

no 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), cosicchè 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. 5), 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, 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 geochimici 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:

- a) 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 subdoto definitivamente nel Devoniano;
- b) una crosta oceanica precambriana obdotta durante cicli orogenici precambriani o del Paleozoico inferiore (BERNARD-GRIFFITH & CORNICHE, 1985; PAQUETTE *et alii*, 1985) e metamorfosata in 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. 5).

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 poli-deformata e polimetamorfica, trova riscontro in un completo ciclo di Wilson che, a partire dal Cambriano, prevede:

- a) *espansione* di un fondo oceanico tra i margini continentali passivi del Gondwana e dell'Armorica dal (?)Precambriano fino all'Ordoviciano inferiore (fig. 6a);
- b) un lungo periodo di convergenza tra il Gondwana e l'Armorica (fig. 6b), 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. 6c); 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. 6d);
- c) *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. 6e);
- d) *collasso gravitativo del cuneo orogenico* così realizzato, con risalita dei nuclei metamorfici più profondi (fig. 6f) (CARMIGNANI *et alii*, 1994b). Alla distensione crostale è associata la messa in posto dei granitoidi calcocalini, che dal Westfaliano sono contemporanei alla formazione di bacini molassici continentali ed al vulcanismo tardo-paleozoico.

3 - EVOLUZIONE STRATIGRAFICA PALEOZOICA PRE-COLLISIONE ERCINICA

Una dettagliata ricostruzione della successione stratigrafica paleozoica è realizzabile solo nel Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico 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 migmatitico ercinico e del Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica, che affiorano nella Sardegna settentrionale, per le quali è incerta

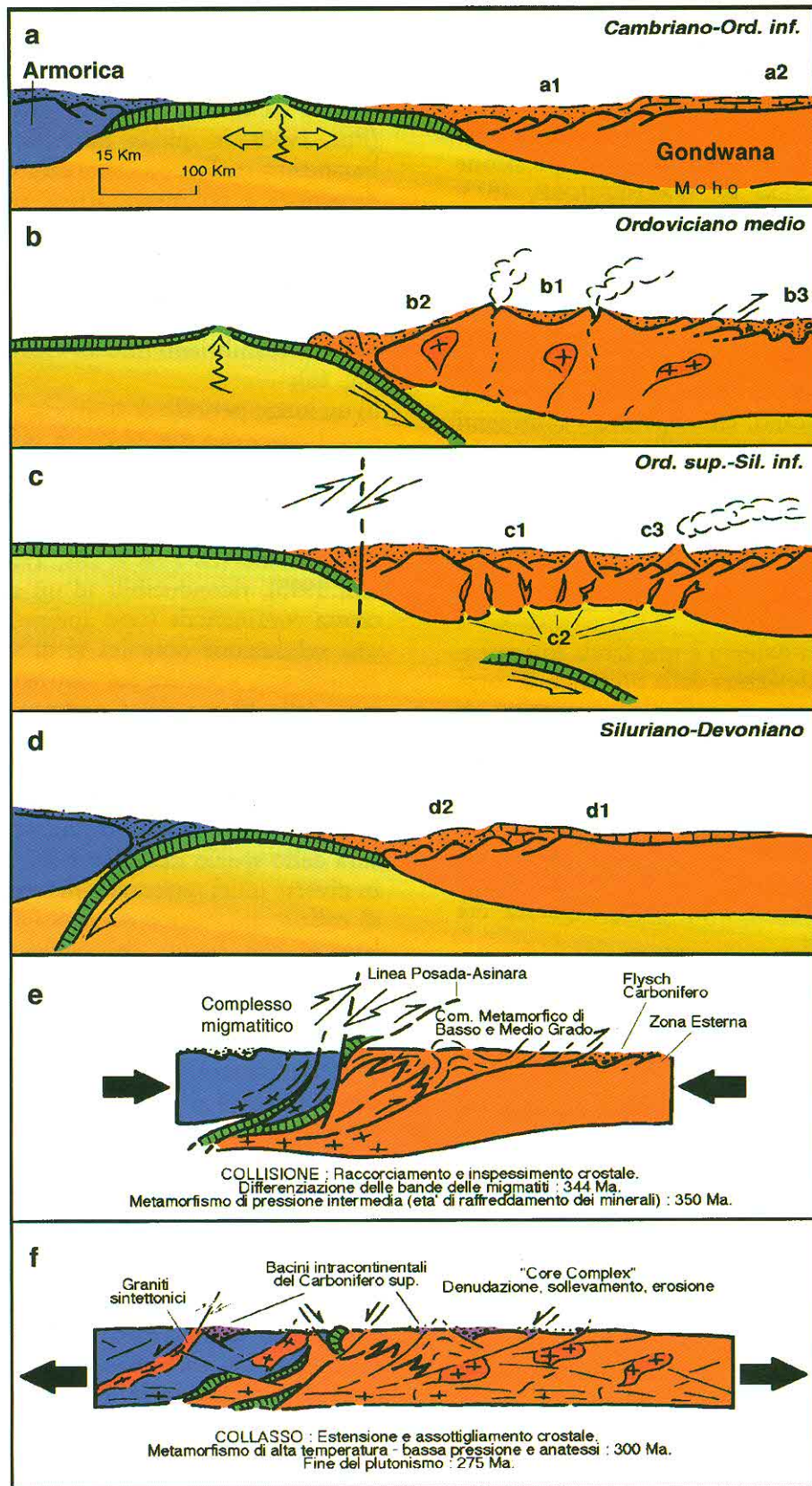


Fig. 6 - Schema dell'evoluzione geodinamica del Basamento ercinico sardo: (a) Cambriano-Ordoviciano inferiore; (b) Ordoviciano medio; (c) Ordoviciano superiore-Siluriano inferiore; (d) Siluriano-Devoniano; (e) Carbonifero inferiore; (f) Carbonifero superiore-Permiano.

- Geodynamic evolution of the Hercynian basement of Sardinia: (a) Cambrian-Lower Ordovician; (b) Middle Ordovician; (c) Upper Ordovician-Lower Silurian; (d) Silurian-Devonian; (e) Carboniferous; (f) Upper Carboniferous-Permian.

un'attribuzione stratigrafica, sono descritte nel paragrafo "4. - Complessi metamorfici connessi con la collisione ercinica".

3.1. - COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO IN FACIES DEGLI SCISTI VERDI E ANCHIMETAMORFICA

3.1.1. - 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. 6a).

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.

3.1.1.1. - Successione pre-Ordoviciano medio della Zona esterna

Nella Zona esterna la successione pre-Ordoviciano medio (tav. 1 f.t.; fig. 7) testimonia il passaggio da una piattaforma terrigena cambriana inferiore (Formazione di Bithia, 63b, Formazione di Nebida, 63c, fig. 8) (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, Gonnessa e Cabitza, secondo la suddivisione proposta da COCOZZA (1979), al rango di gruppo: si avrebbero in questo modo i gruppi di Nebida, di Gonnessa e di Iglesias. Gli stessi Autori hanno ugualmente elevato i vari membri

riportati in fig. 7 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. 9 viene data una sintesi delle attribuzioni stra-

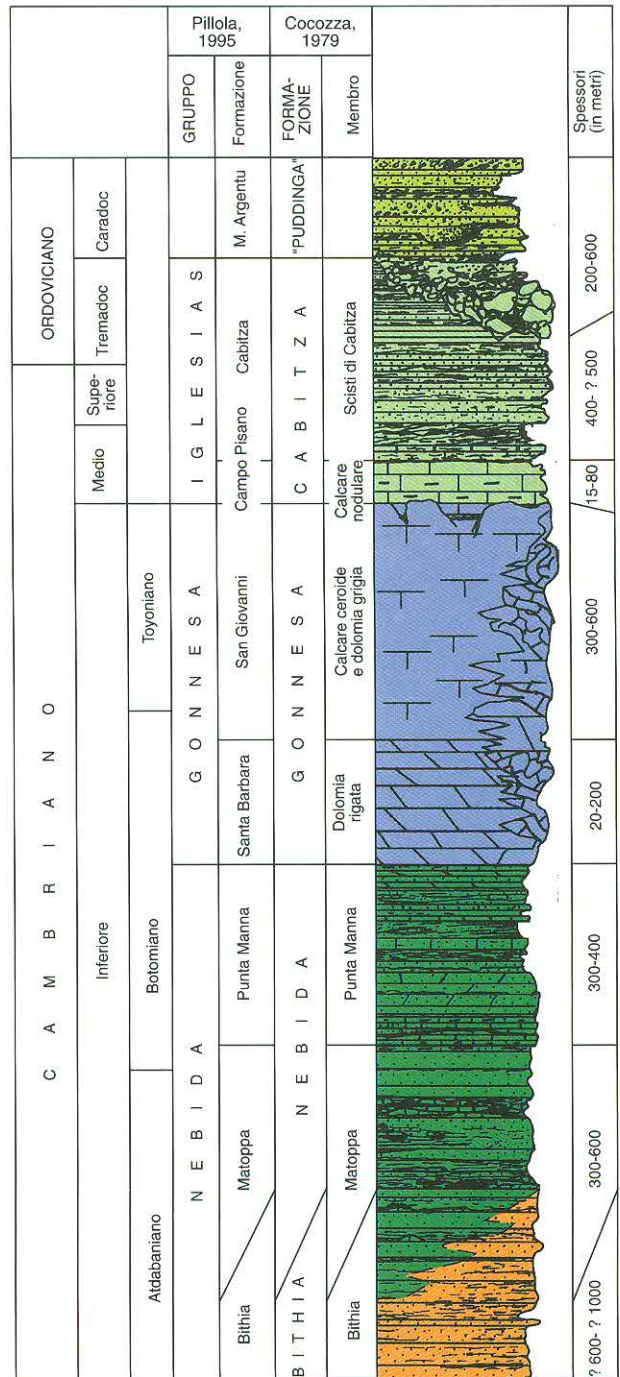


Fig. 7 - Colonna stratigrafica schematica del Cambriano-Ordoviciano dell'Iglesiente-Sulcis con riportata la suddivisione formazionale proposta da COCOZZA (1979) e quella proposta da PILLOLA (1995).

Modificata da PILLOLA *et alii* (1995).

- Stratigraphic section of the Cambrian-Ordovician formations, with formation names proposed by Cocozza (1979) and by Pillola (1995).

Modified after Pillola *et alii* (1995).

tigrafiche della successione cambro-ordoviciano 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 & GANDIN, 1979; BONI *et alii*, 1981; 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).

