'oro è associato alle vene "discordanti" a quarzo-solfuri caratterizzate dalla presenza predominante dell'arsenopirite; le mineralizzazioni sembrano essere state originate in più fasi, la cui messa in posto è stata certamente guidata da strutture tettoniche riferibili ad un regime di deformazione fragile, posteriore alle principali fasi plicative e alla milonizzazione. Gli aspetti più problematici, dal punto di vista giacimentologico, sono inerenti alla genesi delle lenti "concordanti" di Su Spilloncargiu. Alla scala dell'affioramento, le concentrazioni di solfuri appaiono essere guidate nettamente dalla foliazione milonitica, e a scala microscopica, è osservabile una stretta associazione tra la paragenesi a quarzo-blenda cataclasata e la matrice milonitica a grana fine. Sulla base di queste osservazioni, e tenuto conto delle profonde trasformazioni subite dalla roccia ospite durante le fasi compressive erciniche, appare plausibile che le lenti a solfuri misti di Su Spilloncargiu debbano essere considerate come il risultato di processi mineralizzanti interamente attribuibili alla metallogenesi ercinica. . Alla scala dell'affioramento, le vene "discordanti" si sovrappongono alle lenti "concordanti", indicando una possibile sovrapposizione di eventi mineralizzanti.

Bibliografia aggiuntiva

- ALVAREZ W. & SHIMABUKURO D.H. (2009) - *The geological relationships between Sardinia and Calabria during Alpine and Hercynian times*. Italian Journal of Geosciences, **128** (2), 257 – 268.
- ALVARO J.J., ELICKI O., GEYER G., RUSHTON A.W.A. & SHERGOLD J.H. (2003) - *Palaeogeographical controls on the Cambrian trilobite immigration and evolutionary patterns reported in the western Gondwana margin*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **195** (1-2), 5 – 35.
- ALVARO J.J., FERRETTI A., GONZALEZ-GOMEZ C., SERPAGLI E., TORTELLO M.F., VECOLI M. & VIZCAINO D. (2007) - *A review of the Late Cambrian (Furongian) palaeogeography in the western Mediterranean region, NW Gondwana*. Earth-Science Reviews, **85** (1-2), 47 – 81.
- ANNINO E. & PALMERINI V. (2000) - *Origine e diagenesi di quarzoareniti della formazione di Punta Serpeddi (Ordoviciano Superiore della Sardegna sud-orientale)*. Bollettino della Societa Geologica Italiana, **119** (3), 603 – 612.
- ATZORI P., CIRRINCIONE R., DEL MORO A. & MAZZOLENI P. (2000) - *Petrogenesis of late Hercynian calc-alkaline dykes of mid-eastern Sardinia; petrographical and geochemical data constraining hybridization process*. European Journal of Mineralogy, **12** (6), 1261 – 1282.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (2003a) - *Analisi di facies e stratigrafia della successione permio?-triassica di Campumari-Coremo (Iglesiente, Sardegna SW)*. Bollettino della Societa Geologica Italiana, **122** (1), 25 – 45.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (2003b) - *The Upper Carboniferous S. Giorgio succession (Iglesiente, SW Sardinia); stratigraphy, depositional setting and evolution of a late to post-Variscan molassic basin*. Bollettino della Societa Geologica Italiana. Volume Speciale, **2**, 89 – 98.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (2005) - *Stratigrafia ed analisi di facies dei depositi permiani del Lago Mulargia (Sardegna sud-orientale); primi risultati*. Geologica Romana, **38**, 11 – 17.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (2006) - *Stratigrafia, analisi di facies ed architettura deposizionale della successione permiana di Guardia Pisano (Sulcis, Sardegna SW)*. Bollettino della Societa Geologica Italiana, **125** (1), 3 – 19.
- BONI M., MONDILLO N. & BALASSONE G. (2011) - *Zincian dolomite; a peculiar dedolomitization case?* Geology (Boulder), **39** (2), 183 – 186.
- BONI M., PARENTE G., BECHSTAEDT T., DE VIVO B. & IANNA-CE A. (2000) - *Hydrothermal dolomites in SW Sardinia (Italy); evidence for a widespread late-Variscan fluid flow event*. Sedimentary Geology, **131** (3-4), 181 – 200.
- BOTQUELEN A., LOI A., GOURVENNEC R., LEONE F. & DABARD M.P. (2004) - *Formation et signification paleo-environnementale des concentrations coquillieres; exemples de l'Ordovicien de Sardaigne et du Devonien du Massif Armoricaïn*. Comptes Rendus Palevol, **3** (5), 353 – 360.
- BOURQUIN S., BERCOVICI A., LOPEZ-GOMEZ J., DIEZ J.B., BROUTIN J., RONCHI A., DURAND M., ARCHE A., LINOL B. & AMOUR F. (2011) - *The Permian-Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale; palaeogeographic maps and geodynamic implications*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **299** (1-2), 265 – 280.
- CAMPOSTRINI I. & GRAMACCIOLI C.M. (2001) - *Selenium-rich secondary minerals from the Baccu Locci Mine (Sardinia, Italy)*. Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Abhandlungen, **177** (1), 37 – 59.
- CAROSI R., DI PISA A., JACOPINI D., MONTOMOLI C., OGGIANO G. & ROSSI P. (2004a) - *P11; Variscan basement in north Sardinia and Corsica*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **63**, Vol. 3, 20 –.
- CAROSI R., DI VINCENZO G. & PALMERI R. (2002) - *The relationship between metamorphic evolution and argon isotope records in white mica; constraints from the Variscan basement of Sardinia (Italy)*. Geochimica et Cosmochimica Acta, **66** (15A), 121 –.
- CAROSI R., FRASSI C., MAGI S. & MONTOMOLI C. (2005) - *Analisi strutturale dell'antiforme di Lode-Mamone (Sardegna nord-orientale); un esempio di interferenza complessa a scala chilometrica nel basamento Ercinico sardo*. Atti della Societa Toscana di Scienze Naturali Residente in Pisa, Memorie, Serie A: Processi Verbali, **110**, 23 – 29.
- CAROSI R., FRASSI C. & MONTOMOLI C. (2006a) - *Le metamorfiti dell'Anglona e della Gallura sud-occidentale (Sardegna settentrionale, Italia); nuove implicazioni sull'evoluzione post-collisionale della catena sarda*. Rendiconti della Societa Geologica Italiana, **2**, 108 – 109.
- CAROSI R., FRASSI C. & MONTOMOLI C. (2006b) - *The Variscan basement of northern Sardinia (Italy); field guide to the excursion in the Baronie region*. Atti della Societa Toscana di Scienze Naturali Residente in Pisa, Memorie, Serie A: Processi Verbali, **111**, 13 – 29.
- CAROSI R., FRASSI C. & MONTOMOLI C. (2009) - *Deformation during exhumation of medium- and high-grade metamorphic rocks in the Variscan chain in northern Sardinia (Italy)*. Geological Journal, **44** (3), 280 – 305.

- CAROSI R., IACOPINI D. & MONTOMOLI C. (2004b) - *Asymmetric fold development in the Variscan nappes of central Sardinia (Italy)*. *Comptes Rendus - Academie des Sciences. Geoscience*, **336** (10), 939 – 949.
- CAROSI R. & OGGIANO G. (2002) - *Transpressional deformation in northwestern Sardinia (Italy); insights on the tectonic evolution of the Variscan Belt*. *Comptes Rendus - Academie des sciences. Geoscience*, **334** (4), 287 – 294.
- CAROSI R. & PALMERI R. (2002) - *Orogen-parallel tectonic transport in the Variscan Belt of northern Sardinia (Italy); implications for the exhumation of medium-pressure metamorphic rocks*. *Geological Magazine*, **139** (5), 497 – 511.
- CASINI L., FUNEDDA A. & OGGIANO G. (2010) - *A balanced foreland-hinterland deformation model for the southern Variscan Belt of Sardinia, Italy*. *Geological Journal*, **45** (5-6), 634 – 649.
- CASINI L. & OGGIANO G. (2008) - *Late orogenic collapse and thermal doming in the northern Gondwana margin incorporated in the Variscan chain; a case study from the Ozieri metamorphic complex, northern Sardinia, Italy*. *Gondwana Research*, **13** (3), 396 – 406.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., RONCHI A., SARRIA E., SERRI R. & CALZIA P. (2003a) - *Reconstruction of igneous, tectonic and sedimentary events in the latest Carboniferous-Early Permian Seui Basin (Sardinia, Italy), and evolutionary model*. *Bollettino della Societa Geologica Italiana. Volume Speciale*, **2**, 99 – 117.
- CASSINIS G., DURAND M. & RONCHI A. (2003b) - *Permian-Triassic continental sequences of northwest Sardinia and south Provence; stratigraphic correlations and palaeogeographical implications*. *Bollettino della Societa Geologica Italiana. Volume Speciale*, **2**, 119 – 129.
- CONTI P., CARMIGNANI L. & FUNEDDA A. (2001) - *Change of nappe transport direction during the Variscan collisional evolution of central-southern Sardinia (Italy)*. *Tectonophysics*, **332** (1-2), 255 – 273.
- CORRADINI C. (2000) - *Il genere Pseudooneotodus Drygant (Conodonta) nel Siluriano e Devoniano inferiore della Sardegna*. *Giornale di Geologia*, **62, Serie 3**, 23 – 29.
- CORRADINI C. (2007) - *The conodont genus Pseudooneotodus Drygant from the Silurian and Lower Devonian of Sardinia and the Carnic Alps (Italy)*. *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana*, **46** (2-3), 139 – 148.
- CORRADINI C. (2008) - *Revision of Famennian-Tournaisian (Late Devonian-Early Carboniferous) conodont biostratigraphy of Sardinia, Italy*. *Revue de Micropaleontologie*, **51** (2), 123 – 132.
- CORRADINI C., BARCA S. & SPALLETTA C. (2003) - *Late Devonian-Early Carboniferous conodonts from the 'Clymeniae Limestones' of SE Sardinia (Italy)*. *CFS. Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **245**, 227 – 253.
- CORRADINI C., LEONE F., LOI A. & SERPAGLI E. (2001) - *Conodont stratigraphy of a highly tectonised Silurian-Devonian section in the San Basilio area (SE Sardinia, Italy)*. *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana*, **40** (3), 315 – 323.
- CORSI B. & MARCO ELTER F. (2006) - *Eo-Variscan (Devonian?) melting in the high grade metamorphic complex of the Sardinia belt (Italy)*. *Geodinamica Acta*, **19** (3-4), 155 – 164.
- COSTAMAGNA L.G. & BARCA S. (2002) - *The Germanic Triassic of Sardinia (Italy); a stratigraphic, depositional and palaeogeographic review*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **108** (1), 67 – 100.
- COSTAMAGNA L.G. & BARCA S. (2004) - *Stratigrafia, analisi di facies, paleogeografia ed inquadramento regionale della successione giurassica dell'area dei Tacchi (Sardegna Orientale)*. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, **123** (3), 477 – 495.
- COSTAMAGNA L.G., BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU P. (2000) - *Stratigrafia, paleogeografia ed analisi di facies deposizionale del Trias del Sarcidano-Gerrei (Sardegna SE)*. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, **119** (2), 473 – 496.
- CRUCIANI G., DINI A., FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M. & UTZERI D. (2010) - *Metabasite from the Variscan Belt in NE Sardinia, Italy; within-plate OIB-like melts with very high Sr and low Nd isotope ratios*. *European Journal of Mineralogy*, **22** (4), 509 – 523.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., CAREDDA A.M. & CARCANGIU G. (2001) - *Anatexis in the Hercynian basement of NE Sardinia, Italy; a case study of the migmatite of Porto Ottiolu*. *Mineralogy and Petrology*, **71** (3-4), 195 – 223.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., ELTER F.M., PUXEDDU M. & UTZERI D. (2008a) - *Petrogenesis of Al-silicate-bearing trondhjemitic migmatites from NE Sardinia, Italy*. *Lithos*, **102** (3-4), 554 – 574.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., JUNG S., PUXEDDU M. & UTZERI D. (2008b) - *Amphibole-bearing migmatites from the Variscan Belt of NE Sardinia, Italy; partial melting of Mid-Ordovician igneous sources*. *Lithos*, **105** (3-4), 208 – 224.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., MARCHI M. & ZUCCA M. (2002) - *Geochemistry of metabasites from NE Sardinia, Italy; nature of the protoliths, magmatic trend, and geotectonic setting*. *Mineralogy and Petrology*, **74** (1), 25 – 47.
- DI VINCENZO G., CAROSI R. & PALMERI R. (2004) - *The relationship between tectonometamorphic evolution and argon isotope records in white mica; constraints from in situ (super 40) Ar- (super 39) Ar laser analysis of the Variscan basement of Sardinia*. *Journal of Petrology*, **45** (5), 1013 – 1043.
- DIENI I., MASSARI F. & MEDUS J. (2008) - *Age, depositional environment and stratigraphic value of the Cuccuru'e Flores Conglomerate; insight into the Palaeogene to early Miocene geodynamic evolution of Sardinia*. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **179** (1), 51 – 72.
- DINI A., DI VINCENZO G., RUGGIERI G., RAYNER J. & LATTANZI P. (2005) - *Monte Ollasteddu, a new gold discovery in the Variscan basement of Sardinia (Italy); first isotopic ((super 40) Ar/ (super 39) Ar, Pb) and fluid inclusion data*. *Mineralium Deposita*, **40** (3), 337 – 346.