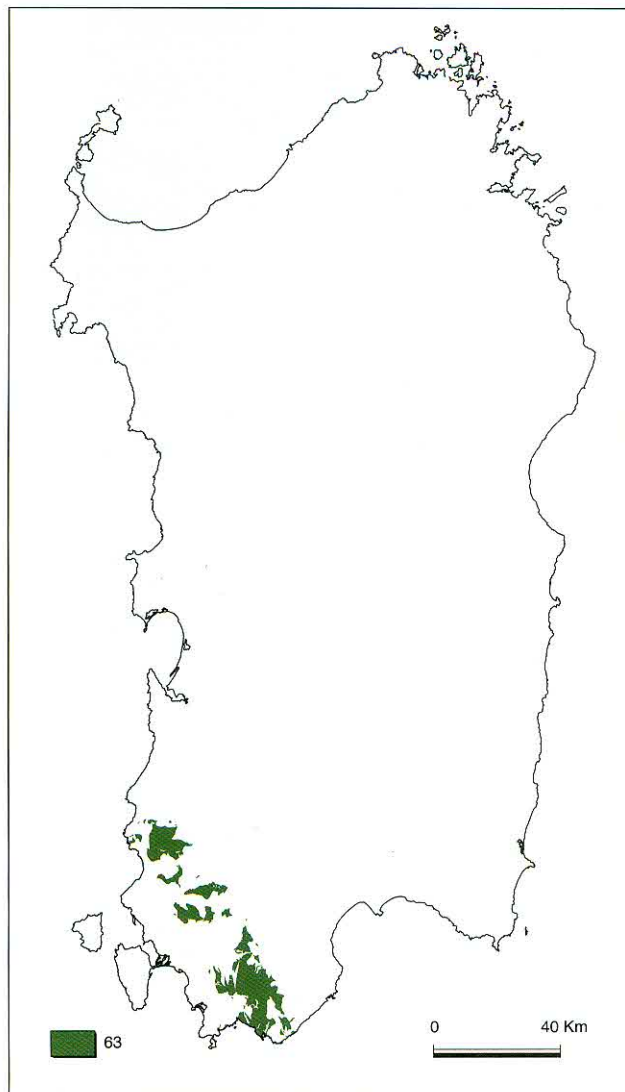


Fig. 8 - Ubicazione degli affioramenti di Micasisti ad andalusite ("Scisti di M. Settiballas" Auct.) (63a), della Formazione di Bithia (63b) e della Formazione di Nebida (63c).

- Outcrops of the "Micasisti ad andalusite" ("Scisti di M. Settiballas" Auct.) (63a), Bithia formation (63b), and Nebida formation (63c).

Nella zona di Capo Spartivento affiorano dei micascisti ad andalusite ("Scisti di M. Settiballas" Auct.), i cui rapporti originari con la precedente successione rimangono incerti e che sono stati dubitativamente attribuiti al Precambriano.

Micasisti ad andalusite ("Scisti di M. Settiballas" Auct.) (63a).

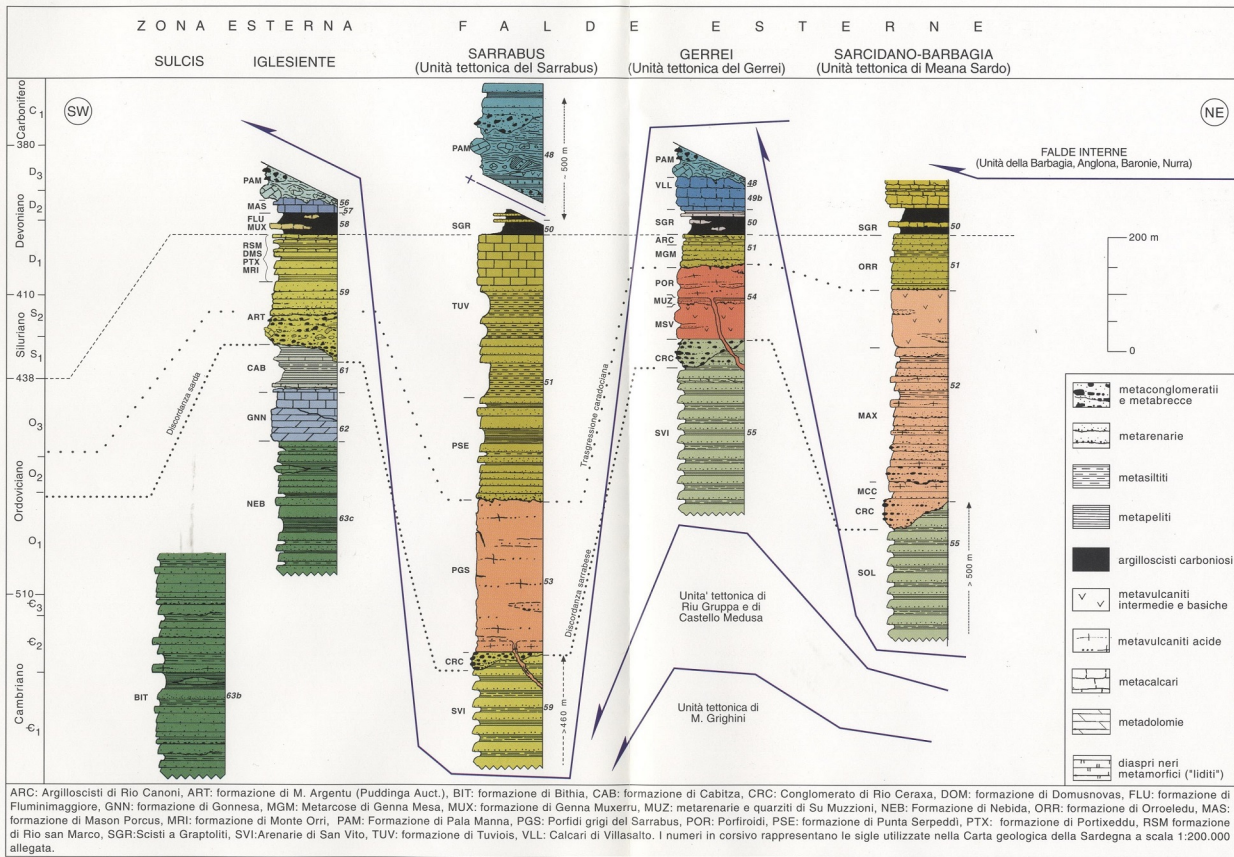
Si tratta di micascisti gneissici, caratterizzati da uno sviluppato *layering* composizionale definito dall'alternanza di livelli millimetrici granoblastici e lepidoblastici, che costituiscono alcuni affioramenti di limitata estensione presso Capo Spartivento, nel Sulcis meridionale (fig. 8). Gli effetti 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" Auct., 60); essi vengono considerati come i termini più antichi della successione e riferiti da alcuni Autori al Precambriano (MINZONI, 1981).

Formazione di Bithia (63b)

La Formazione di Bithia affiora esclusivamente nell'estremità SW dell'Isola, lungo una stretta fascia attorno agli Ortogneiss di Capo Spartivento (fig. 8). 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



Tav. 1 - Schema delle successioni paleozoiche della Sardegna centro-meridionale.

- Paleozoic succession of central and southern Sardinia.

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	sovrascorrimento	
Calcarei ad "Orthoceras" (Siluriano superiore)	Calcarei ad "Orthoceras" ed a "Cardiola" (Siluriano superiore)	Calcarei e argilliti nere (Gotlandiano- ?Devoniano)	Calcarei e argilliti nere (Siluriano-Devoniano)	Formazione di Mason Porcus	Dev. inf.
				-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
				Formazione di Domusnovas Leone et alii (1991)	Membro di Serra Corroga
					Membro di Cuccuruneddu
					Membro di P.ta Arenas
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 con ricca fauna (Caradoc)	Formazione di Portixeddu (Leone et alii, 1991)	TH3a
					TH2b
					TH2a
				Formazione di M. Orri (Leone et alii, 1991)	TH1b
					TH1a
"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
					Membro di Medau Murtas
Arenarie e argilliti, calcarei, dolomie (Siluriano inferiore)	emersione (Cambriano superiore)	emersione (Cambriano superiore)	"Discordanza sarda" (Stille, 1939) (Cambriano superiore)	"Discordanza sarda" (Ordoviciano medio)	
	Arenarie, argilliti, calcarei con "Archaeocyathus" (Cambriano medio)	Calcarei e argilliti con "Paradoxides" (Cambriano medio)	Formazione di Cabitza (Cambriano medio)	Gruppo di Iglesias (Pillola, 1990)	Formazione di Cabitza
	Dolomie, calcari, (Cambriano medio)		Formazione di Gonnese (Rasetti, 1972) (Cambriano medio)	Gruppo di Gonnese (Pillola, 1990)	
	Argilloscisti con "Paradoxides" (Cambriano medio)		Formazione di Nebida (Rasetti, 1972) (Cambriano inferiore)	Gruppo di Nebida (Pillola, 1990)	

Fig. 9 - Sintesi storica delle attribuzioni stratigrafiche della successione paleozoica della Sardegna SW (da: HAMMAN & LEONE, 1997, modificato).
 - Overview of the lithostratigraphic subdivisions proposed by various authors for the Paleozoic succession of SW Sardinia (after HAMMAN & LEONE, 1997, modified).

di quarziti sia grigie che nere (liditi), da quarzo di vena, e in subordinate 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 granitoido 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 (63c)

Questa formazione ("Formazione delle Arenarie" *Auct.*, 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 (fig. 8). 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. 7. 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 è costituito da originarie siltiti grigie chiare con intercalazioni di arenarie, arenarie quarzose, quarzo-areniti 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 areniti 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'At-dabaniano 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 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 *herring-bone* e subordinati metacalcri nodulari rossastri o grigi con archeociati (DEBRENNE *et alii*, 1979).

Il Membro di P.ta Manna è costituito da un'alternanza ritmica di metareniti, metasiltiti e metar-

gilliti a cemento carbonatico e di metacalcri. Nelle metareniti sono diffuse strutture sedimentarie quali stratificazione incrociata, *ripple mark* asimmetrici (fig. 10) 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



Fig. 10 - Ripple mark in un banco arenaceo del Membro di P.ta Manna della Formazione di Nebida (Cambriano inferiore); strada tra Acquaresi e Cala Domestica (Iglesiente occidentale).

- Ripple marks in sandstones of the P.ta Manna member of the Nebida formation (Early Cambrian); road Acquaresi-Cala Domestica (western Iglesiente).



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

- Limestone levels in the P.ta Manna member (Nebida formation: Early Cambrian) along the coast at Canalgrande (western Iglesiente).

metacalcari 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, 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 (fig. 12), trilobiti (fig. 13), brachiopodi, lingulidi, rari hyolithidi, spicole di spongiari 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. 12 - Esemplare di *Coscinocyathus* sp. (archeociatide) del Cambriano inferiore. Formazione di Nebida (Sedda Moddizzis, Gonnese: Iglesiente). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- *Coscinocyathus* sp. (acritarch, Lower Cambrian) in the Nebida formation (Sedda Moddizzis, Gonnese: Iglesiente). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

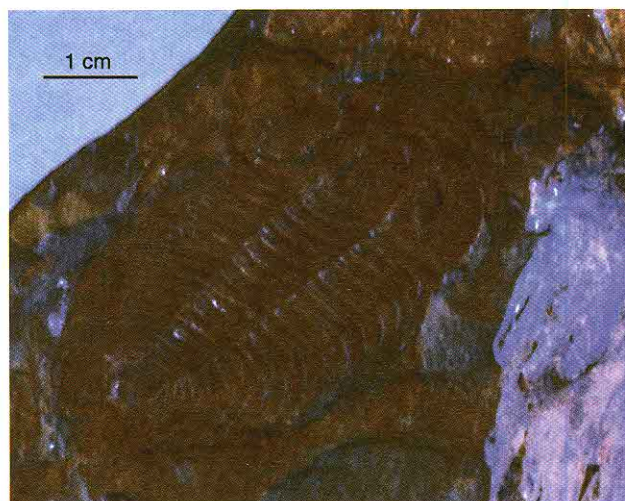


Fig. 13 - *Dolerolenus zoppii* (trilobite) in metarenarie del Cambriano inferiore. Formazione di Nebida (Canalgrande: Iglesiente). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- *Dolerolenus zoppii* (trilobite) in Early Cambrian metasandstones, Nebida formation (Canalgrande: Iglesiente). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

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 Gonnesa (62)

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

La Formazione di Gonnesa ("Metallifero" *Auct.*, Gruppo di Gonnesa: PILLOLA, 1991; PILLOLA *et alii*, 1995), che affiora, seppur in maniera discontinua, in tutto l'Iglesiente-Sulcis (fig. 14), era tradizionalmente suddivisa in due unità litostratigrafiche informali, o membri, che dal basso sono (fig. 7): a) Dolomia rigata; b) Calcare ceroide. 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 Calcare ceroide e Dolomia rigata.

Lo spessore della Formazione di Gonnesa è estremamente variabile: da 180 a 480 m (GALASSI & GANDIN, 1992). Più recentemente questa unità è stata attribuita al Gruppo di Gonnesa e suddivisa nella Formazione di S. Barbara e nella Formazione di San Giovanni (PILLOLA, 1991; PILLOLA *et alii*, 1995).

La Dolomia rigata (Formazione di S. Barbara, PILLOLA, 1991) (fig. 15) è costituita da metadolomie primarie e metacalcarei 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 Gonnesa 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 pic-

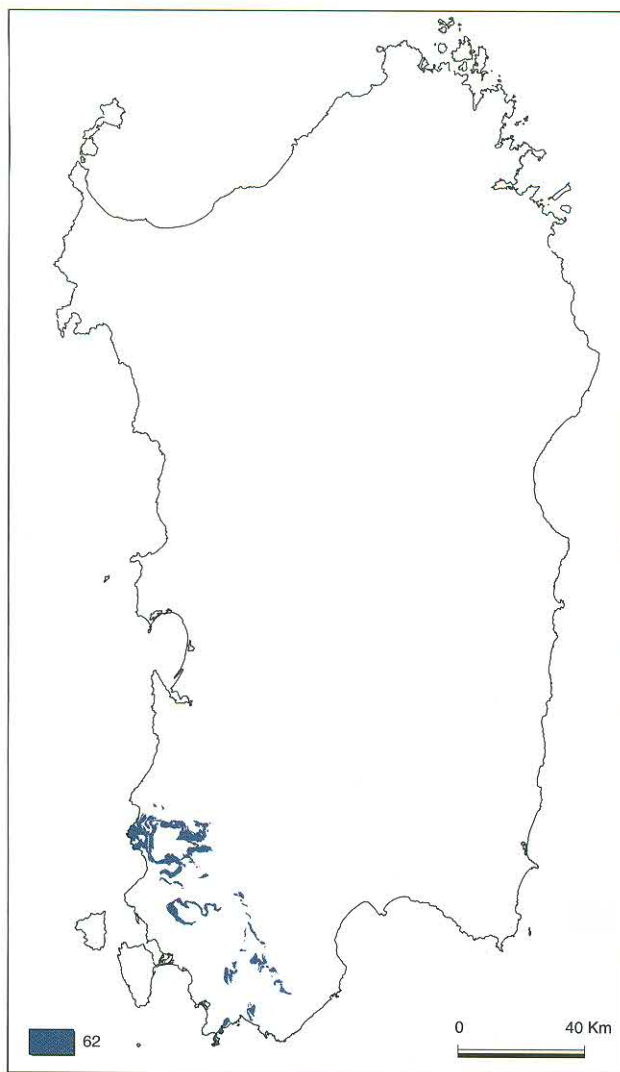


Fig. 14 - Ubicazione degli affioramenti della Formazione di Gonnesa (Cambriano inferiore) (62).
 - Outcrops of the Gonnesa formation (Early Cambrian) (62).



Fig. 15 - Affioramento di Dolomia rigata della Formazione di Gonnesa (Cambriano inferiore), presso Cala Domestica (Iglesiente occidentale).
 - Outcrop of "Dolomia rigata" of the Gonnesa formation (Early Cambrian), near Cala Domestica (western Sulcis).

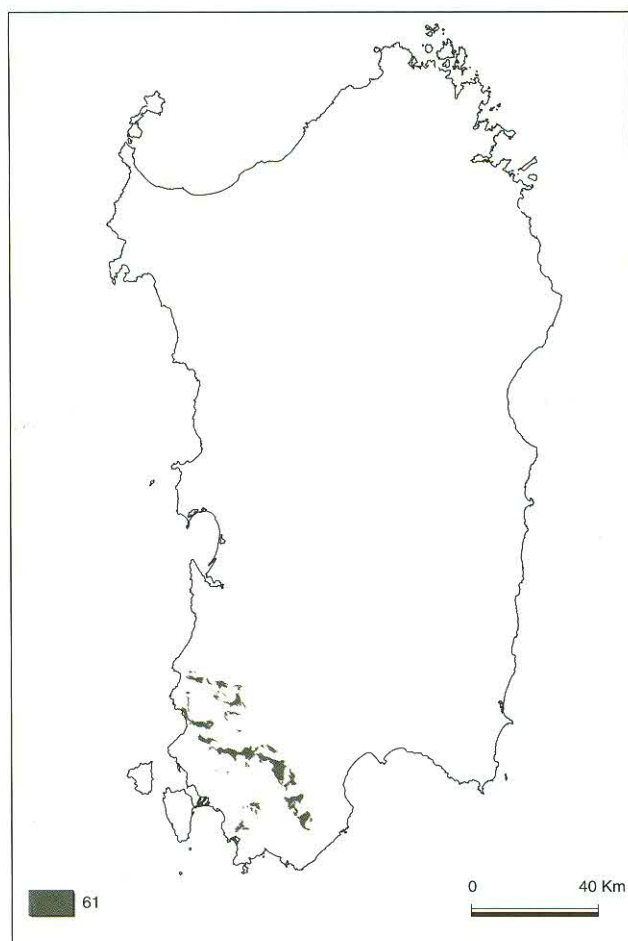


Fig. 16 - Ubicazione degli affioramenti della Formazione di Cabitza (Cambriano medio-Ordoviciano inferiore) (61).

- Outcrops of the Cabitza formation (Middle Cambrian-early Ordovician) (61).

cole 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).

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 sin-sedimentaria (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; 1994b. 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 (61)

Questa formazione (COCOZZA, 1967a) affiora nell'Iglesiente-Sulcis (fig. 16) ed è stata suddivisa in due membri (RASETTI, 1972; COCOZZA, 1979) che dal basso sono (fig. 7): a) Calcare nodulare; b) Scisti di Cabitza.

Nella recente 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 siltosi rossi e verdi, più raramente neri, metacalcari grigi e rosati con struttura nodulare e marne giallastre.

GANDIN (1987) all'interno di questo membro distingue tre litofacies: a) metacalcari massivi, ben stratificati con porzioni a lamine (prevalentemente *wackestone-packstone*); b) metacalcari nodulari più o meno marnosi e ricchi di resti fossili; c) alternanze di metacalcari ed originarie marne.

I metacalcari 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" *Auct.*) che marcano la cosiddetta Discordanza sarda (tav. 1 f.t.). 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 laminiti argilloso-siltose con intercalazioni di quarzo-areniti 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 (1994), 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. 17), rari brachiopodi, carpoidi 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 flabelliformis*) e acritarchi (GANDIN & PILLOLA, 1985; BARCA *et alii*, 1987). Questa datazione è



Fig. 17 - *Paradoxides mediterraneus* (trilobite) in metasiltiti del Cambriano medio. Formazione di Cabitza (Cabitza: Iglesiasente). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- *Paradoxides mediterraneus* (trilobite) in Middle Cambrian metasiltstones. Cabitza formation (Cabitza: Iglesiasente). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

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" *Auct.*) e di correlarla con la Discordanza sarrabese della Sardegna sud-orientale (tav. 1 f.t.).

3.1.1.2. – Successione pre-Ordoviciano medio delle Falde Esterne

Un'abbondante documentazione paleontologica (BARCA *et alii*, 1981a; TONGIORGI *et alii*, 1982; TONGIORGI *et alii*, 1984; NAUD & PITTAU DEMELIA, 1987; BARCA *et alii*, 1988; DI MILIA *et alii*, 1993) prova che i depositi carbonatici e terrigeni

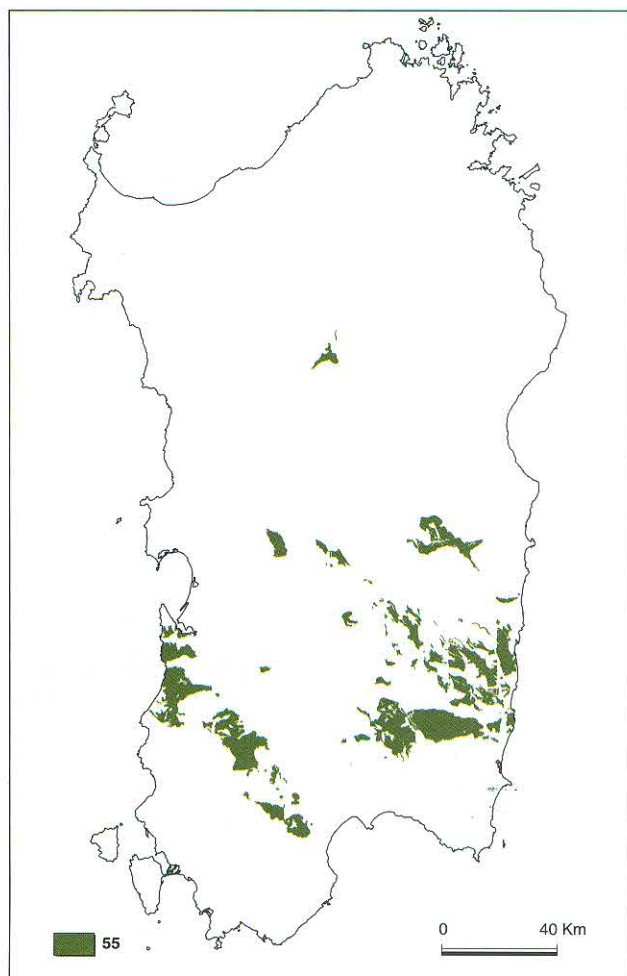


Fig. 18 - Ubicazione degli affioramenti delle Arenarie di S. Vito e della Formazione di Solanas (Cambriano-Ordoviciano inferiore) (55).
- *Outcrops of the "Arenarie di San Vito" and Solanas formations (Cambrian-Lower Ordovician) (55).*

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. 6: a1, a2).

Arenarie di S. Vito e Formazione di Solanas (55)

Una potente successione terrigena, nota in letteratura come Arenarie 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) (fig. 18).

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 vulcano-sedimentaria ordoviciano è stratigrafico ed è quasi ovunque marcato da un caratteristico livello di metaconglomerati (Conglomerato di Rio Ceraxa: BARCA & MAXIA, 1982) (tav. 1 f.t.); 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. 19).

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*, 1982b; 1986b), 600 m nel Goceano (OGGIANO, 1994).

La successione è costituita da metarenarie micaee, quarziti e, più raramente, metarenarie feldspatiche e metagrovacche, di colore variabile dal grigio-verdastro al grigio scuro. Queste metareniti formano regolari alternanze, da centimetriche a metriche, con metasiltiti e metapeliti grigio-verda-



Fig. 19 - Discordanza tra le Arenarie di S. Vito (SVI, Cambriano-Ordovociano inferiore) e i Porfidi grigi dell'Unità del Sarrabus (PGS, Ordovociano 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).

- *Unconformity between the "Arenarie di San Vito" (SVI, Cambrian-Lower Ordovician) and the "Porfidi grigi del Sarrabus" (PGS, Middle Ordovician), at Su Scoffoni, E of Genn'Argiolas, Sarrabus Unit. Note the about 90° angle between bedding (S0) in the "Arenarie di San Vito" Fm. and the basal contact of the "Porfidi grigi del Sarrabus" (dashed line).*

stre e nere. Per aumento di spessore degli intervalli arenitici, si passa localmente a metarenarie e quarziti con sottili intercalazioni filladiche scure.

Le metareniti 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 quarzo-areniti 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 San Lorenzo, Riu Parredis), 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. Parredis, ecc.).