- DOWNES H., THIRLWALL M.F. & TRAYHORN S.C. (2002) - *Mantle source enrichment beneath Sardinia (Italy); evidence from oxygen isotope analyses*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66** (15A), 195 –.
- ELICKI O. & PILLOLA G.L. (2004) - *Cambrian microfauna and palaeoecology of the Campo Pisano Formation at Gutturu Pala (Iglesiente, SW Sardinia, Italy)*. *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana*, **43** (3), 383 – 401.
- ELICKI O. & WOTTE T. (2003) - *Cambroclaves from the Cambrian of Sardinia (Italy) and Germany; constraints for the architecture of western Gondwana and the palaeogeographical and palaeoecological potential of cambroclaves*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **195** (1-2), 55 – 71.
- ELTER M.F., PADOVANO M. & KRAUS R.K. (2010) - *The emplacement of Variscan HT metamorphic rocks linked to the interaction between Gondwana and Laurussia; structural constraints in NE Sardinia (Italy)*. *Terra Nova*, **22** (5), 369 – 377.
- FEDELE L., TODESCA R. & BONI M. (2003) - *Barite-silica mineralization at the inter-Ordovician unconformity in southwestern Sardinia (Italy); a fluid inclusion study*. *Mineralogy and Petrology*, **77** (3-4), 197 – 213.
- FRANCESCHELLI M., CARCANGIU G., CAREDDA A.M., CRUCIANI G., MEMMI I. & ZUCCA M. (2002) - *Transformation of cumulate mafic rocks to granulite and re-equilibration in amphibolite and greenschist facies in NE Sardinia, Italy*. *Lithos*, **63** (1-2), 1 – 18.
- FRANCESCHELLI M., CRUCIANI G., PUXEDDU M. & UTZERI D. (2003) - *Pre-Variscan metagabbro from NW Sardinia, Italy; evidence of an enriched asthenospheric mantle source for continental alkali basalts*. *Geological Journal*, **38** (2), 145 – 159.
- FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M. & CARTA M. (2000) - *Mineralogy and geochemistry of Late Ordovician phosphate-bearing oolitic ironstones from SE Sardinia, Italy*. *Mineralogy and Petrology*, **69** (3-4), 267 – 293.
- FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M., CRUCIANI G. & UTZERI D. (2007) - *Metabasites with eclogite facies relics from Variscides in Sardinia, Italy; a review*. *Geologische Rundschau = International Journal of Earth Sciences* (1999), **96** (5), 795 – 815.
- FRANCESCHELLI M., PUXEDDU M., CRUCIANI G., DINI A. & LOI M. (2005) - *Layered amphibolite sequence in NE Sardinia, Italy; remnant of a pre-Variscan mafic silicic layered intrusion?* *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **149** (2), 164 – 180.
- FRASSI C. (2006) - *Analisi di un settore della zona assiale della catena Variscica sarda; le zone di Taglio Badesi-Li Paulis e loro implicazioni a scala regionale*. *Atti della Societa Toscana di Scienze Naturali Residente in Pisa, Memorie, Serie A: Processi Verbali*, **111**, 1 – 6.
- FRASSI C., CAROSI R., MONTOMOLI C. & LAW R.D. (2009) - *Kinematics and vorticity of flow associated with post-collisional oblique transpression in the Variscan Inner Zone of northern Sardinia (Italy)*. *Journal of Structural Geology*, **31** (12), 1458 – 1471.
- FUNEDDA A. (2009) - *Foreland- and hinterland-verging structures in fold-and-thrust belt; an example from the Variscan foreland of Sardinia*. *Geologische Rundschau = International Journal of Earth Sciences* (1999), **98** (7), 1625 – 1642.
- GAETA M., MOCHI L., INVERNIZZI C., CONTE A.M. & MISITI V. (2000) - *Emplacement pressure conditions of Gennargentu igneous complex, two mica granites, central Sardinia, Italy*. *Periodico di Mineralogia*, **69** (1), 1 – 18.
- GANDIN A., DEBRENNE F. & DEBRENNE M. (2007) - *Anatomy of the Early Cambrian La Sentinella reef complex, Serra Scoris, SW Sardinia, Italy*. *Geological Society Special Publications*, **275**, 29 – 50.
- GARBARINO C., NAITZA S., RIZZO R., TOCCO S., BARCA S., FARCI A., FORCI A. & SERRI R. (2005) - *New evidence of pre-Hercynian volcanics from southern Sulcis (southwestern Sardinia)*. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, **124** (1), 69 – 85.
- GATTACCECA J., ORSINI J.B., BELLOT J.P., HENRY B., ROCHETTE P., ROSSI P. & CHERCHI G. (2004) - *Magnetic fabric of granitoids from southern Corsica and northern Sardinia and implications for late Hercynian tectonic setting*. *Journal of the Geological Society of London*, **161** (2), 277 – 289.
- GIACOMINI F., BOMPAROLA R.M. & GHEZZO C. (2005) - *Petrology and geochronology of metabasites with eclogite facies relics from NE Sardinia; constraints for the Palaeozoic evolution of Southern Europe*. *Lithos*, **82** (1-2), 221 – 248.
- GIACOMINI F., BOMPAROLA R.M., GHEZZO C. & GULDBRANSEN H. (2006) - *The geodynamic evolution of the Southern European Variscides; constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Palaeozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy)*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **152** (1), 19 – 42.
- GNOLI M. & PILLOLA G.L. (2002) - *The oldest nautiloid cephalopod of Sardinia; Cameroceras cf. vertebrale (Eichwald, 1860) from the Arenig (Early Ordovician) of Tacconis (south east Sardinia) and remarks on the associated biota*. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Monatshefte*, **2002** (1), 19 – 26.
- GNOLI M. & SERVENTI P. (2002) - *Some nautiloid cephalopods from the Ordovician of southern Sardinia*. *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana*, **41** (2-3), 109 – 119.
- GNOLI M. & SERVENTI P. (2005) - *New evidences of Silurian phyllocarid crustaceans from SW Sardinia*. *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana*, **44** (3), 255 – 262.
- GNOLI M. & SERVENTI P. (2006) - *A further oncocerid nautiloid from the upper Silurian of southwest Sardinia*. *Geo.Alp*, **3**, 3 – 8.
- GOUWY S. & CORRADINI C. (2006) - *Graphic correlation of the Sardinian Ockerkalk (Upper Silurian); implications on the conodont biostratigraphy*. *GFF*, **128** (2), 103 – 108.
- HELBING H., FRISCH W. & BONNS P.D. (2006a) - *South Variscan terrane accretion; Sardinian constraints on the intra-Alpine Variscides*. *Journal of Structural Geology*, **28** (7), 1277 – 1291.
- HELBING H., FRISCH W., BONNS P.D. & KUHLEMANN J. (2006b) - *Tension gash-like back-arc basin opening and its control on*

- subduction rollback inferred from Tertiary faulting in Sardinia. *Tectonics*, **25** (4).
- HELBING H. & TIEPOLO M. (2005) - Age determination of Ordovician magmatism in NE Sardinia and its bearing on Variscan basement evolution. *Journal of the Geological Society of London*, **162** (4), 689 – 700.
- IACOPINI D., CAROSI R., MONTOMOLI C. & PASSCHIER C.W. (2008) - Strain analysis and vorticity of flow in the northern Sardinian Variscan belt; recognition of a partitioned oblique deformation event. *Tectonophysics*, **446** (1-4), 77 – 96.
- KRIZ J., DEGARDIN J.M., FERRETTI A., HANSCH W., GUTIERREZ MARCO J.C., PARIS F., PICARRA D'ALMEIDA J.M., ROBARDET M., SCHOENLAUB H.P. & SERPAGLI E. (2003) - Silurian stratigraphy and paleogeography of Gondwanan and Peruvian Europe. *Bulletin - New York State Museum* (1976), **493**, 105 – 178.
- KRUHL J.H. & VERNON R.H. (2005) - Syndeformational emplacement of a tonalitic sheet complex in a late Variscan thrust regime; fabrics and mechanism of intrusion, Monte'e Senes, northeastern Sardinia, Italy. *The Canadian Mineralogist*, **43**, Part 1, 387 – 407.
- MAFFIONE M., SPERANZA F., FACCENNA C., CASCELLA A., VIGNAROLI G. & SAGNOTTI L. (2008) - A synchronous Alpine and Corsica-Sardinia rotation. *Journal of Geophysical Research*, **113** (B3).
- MERGL M. & ELICKI O. (2004) - Cambrian lingulid and acrotretid brachiopods from the Iglesias area (Campo Pisano Formation, southwestern Sardinia). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **110** (3), 581 – 589.
- MINZONI N. (2006) - Il ciclo geodinamico Varisco nel Massiccio Sardo-Corso e nell'Arco Calabro-Peloritano; un modello alternativo. *Rendiconti della Societa Geologica Italiana*, **2**, 154 – 155.
- MONTANINI A. & HARLOV D. (2006) - Petrology and mineralogy of granulite-facies mafic xenoliths (Sardinia, Italy); evidence for KCl metasomatism in the lower crust. *Lithos*, **92** (3-4), 588 – 608.
- OGGIANO G. & CASINI L. (2006) - Evidenze di una tettonica estensionale associata al rilassamento termico nella catena varisca della Sardegna centro-settentrionale (Italia). *Rendiconti della Societa Geologica Italiana*, **2**, 161 – 164.
- OGGIANO G., GAGGERO L., FUNEDDA A., BUZZI L. & TIEPOLO M. (2010) - Multiple early Paleozoic volcanic events at the northern Gondwana margin; U-Pb age evidence from the southern Variscan branch (Sardinia, Italy). *Gondwana Research*, **17** (1), 44 – 58.
- OGGIANO G. & MAMELI P. (2006) - Diamicite and oolitic ironstones, a sedimentary association at Ordovician-Silurian transition in the north Gondwana margin; new evidence from the inner nappe of Sardinia Variscides (Italy). *Gondwana Research*, **9** (4), 500 – 511.
- PALMERI R., FANNING M., FRANCESCHELLI M., MEMMI I. & RICCI C.A. (2004) - SHRIMP dating of zircons in eclogite from the Variscan basement in north-eastern Sardinia. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Monatshefte*, **2004** (6), 275 – 288.
- PERUGINI D. (2003) - The Ordovician gneisses of north-eastern Sardinia (Italy); hypotheses for the petrological evolution of their protoliths. *Periodico di Mineralogia*, **72** (3), 49 – 67.
- PILLOLA G.L., PIRAS S. & SERPAGLI E. (2008) - Upper Tremadoc-lower Arenig? Anisograptid-dichograptid fauna from the Cabitza Formation (Lower Ordovician, SW Sardinia, Italy). *Revue de Micropaleontologie*, **51** (2), 167 – 181.
- PITTAU P., BARCA S., COCHERIE A., DEL RIO M., FANNING M. & ROSSI P. (2002) - Le bassin permien de Guardia Pisano (Sud-Ouest de la Sardaigne, Italie); palynostratigraphie, paleophytogeographie, correlations et age radiometrique des produits volcaniques associes. *Geobios*, **35** (5), 561 – 580.
- PITTAU P., COTZA F., CRISTINI S., DEL RIO M. & LOI M. (2000) - Indagine preliminare sugli elementi in traccia nella materia organica sedimentaria dei black shales del Wenlock della Sardegna orientale. *Giornale di Geologia*, **62**, Serie 3, 15 – 21.
- PITTAU P., COTZA F. & DEL RIO M. (2003) - Early Silurian siliceous sponge spicule assemblages from the Sardinia Hercynian Chain (Italy). *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana*, **42** (3), 225 – 239.
- PITTAU P. & DEL RIO M. (2000) - Wenlock chitinozoans of SE Sardinia (Italy). *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana*, **39** (3), 293 – 309.
- PITTAU P., DEL RIO M. & FUNEDDA A. (2008) - Relationships between plant communities characterization and basin formation in the Carboniferous-Permian of Sardinia. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, **127** (3), 637 – 653.
- RICCI C.A., CAROSI R., DI VINCENZO G., FRANCESCHELLI M. & PALMERI R. (2004) - Unravelling the tectono-metamorphic evolution of medium-pressure rocks from collision to exhumation of the Variscan basement of NE Sardinia (Italy); a review. *Periodico di Mineralogia*, **73** (2), 73 – 83.
- RONCHI A. (2000) - Le successioni Permiane e Triassiche dei bacini Sardi; loro inquadramento stratigrafico. *Rendiconti dell'Istituto Lombardo, Accademia di Scienze e Lettere, Sezione A: Scienze Matematiche, Fisiche, Chimiche e Geologiche*, **134** (1-2), 251 – 274.
- RONCHI A. & DURAND M. (2002) - Correlation des formations continentales permo-triasiques de part et d'autre du sphenochasme ligure; bassins de Toulon-Cuers (Provence) et de la Nurra (Sardaigne); consequences paleogeographiques. *Documents des Laboratoires de Geologie, Lyon*, **156**, 198 – 199.
- RONCHI A., SARRIA E. & BROUTIN J. (2008) - The Autunian Sardo; basic features for a correlation through the western Mediterranean and paleo-Europe. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, **127** (3), 655 – 681.
- SCIUNNACH D. (2001) - Heavy mineral provinces as a tool for palaeogeographic reconstruction; a case study from the Buntsandstein of Nurra (NW Sardinia, Italy). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **94** (2), 197 – 211.
- SECCHI F., CINCOTTI F., CHERCHI G.P. & SARRIA E. (2001) - Geological and petrographical aspects of late Hercynian intru-

- sive sequences from southern Ogliastra area (SE Sardinia, Italy).* Periodico di Mineralogia, **70** (3), 303 – 332.
- SELDEN P.A. & PILLOLA G.L. (2009) - *A trigonotarbid arachnid from the Upper Carboniferous of the San Giorgio Basin, Sardinia.* Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **115** (2), 269 – 273.
- STORCH P. & LEONE F. (2003) - *Occurrence of the Late Ordovician (Hirnantian) graptolite Normalograptus ojsuensis (Koren Mikhaylova, 1980) in south-western Sardinia, Italy.* Bollettino della Societa Paleontologica Italiana, **42** (1-2), 31 – 38.
- STORCH P., SERPAGLI E. & BARCA S. (2002) - *Silurian graptolites of the spiralis and lapworthi biozones (upper Telychian, Llandoverly) in the Sulcis area, SW Sardinia.* Bollettino della Societa Paleontologica Italiana, **41** (2-3), 97 – 107.
- STRADA E., TALARICO F.M. & FLORINDO F. (2006) - *Magnetic petrology of variably retrogressed eclogites and amphibolites; a case study from the Hercynian basement of northern Sardinia (Italy).* Journal of Geophysical Research, **111** (B12).
- TRAVERSA G., RONCA S., DEL MORO A., PASQUALI C., BURAGLINI N. & BARABINO G. (2003) - *Late to post-Hercynian dyke activity in the Sardinia-Corsica Domain; a transition from orogenic calc-alkaline to anorogenic alkaline magmatism.* Bollettino della Societa Geologica Italiana. Volume Speciale, **2**, 131 – 152.
- VILLAS E., HAMMANN W. & HARPER D.A.T. (2002) - *Foliomena fauna (Brachiopoda) from the Upper Ordovician of Sardinia.* Palaeontology, **45**, Part 2, 267 – 295.
- WERNEBURG R., RONCHI A. & SCHNEIDER J.W. (2007) - *The Early Permian branchiosaurids (Amphibia) of Sardinia (Italy); systematic palaeontology, palaeoecology, biostratigraphy and palaeobiogeographic problems.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **252** (3-4), 383 – 404.