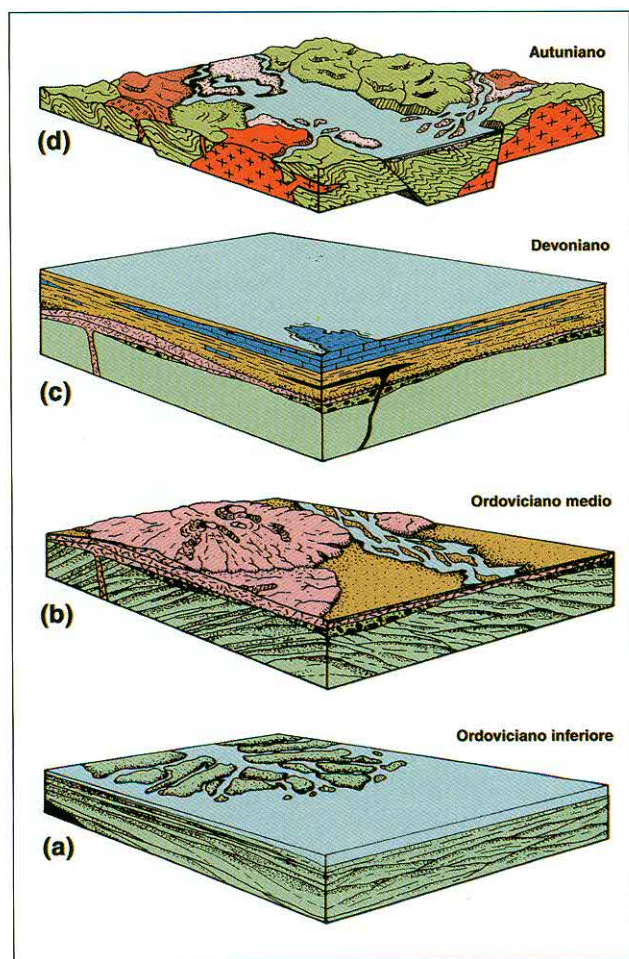


Fig. 20 - Schema degli ambienti di sedimentazione delle successioni paleozoiche della Sardegna sud-orientale.

- Depositional environments of the Paleozoic successions of south-eastern Sardinia.

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) (fig. 20a).

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 cataclasiti 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. 5) (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: a) paragneiss minuti e paragneiss micro-occhiadini con intercalazioni di micascisti e quarziti; sono inoltre presenti livelli di spessore da metrico a decametrico di paragneiss occhiadini 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.

3.1.1.3. - Successione pre-Ordoviciano medio delle Falde interne

Metarenarie, quarziti e filladi (47)

A questa unità litostratigrafica viene attribuito gran parte del basamento metamorfico di basso grado affiorante nei Monti del Gennargentu e nel Nuorese ("Postgotlandiano" *Auct.* p.p.), nel Goceano e nella Nurra (fig. 21).

La maggior parte delle metamorfiti delle Falde interne è attribuita a questo complesso che comprende metamorfiti della Zona a muscovite e clorite e della Zona a biotite, derivate da originarie successioni silicoclastiche. In nessuna località l'attribuzione stratigrafica è documentata paleontologi-

camente 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.

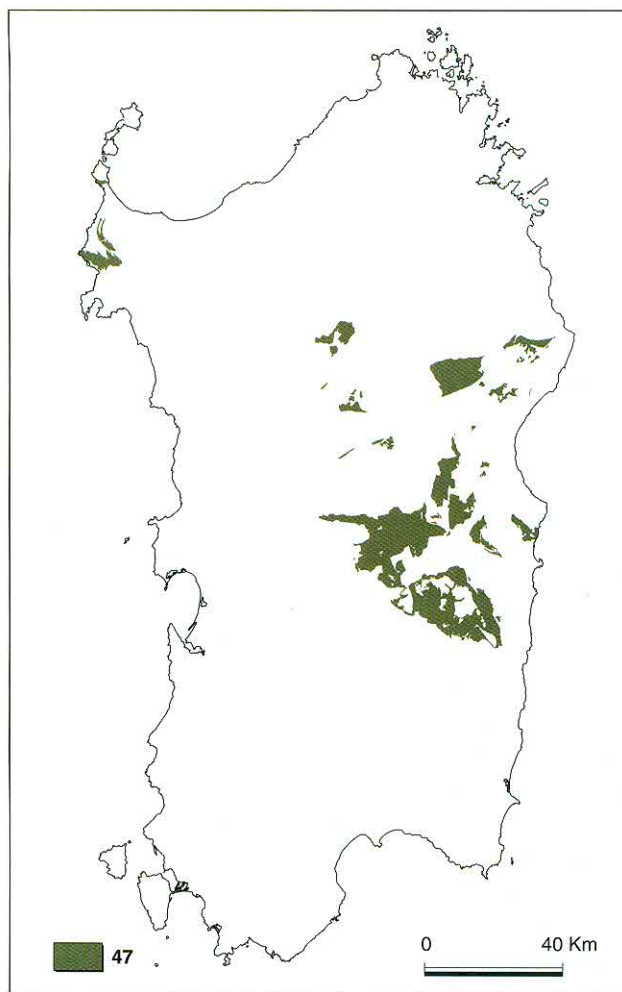


Fig. 21 - Ubicazione degli affioramenti delle Metarenarie, quarziti e filladi (47) ("Postgotlandiano" Auct. p.p.).

- Outcrops of "Metarenarie, quarziti e filladi" (47) ("Postgotlandiano" Auct. p.p.).

3.1.2. - 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 (tav. 1 f.t.). 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 sub-vulcanici 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 interme-

dia e basica ed hanno una chiara affinità calcalkalina (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. 22.

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 ordoviciana 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 ordoviciana 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 rioidacitica (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 vulcani-

che ordoviciane (46), le quali sono del tutto assenti nella Zona esterna della catena (Iglesiente-Sulcis).

Il carattere sub-alkalino 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 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. 6b, 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. 6b) 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. 6b) fu incorporata nelle falde erciniche più interne (Falde interne: Monti del Gennargentu, Baronie, Nurra, ecc.), caratterizzate infatti da scarsità di rocce vulcaniche ordoviciane (fig. 22). Il bacino di retroarco (b3 in fig. 6b) dovrebbe corrispondere all'Iglesiente-Sulcis. Questa regione è infatti priva di vulcanismo calcalkalino 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 ("Puddinga" *Auct.*) 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

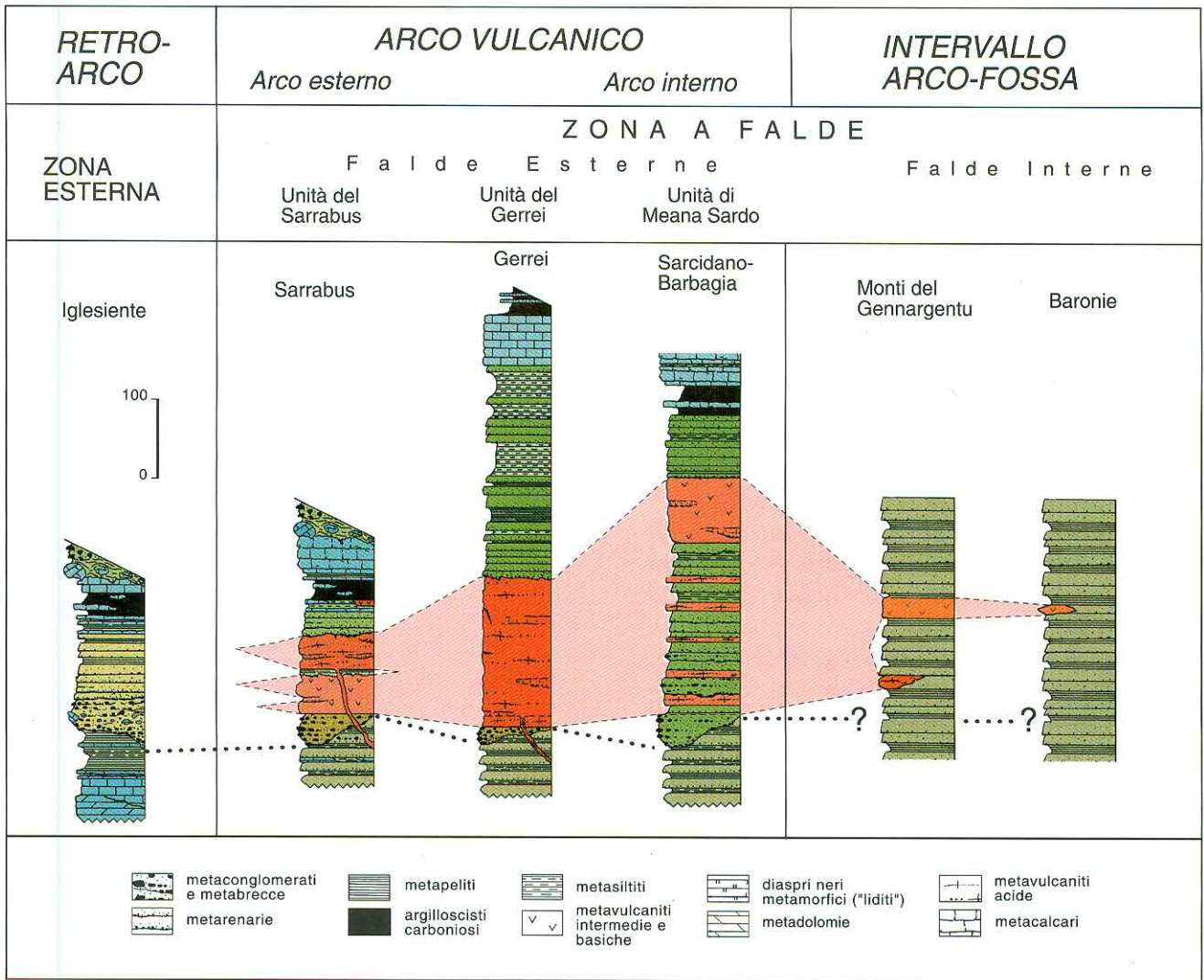


Fig. 22 - Colonne litostratigrafiche con evidenziate le successioni vulcaniche dell'Ordoviciano medio nel Basamento della Sardegna centro-meridionale. Per ulteriori dettagli vedi tav. 1.

- Stratigraphic section highlighting the Middle Ordovician volcanic successions in the Paleozoic basement of central-southern Sardinia. For further details see tav. 1.

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 ordoviciana 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).

3.1.2.1. - Complesso magmatico dell'Ordoviciano della Zona esterna

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 (60)

Affiora nel Sulcis meridionale, a Capo Spartivento (fig. 23). Si tratta di ortoderivati in facies anfibolitica di granitoidi. L'età degli zirconi dell'ortogneiss, determinata con il metodo U-Pb (478 ± 16 Ma: DELAPERRIÈRE & LANCELOT, 1989; 449 Ma: LUDWIG & TURI, 1989), ha provato per queste magmatiti un'età ordoviciana, 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. Settiballas 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.

3.1.2.2. - Complesso magmatico e vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano delle Falde esterne

Il complesso vulcanico ordoviciano assume il suo maggiore spessore nelle Falde esterne, dalla Barbagia al Sarrabus (fig. 22). E' in questa zona che la sua collocazione stratigrafica è meglio documentata sulla base del contenuto paleontologico nelle formazioni a letto e a tetto.

Successione vulcano-sedimentaria del Gerrei (54)

Nel Gerrei (fig. 23) la base del complesso vulcano-sedimentario è marcata da un orizzonte discontinuo di metaconglomerati grossolani, equivalenti al Conglomerato di Rio Ceraxa del Sarrabus (tav. 1 f.t. e fig. 22). In alcune località della bassa valle del Flumendosa (Cuile Piringoni) il metaconglomerato poggia con netta discordanza angolare sulle Arenarie di S. Vito. Altrove la

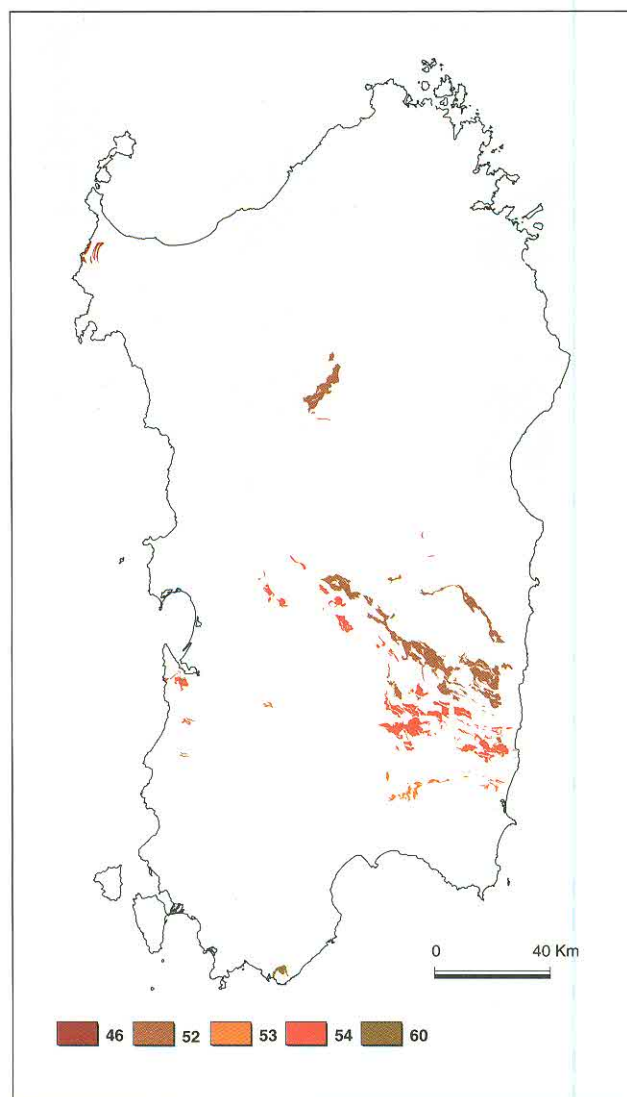


Fig. 23 - Ubicazione degli affioramenti degli Ortogneiss di Capo Spartivento (complesso magmatico dell'Ordoviciano medio) (60), della Successione vulcano-sedimentaria ordoviciana delle Falde Esterne: Gerrei (54), Sarrabus (53) e Barbagia (52) e delle Falde interne (46).

- Outcrops of "Ortogneiss di Capo Spartivento" (Middle Ordovician magmatic complex) (60), of the Volcano-sedimentary succession of the External nappes: Gerrei (54), Sarrabus (53), Barbagia (52), and Internal nappes (46).

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 sarabese. 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 quarzo-areniti e più raramente di arenarie feldspatiche provenienti dalle sottostanti Arenarie di S. Vito; localmente divengono 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 ordoviciana del Gerrei prosegue con metavulcaniti a chimismo intermedio-basico e subordinate metavulcaniti acide con intercalazioni a vari livelli di meta-derivati 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-epi-

dotica, 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 quarzo-areniti 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 smantellamen-

to della successione sedimentaria cambro-ordoviciana inferiore e delle vulcaniti acide ordoviciane.

Il termine più recente della successione vulcano-sedimentaria del Gerrei è costituito dai "Porfiroidi" (CALVINO, 1972) (tav. 1 f.t.). 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 San 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 metarcose 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 (53)

Nel Sarrabus, ed in minor misura nell'Arburese, la successione vulcano-sedimentaria ordoviciana è ben sviluppata e continua (fig. 23), ed è separata dalle metarenarie cambro-ordoviciane (Arenarie di S. Vito) da una evidente discordanza angolare (Discordanza sarrabese: CALVINO, 1959; 1972; NAUD, 1981) (fig. 19).

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. 24). 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 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

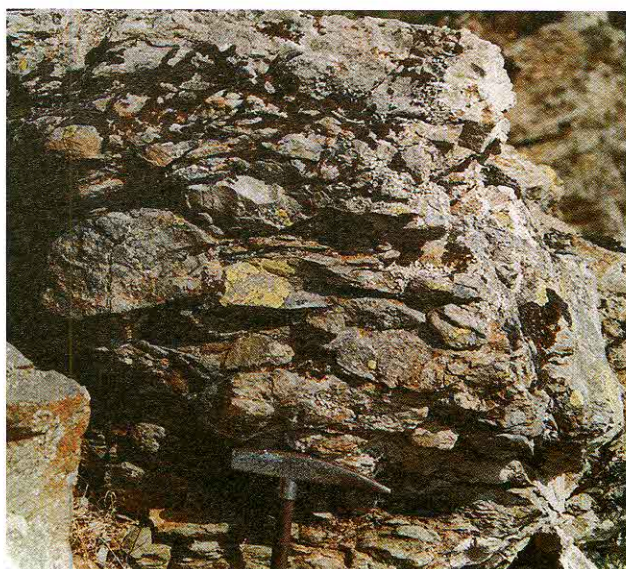


Fig. 24 - Metaconglomerato a blocchi di quarziti al passaggio tra i metasedimenti cambro-ordoviciani inferiori e le metavulcaniti dell'Ordoviciano medio (Discordanza sarda), nelle falesie di Torre dei Corsari (Arburese).

- *Metaconglomerate with quartzite clasts between Cambrian-Lower Ordovician metasediments and Middle Ordovician metavolcanic rocks (Sardic unconformity), Torre dei Corsari (Arburese).*

talvolta possono poggiare direttamente sui metaconglomerati basali. Una situazione di questo tipo è bene esposta presso Brunco 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 muscovite e forse a biotite (fig. 25) che sembrano testimoniare l'esistenza di un basamento metamorfico precambriano al di sotto delle metarenarie cambro-ordoviciane.

A queste metavulcaniti calcocaline sono spesso intercalati i derivati lievemente metamorfici dei prodotti del loro rimaneggiamento sub-aereo, 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 (52)

Anche nel Sarcidano, nel Salto di Quirra ed in Barbagia (fig. 23) 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, quarzoarenite e rioliti chiare afiriche, che possono divenire 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 distri-

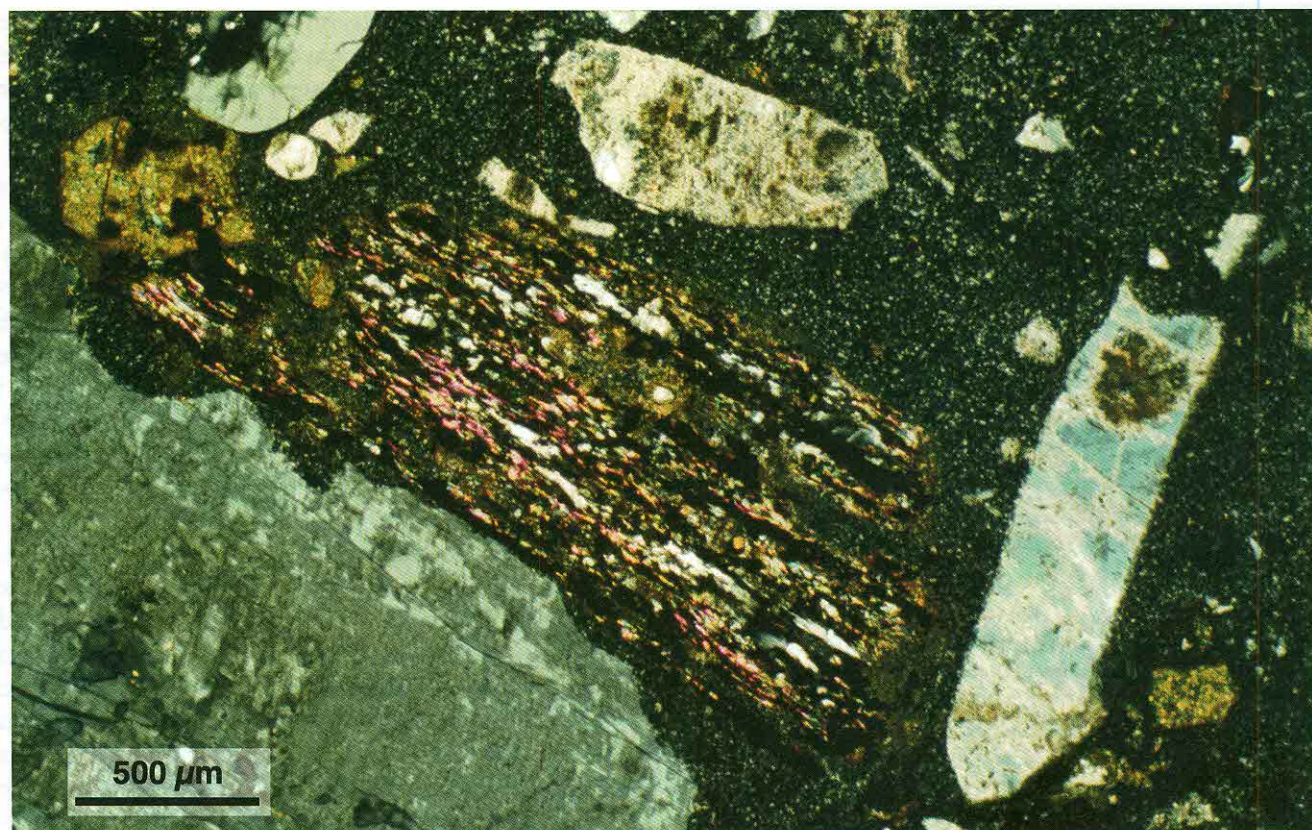


Fig. 25 - Clasto di fillade a biotite proveniente da un complesso metamorfico non affiorante più antico delle Arenarie di S. Vito dell'Unità del Sarrabus. Il clasto, interessato da metamorfismo in facies degli scisti verdi, si trova all'interno dei Porfidi grigi del Sarrabus (Ordoviciano medio) affetti solo da un metamorfismo anchi-epizonale (Sud di Muravera: Sarrabus).

- *Fragment of biotite schist from a metamorphic complex older than the "Arenarie di San Vito" formation of the Sarrabus unit. The fragment shows green-schists facies metamorphism and is found in the "Porfidi grigi del Sarrabus" (Middle Ordovician), affected only by low-grade metamorphism (South of Muravera: Sarrabus).*

buzione 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 litostratigrafiche 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 afiriche a

sub-afiriche, 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 essen-

zialmente quarzosa o quarzoso-felspatica. 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 (fig. 26). 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 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.

3.1.2.3. – Complesso magmatico e vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano delle Falde interne

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

Metavulcaniti acide, intermedie e basiche e metaepiclastiti (46)

In diverse località del massiccio del Gennargentu e in Nurra (fig. 23) sono state distinte:

a) metavulcaniti acide ("Porfiroidi") e i prodotti metamorfici del loro rimaneggiamento (metarcosi



Fig. 26 - Metaconglomerato della Formazione di Manixeddu (Ordoviciano medio) dell'Unità di Meana Sardo. L'allungamento dei clasti materializza la lineazione d'estensione L1 della fase ercinica D1 (M. Santa Vittoria; Sarcidano).