Bibliografia

- ABOUIN J. (1974) - *La Provence*. In: J. DEBELMANS (Ed.), *Géologie de la France*, pp. 346–386. Doin, Paris.
- ALBANI R. (1989) - *Ordovician (Arenigian) Acritarchs from the Solanas Sandstone Formation, Central Sardinia, Italy*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **28** (1), 3–37.
- ALBANI R., DI MILIA A., MINZONI N. & TONGIORGI M. (1985) - *Nuovi dati palinologici e considerazioni geologiche sulla età delle Arenarie di Solanas (Cambro-Ordoviciano-Sardegna Centrale)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **91**, 1–20.
- ALBERTI G. (1963) - *Sul Devonico inferiore e medio nella Sardegna meridionale*. Atti della Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, **34** (5), 553–559.
- ALVAREZ W. & COCOZZA T. (1974) - *The tectonics of central-eastern Sardinia and the possible continuation of the Alpine Chain to the south of Corsica*. In: A. CHERCHI POMESANO (Ed.), *Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*, Cagliari, 23-27 Luglio 1973, *Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari*, vol. 43, pp. 5–34. Cagliari.
- ANNOSCIA E. (1968) - *I Briozoi. Introduzione allo studio con particolare riguardo per i Briozoi italiani e mediterranei*.
- ARTHAUD F. (1963) - *Un exemple de tectoniques superposées dans le Paleozoïque de l'Iglesiante (Sardaigne)*. Comptes Rendus de la Société Géologique de France, **9**, 303–304.
- ARTHAUD F. (1970) - *Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines Hercyniens: Les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiante (Sardaigne)*, *Série Géologie Structurale*, vol. 1. Publications de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 175 pp.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1966) - *Contribution à l'étude de tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: étude microtectonique des séries métamorphiques du Massif des Maures (Var.)*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **262**, 436–439.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977a) - *Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogène hercynienne grace aux marqueurs géologiques antémésozoïques*. Bulletin de la Société Géologique de France, **19**, 833–840.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977b) - *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals*. Geological Society of America Bulletin, **88**, 1305–1320.
- ARTHAUD F. & SAUNIAK S. (1981) - *Une coupe synthétique à travers la chaîne varisque de Sardaigne. Commentaires sur l'évolution tectono-métamorphique*. Bulletin de la Société Géologique de France, **23**, 535–539.
- AUTRAN A. & COGNÉ J. (1980) - *La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne*. Géologie de l'Europe, **108**, 90–111.
- BABIN C., COCKS L. & WALLISER H. (1980) - *Faciès faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe*. In: 26° Congr. Géol. Intern., Coll. 6 Geol. de l'Europe, Paris, 7-17 Juillet 1980, pp. 191–202.
- BADHAM J. (1982) - *Strike-slip orogens - an explanation for the Hercynides*. Journal of the Geological Society of London, **139**, 493–504.
- BAKOS F., CARCANGIU G., FADDA S., MAZZELLA A. & VALERA R. (1990) - *The gold mineralization of Baccu Locci (Sardinia, Italy): origin, evolution and concentration processes*. Terra Nova, **2**, 232–237.
- BAKOS F., GARBARINO C., MAZZELLA A., VALERA R. & PANI E. (1991) - *Mineral association in the Sarrabus, SE Sardinia, Italy, gold silver lode and its genetic relevance*. In: E.A. LADEIRA (Ed.), *The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Proceedings of the Symposium Brazil Gold '91*, pp. 515–522. Belo Horizonte.
- BALDELLI C., BIGAZZI G., ELTER F. & MACERA P. (1987) - *Description of a Permo-trias alkaline lamprophyre embedded into the micaschists of garnet-staurolite-kyanite grade of north-eastern Sardinia island*. I.G.C.P. No. 5 Newsletter, **7**, 8–10.
- BARCA S. (1981) - *Contributo alla stratigrafia del Siluriano-Devoniano del Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **100**, 85–98.
- BARCA S. (1985) - *Postgotlandiano Auct. e Carbonifero inferiore terrigeno in Sardegna: recenti e nuovi dati stratigrafico-strutturali*. Gruppi di Lavoro del C.N.R.: Paleozoico e Evoluzione magmatica e metamorfica della crosta fanerozoica, Riunione Scientifica, Siena 13-14 Dicembre 1985, pp. 21–22.
- BARCA S. (1991) - *Phénomènes de résédimentation et flysch hercynien à faciès Culm dans le synclinal du Sarrabus (SE de la Sardaigne, Italie)*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **313** (2), 1051–1057.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M., PILLOLA G. & PITTAU DEMELIA P. (1987) - *Datation de l'Ordovicien inférieur par Dictyonema flabelliforme et Acritarches dans la partie supérieure de la formation Cambrienne de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie): Conséquences géodinamiques*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **305** (serie II), 1109–1113.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981a) - *Discovery of lower Ordovician Acritarchs in the Postgotlandiano sequence of southwestern Sardinia (Italy): age and tectonic implications*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **100**, 377–392.
- BARCA S., COCOZZA T. & SALVADORI I. (1984a) - *Storia delle ricerche geologiche nel Massiccio Sardo*. In: *Cento Anni di Geologia Italiana*, pp. 315–352. Volume Giubilare I° Centenario della Società Geologica Italiana, Bologna.
- BARCA S., DEL RIO M., MINZONI N. & PITTAU DEMALIA P. (1984b) - *Presenza di Tremadociano ad Acritarchi in unità tettoniche erciniche a Sud del Lago di Mulargia (Sardegna centrale)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **89** (3), 315–334.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU P. (1992a) - *Lithostratigraphy and microfloristic analysis of the fluvial-lacustrine Autunian basin in the Sulcis area (Southwestern Sardinia, Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*, vol. 5, pp. 45–49. IGCP Project No. 276, Newsletter.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981b) - *Acritarchs in the Arenarie di San Vito of South-East Sardinia: stratigraphical and geological implication*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **100**, 369–375.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1988) - *New geological and stratigraphical data and discovery of Lower Ordovician acritarchs in the San Vito Sandstone of the Genn'Argiolas Unit (Sarrabus, Southeastern Sardinia)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **94** (3), 339–360.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1979) - *La successione ordoviciano-siluriana inferiore nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**, 189–202.
- BARCA S., FARCI G. & FORCI A. (1998) - *I depositi sinorogenici ercinici del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **117** (2), 407–419.
- BARCA S., FERRETTI A., MASSA P. & SERPAGLI E. (1992b) - *The Hercynian Arburese Tectonic Unit of SW Sardinia. New stratigraphic and structural data*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **98**, 119–136.

- BARCA S., FERRETTI A., MASSA P. & SERPAGLI E. (1992c) - *Minor tectonic units within the Hercynian Arburese nappe in southwestern Sardinia. New structural and stratigraphic evidences*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements*, IGCP No. 276, Newsletter, vol. 5, pp. 51–55. Siena.
- BARCA S., GNOLI M., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1986) - *New stratigraphic data and evidence of Lower and Upper Devonian based on Conodonts in Sarrabus area*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **92** (3), 299–320.
- BARCA S. & JÄGER H. (1989) - *New geological and biostratigraphical data on the Silurian in SE Sardinia. Close affinity with Thuringia*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **108** (4), 565–580.
- BARCA S. & MAXIA M. (1982) - *Aspetto stratigrafico e tettonico del Paleozoico del Sarrabus occidentale*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico sardo*, pp. 87–93. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Cagliari.
- BARCA S. & OLIVIERI R. (1991) - *Age and source of calcareous blocks resedimented into Hercynian flysch type sediments of Sarrabus (southeastern Sardinia)*. In: *Geologia del Basamento Italiano*. Siena, 21–22 Marzo 1991.
- BARCA S. & SALVADORI I. (1974) - *Nuovo contributo alla geologia del paleozoico a nord di Monte Arcuentu (Sardegna sud-occidentale)*. Bollettino della Società Sarda di Scienze Naturali, **14**, 77–88.
- BARCA S. & SPALLETTA C. (1985) - *Nuove osservazioni sul conglomerato di Villasalto*. Giornale di Geologia, **46**, 25–32.
- BARD J., BURG J. & RIBEIR A. (1980) - *Le chaine hercynienne d'Europe Occidentale en termes de tectonique des plaques*. Colloque C6, Geologie de l'Europe - 26° CGI Paris, pp. 7–17.
- BAYER R. & MATTE P. (1979) - *Is the mafic/ultramafic massif of Cabo-Ortegal (Northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction, a new gravity interpretation*. Tectonophysics, **57**, T9–T18.
- BECCALUVA L., COLTORTI M., GALASSI B., MACCIOTTA G. & SIENA F. (1994) - *The Cenozoic calcalkaline magmatism of the western Mediterranean and its geodynamic significance*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, **36**, 293–308.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L. & MACCIOTTA G. (1981) - *Petrology and tectonic setting of the Paleozoic basic rocks from Iglesias-Sulcis (Sardinia-Italy)*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, **140** (2), 184–201.
- BECHSTÄDT T. & BONI M. (1994a) - *Controls on the evolution of the Cambrian carbonate platform*. In: T. BECHSTÄDT & M. BONI (Eds.), *Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia*, vol. 48, pp. 107–108. Memorie Descrittive della Carta Geologica D'Italia, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- BECHSTÄDT T. & BONI M. (1994b) - *Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous Cambro-Ordovician of southwestern Sardinia*, *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, vol. 48. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 434 pp.
- BECHSTÄDT T., BONI M. & FROHLER M. (1994) - *Facies development in early and middle Cambrian time*. In: T. BECHSTÄDT & M. BONI (Eds.), *Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia*, vol. 48, pp. 47–106. Memorie Descrittive della Carta Geologica D'Italia, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- BECHSTÄDT T., BONI M. & SELG M. (1988) - *Rise and fall of an isolated, instable carbonate platform: The Cambrian of south-western Sardinia*. Geologische Rundschau, **77** (2), 389–416.
- BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P. & WEBER K. (1984) - *The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions*. Tectonophysics, **109**, 15–40.
- BERNARD-GRIFFITH J. & CORNICHE J. (1985) - *Origin of eclogites from South Brittany (France): a Sm-Nd isotopic and REE study*. Chemical Geology, **52**, 185–201.
- BODINIER J., BURG J.P., LEYRELOUP A. & VIDAL H. (1988) - *Reliques d'un bassin d'arrière-arc subducté, puis obducté dans la région de Marvejols (Massif Central)*. Bulletin de la Société Géologique de France, **8**, 21–33.
- BODINIER J., GIRAUD A., DUPUY C., LEYRELOUP A. & DOSTAL J. (1986) - *Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture hercynienne. Massif Central Française et Chamrouse (Alpes)*. Bulletin de la Société Géologique de France, **1**, 115–123.
- BONHOMMET N. & PERROUD H. (1986) - *Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'orogénèse hercynienne en Europe occidentale*. Bulletin de la Société Géologique de France, **8**, 35–42.
- BONI M. (1994) - *Ores in southwestern Sardinia*. In: T. BECHSTÄDT & M. BONI (Eds.), *Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia*, vol. 48, pp. 155–184. Memorie descrittive della Carta Geologica D'Italia, Servizio Geologico d'Italia.
- BONI M. & COCOZZA T. (1978) - *Depositi mineralizzati di canale di marea nella Formazione di Gonnesa del Cambrico inferiore della Sardegna*. Giornale di Geologia, **43**, 1–20.
- BONI M., COCOZZA T., GANDIN A. & PERNA G. (1981) - *Tettonica, sedimentazione e mineralizzazioni delle brecce al bordo sud-orientale della piattaforma carbonatica cambrica (Sulcis, Sardegna)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **22**, 111–122.
- BONI M. & GANDIN A. (1979) - *Analisi sedimentologica e giacimentologica del passaggio Formazione di Gonnesa-Formazione di Cabitza del Cambriano sardo*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**, 453–459.
- BORRADAILE G., BAYLY M. & POWELL C. (1982) - *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*. Springer verlag, Berlin.
- BOSELLINI A. & OGNIBEN G. (1968) - *Ricoprimenti ercinici nella Sardegna centrale*. Annali dell'Università di Ferrara, **1**, 1–15.
- BOUCHARDON J., SANTALLIER D., BRIAND B., MÉNOT R. & PIBOULE M. (1989) - *Eclogites in the French Palaeozoic Orogen: geodynamic significance*. Tectonophysics, **169** (4), 317–332.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **38**, 701–764.
- BROTZU P., MORBIDELLI L. & TRAVERSA G. (1978) - *Caratteri petrografici e chimici delle sieniti del Sarrabus meridionale*. Periodico di Mineralogia, **47**, 83–98.
- BROUWER H. (1987) - *The Sardinian tectonic phase in SW Sardinia: a concept rejected*. pp. 134–138. IGCP Project No. 5, Padova.
- BRUSCA C. & DESSAU G. (1967) - *Carta Geologica dei Dintorni della Miniera di S. Giovanni*.
- BRUSCA C. & DESSAU G. (1968) - *I giacimenti piombo-zinciferi di S. Giovanni (Iglesias) nel quadro della geologia del Cambrico sardo*. L'Industria Mineraria, **19**, 470–494, 533–556, 597–609.
- BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J. & MATTE P. (1984) - *Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan belt: an example in the French Massif Central*. In: D. HUTTON & D. SANDERSON (Eds.), *Variscan tectonics of the North-Atlantic region*, Geological Society of London Special Publications, vol. 14, pp. 47–61. London.
- BURG J.P. & MATTE P. (1978) - *A cross section through the french Massif central and the of its variscan evolution*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **129**, 429–440.
- BURG J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. & BRUN J.P. (1994) - *Syn- to post-thickening extension: mode and consequences*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **319**, 1019–1032.
- BURRETT C. (1972) - *Plate tectonics and the Hercynian orogeny*. Nature, pp. 155–157.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y. & TREUIL M. (1982) - *Etude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazed. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur in Bretagne centre-ouest*. Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, **2**, 47–61.
- CALVINO F. (1959) - *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Bollettino del Servizio Geologico d'Italia, **81** (4-5), 489–556.
- CALVINO F. (1963) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 227-Muravera*. Scala 1:100.000, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CALVINO F. (1972) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 227 - Muravera*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CAMPREDON R. & BOUCART M. (1975) - *Alpes, Maritimes, Maures, Esterel. Guide Géologique Régionaux*. Masson & C., Paris.
- CAPPELLI B. (1991) - *LP-HT metamorphic core complexes in the nappe zone of the Hercynian chain in Sardinia*. In: *Geologia del Basamento Italiano*, pp. 118–121. Siena, 21–22 Marzo 1991.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. & PETRINI R. (1992) - *A Hercynian suture zone in Sardinia: geological and*