- *Metaconglomerate of the Manixeddu Formation (Middle Ordovician) in the Meana Sardo unit. Elongation of clasts define a stretching lineation in the rock (L1) developed during the D1 Hercynian deformation phase (M. Santa Vittoria; Sarcidano).*

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;

b) 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 pseudomorfosi a carico di precedenti anfibioli 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.

3.1.3. – 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. 6b) è ricoperto da sedimenti terrigeni da continentali a lito-

rali ("Trasgressione caradociana" *Auct.*, tav. 1 f.t.), 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. 6c), 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 calcalkalino 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 geochimici 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 geochimica 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. 6D).

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. 6D). Queste successioni carbonatiche verso NE sono parzialmente o totalmente sostituite da depositi terrigeni (DI PISA & OGGIANO, 1984) (d2 in fig. 6D). 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 sin-orogonico 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" *Auct.*) 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; BARCA, 1981; SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA, 1985). Si trattava comunque di limitati e sporadici affioramenti insufficienti a giustificare la presenza di un'importante sedimentazione sin-orogonica nella Catena ercinica sarda. MAXIA (1983), in base a correlazioni litostratigrafiche, segnalò la presenza di successioni ritenute carbonifere marine nel Sulcis orientale (M. Calcinaio), Sarrabus meridionale (a S di P.ta Serpeddì) 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.

3.1.3.1. – Successione dell'Ordoviciano (?) medio-superiore-Carbonifero inferiore della Zona esterna

Metaconglomerati, metasiltiti e metarenarie (59)

Nella Sardegna SW (Iglesiente-Sulcis) non è presente il complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio (tav. 1 e fig. 22), per cui la potente successione clastica dell'Ordoviciano superiore (fig. 27) 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" *Auct.*) 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. 9)

La successione inizia con caratteristici metaconglomerati trasgressivi ("Puddinga" *Auct.*), 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. 28). In questa recente proposta di inquadramento litostratigrafico formale (cfr. fig. 9 per le variazioni della nomenclatura stratigrafica nel corso degli anni) la "Puddinga" *Auct.* 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. 29). 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 Gonnesa, e raramente dalla Formazione di Nebida. Il cemento è generalmente arenaceo-ematitico di colore rosso vinaccia. All'interno della "Puddinga" *Auct.*, 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 sin-sedimentaria (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" *Auct.*, fig. 30). 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

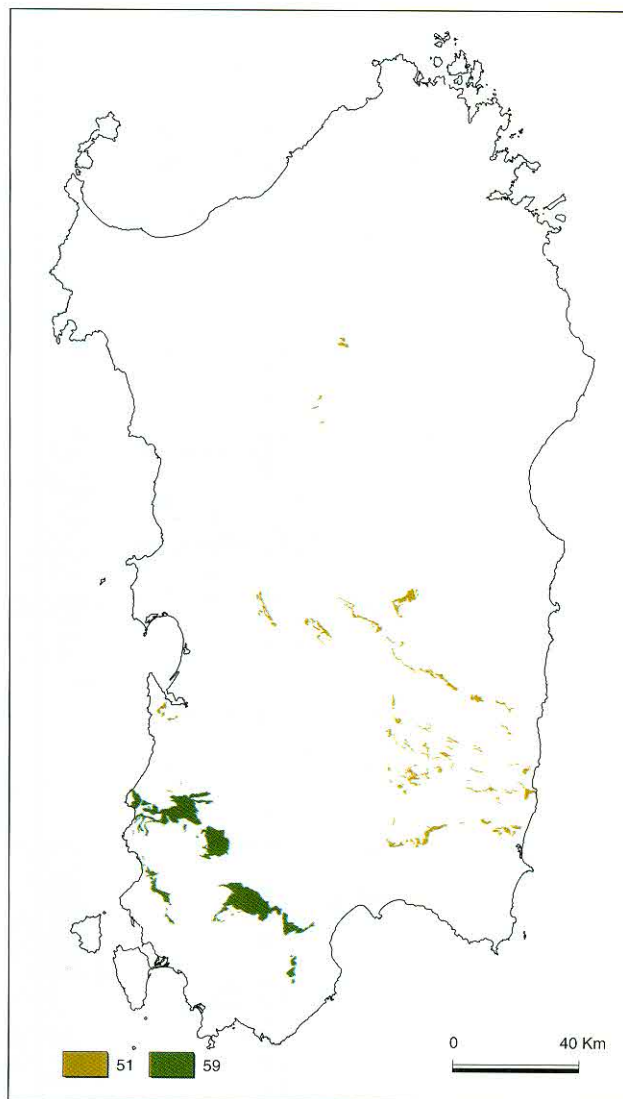


Fig. 27 - Ubicazione della successione sedimentaria dell'Ordoviciano superiore nella Zona esterna (59) ("Puddinga", Formazione di M. Argentu, Formazione di M. Orri, Formazione di Portixeddu, Formazione di Domusnovas, Formazione di Rio San Marco) e nelle Falde Esterne (51).

- Outcrops of the Upper Ordovician sedimentary succession in the external Zone (59) ("Puddinga", Formazione di M. Argentu, Formazione di M. Orri, Formazione di Portixeddu, Formazione di Domusnovas, Formazione di Rio San Marco) and in the External nappes (51).

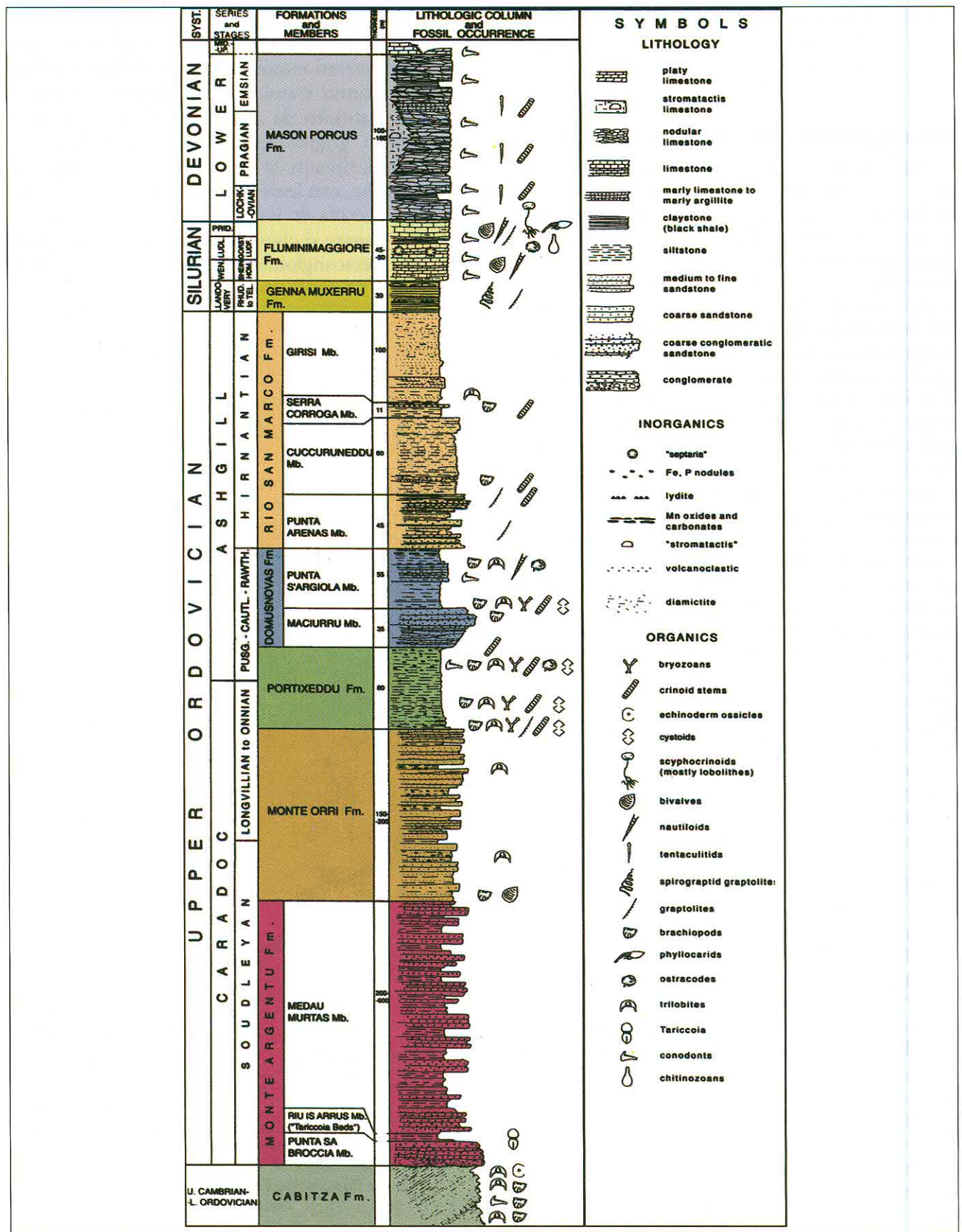


Fig. 28 - Successione stratigrafica dell'Ordoviciano superiore-Devoniano della Zona esterna (Iglesiente-Sulcis) (da LEONE et alii, 1991).
- Upper Ordovician-Devonian sedimentary succession in the External zone (Iglesiente-Sulcis) (after LEONE et alii, 1991).

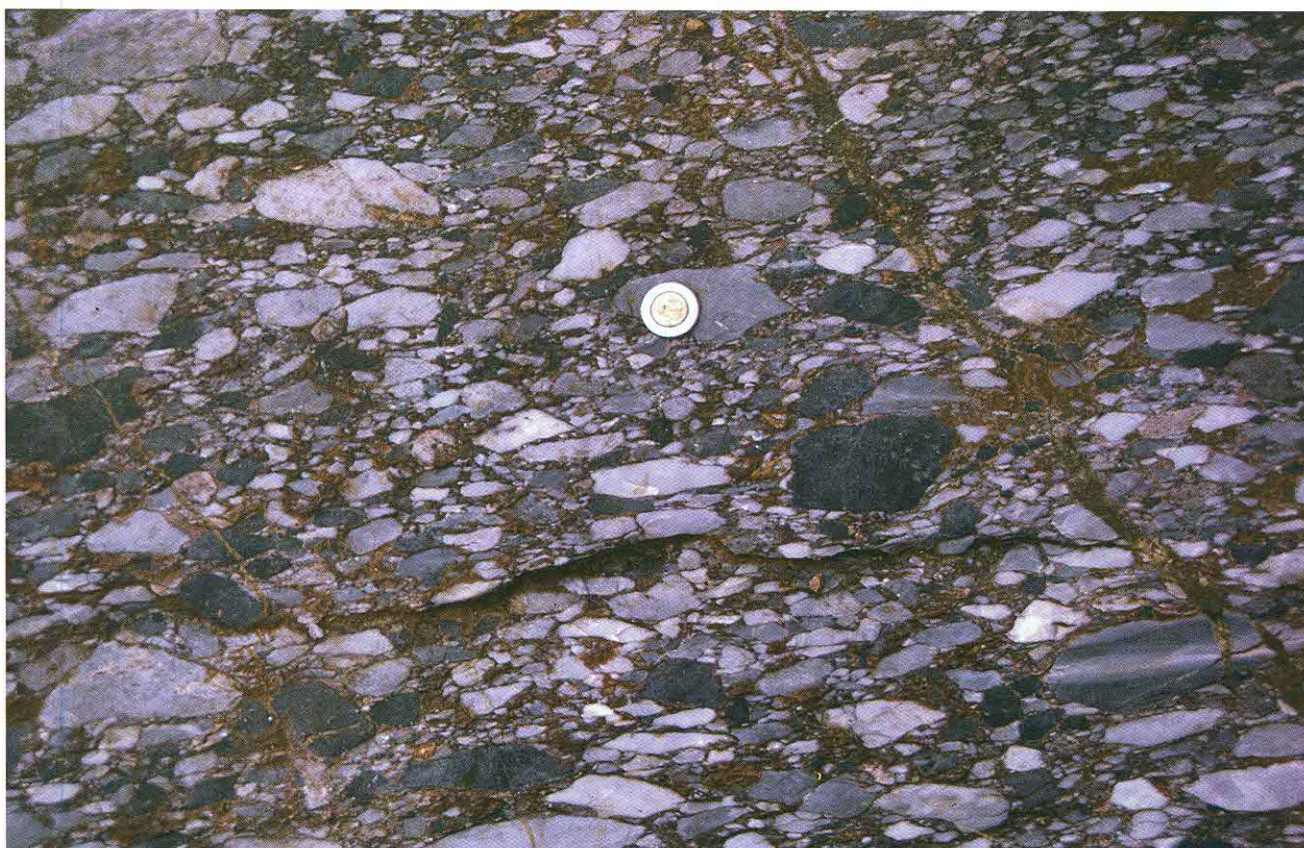


Fig. 29 - Metabrecce alla base della Formazione di M. Argentu ("Puddinga" Auct.) (Acquaresi: Iglesiasente).
- Metabreccia in the lower part of the "Formazione di M. Argentu" ("Puddinga" Auct.) (Acquaresi: Iglesiasente).