- geochemical evidence. *Geodinamica Acta*, **5** (1-2), 101–118.
- CARANNANTE G., COCOZZA T. & D'ARGENIO B. (1981) - *Tectono-sedimentary trends and paleogeography of Sardinia during late Pre-Cambrian and Cambrian*. In: *IAS, 2nd Eur. MTG.*, pp. 227–230. Bologna.
- CARANNANTE G., COCOZZA T. & D'ARGENIO B. (1984) - *Late Precambrian-Cambrian geodynamic setting and tectono-sedimentary evolution of Sardinia (Italy)*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **103**, 121–128.
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, **101**, 343–542.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P. (1992a) - *A tentative geodynamic model for the Hercynian basement of Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza, IGCP Project No. 276, Newsletter*, vol. 5, pp. 61–82. Siena.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCIS S. (1994a) - *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **36**, 45–62.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P. (1994b) - *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. *Geodinamica Acta*, **7**, 31–47.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., DISPERATI L., FUNEDDA A., MUSUMECI G., PASCIS S. & PERTUSATI P. (1992b) - *Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements. A volume dedicated to Tommaso Cocozza, IGCP No. 276, Newsletter*, vol. 5, pp. 83–96. Siena.
- CARMIGNANI L., CHERCHI A. & RICCI C. (1989) - *Basement structure and Mesozoic-Cenozoic evolution of Sardinia*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G. PICCARDO & G. VAI (Eds.), *The Lithosphere in Italy, Atti dei Convegni Lincei*, vol. 80, pp. 63–92. Roma.
- CARMIGNANI L., CHERCHI G., DEL MORO A., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MUSUMECI G. & PERTUSATI P. (1987a) - *The mylonitic granitoids and tectonic units of the Mount Grighini complex, (W-sardinia): a preliminary note*. In: F. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.), *Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belt*, vol. 7, pp. 25–26. IGCP Project No. 5, Newsletter, Padova.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P. (1982a) - *Lineamenti della geologia dell'Iglesiente-Sulcis*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 65–77. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P. (1986a) - *The geology of Iglesiasite*. In: *Guide book to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia. IGCP project n. 5, Newsletter, special issue*, pp. 31–41.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P. & RICCI C. (1982b) - *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*. Società Geologica Italiana, Guide Geologiche Regionali, Cagliari, 215 pp.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P. & RICCI C. (1982c) - *Lineamenti del Basamento sardo*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 11–23. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P. & RICCI C. (1986b) - *Outlines of the Hercynian basement of Sardinia*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guide book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia*, pp. 11–21. IGCP project N.5, Newsletter special issue.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P. & RICCI C. (1987b) - *Structural Model of the Hercynian Basement of Sardinia*.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P. & RICCI C. (1986c) - *Guide-Book to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia*, vol. IGCP Project n. 5, Newsletter, Special Issue. Cagliari.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P. (1978a) - *Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a Nord-Est del Campidano*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **19**, 501–510.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P. (1981) - *Structural and palaeogeographic lineaments of the Variscan cycle in Sardinia*. *Geologie en Mijnbouw*, **60**, 171–181.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P. & RICCI C. (1979a) - *E' la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna?* *Memorie della Società Geologica Italiana*, **20**, 47–55.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T. & PERTUSATI P. (1983) - *Carta Geologica del Paleozoico dell'Iglesiente (Sardegna sud-occidentale) in scala 1:50.000*. In: M. CIVITA, T. COCOZZA, P. FORTI, G. PERNA & B. TURI (Eds.), *Idrogeologia del bacino minerario dell'Iglesiente (Sardegna sud-occidentale)*, p. 137. Mem. Ist. Ital. Speleologia.
- CARMIGNANI L., CONTI P., BARCA S., CERBAI N., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PATA E. (2001) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 549 - Muravera*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 140 pp.
- CARMIGNANI L., CORTECCI G., DESSAU G., DUCHI G., OGGIANO G., PERTUSATI P. & SAIITA M. (1978b) - *The antimony and tungsten deposit of Villasalto in South-Eastern Sardinia and its relationship with Hercynian tectonics*. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **58**, 163–188.
- CARMIGNANI L., COSTAGLIOLA C., GATTIGLIO M., LEGLISE H., OGGIANO G., MAXIA M., NAUD G. & PERTUSATI P. (1982d) - *Lineamenti geologici della Bassa Valle del Flumendosa (Sardegna Sud-Orientale)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 95–107. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Cagliari.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - *Relationship between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines*. *Terra Nova*, **7** (2), 128–137.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994c) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. *Tectonophysics*, **238**, 295–315.
- CARMIGNANI L., DEL MORO A., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C. & PERTUSATI P. (1985) - *Sistemica Rb-Sr dei graniti sincinemati del M.te Grighini, Sardegna centrale*. In: *Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*, pp. 61–63. Siena.
- CARMIGNANI L., FRANCESCHELLI M., PERTUSATI P. & RICCI C. (1979b) - *Evoluzione tettonico-metamorfica del basamento ercinico della Nurra (Sardegna NW)*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **20**, 57–84.
- CARMIGNANI L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCIS S. (2004a) - *Tectono-sedimentary evolution of southwest Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Apenninic Dynamic*. *Geodinamica Acta*, **17** (4), 275–287.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., FUNEDDA A., CONTI P., PASCIS S. & BARCA S. (2004b) - *Carta Geologica della Sardegna*. Scala: 1:250.000. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., FUNEDDA A., CONTI P., PASCIS S. & BARCA S. (2008) - *Carta Geologica della Sardegna*. Scala 1:250.000, LAC, Firenze.
- CARMIGNANI L. & PERTUSATI P. (1977) - *Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **96**, 339–364.
- CARMIGNANI L., PERTUSATI P., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G. (1992c) - *Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'Escursione*. Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Siena, 177 pp.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P. (1990a) - *Le Unità di Castello Medusa e Monte Grighini (Sardegna centro-meridionale) nell'evoluzione tettonica del basamento ercinico*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **109**, 643–654.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P. (1990b) - *Senso di trasporto delle unità tettoniche erciniche della Sardegna dedotto dagli indicatori cinematici nei livelli cataclastico-milonitici*. *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, **13**, 103–106.
- CAROSI R., MUSUMECI G. & PERTUSATI P. (1991) - *Differences in the structural evolution of tectonic units in central-southern Sardinia*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **110**, 543–551.
- CAROSI R., MUSUMECI G., PERTUSATI P. & CARMIGNANI L. (1992) - *The Hercynian backthrusts of eastern Iglesiasite (SW Sardinia): an example of inversion tectonics*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement, IGCP No. 276, Newsletter*, vol. 5, pp. 97–105. Siena.

- CAROSI R., PERILLO M., PERTUSATI P.C. & GATTIGLIO M. (1995) - *Risultati preliminari dello studio strutturale del complesso del Sulcis meridionale (Sardegna SW)*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **102**, 105–116.
- CAROSI R. & PERTUSATI P. (1990) - *Evoluzione strutturale delle unità tettoniche erciniche nella Sardegna centro-meridionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **109**, 325–335.
- CARTISANO D., PALUMBO E. & SOTGIA T. (1922) - *Bibliografia geologica mineraria della Sardegna*. Rendiconti dell'Associazione Mineraria Sarda, (2), 1–31.
- CASINI L., FUNEDDA A. & OGGIANO G. (2010) - *A balanced foreland–hinterland deformation model for the Southern Variscan belt of Sardinia, Italy*. Geological Journal, **45**, 634–649.
- CASSANO E., MARCELLO A., NANNINI R., PRETTI S., RANIERI G., SALVADORI R. & SALVADORI I. (1979) - *Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del mare circostante*. Bollettino del Servizio Geologico d'Italia, **100**, 7–30.
- CASTERAS M. (1974) - *Les Pyrénées*. In: J. DEBELMANS (Ed.), *Géologie de la France*, pp. 296–345. Doin, Paris.
- CASTORINA F., CESARACCIO G., DI PISA A. & OGGIANO G. (1996) - *The amphibolitic stratified complex of Punta Scorno (Asinara Island, Sardinia, Italy): petrogenesis and tectonic interpretation*. Plinius, **16**, 74–76.
- CASTORINA F. & PETRINI R. (1989) - *Radiometric geochronology: some constraints to the isochron method by an iterative least-square approach*. Geochemical Journal, **23**, 100–101.
- CAVINATO A. (1933) - *Contributo alla conoscenza petrografica della Sardegna: sulle cosiddette Quarziti del Sarrabus*. Rendiconti della Accademia Nazionale Lincei, **17** (3), 236–241.
- CAVINATO A. (1935) - *Studi Petrografici nella Sardegna Sud-Orientale*. Società Cooperativa Tipografica, Padova.
- CHABRIER G. (1967) - *Le Synclinal Crétacé de Gorropu (Sardaigne)*. Comptes Rendus de la Société Géologique de France, **7**, 321–322.
- CHABRIER G. (1970) - *Tectonique de socle d'âge alpin en Sardaigne centro-orientale*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **271**, 1252–1255.
- CHAUVET A. & SERANNE M. (1989) - *Microtectonic evidence of Devonian extensional westward shearing in Southwest Norway*. In: R. GAYER & C. TOWNSEND (Eds.), *The Caledonian and Related Geology of Scandinavia*, pp. 245–254. Graham and Trotman.
- CHERCHI A. (1985) - *Micropaleontological Researches in Sardinia*. In: *19th European Micropaleontological Colloquium - Guide Book*, p. 338. Cagliari, October 1–10, 1985.
- CHERCHI A. & BARBERI F. (1980) - *Excursion sur le Mésozoïques et le tertiaire de la Sardaigne occidentale*. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica, **Pubbl. n. 345**, 1–127.
- CHERCHI A., MARCELLO A., MARINI A., MURRU M., PRETTI S. & SALVADORI I. (1982) - *Carta Geologica della Sardegna, scala 1:250.000*. SELCA, Firenze.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982a) - *Il sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo*. Memorie della Società Geologica Italiana, **24** (2), 387–400.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982b) - *Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin*. Nature, **298**, 736–739.
- CHERCHI A. & TREMOLIERES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **298**, 889–894.
- CHERCHI G. & MUSUMECI G. (1987) - *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*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **93**, 13–29.
- COCHERIE A. (1978) - *Géochimique des terres rares dans les granodiorites*. Tesi di Laurea, Univ. Rennes.
- COCHERIE A. (1985) - *Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calcoalcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène)*, vol. 90. Doc. B.R.G.M., Orleans, 246 pp.
- COCIRTA C. & MICHON G. (1989) - *The mafic magmatic enclaves of some Northern Sardinia granitoids: the existence of two different acid-basic associations*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **43**, 705–714.
- COCOZZA T. (1967a) - *I rapporti cambro-ordoviciani nella zona di Acquafredda (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale)*. Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, **72**, 3–37.
- COCOZZA T. (1967b) - *Il Permo-Carbonifero del Bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna Sud Occidentale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **6**, 607–642.
- COCOZZA T. (1979) - *The Cambrian of Sardinia*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**, 163–187.
- COCOZZA T., CONTI L., COZZUPOLI D., LOMBARDI G., SCHARBERT S. & TRAVERSA G. (1977) - *Rb/Sr age and geopetrologic evolution of crystalline rocks in southern Sulcis (Sardinia)*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1977** (2), 95–102.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1976) - *Età e significato ambientale delle facies detritico-carbonatiche dell'altopiano di Campumari (Sardegna sud-occidentale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **95**, 1521–1540.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1990) - *Carbonate deposition during early rifting: the Cambrian of Sardinia and the Triassic-Jurassic of Tuscany, Italy*. Special Publications of the International Association of Sedimentologists, **9**, 9–37.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I. (1974) - *Schema stratigrafico-strutturale del Massiccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna*. Memorie della Società Geologica Italiana, **13**, 85–186.
- COCOZZA T. & LEONE F. (1977) - *Sintesi della successione stratigrafica paleozoica della Sardegna sud-occidentale*. In: G. VAI (Ed.), *Escursione in Sardegna 1977: risultati e commenti*, vol. 2, suppl., pp. 15–23. Gruppo di Lavoro sul Paleozoico.
- COCOZZA T. & VALERA R. (1966) - *Nuove osservazioni sulla discordanza cambro-ordoviciano nella zona di Nebida (Sardegna sud-occidentale)*. Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, **71**, 58–71.
- CONEY P. (1973) - *Plate tectonics of marginal foreland thrust-fold belts*. Geology, **1**, 131–134.
- CONTI P. (1994) - *La Falda Austroalpina dell'Ortles e l'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera-Italia)*, vol. 53. Memorie Descrittive della Carta Geologica D'Italia, Servizio Geologico d'Italia, Roma, 102 pp.
- CONTI P., CARMIGNANI L. & FUNEDDA A. (2001) - *Change of nappe transport direction during the Variscan collisional evolution of central-southern Sardinia (Italy)*. Tectonophysics, **332**, 255–273.
- CONTI P., FUNEDDA A. & CERBAI N. (1998) - *Mylonite development in the Hercynian basement of Sardinia (Italy)*. Journal of Structural Geology, **20** (2/3), 121–133.
- CONTI P. & PATA E. (1998) - *Large scale Hercynian W-directed tectonics in southeastern Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, **11** (5), 217–231.
- CONTI S. (1990) - *Upper Ordovician Bryozoa from Sardinia*. Palaeontographia Italica, **77**, 85–165.
- CORRADINI C. (1998a) - *Conodonti del Devoniano superiore nei Calcari a Clymeniae di Villasalto (Sardegna sud-orientale): tassonomia e biostratigrafia*. Tesi di Dottorato, Università di Modena.
- CORRADINI C. (1998b) - *Famennian conodonts from two sections near Villasalto*. In: E. SERPAGLI (Ed.), *Sardinia Field-trip Guide-Book, ECOS VII*, vol. 60, Spec. Issue, pp. 122–135. Bologna.
- CORRADINI C. (1998c) - *New Devonian (Famennian) taxa of Polygnathids and Icriodids (Conodonts) from Sardinia*. In: E. SERPAGLI (Ed.), *Sardinia Field-trip Guide-Book, ECOS VII*, vol. 60, Spec. Issue, pp. 89–92. Bologna.
- CORRADINI C., FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1998) - *The Silurian and Devonian sequence in SE Sardinia*. In: E. SERPAGLI (Ed.), *ECOS VII-Sardinia Guide-book*, vol. 60 special issue, pp. 71–74. Bologna.
- COZZUPOLI D., DISCENDENTI A., LOMBARDI G. & NICOLETTI M. (1971) - *Cronologia K-Ar delle manifestazioni eruttive nel settore di Seui-Seulo (Barbagia-Sardegna)*. Periodico di Mineralogia, **40**, 113–124.
- COZZUPOLI D., GERBASI G., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI G. (1984) - *Età K-Ar delle ignimbriti permiane di Galtelli (Orosei-Sardegna orientale)*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **39**, 471–476.
- D'AMICO C. (1960) - *La massa dioritico-quarzifera di Bitti-Onani (Sardegna)*. Acta Geologica Alpina, **9**, 129–180.
- DE CASTRO C. (1890) - *Descrizione geologico-mineraria della zona argentifera del Sarrabus (Sardegna)*, vol. 5. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- DEBRENNE F. (1964) - *Archaeocyatha: contribution à l'étude des faunes cambriennes du Maroc, de sardaigne et de France*. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc,