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 cronostratigrafica 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" Auct.) 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 *hardpan*: COCOZZA *et alii*, 1974) pre-trasgressione ordo-

viciano (BRUSCA & DESSAU, 1968), 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) l'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. 31. 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 piane litorali di mare basso che costituirebbero l'ambiente di deposizione degli scisti fossiliferi del Membro di Riu is



Fig. 30 - Discordanza sarda (Ordoviciano medio) nei pressi di Nebida: è evidente il contatto stratigrafico discordante tra i metaconglomerati basali della Formazione di M. Argentu ("Puddinga" Auct.) dell'Ordoviciano superiore (a destra) e le metargilliti della Formazione di Cabitza di età Cambriano medio-Ordoviciano inferiore (a sinistra) (strada costiera per Nebida: Iglesiasiente).

- Sardinian unconformity (Middle Ordovician) near Nebida: note the contact between metaconglomerates of the M. Argentu Fm. ("Puddinga" Auct.) of the Upper Ordovician (to right) and shales of the Cabitza Fm. of Middle Cambrian-Lower Ordovician age (on the left) (coastal road for Nebida: Iglesiasiente).

Arrus. Le siltiti e i conglomerati terminali, si sarebbero invece depositi in pianure 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. 28). 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. 28). In particolare, nella Formazione di Portixeddu sono abbondanti resti di brachiopodi, briozoi, cistoidi (fig. 32 e fig. 33), crinoidi

di e subordinati gasteropodi, bivalvi, trilobiti, conularidi e coralli (fig. 34) 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 metacalcari marnosi rossi alternati a metargilliti calcaree anch'esse di colore rossastro con abbondanti resti di faune bentoniche costituite da briozoi, crinoidi, cistoidi, brachiopodi e più rari trilobiti. Raramente sono presenti metacalcari bianchi massivi, localmente dolomitizzati. Questo livello carbonatico fossilifero, che si può seguire senza interruzione dal Marganai (Iglesiente) fino a Portixeddu (Fluminese), e la Formazione di Portixeddu rappresentano i livelli guida più caratteristici dell'intera successione del-

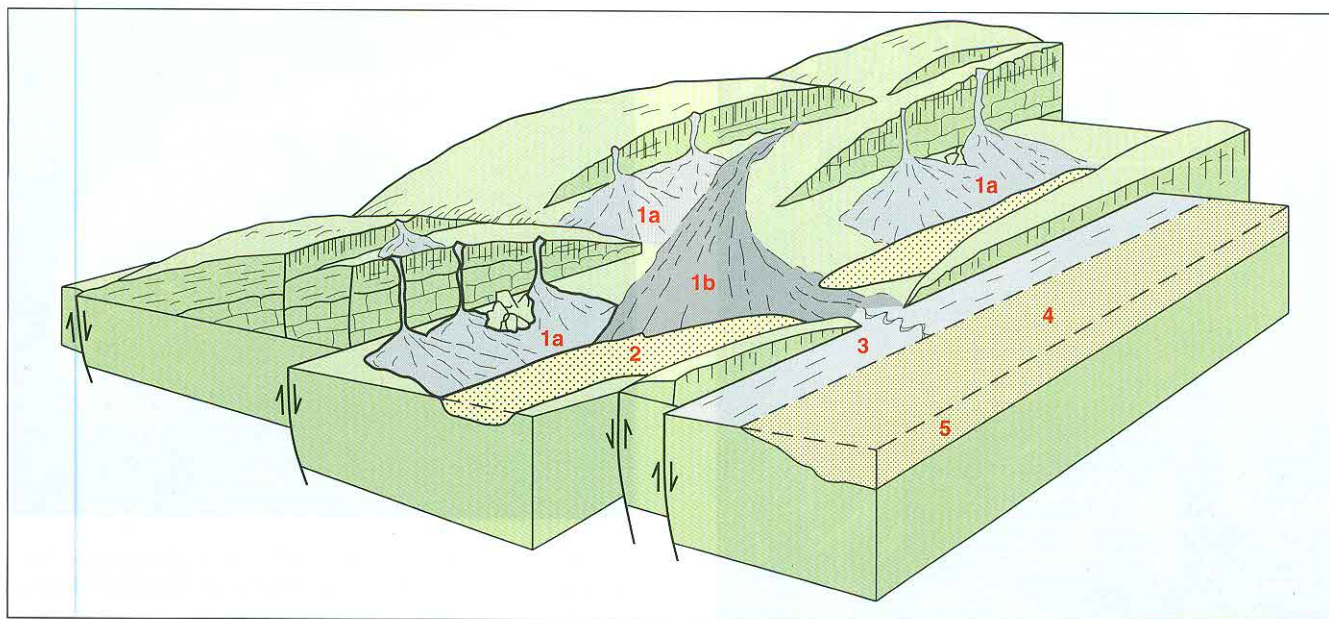


Fig. 31 - Ambiente tettono-sedimentario di deposizione della "Puddinga" Auct. ordoviciana nell'area di Gonnese (da MARTINI *et alii*, 1991, modificato). 1a: conoidi alluvionali basali carbonatiche; 1b: conoidi alluvionali basali con clasti scistosi; 2: delta conoidi lacustri; 3: piana alluvionale con corsi d'acqua meandrici; 4: spiaggia esterna; 5: piattaforma marina.

- Tectono-sedimentary environment during "Puddinga" Auct. deposition. (after MARTINI *et alii*, 1991, modified). 1a: basal carbonate-bearing alluvial fans; 1b: basal schists-clast-bearing alluvial fans; 2: lacustrine fan deltas; 3: floodplain with small meandering streams; 4: shoreface; 5: shelf.

l'Ordoviciano superiore. L'orizzonte carbonatico è spesso sostituito da livelli silicei grigio-nerastri, derivati probabilmente dalla silicizzazione di originari calcari. In base alle associazioni fossilifere ed alla sua posizione stratigrafica l'orizzonte carbonatico può essere riferito all'Ashgill.

Sopra le precedenti formazioni fossilifere affiorano sottili orizzonti di metavulcanoclastiti. Si tratta di metaconglomerati e metabrecce ad elementi di vulcaniti basiche, alternati con metasiltiti grigie e nere e metargilliti silicee che costituiscono la base della Formazione di Rio San Marco (LEONE *et alii*, 1991). Questa formazione affiora nell'Iglesiente e nel Sulcis settentrionale, mentre si riduce progressivamente di spessore, fino a scomparire nel Sulcis meridionale. I contenuti in Ti/Zr/Y provano una derivazione delle metavulcaniti da basalti intraplacca. La loro affinità alcalina-transizionale è indicata anche dai bassi valori del rapporto Y/Nb compresi tra 0,5 e 1,2 e dalla distribuzione sui diagrammi P_2O_5 -Zr e TiO_2 -Zr/ P_2O_5 (BECCALUVA *et alii*, 1981). Secondo questi Autori le lave basaltiche ad affinità alcalina transizionale possono essere interpretate come prodotti di un vulcanismo intraplacca sviluppato in condizioni di *rifting*. L'orizzonte vulcanoclastico risulta confinato nell'Ashgill inferiore-medio (LEONE *et alii*, 1991), quindi anche l'attività vulcanica intraplacca dovrebbe avere questa età. Come abbiamo già detto, il vulcanismo calcalkalino, prevalentemente acido, pre-Caradoc, diffuso ed



Fig. 32 - Esemplare di cistoide in metarenarie siltose dell'Ordoviciano superiore. Formazione di Portixeddu (Domusnovas: Iglesias). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Crinoid in Upper Ordovician metarenites. Portixeddu Formation (Domusnovas: Iglesias). Museum of Paleontology, University of Cagliari.



Fig. 33 - Placche di cistoidi nelle metargilliti dell'Ordoviciano superiore. Formazione di Portixeddu (Domusnovas: Iglesias). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- *Cistoid plates in Upper Ordovician slates. Portixeddu Formation (Domusnovas: Iglesias). Museum of Paleontology, University of Cagliari.*

abbondante nella Sardegna centrale e sud-orientale, è invece totalmente assente nella Zona esterna (Iglesiente-Sulcis). Le uniche tracce di questo vulcanismo possono essere rappresentate dai prodotti di rimaneggiamento di vulcaniti presenti nella parte alta della Formazione di Domusnovas, che secondo LEONE *et alii* (1991) potrebbero derivare dallo smantellamento di edifici vulcanici acidi.

La Formazione di Rio San Marco continua con una successione clastica costituita da metarenarie micacee con intercalazioni di metasiltiti e metargilliti micacee con strutture da corrente e laminazioni parallele, incrociate e ondulate (fig. 35). Sono localmente presenti livelli di metaconglomerati minuti e metarenarie grossolane interpretabili come originari sedimenti glacio-marini (paratilliti), analoghi ai depositi glaciali e periglaciali ampiamente diffusi in Africa, Francia e Spagna, collegati all'*inlandsis* che ricopriva il Gondwana settentrionale nell'Ordoviciano superiore (COCOZZA *et alii*, 1974; LEONE *et alii*, 1991). Nelle metasiltiti e metargilliti grigio-neri che fanno transizione ai depositi del Siluriano sono stati rinvenuti acritarchi dell'Ashgill superiore (DEL RIO *et alii*, 1979).



Fig. 34 - Tetracorallo in metasiltite dell'Ordoviciano superiore. Formazione di Portixeddu (Portixeddu: Fluminese). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- *Coral in Upper Ordovician slates. Portixeddu Formation (Domusnovas: Iglesias). Museum of Paleontology, University of Cagliari.*



Fig. 35 - Alternanze di metasiltiti e metarenarie della Formazione di Rio San Marco (Membro di Cuccuruneddu) nel fianco meridionale della valle del Cixerri (Conca Arrubia).