- 179, 1–265.
- DEBRENNE F. (1972) - *Nouvelle faune d'Archéocyathes de Sardaigne*. Annales de Paléontologie (Invertébrés), **58**, 12–22.
- DEBRENNE F. & GANDIN A. (1985) - *La Formation de Gonnese (Cambrien, SW Sardaigne): biostratigraphie, paléogéographie, paléoécologie des Archéocyathes*. Bulletin de la Société Géologique de France, **8**, 531–540.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & DEBRENNE M. (1993) - *Composition faunique des calcaires du Membre de Matoppa (Formation de Nebida), Cambrian inférieur du Sud-Ouest de la Sardaigne (Italie)*. Annales del Paleontologie, **79**, 77–118.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & PILLOLA G. (1985) - *La sezione tipo del Membro di Punta Manna (Formazione di Nebida, Cambriano inferiore, Sardegna SW)*. In: T. COCOZZA & C. RICCI (Eds.), *Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*, pp. 33–34. Riunione scientifica, Siena, extended abstract.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & SIMONE L. (1979) - *Studio sedimentologico comparato di tre lenti calcaree ad archeociti dell'Iglesiente e Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**, 379–393.
- DEBRENNE F. & NAUD G. (1981) - *Méduses et traces fossiles supposées précambriennes dans la formation de San Vito, Sarrabus, Sud-Est de la Sardaigne*. Bulletin de la Société Géologique de France, **23** (1), 23–31.
- DEL BONO G. (1965) - *Relazione generale su una nuova possibile interpretazione della serie cambrio-ordoviciana dell'Iglesiente*. Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, **70** (8), 5–80.
- DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & VILLA I. (1991) - *Isotopic ages of two contrasting tectonomorphic episodes in the Variscan chain in N Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Geologia del Basamento Italiano*, pp. 33–35. Siena, 21–22 Marzo 1991.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO C. & RITA F. (1972) - *Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Età radiometrica delle plutoniti del settore Ogliastra-Gallura*. Mineralogica et Petrographica Acta, **18**, 245–254.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian Batholith*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, **126** (1), 28–44.
- DEL RIO M. (1973) - *Palinologia di un livello Permo-Carbonifero del bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **92**, 485–494.
- DEL RIO M., LEONE F. & PITTUA DEMELIA P. (1979) - *Acritarchi siluriani della successione paleozoica di Domusnovas (Sardegna sud-occidentale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**, 289–299.
- DELAPERRIERE E. & LANCELOT J. (1989) - *Datation U-Pb sur Zircons de l'orthognéiss du Capo Spartivento (Sardaigne, Italie), nouveau témoin d'un magmatisme alcalin ordovicien dans le Sud de l'Europe*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **309**, 835–842.
- DEPLANO A. (1985) - *Contributo alla conoscenza delle coperture permo-carbonifere e mesozoiche del territorio di Seui*. Tesi di Laurea, Università di Cagliari.
- DERIU M. & SPINELLI L. (1964) - *Il metamorfismo nella serie paleozoica di Ozieri nel Lugodoro (Sassari)*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **35**, 1–36.
- DESSAU G., DUCHI G., MORETTI A. & OGGIANO G. (1982) - *Geologia della zona del Valico di Correboi (Sardegna centro-orientale). Rilevamento, tettonica e giacimenti minerali*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **101**, 497–522.
- DI MILIA A. (1991) - *Upper Cambrian Acritarchs from the Solanas sandstone Formation, Central sardinia, Italy*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **30** (2), 127–152.
- DI MILIA A. & TONGIORGI M. (1992) - *Reworked palynomorphs in the Solanas sandstone (central Sardinia)*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements, IGCP No. 276, Newsletter*, vol. 5, pp. 461–463. Siena.
- DI MILIA A., TONGIORGI M. & ALBANI R. (1993) - *Acritarch findings in early paleozoic low-grade metasediments of Sardinia (Italy): A review*. Revista Espanola de Paleontologia, **8**, 170–176.
- DI PISA A., GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1992) - *Pre-Hercynian magmatic activity in the nappe zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two within plate basaltic cycles*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements, IGCP No. 276, Newsletter*, vol. 5, pp. 107–116. Siena.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1984) - *Segnalazione di un orizzonte carbonatico nella Nurra paleozoica e suo significato stratigrafico nelle successioni dell'Ercinico sardo*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **91**, 141–154.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1985) - *Graniti peralluminiferi scistosi sin-orogenici della Bassa gallura (Sardegna)*. In: *Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*, pp. 97–98. Siena.
- DI PISA A. & OGGIANO G. (1987) - *Low-pressure and high temperature metamorphic rocks in Anglona region (Northern Sardinia)*. In: *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Special issue on Granites and their surroundings*, pp. 89–90. Milano.
- DI PISA A., OGGIANO G. & TALARICO F. (1993) - *Post-collisional tectono-metamorphic evolution in the axial zone of the hercynian belt in Sardinia: the example from the Asinara island*. Bulletin du Bureau de Recherches Geologiques et Minières, **219**, 216–217.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974a) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **30** (2), 979–1068.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1974b) - *Notes on the Paleozoic magmatism and metamorphism of Sardinia*. Memorie della Società Geologica Italiana, **13**, 161–164.
- DI VINCENZO G., ANDRIESSEN P. & GHEZZO C. (1996) - *Evidence of two different components in a Hercynian peraluminous cordierite-bearing granite: the San Basilio intrusion (central Sardinia, Italy)*. Journal of Petrology, **37** (5), 1175–1206.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1996) - *Geochemistry and Rb/Sr geochronology of the Hercynian peraluminous Sos Canales pluton (central Sardinia, Italy)*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **319**, 783–790.
- DIENI I. & MASSARI F. (1965) - *Precisazioni sull'età di alcuni conglomerati affioranti presso Siniscola, Orosei e Dorgali (Sardegna orientale)*. Rendiconti della Accademia Nazionale Lincei, **40**, 205–211.
- DIENI I., MASSARI F. & MÉDUS J. (2008) - *Age, depositional environment and stratigraphic value of the Cuccuru 'e Flores Conglomerate: insight into the Oaleogene to Early Miocene geodynamic evolution of Sardinia*. Bull. Soc. géol. France, **179**, 51–72.
- DUBUISSON G., HIRN A., GIRARDEAU J., MERCIER J.C. & VEINANTE J. (1988) - *Multiple Variscan nappes in Limousin, Western Massif Central, France: geophysical constraint on the geological model and geodynamic implication*. Tectonics, **147**, 19–31.
- DUCROT J., LANCELOT J. & MARCHAND J. (1983) - *Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite anté-hercynienne de l'Europe occidentale*. Earth and Planetary Science Letters, **62**, 385–394.
- DUNNET D. (1969) - *Deformation in Paleozoic rocks of Iglesias, SW Sardinia*. Tesi di Dottorato, University of London.
- DUNNET D. & MOORE J. (1969) - *Inhomogeneous strain and the remobilization of ores and minerals*. In: *Meeting on Remobilization of Ore and Minerals*, pp. 81–100. Cagliari.
- ECHTLER H. & MALAVIEILLE J. (1990) - *Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif central)*. Tectonophysics, **177**, 125–138.
- EDEL J., MONTIGNY R. & THUIZAT R. (1981) - *Late Paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: new evidence from Paleomagnetic and K-Ar studies*. Tectonophysics, **79**, 201–233.
- ELTER F. (1987) - *La fascia blastomilonitica della valle del Posada (Sardegna Nordorientale)*. Tesi di Dottorato, Università di Siena.
- ELTER F., FRANCESCHELLI M., GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C. (1986) - *The geology of northern Sardinia*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guide book to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia, IGCP project n. 5, Newsletter, special issue*, pp. 87–102.
- ELTER F. & GHEZZO C. (1995) - *La Golfo Aranci shear zone (Sardegna NE): una zona di taglio polifasica, tardo-ercinica*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **114**, 147–154.
- ELTER F., MUSUMECI G. & PERTUSATI P. (1990) - *Late Hercynian shear zones in Sardinia*. Tectonophysics, **176**, 387–404.
- ELTER F. & SARRIA E. (1989) - *Assetto strutturale del Basamento Ercinico e*

- relazioni fra i vari complessi tettonici nel nord est della Sardegna. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A, **96**, 81–105.
- FADDA A., OTTELLI L. & PERNA G. (1994) - *Il Bacino Carbonifero del Sulcis. Idrologia, Idrogeologia, Miniere*. Carbosulcis S.p.A., Cagliari, 114 pp.
- FANNI S., GANDIN A., GRILLO S., LIPPI F., MARRAS G., SALVADORI A. & TOCCO S. (1981) - *La piattaforma carbonatica cambrica della Sardegna sud-occidentale: sedimentazione e deposizione metallifera*. Memorie della Società Geologica Italiana, **22**, 123–137.
- FERRARA G., RICCI C. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **68**, 99–106.
- FERRETTI A., CORRADINI C. & SERPAGLI E. (1998) - *The Silurian and Devonian sequence in SW Sardinia*. In: E. SERPAGLI (Ed.), *Sardinia Field-trip Guide-Book, ECOS VII*, vol. 60, special issue, pp. 96–101. Giornale di Geologia, Bologna.
- FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1991) - *First record of Ordovician conodonts from Southwestern sardinia*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **91** (1), 27–34.
- FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1996) - *Geological outline, community sequence and paleoecology of the Silurian of Sardinia*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **102** (3), 353–362.
- FIORI V. (1976) - *Contributo alla geologia di Rosas*. Tesi di Laurea, Dip. Sci. Terra, Univ. di Cagliari.
- FLOYD P. (1984) - *Geochemical characteristics and comparison of the basic rocks of the Lizard Complex and the basaltic lavas within the Hercynian troughs of SW England*. Journal of Geological Society, **141** (1), 61.
- FOLCO L. (1991) - *Studio geologico e petrografico del basamento cristallino dell'area di Monte Biancu (Sardegna nord-orientale)*. Tesi di Laurea, Università di Siena.
- FONDI R. (1979) - *Orme di microsauri nel Carbonifero superiore della Sardegna*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**, 347–356.
- FONTANA D., GELMINI R. & LOMBARDI G. (1982) - *Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permotriassiche della Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 183–192. Guide Geologiche Regionali, Società Geologica Italiana, Cagliari.
- FRANCESCHELLI M., ELTRUDIS A., MEMMI I., PALMIERI V. & CARCANGIU G. (1998) - *Multi-stage metamorphic re-equilibration in eclogitic rocks from the hercynian basement of NE sardinia (Italy)*. Mineralogy and Petrology, pp. 167–193.
- FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., PANNUTI F. & FADDA S. (1992) - *Illite crystallinity in pelitic rocks from the external and nappe zone of the Hercynian chain of Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements, IGCP No. 276, Newsletter*, vol. 5, pp. 127–135. Siena.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I., PANNUTI F. & RICCI C. (1989) - *Diachronous metamorphic equilibria in the hercynian basement of northern Sardinia*. In: J.S. DALY, R.A. CLIFF & B.W.D. YARDLEY (Eds.), *Evolution of Metamorphic Belts, Geological Society of London Special Publications*, vol. 43, pp. 371–375. London.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I. & RICCI C. (1982) - *Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 137–149. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali.
- FRANCESCHELLI M., PANNUTI F. & PUXEDDU M. (1990) - *Texture development and PT time path of psammitic schist from the Hercynian chain of NW Sardinia (Italy)*. European Journal of Mineralogy, **2**, 385–398.
- FRANKE W. (1989a) - *Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe*. Geological Society of America Special Paper, **230**, 67–90.
- FRANKE W. (1989b) - *Variscan plate tectonics in central Europe - current ideas and open questions*. Tectonophysics, **169**, 221–228.
- FUNEDDA A. (1996) - *Studio geologico-strutturale dell'Antiforme ercinica del Flumendosa (Sardegna SE). Settore tra M. Cardiga e Capo S. Lorenzo*. Tesi di Dottorato, Università di Cagliari.
- FUNEDDA A. (2009) - *Foreland- and hinterland-verging structures in fold-and-thrust belt: an example from the Variscan foreland of Sardinia*. International Journal of Earth Sciences, **98**, 1625–1642.
- FUNEDDA A., CARMIGNANI L., PASCI S., PATTA E., URAS V., CONTI P. & SALE V. (2009a) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 556 - Assemini*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 188 pp.
- FUNEDDA A., CARMIGNANI L., PASCI S., PATTA E.D., URAS V., CONTI P. & SALE V. (2011a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 556 - Assemini*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 187 pp.
- FUNEDDA A., CARMIGNANI L., PATTA E., URAS V. & CONTI P. (2006) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Foglio 556 - Assemini*. Servizio Geologico d'Italia, Roma. A. Funedda (1), L. Carmignani(2), D. Patta(1), V. Uras(1), P. Conti(2).
- FUNEDDA A., CARMIGNANI L., PATTA E., URAS V., CONTI P., LEONE F. & PASCI S. (2009b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 556 - Assemini*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- FUNEDDA A., NAITZA S., CONTI P., DINI A., BUTTAU C., TOCCO S. & CARMIGNANI L. (2011b) - *The geological and metallogenic map of the Bacchu Locci mine area (Sardinia, Italy)*. Journal of Maps, **2011**, 103–114, doi:10.4113/jom.2011.1134.
- FUNEDDA A., NAITZA S. & TOCCO S. (2005) - *Caratteri giacimentologici e controlli strutturali nelle mineralizzazioni idrotermali tardo-erciniche ad As-Sb-W-Au del basamento metamorfico paleozoico della Sardegna Sud-orientale*. Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, **110** (1), 25–46.
- FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2000) - *The Logudoro basin: a key area for the tertiary tectono-sedimentary evolution of North Sardinia*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **119**, 31–38.
- GALASSI R. & GANDIN A. (1992) - *New structural data and their bearing on the Cambrian stratigraphy of the Iglesias region (SW Sardinia, Italy)*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **314**, 93–100.
- GANDIN A. (1987) - *Depositional and paleogeographic evolution of the Cambrian in South-West Sardinia*. I.G.C.P. No. 5 Newsletter, **7**, 151–165.
- GANDIN A. & DEBRENNE F. (1984) - *Lower Cambrian bioconstructions in Southwestern sardinia (Italy)*. Geobios. Memoire Special, **8**, 231–240.
- GANDIN A., MINZONI N. & COURJAULT-RADE P. (1987) - *Shelf to basin transition in the Cambrian-Lower Ordovician of Sardinia (Italy)*. Geologische Rundschau, **76** (3), 827–836.
- GANDIN A., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1973) - *Un esempio di deposizione stratiforme di barite nella dolomia rigata del cambrico della Sardegna occidentale. Tentativo di correlazione tra l'ambiente di sedimentazione e la precipitazione del solfato di bario*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **92**, 329–354.
- GANDIN A., PADALINO G. & VIOLO M. (1974) - *Correlation between sedimentation and ore prospecting. Sedimentological and ore-genesis studies of Cambrian arenarie and dolomia rigata formations (Sardinia, Italy): deposition and concentration of barite in a evaporitic environment*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **30**, 251–303.
- GANDIN A. & PILLOLA G. (1985) - *Biostratigrafia e sedimentologia della Formazione di Cabitza nell'Iglesiente*. In: *Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*, pp. 30–31. Siena.
- GANDIN A. & TURI B. (1985) - *Analisi sedimentologica e isotopica dei carbonati del Cambriano sardo*. In: T. COCOZZA & C. RICCI (Eds.), *Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del paleozoico italiano. Note brevi e riassunti*, p. 32. Riunione scientifica, Siena 13-14 Dicembre.
- GARBARINO C., MACCIONI L., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1981) - *Le mineralizzazioni stratiformi di solfuri misti della Sardegna centrale quale prodotto di un vulcanismo di margine continentale di età ordoviciane: proposta di un modello geodinamico e genetico*. Memorie della Società Geologica Italiana, **22**, 145–150.
- GARBARINO C., NAITZA S., TOCCO S., FARCI A. & RAYNER J. (2003) - *Orogenic gold in the paleozoic basement of SE Sardinia*. In: ELIOPOULOS (Ed.), *Mineral Exploration: a Sustainable Development*, pp. 767–770. Millpress, Rotterdam.
- GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1990) - *L'unità tettonica di Bruncu Nieddu e i suoi rapporti con le unità della Sardegna sud-orientale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **109**, 547–555.
- GATTIGLIO M. & OGGIANO G. (1992) - *Stratigraphical and structural outline of the Riu Grappa tectonic unit (Southeastern Sardinia)*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement, IGCP No. 276, Newsletter*, vol. 5, pp. 143–146. Siena.
- GESSA S. (1993) - *Nouvelles données sur les Tentaculites du Devonien inférieur de la Sardaigne meridionale (Italie)*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences

- de Paris, **317**, 235–241.
- GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1973) - *Relazioni fra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. Nota III: Le intrusioni della zona Orotelli-Bolotana-Bultei; rilevamento con studio modale.* Mineralogica et Petrographica Acta, **19**, 155–186.
- GHEZZO C., MEMMI I. & RICCI C. (1979) - *Un evento granulitico nella Sardegna nord-orientale.* Memorie della Società Geologica Italiana, **20**, 23–38.
- GHEZZO C. & ORSINI J. (1982) - *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico Sardo-Corso in Sardegna.* In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 165–182. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Cagliari.
- GIMENO D. (1990) - *Le Quarziti del Sarrabus; caratterizzazioni di rocce paleozoiche come prodotti vulcanici vetrosi tramite studio della giacitura, strutture macro- e mesoscopiche, petrografia e geochimica.* Memorie della Società Geologica Italiana, **45**, 965–970.
- GIOVANNONI M. & ZANFRÀ S. (1978) - *Studio di brachiopodi ordoviciani della Sardegna meridionale.* Bollettino del Servizio Geologico d'Italia, **99**, 85–232.
- GNOLI M. (1985) - *Paleontological content, constituent analysis and microbiofacies of Early Devonian pelagic limestone from Fluminimaggiore area (SW Sardinia).* Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **23** (2), 221–238.
- GNOLI M. (1993) - *Occurrence of middle-late Silurian nautiloids from San Basilio area (Gerrei, SE Sardinia).* Boll. Mus. Reg. Piemonte, **10** (2), 265–269.
- GNOLI M., JAANUSSON V., LEONE F. & SERPAGLI E. (1981) - *A lower Devonian stromatactis-bearing carbonate mound from southern Sardinia.* Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **H.6**, 339–345.
- GNOLI M., KRIZ F., LEONE F., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1989) - *Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the Silurian and Early Devonian of Southwest Sardinia.* Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **29**, 11–23.
- GNOLI M., LEONE F., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1988) - *The Mason Porcus section as reference section from Uppermost Silurian-Lower Devonian in SW Sardinia.* Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **27** (3), 323–334.
- GNOLI M., MASTRANDEA A. & SERPAGLI E. (1985) - *Lower Devonian of Fluminimaggiore.* In: A. CHERCHI (Ed.), *Micropaleontological Researches in Sardinia - Guide Book. 19th European Micropaleontological Colloquium*, pp. 124–129. Cagliari.
- GNOLI M., PAREA G.C., RUSSO F. & SERPAGLI E. (1979) - *Paleoecological remarks on the Orthoceras Limestone of southwestern Sardinia (Middle-Upper Silurian).* Memorie della Società Geologica Italiana, **20**, 405–423.
- GORTANI M. (1923a) - *Fauna paleozoiche della Sardegna. Parte I. Le Graptoliti di Goni.* Palaeontographia Italica, **28**, 51–67.
- GORTANI M. (1923b) - *Fauna paleozoiche della Sardegna. Parte II. Graptoliti della Sardegna orientale.* Palaeontographia Italica, **28**, 85–112.
- GORTANI M. (1923c) - *Osservazioni sul Paleozoico della Sardegna.* Bollettino della Società Geologica Italiana, **41**, 362–371.
- GUIRAUD M., BURG J.P. & POWELL R. (1987) - *Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené.* Journal of Metamorphic Geology, **5**, 225–237.
- HAMMAN W. & LEONE F. (1997) - *Trilobites of the post-Sardic (Upper Ordovician) sequence of southern Sardinia. Part I.* Beringeria, **20**, 1–217.
- HARLAND W., ARMSTRONG R., COX A., CRAIG L., SMITH A. & SMITH D. (1990) - *A Geologic Time Scale 1989.* Cambridge School Press, Cambridge.
- HAVLICEK V., KRIZ J. & SERPAGLI E. (1986) - *Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps, middle Carinthia and Sardinia.* Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **25**, 277–311.
- HAVRE H. (1932) - *Tectonique de l'Iglesiente.* Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, **37**, 17–24.
- HELMCKE D. (1973) - *Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. II. Bericht: Zur Stratigraphie des Silur und Unterdevon der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei.* Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1973** (9), 529–544.
- HELMCKE D. & KOCH G. (1974) - *Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. III. Bericht: Zur Altersstellung der Porphyroide in der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei.* Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **125** (9), 92–97.
- INNOCENTI L. (1990) - *Studio geologico, geochimico e petrografico delle plutoniti dell'area di Barrabisa (Sardegna settentrionale).* Tesi di Laurea, Università degli Studi di Siena, Dipartimento di Scienze della Terra.
- JÄGER H. (1976) - *Das Silur und Unterdevon von thüringischen Thypus in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung.* Nova Acta Leopoldina, **45** (224), 263–299.
- JÄGER H. (1977) - *The Silurian boundary in Turingia and Sardinia.* In: A. MARTINSSON (Ed.), *The Silurian-Devonian boundary, Series A*, vol. 5, pp. 117–125. Int. Union Geol. Sci., Stuttgart.
- JÄGER H. (1991) - *Neue Standard-Graptolithenzonenfolge nach der Grossen Krise an der Wenlock/Ludlow-Grenze (Silur).* Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **1991**, 305–354.
- JOHANNES W. (1988) - *What controls partial melting in migmatites?* Journal of Metamorphic Geology, **6**, 451–465.
- JULIVERT M. (1971) - *Décollement tectoniques in the Hercynian cordillera of northwestern Spain.* American Journal of Science, **270**, 1–29.
- JUNKER B. & SCHNEIDER H. (1979) - *L'infacambriano della Sardegna sud-occidentale.* Memorie della Società Geologica Italiana, **20**, 461.
- JUNKER B. & SCHNEIDER H. (1983) - *The Infracambrian Bithia Formation - Its facies development in Southwest Sardinia.* Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **24**, 369–384.
- KERRICK D. (1990) - *The Al₂SiO₅ polymorphs*, vol. Reviews in Mineralogy. Mineralogy Society of America, Washington.
- KIRBY G. (1979) - *The Lizard Complex as an ophiolite.* Nature, **282**, 58–61.
- KREBS W. & WACHENDORF H. (1973) - *Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of central Europe.* Geological Society of America Bulletin, **84**, 2611–2630.
- LAMEYRE J. & BOWDEN P. (1982) - *Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, **14**, 169–186.
- LASKE R., BECHSTADT T. & BONI M. (1994) - *The post-Sardic ordovician series.* In: T. BECHSTADT & M. BONI (Eds.), *Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia*, vol. 48, pp. 115–146. Memorie Descrittive della Carta Geologica D'Italia, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- LAUFELD S. (1973) - *Ordovician Chitinozoan from Portixeddu, Sardinia.* Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **12** (1), 3–7.
- LAURENZI M., DEL MORO A., MUSUMECI G. & PARDINI G. (1991) - *Rb/Sr and Ar/Ar chronology of Monte Grighini intrusive complex, sardinia, Italy.* Terra Abstracts, **3**, 501–502.
- LEBIT H. (1995) - *On fold and strain interference patterns in the Paleozoic rocks of Iglesias (SW Sardinia).* Tesi di Dottorato, ETH Zürich.
- LECCA L., CARBONI S., SCARTEDDU R., SECHI F. & TILOCCA G. (1986) - *Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna.* Memorie della Società Geologica Italiana, **36**, 31–40.
- LECCA L., LONIS R., LUXORO S., MELIS E., SECCHI F. & BROTTU P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review.* Periodico di Mineralogia, **66**, 7–61.
- LEHMANN B. (1975) - *Stratabound polymetallic and F-Ba-deposits of the Sarrabus-Gerrei region, SE-Sardinia. IV Report: Initial Variscan magmatism in SE-Sardinia.* Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1975** (10), 460–470.
- LEONE F. (1973) - *La serie paleozoica del settore di Orbai-Monte Maiore (Valle del Cixerri, Sardegna sud-occidentale).* Bollettino della Società Geologica Italiana, **92**, 621–633.
- LEONE F., HAMMAN W., LASKE R., SERPAGLI E. & VILLAS E. (1991) - *Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-sardic Ordovician sequence in south-west Sardinia.* Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **30** (2), 201–235.
- LEONE F., LOI A. & PILLOLA G. (1995) - *The post-sardic Ordovician sequence in south-western Sardinia.* In: A. CHERCHI (Ed.), *6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995*, pp. 81–106. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari (suppl. vol. LXV, 1995).
- LEONE F., MENGHI L., SERPAGLI E. & STORCH P. (1994) - *Late Ordovician Graptolites from Sardinia: a preliminary record.* Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **32** (3), 411–414.
- LOI A., BARCA S., CHAUVEL J., DABARD M. & LEONE F. (1992a) - *Storm deposits (placers and rhythmites) in the Caradocian transgressive sediments of the Sarrabus area (SE Sardinia - Italy).* In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.),

- Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements, IGCP No. 276, Newsletter*, vol. 5, pp. 159–161. Siena.
- LOI A., BARCA S., CHAUVÉLL J., DABARD M. & LEONE F. (1992b) - *The Punta Sepeddi Formation near Dolianova (Sarrabus - SE Sardinia) recent petrographical and geochemical data*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. A volume dedicated to Tommaso Cocozza*, vol. 5, pp. 163–166. IGCP Project No. 276, Newsletter.
- LOI A. & DABARD M. (1997) - *Zircon typology and geochemistry in the palaeogeographic reconstruction of the Late Ordovician of Sardinia (Italy)*. *Sedimentary Geology*, **112**, 263–279.
- LOMBARDI G., COZZUPOLI D. & NICOLETTI M. (1974) - *Notizie geopetrografiche e dati sulla cronologia K-Ar del vulcanismo tardo-paleozoico sardo*. *Periodico di Mineralogia*, **43** (2), 221–312.
- LOVISATO D. (1894) - *Il Devoniano nel Gerrei (Sardegna)*. *Atti della Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali*, **3**, 131–135.
- LUDWIG K. & TURI B. (1989) - *Paleozoic age of Capo Spartivento orthogneiss, Sardinia*. *Chemical Geology*, **79**, 147–153.
- MACCAGNO A. (1965) - *Contributo alla conoscenza della fauna ordoviciana della Sardegna. Gli echinodermi di Portixeddu*. *Atti Accademia Scienze Fisiche e Matematiche di Napoli*, **5** (5), 149–195.
- MACCIONI L. (1965) - *Arcose nel Cambriano di S. Angelo (Sardegna sud-occidentale)*. *Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari*, **35**, 1–6.
- MACERA P., CONTICELLI S., DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & SQUADRONE A. (1989) - *Geochemistry and Rb-Sr age of syn-tectonic peraluminous granites of Western Gallura, Northern Sardinia: constraints on their genesis*. *Periodico di Mineralogia*, **58**, 25–43.
- MALAVIEILLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J. & GARDIEN V. (1990) - *Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin*. *Tectonophysics*, **177**, 139–149.
- MARCELLO A. (1968) - *Bibliografia geo-mineraria del Cambriaco-Ordoviciano inferiore della Sardegna*. *Stab. Edit. Fossataro, Cagliari*.
- MARTINI I.P., TONGIORGI M., OGGIANO G. & COCOZZA T. (1991) - *Ordovician alluvial fan to marine shelf transition in SW Sardinia, Western Mediterranean Sea: tectonically (Sardic phase) influenced clastic sedimentation*. *Sedimentary Geology*, **72**, 97–115.
- MASTRANDEA A. (1984) - *Early devonian (Lochkovian) conodonts from southwestern Sardinia*. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, **23** (2), 239–258.
- MATTAUER M. & ETCHEPAR A. (1976) - *Argument en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne Hercynienne du Massif central français*. *Coll. Int. CNRS (Rennes)*, **268**, 261–267.
- MATTE P. (1983) - *Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of western Europe*. In: N. RAST & F. DELANY (Eds.), *Profiles of Orogenic Belts, Geodyn. Ser.*, vol. 10, pp. 53–81. American Geophysical Union, Washington.
- MATTE P. (1986a) - *La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permio-Carbonifère*. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8** (2), 9–24.
- MATTE P. (1986b) - *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe*. *Tectonophysics*, **126**, 329–374.
- MATTE P. (1991) - *Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe*. *Tectonophysics*, **196**, 309–337.
- MATTE P. & BURG J. (1981) - *Sutures, thrusts and nappes in the variscan arc of western Europe. Plate tectonics interpretation*. In: K. MCCLAY & N. PRICE (Eds.), *Thrust and Nappe Tectonics*, Geological Society of London Special Publications, vol. 9, pp. 353–358. London.
- MAXIA M. (1983) - *Segnalazioni di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale*. *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, **6**, 21–24.
- MAZZARINI F. & PERTUSATI P. (1991) - *Structural evolution of Northern Arburese (SW Sardinia)*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **110**, 747–755.
- MCCLAY H., NORTON M., CONEY P. & DAVIS G. (1986) - *Collapse of the Caledonian orogen and the Old Red sandstone*. *Nature*, **323**, 147–149.
- MCCLAY K. (1992) - *Glossary of thrust tectonics terms*. In: K. MCCLAY (Ed.), *Thrust Tectonics*, pp. 419–433. Chapman & Hall, London.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., ELTER F., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P. & RICCI C. (1983) - *Further geochemical data on the Pre-Hercynian igneous activities of Sardinia and on their geodynamic significance*. *I.G.C.P. No. 5 Newsletter*, **5**, 87–91.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., FRANCESCHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P. & RICCI C. (1982) - *Il magmatismo pre-ercinico della Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 157–164. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Cagliari.
- MENARD G. & MOLNAR P. (1988) - *Collapse of Hercynian Tibetan plateau into a Paleozoic European basin and range province*. *Nature*, **334**, 235–237.
- MENEGHINI J. (1857) - *Paleontologie de l'Île de Sardaigne ou description des fossiles recueillis dans cette contrée par le Général Albert de la Marmora pour faire suite à la troisième partie du Voyage en Sardaigne*. In: A. LAMARMORA (Ed.), *Voyage en Sardaigne*, p. 584. Bocca Impr. Royale, Torino.
- MENOT R., PEUCHAT J., SCARENZI D. & PIBOULE M. (1988) - *496 Ma age of plagiogranites in the Chamrousse Ophiolite Complex (External crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization*. *Earth and Planetary Science Letters*, **88**, 82–92.
- MILLER L., SASSI F. & ARMARI G. (1976) - *On the occurrence of altered eclogite rocks in north-eastern Sardinia and their implications*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, **11**, 683–689.
- MINZONI N. (1975) - *La serie delle formazioni paleozoiche a Sud del Gennargentu*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **94**, 347–365.
- MINZONI N. (1981) - *Il Precambriano del Sulcis meridionale (Sardegna)*. *Mineralogica et Petrographica Acta*, **24**, 51–56.
- MISAR Z. (1984) - *Ophiolites and related rocks of Czechoslovakia and their correlation*. *Krystalinikum*, **17**, 7–11.
- MURRU M. (1975) - *Primi risultati biostratigrafici sul Siluriano-Devoniano del M. Lora (Sardegna sud-orientale)*. *Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari*, **45**, 325–331.
- MUSUMECI G. (1991) - *Tettonica trascorrente, magmatismo e metamorfismo nel basamento ercinico sardo: il complesso del M. Grighini (Sardegna centro-occidentale)*. *Tesi di Dottorato, Università di Pisa*.
- MUSUMECI G. (1992) - *Ductile wrench tectonics and exhumation of Hercynian metamorphic basement in Sardinia: Monte Grighini Complex*. *Geodinamica Acta*, **5**, 119–133.
- NAUD G. (1979a) - *Les shales de Rio Canoni, formation-repère fossilifère dans l'Ordovicien supérieur de Sardaigne orientale. Conséquences stratigraphiques et structurales*. *Bulletin de la Société géologique de France*, **21** (2), 155–159.
- NAUD G. (1979b) - *Tentative de synthèse sur l'évolution géodynamique de la Sardaigne antépermienne*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **20**, 85–96.
- NAUD G. (1981) - *Confirmation de l'existence de la discordance angulaire anté-ordovicienne dans le Sarrabus (Sardaigne sud-orientale): conséquences géodynamiques*. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **292** (2), 1153–1156.
- NAUD G. (1982) - *Schema stratigrafico strutturale del paleozoico di S. Basilio (Sardegna sud-orientale)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 109–115. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Cagliari.
- NAUD G. & PITTAU DEMELIA P. (1985) - *Première découverte d'acritarches du Cambrien moyen à supérieur basal et du Tremadoc-Arenigien dans la basse vallée du Flumendosa: mise en évidence d'un nouveau témoin de la Phase sarde en Sardaigne orientale*. In: *Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano, Siena. Riunione Scientifica 13-14 Dicembre*, pp. 39–41.
- NAUD G. & PITTAU DEMELIA P. (1987) - *Première découverte d'acritarches du Cambrien moyen à supérieur basal et du Tremadoc-Arenigien dans la basse vallée du Flumendosa: mise en évidence d'un nouveau témoin de la Phase Sarde en Sardaigne orientale*. *I.G.C.P. No. 5 Newsletter*, **7**, 85–86.
- NEGRETTI G. (1966) - *Ricerche petrografiche sul complesso granitoide del settore di Busachi (Sardegna centrale)*. *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, **87**, 145–247.
- NICOLAS A. (1972) - *Was the Hercynian orogenic belt of Europe of Andean type?*

- Nature, **221-223**.
- NICOSIA M. (1968) - *Bibliografia del Paleozoico italiano*. CNR, Roma.
- NORTON M. (1986) - *Late Caledonide extension in Western Norway: A response to extreme crustal thickening*. *Tectonophysics*, **173**, 195–204.
- NOVARESE V. (1914) - *Il rilevamento geologico delle tavolette Iglesias e Nebida*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, **44**, 29–59.
- NOVARESE V. (1924) - *Contributo alla geologia dell'Iglesiente: la serie Paleozoica*. Bollettino del Regio Ufficio Geologico d'Italia, **49**, 1–107.
- NOVARESE V., PILLOTTI C., FIORENTINI L. & PULLÈ G. (1919a) - *Carta Geologica d'Italia, Tav. 233 IV NW-Iglesias*.
- NOVARESE V., PILLOTTI C., FIORENTINI L. & PULLÈ G. (1919b) - *Carta Geologica d'Italia, Tav. I NE-Isola di San Pietro-Capo Spartivento*.
- NOVARESE V., PILLOTTI C., FIORENTINI L., PULLÈ G., TESTA L., TARICCO M., CATALISANO S. & MINUCCI E. (1938) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 233-Iglesias, scala 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- NOVARESE V., TARICCO M. & PULLÈ G. (1933) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 232-232bis-Isola di San Pietro-Capo Sperone*.
- OGGIANO G. (1994) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali del basamento del Gocceano (Sardegna centro-settentrionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **113**, 105–115.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sin-tettonici nell'area di Aggius-Trinità D'Agultu e loro rapporti con le metamorfiti di alto grado della Bassa Gallura (Sardegna Settentrionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **107**, 471–480.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1992) - *Geologia della catena ercinica in Sardegna - Zona assiale*. In: L. CARMIGNANI, P. PERTUSATI, S. BARCA, R. CAROSI, A. DI PISA, M. GATTIGLIO, G. MUSUMECI & G. OGGIANO (Eds.), *Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'Escursione*, pp. 147–167. Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Siena.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1998) - *L'andalusite e la sillimanite nelle metamorfiti dell'Asinara. Significato geologico nel quadro dell'Orogenesi ercinica*. In: M. GUTIERREZ, A. MATTONI & F. VALSECCHI (Eds.), *L'Isola dell'Asinara. L'Ambiente, la Storia, il Parco*, pp. 139–144. Ed. Poliedro, Nuoro.
- OGGIANO G., PASCI S. & FUNEDDA A. (1995) - *Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura trasversiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **114**, 465–475.
- OGGIANO G., SANNA G. & TEMUSSI I. (1987) - *Caractères géologiques, géologiques et géochimiques de la bauxite de la région de la Nurra*. In: A. CHERCHI (Ed.), *Groupe Française du Crétacé*, pp. 72–124. Sardinia.
- OLIVIERI R. (1965) - *L'aspetto della fauna a Conodonti nel Devoniano superiore del Gerrei (Sardegna)*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **4**, 28–63.
- OLIVIERI R. (1969) - *Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna)*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **8** (2), 63–152.
- OLIVIERI R. (1984) - *Middle and late Devonian conodonts from southwestern Sardinia*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **23** (2), 269–310.
- OLIVIERI R., MASTRANDEA A. & SERPAGLI E. (1980) - *Riconoscimento di alcune zone a conodonti del Devoniano inferiore nei calcari di Monte Padenteddu nella Sardegna meridionale*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **11**, 15–26.
- OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1990) - *Late Silurian-Early Devonian conodonts from Mason Porcus section near Fluminimaggiore in Southwest sardina*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **29**, 59–76.
- ORSINI J. (1980) - *Le batholite Corso-Sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne varisque française*. Tesi di Dottorato, Université de Aix-Marseille.
- PALMERI R. (1992) - *Petrography and geochemistry of some migmatites from northeastern Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements, IGCP No. 276, Newsletter*, vol. 5, pp. 183–186. Siena.
- PALMERINI V., PALMERINI SITZIA R. & PILO L. (1979) - *Le facies pelitiche degli argilloscisti di Cabitza (Cambriano medio della Sardegna)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**, 365–377.
- PAQUETTE J. (1987) - *Comportement des systèmes isotopiques U/Pb et Sm/Nd dans le métamorphisme écolitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine*. Mem. Doc. Cent. Armorica Étud. Struct. Socles, **14**, 1–130.
- PAQUETTE J., BALÉ, BALLEVRE M. & GEORGET Y. (1987) - *Géochronologie et géochimie des écoligites du Léon: nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif Armorica*. Bulletin de Minéralogie, **110**, 683–696.
- PAQUETTE J., PEUCAT J., BERNARD-GRIFFITHS J. & MARCHAND J. (1985) - *Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France*. Chemical Geology, **52**, 213–216.
- PARIS F. (1990) - *The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana domain*. Review of Palaeobotany and Palynology, **66**, 181–209.
- PARIS F. & ROBARDET M. (1990) - *Early Paleozoic paleobiogeography of the Variscan region*. Tectonophysics, **177**, 193–213.
- PASCI S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bulletin de la Société Géologique de France, **168**, 301–312.
- PASCI S., CARMIGNANI L., CINCOTTI F., PISANU G. & SALE V. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 564 - Carbonia*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- PASCI S., OGGIANO G. & FUNEDDA A. (1998) - *Rapporti tra tettonica e sedimentazione lungo le fasce trascorrenti cenozoiche della Sardegna centro-settentrionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **117**, 443–453.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F. (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Guida al Rilevamento, Quaderni serie III, vol. 1*. Servizio Geologico Nazionale, Roma, 203 pp.
- PAVANETTO P. (2005) - *Rilevamento geologico-strutturale di dettaglio dell'area di P.ta Genna Pira, Sulcis-Iglesiente (Sardegna S-W)*. Tesi di Laurea, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari.
- PERROUD H. & BONHOMMET (1981) - *Paleomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe*. Nature, **292**, 445–447.
- PERROUD H., VAN DER VOO R. & BONHOMMET N. (1984) - *Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data*. Geology, **12**, 579–582.
- PEUCHAT J. (1986) - *Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix*. Geological Society of America Memoir, **164**, 229–238.
- PEUCHAT J. & COGNÉ J. (1977) - *Geochronology of some blueschists from Ile de Groix (France)*. Nature, **28**, 131–132.
- PEUCHAT J., VIDAL P., GODARD G. & POSTAIRE B. (1982) - *Precambrian U-Pb zircon ages of eclogites and garnet pyroxenites from S Brittany (France): an old oceanic crust in the W European Hercynian Belt*. Earth and Planetary Science Letters, **60**, 70–78.
- PILI P. & SABA O. (1975) - *Presenza di Devoniano a Conodonti nelle assise carbonatiche di Correboi (Sardegna centro-orientale)*. Bollettino della Società Sarda di Scienze Naturali, **15**, 1–8.
- PILLOLA G. (1986) - *Biostratigraphy of the Campo Pisano Formation: preliminary report*. pp. 67–68. IGCP Project No. 5, Final meeting, Sardinia, May 25-31, Cagliari.
- PILLOLA G. (1990) - *Lithologie et trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne (Italie): implications paléobiogéographiques*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **310**, 321–328.
- PILLOLA G. (1991) - *Trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne, Italie*. Palaeontographia Italica, **78**, 1–173.
- PILLOLA G. & GROSS U. (1982) - *Stratigrafia del Membro di Matoppa della Formazione di Nebida (Cambriaco inferiore) nell'area M.te S. Giovanni-M.te Uda*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 79–82. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali.
- PILLOLA G., LEONE F. & LOI A. (1995) - *The Lower Cambrian Nebida Group of Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.), *6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995*, pp. 27–62. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari (suppl. vol. LXV, 1995).
- PIN C. (1990) - *Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data*. Tectonophysics, **177**, 215–227.
- PIN C. & CARME F. (1987) - *A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex*.

- Western Alps (France)*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **96** (3), 406–413.
- PIN C. & LANCELOT J. (1982) - *U-PB dating for an early Paleozoical bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **79**, 1–12.
- PIN C. & PEUCAT J. (1986) - *Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain*. Bulletin de la Société Géologique de France, **11**, 461–469.
- PITTAU DEMELIA P. & DEL RIO M. (1982) - *Acritarchi e loro significato stratigrafico nelle successioni paleozoiche della Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 33–35. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali.
- PLATT J. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Geological Society of America Bulletin, **97**, 1037–1053.
- POLI G., GHEZZO C. & CONTICELLI S. (1989) - *Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: implication for magma genesis*. Lithos, **23**, 247–266.
- POLI G. & TOMMASINI S. (1991) - *A geochemical approach to the evolution of granitic plutons: a case study, the acid intrusion of Punta Falcone (northern Sardinia, Italy)*. Chemical Geology, **92**, 87–105.
- POLL J. (1966) - *The geology of the Rosas-Terresea area, Sulcis, South Sardinia*. Leidse Geologische Mededelingen, **35**, 117–208.
- POLL J. & ZWART H. (1964a) - *Macro e micropieghe nel paleozoico del Sulcis (Sardegna SW)*. Atti Acc. Naz. dei Lincei, **39** (6), 526–552.
- POLL J. & ZWART H. (1964b) - *On the tectonics of the Sulcis area, S Sardinia*. Geologie en Mijnbouw, **43**, 144–146.
- POMESANO CHERCHI A. (1963) - *I primi conodonti della Sardegna nei calcari neodevonici del Gerrei*. Pubblicazioni dell'Istituto di Geologia e Paleontologia Università di Cagliari, **7**, 1–11.
- POSTAIRE B. (1983) - *Systématique Pb commun et U/Pb sur zircons. Application aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande)*. Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, **15**.
- QUADT A. & GEBAUER D. (1988) - *Sm/Nd, U/Pb and Rb/Sr dating of high pressure ultramafic to felsic rocks from the Moldanubian area of NE Bavaria (FRG) and Saxonian Granulite Massif (GDR)*. In: *Conference Bohemian Massif*, p. 71. Praga.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- RASETTI F. (1972) - *Cambrian Trilobite faunas of Sardinia*. Mem. Acc. Naz. Lincei, **11**, 1–100.
- RAY S.K. (1991) - *Significance of forelimb folds in the Shumar allochthon, Lesser Himalaya, Eastern Bhutan*. Journal of Structural Geology, **13**, 411–418.
- RIBEIRO A., CRAMEZ C. & ALMEIDA REBELO J. (1964) - *Sur la structure de Tras-os-Montes (Nord-Est du Portugal)*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **258**, 263–265.
- RICCI C. (1972) - *Geo-petrological features of the Sardinian crystalline basement. The metamorphic formation*. Mineralogica et Petrographica Acta, **18**, 235–244.
- RICCI C. (1992) - *From crustal thickening to exhumation: petrological, structural and geochronological records in the crystalline basement of northern Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F. SASSI (Eds.), *Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements*, IGCP No. 276, Newsletter, vol. 5, pp. 187–197. Siena.
- RICCI C. & SABATINI G. (1978) - *Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1978**, 23–38.
- RIDING R. (1974) - *Model of the Hercynian foldbelt*. Earth and Planetary Science Letters, **24** (1), 125–135.
- RIES A. & SHACKLETON R. (1971) - *Catazonal complexes of north-west Spain and north Portugal, remnants of a Hercynian thrust plate*. Nature, **234** (47), 65–79.
- ROSSI P. & COCHERIE A. (1991) - *Genesis of a Variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia Batholith*. Tectonophysics, **195**, 319–346.
- RYKKELID E. & FOSSEN H. (1992) - *Composite fabrics in mid-crustal gneisses: observation from the Øygarden Complex, West Norway Caledonides*. Journal of Structural Geology, **14** (1), 1–9.
- SARRIA E. & SERRI R. (1986) - *Tettonica compressiva tardopaleozoica nel bacino antracitifero di Seui (Sardegna Centrale)*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, **9**, 7–10.
- SASSI F., MAZZOLI C., SASSI R. & VISONÀ D. (1990) - *The Capo Spartivento-Monte Filau puzzle and structure of SW Sardinia*. Plinius, **3**.
- SASSI F.P. (1990) - *Caratterizzazione petrografica delle Formazioni di Nebida e di Bithia nel Sulcis, con particolare riguardo alla fascia limite*. Ente Minerario Sardo, Cagliari (Relazione inedita).
- SASSI F.P. & VISONÀ D. (1989) - *Gli gneiss di Monte Filau ed i loro rapporti con le rocce circostanti*. Progemisa S.p.A. (relazione inedita), Cagliari.
- SAWYER E. & BARNES S. (1988) - *Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from Quetico metasedimentary belt, Canada*. Journal of Metamorphic Geology, **6**, 437–450.
- SCHARBERT S. (1978) - *Supplementary remarks on Rb/Sr age and geopetrologic evolution of crystalline rocks in Southern Sulcis (Sardinia)*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1978** (1), 59–64.
- SCHNEIDER H. (1974) - *Revision des Altpaläozoikums Sardiniens insbesondere des sardischen Konglomerates*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **146**, 78–103.
- SCHNEIDER H.J. (1972) - *Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. I. Bericht: Zur Lagerstättenkunde und Geologie*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, **1972**, 529–541.
- SCHOLZ C., BARAZANGI M. & SBAR M. (1971) - *Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic interarc basin*. Geological Society of America Bulletin, **82**, 2979–2990.
- SCHWARTZBACH M. (1939) - *La serie normale del Cambriano della Sardegna secondo osservazioni concernenti la giacitura normale e rovesciata della stratificazione*. Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, **44**, 37–54.
- SECCHI F., BROTTU P. & CALLEGARI E. (1991) - *The Arburese igneous complex (SW Sardinia-Italy) - an example of dominant igneous fractionation leading to peraluminous cordierite-bearing leucogranite as residual melt*. Chemical Geology, **92**, 213–249.
- SEGRE A. (1964) - *Bibliografia Geologica d'Italia: Sardegna*. CNR, Roma.
- SÉGURET M., SÉRANNE M., CHAUVET A. & BRUNEL M. (1989) - *Collapse basin: a new type of extensional sedimentary basin from the Devonian of Norway*. Geology, **17**, 127–130.
- SÉRANNE M. & SÉGURET M. (1987) - *The Devonian basins of western Norway: tectonics and kinematics of an extending crust*. In: M. COWARD, J. DEWEY & P. HANCOCK (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society of London Special Publications, vol. 28, pp. 537–548. London.
- SERPAGLI E. (1967) - *Prima segnalazione di Conodonti nel Siluriano della Sardegna e relative osservazioni stratigrafiche*. Atti della Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, **42** (6), 856–858.
- SERPAGLI E. (1970) - *Ordovician Conularids of Sardinia*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **8**, 1–8.
- SERPAGLI E. (1971) - *Uppermost Wenlockian-Upper Ludlovian (Silurian) Conodonts from Western Sardinia*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **9** (1), 76–96.
- SERPAGLI E., GNOLI M., MASTRANDEA A. & OLIVIERI R. (1978) - *Paleontological evidence of the Gedinnian (Lower Devonian) in southwestern Sardinia*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **84** (2), 304–312.
- SGAVETTI M. (1982) - *Analisi preliminare degli elementi morfostrutturali lineari della Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 37–54. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Cagliari.
- SPALLETTA C. & VAI G. (1982) - *Contatto Devoniano pelagico-flysch ercinico a Villasalto (Gerrei)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 117–118. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Cagliari.
- STAUBLI A. (1989) - *Polyphase metamorphism and the development of the main Central Thrust*. Journal of Metamorphic Geology, **7**, 73–93.
- STILLE H. (1939) - *Bemerkungen betreffend die sardische Faltung und den Ausdruck ophiolitisch*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **91**, 771–773.
- STORCH P. & SERPAGLI E. (1993) - *Lower Silurian Graptolites from Southwestern Sardinia*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, **32**, 3–57.

- TARICCO M. (1913) - *Il Gothlandiano in Sardegna*. Rendiconti della Accademia Nazionale Lincei, **22**, 109–115.
- TARICCO M. (1923) - *Il bacino lignitifero di Gonnesa (Sardegna)*. Bollettino del Regio Ufficio Geologico d'Italia, **49**, 1–14.
- TARICCO M. (1927) - *Carta Geologica d'Italia, Tav. 225 III SW-Miniera di San Benedetto*.
- TARICCO M. (1928) - *Il Cambriano del Sulcis (Sardegna)*. Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, **33** (8), 10–29.
- TARICCO M. & SOTGIA T. (1922) - *Bibliografia geologica, paleontologica, mineralogica e mineraria della Sardegna*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **41**, 373–437.
- TARICCO R. (1922) - *Sul Paleozoico del Fluminense*. Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, **48** (6), 1–22.
- TEICHMÜLLER R. (1931) - *Zur Geologie des Thyrrhenisgebietes. Teil I: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien*. Abhandlungen von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, **3** (3), 857–950.
- TOMMASINI S., POLI G. & HALLIDAY A. (1995) - *The role of sediment subduction and crustal growth in Hercynian plutonism: isotopic and trace element evidence from the Sardinia-Corsica batholith*. Journal of Petrology, **36**, 1305–1332.
- TONGIORGI M., ALBANI R. & DI MILA A. (1984) - *The Solanas sandstones of Central Sardinia: New paleontological data (Acrirarchs) and an attempt of geological interpretation (a post-sardinian molasse?)*. Bulletin de la Société Géologique de France, **26** (4), 665–680.
- TONGIORGI M., BELLAGOTTI E., DI MILA A. & TRASCIATTI M. (1982) - *Prima datazione su basi paleontologiche (Acrirarchi) della Formazione di Solanas (Tremadociano-Arenigiano) (Meana Sardo, Sardegna Centrale)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 127–128. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Cagliari.
- TRAVERSA G. (1969) - *Sulla giacitura ed età di alcuni filoni basici nelle vulcaniti ignimbritiche permiane della Gallura (Sardegna settentrionale)*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **25**, 149–155.
- TRAVERSO G. (1890) - *Calcare fossilifero del Gerrei (Sardegna)*. F. Casanova, Torino.
- TREMOLIÉRES P. (1988) - *Tectonique en Distension et Sedimentation Associee. Le Rift Oligo-Miocene Sarde*. Centre d'Etude Supérieurs d'Exploration, Rueil-Malmaison.
- UYEDA S. (1981) - *Subduction zones and back arc basins - a review*. Geologische Rundschau, **70**, 552–569.
- VACCARO C., ATZORI P., DEL MORO A., ODDONE M., TRAVERSA G. & VILLA I. (1991) - *Geochronology and Sr isotope geochemistry of late-hercynian dykes from Sardinia*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **71**, 221–230.
- VAI G. (1976) - *Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi*. Memorie della Società Geologica Italiana, **13**, 7–37.
- VAI G. (1982) - *Fasi di rifting, nuovi dati stratigrafici e conseguenze paleogeografiche nel Paleozoico inferiore*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P. PERTUSATI & C. RICCI (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*, pp. 193–195. Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, Cagliari.
- VAI G. & COCOZZA T. (1986) - *Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy*. Bulletin de la Société Géologique de France, **8**, 95–114.
- VAI G.B. (1991) - *Palaeozoic strike-slip rift pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **87**, 223–252.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1974) - *Il Postgotlandiano sardo, unità sinorogenica ercinica*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **93**, 61–72.
- VALERA R. (1967) - *Contributo alla conoscenza dell'evoluzione tettonica della Sardegna*. Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, **72** (6), 3–95.
- VAN DER VOO R., BRIDEN J. & DUF A. (1980) - *Late Precambrian and Paleozoic paleomagnetism of the Atlantic-bordering continents*. In: J. COGNÉ & M. SLANSKY (Eds.), *Géologie de l'Europe*, vol. 108, pp. 203–212. Mem. BRGM, Orléans.
- VARDABASSO S. (1939) - *Origine ed evoluzione del massiccio Sardo-Corso*. In: *XII Congresso Soc. Geogr. It.*, pp. 123–158. Cagliari.
- VARDABASSO S. (1940) - *Qual'è il profilo normale del Cambrico sardo?* Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, **45** (3), 100–110.
- VARDABASSO S. (1962) - *Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico in Sardegna*. Memorie della Società Geologica Italiana, **3**, 655–673.
- VIGLIOTTI L. & LANGENHEIM V. (1995) - *When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results*. Terra Nova, **7**, 424–435.
- VINASSA DE REGNY P. (1927a) - *Fossili ordoviciani sardi. Parte I*. Mem. Reale Acc. Lincei, **62** (2), 437–496.
- VINASSA DE REGNY P. (1927b) - *Fossili ordoviciani sardi. Parte II*. Mem. Acc. d'Italia, **12** (18), 1025–1055.
- WESTPHAL M., BAZHENOV M., LAUER J., PECHERSKY D. & SIBUET J. (1986) - *Paleomagnetic implications on the evolution of the Thethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic*. Tectonophysics, **123**, 37–82.
- WESTPHAL M., ORSINI J. & VELLUTINI P. (1976) - *Le micro-continent corso-sarde, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques*. Tectonophysics, **30**, 141–157.
- WIESER T. (1978) - *Glaucofane schists and associated rocks of Kopina Mt. (Lasoki Range, Sudeten)*. Mineral. Polon., **9**, 17–40.
- ZIEGLER P. (1982) - *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Elsevier, Amsterdam.
- ZIEGLER P. (1984) - *Caledonian and Hercynian consolidation of western and central Europe, a working hypothesis*. Geologie en Mijnbouw, **63**, 93–108.
- ZORPI M., COULON C., ORSINI J. & COCIRTA C. (1989) - *Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoids plutons*. Tectonophysics, **157**, 315–329.
- ZUCCHETTI S. (1958a) - *Il caratteristico deposito a solfuri di piombo e arsenico di Baccu Locci (Sardegna)*. Bollettino del Servizio Geologico d'Italia, **80**, 275–301.
- ZUCCHETTI S. (1958b) - *The lead-arsenic-sulfide ore deposit of Bacu Locci (Sardinia-Italy)*. Economic Geology, **53**, 867–876.
- ZUFFARDI P. (1965) - *Conoscenze e ipotesi attuali sulla minerogenesi sarda*. Bollettino dell'Associazione Mineraria Subalpina, **2**, 197–238.
- ZWART H. (1967) - *The duality of orogenic belts*. Geologie en Mijnbouw, **46**, 283–309.