- *Alternating metasiltstones and metasandstones of the Rio San Marco Formation (Cuccuruneddu member) in the southern flank of Cixerri valley (Conca Arrubia).*

Scisti a graptoliti, Formazione di Genna Muxerru *Auct.* (58)

Nella Zona esterna, i depositi siluriani corrispondenti ai cosiddetti "Scisti a graptoliti" *Auct.* o Formazione di Genna Muxerru (GNOLI *et alii*, 1989) affiorano in modo molto discontinuo (fig. 36) 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 (57)

Questa successione (fig. 37) inizia con alternanze di metacalcari, metapeliti e metargilliti neri ("Calcarei ad *Orthoceras*" *Auct.*, Formazione di Fluminimaggiore: GNOLI *et alii*, 1989) con caratteristici livelli centimetrici di liditi (fig. 38). I metacalcari contengono resti fossili rappresentati soprattutto da graptoliti (fig. 39) (zona a *Monograptus testis*, *Monograptus uniformis*), conodonti (zona a *Pterospathodus amorphognathoides*, *Kockella ranuliformis*, *Ozarkodina excavata excavata*, ecc.); cefalopodi (fig. 40), crinoidi (*Schizophocrinites*), 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-

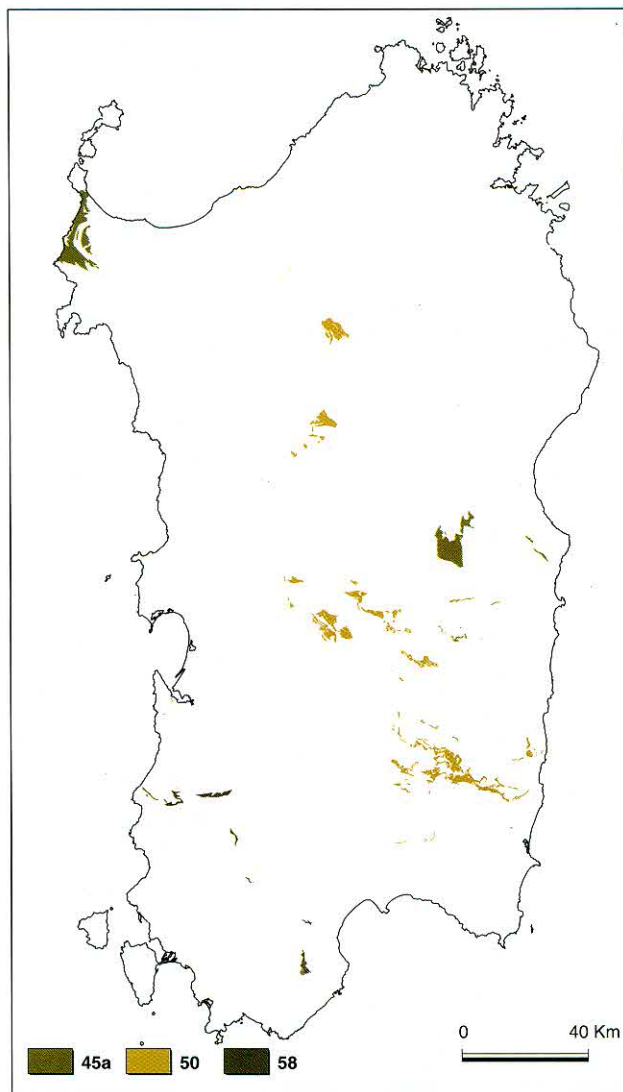


Fig. 36 - Ubicazione degli affioramenti della successione del Siluriano-Devoniano inferiore (Scisti a graptoliti, filladi grafitose e Scisti a tentaculiti, ecc.) nella Zona esterna (58), nelle Falde esterne (50) e nelle Falde interne (45a).

- Outcrops of the Silurian-Lower Devonian succession (graptolite shales, black shales, tentaculite sales) in the External zone (58), in the External nappes (50) and in the Internal nappes (45a).

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. 28). 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*),

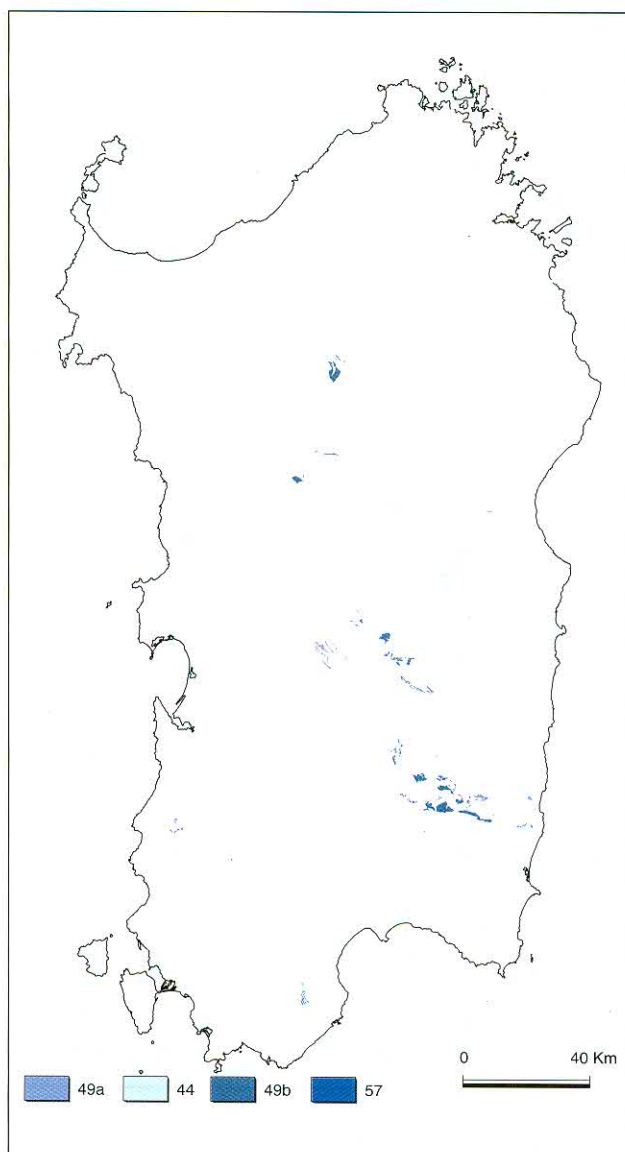


Fig. 37 - Ubicazione degli affioramenti della successione carbonatica del Devoniano: Formazione di Mason Porcus (57), Marmi dolomitici e calcescisti (49a), Calcari di Villasalto (49b) e dei Marmi di Arcu Correboi (44).

- Outcrops of the Devonian carbonate succession: Mason Porcus Formation (57), Dolomitic marbles and calcschists (49a), Villasalto limestones (49b) and Arcu Correboi marbles (44).

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; MASTANDREA, 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 (56)

Si tratta dei depositi terrigeni silicoclastici (facies Culm) deposti nell'avanfossa della Catena ercinica, ora affioranti nel Sulcis orientale (fig. 41). La maggior parte della successione è costituita da metarenarie e quarziti alternate a metargilliti, con locali livelli di metaconglomerati (fig. 42), 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 metaradiolariti e quarziti scure in grossi banchi, alternate con metarenarie e metasiltiti, talora associate a livelli di metavulcaniti e metavulcanoclastiti basiche; c) infine, alla sommità, metarenarie e metargilliti con strutture gradate.

Recentemente 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.



Fig. 38 - Scisti neri con liditi della Formazione di Fluminimaggiore; Monti di Pula (Sulcis).
- Black shales bearing lyditites in the Fluminimaggiore Formation; Monti di Pula (Sulcis).



Fig. 39 - Scisti neri carboniosi a graptoliti della Formazione di Fluminimaggiore; (Sulcis).
- Black shales with graptolites of the Fluminimaggiore Formation; (Sulcis).

3.1.3.2. - Successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore delle Falde esterne

Successione dell'Ordoviciano superiore (51)

Le successioni dell'Ordoviciano superiore sono caratterizzate da una grande eterogeneità nelle diverse aree di affioramento delle Falde esterne (fig. 27). 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" *Auct.*) 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 calcocalcino 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 marciano 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 (MENEHINI, 1857; 1880; DE CASTRO, 1890; VINASSA DE REGNY, 1927a; 1927b;



Fig. 40 - Calcari ad ortoceratidi, bivalvi e graptoliti del Siluriano. Formazione di Fluminimaggiore (Fluminimaggiore: Fluminese). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- Silurian limestone bearing orthoceratides, bivalves and graptolites. Fluminimaggiore Fm. (Fluminimaggiore: Fluminese). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

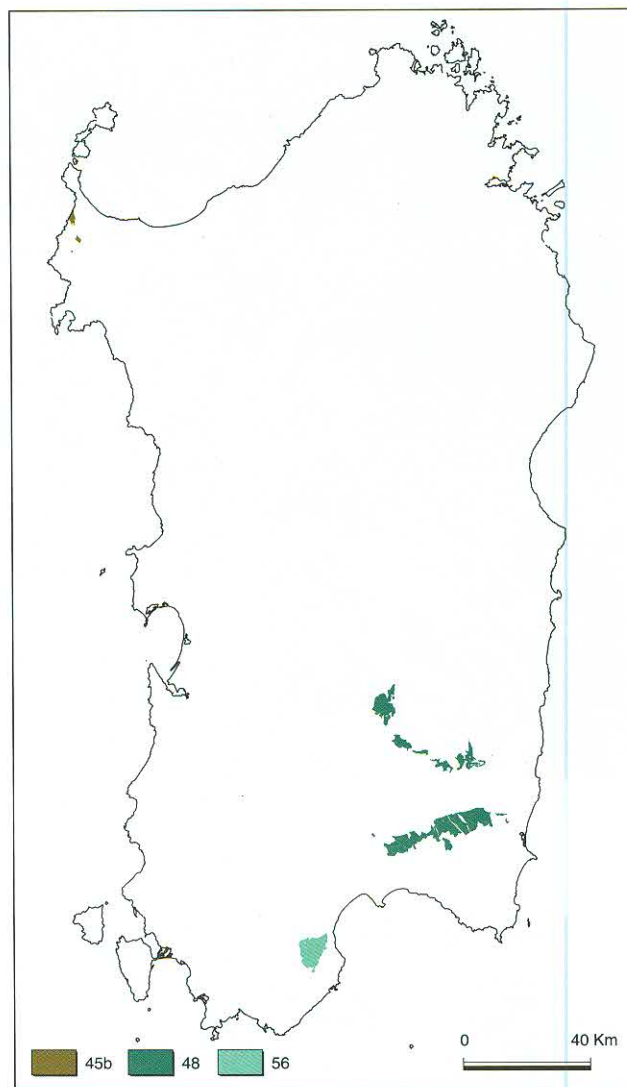


Fig. 41 - Ubicazione degli affioramenti di Metagabbri di probabile età Carbonifero inferiore in Nurra (45b) e della successione terrigena del Carbonifero inferiore (Formazione di Pala Manna) nelle Falde Esterne (48) e nella Zona esterna (56).

- Outcrops of metagabbros (? Lower Carboniferous) in the Nurra region (45b), and of the Lower Carboniferous terrigenous succession (Pala Manna Fm.) in the External nappes (48) and in the External zone (56).

TEICHMÜLLER, 1931; MACCAGNO, 1965; ANNO SCIA, 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 relativamente 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 mediamente 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, leucosene, ilmenite, zirconio, monazite, tormalina, ecc. (LOI *et alii*, 1992a, 1992b; 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. 43), 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. 25). Lo spessore della formazione è variabile, probabilmente a causa delle irregolarità del substrato vulcanico che essa trasgredisce. La parte



Fig. 42 - Metaconglomerato poligenico del *flysch* ercinico (Formazione di Pala Manna) (Baccu Ollasto: Sulcis).

- Polygenic conglomerate of the Hercynian *flysch* (Pala Manna Fm.).

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 & DI GREGORIO, 1979) (fig. 44). 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'Ashgill. I caratteri sedimentologici indicano un ambiente di piattaforma, distante da terre emerse, come testimonia la prevalente sedimenta-

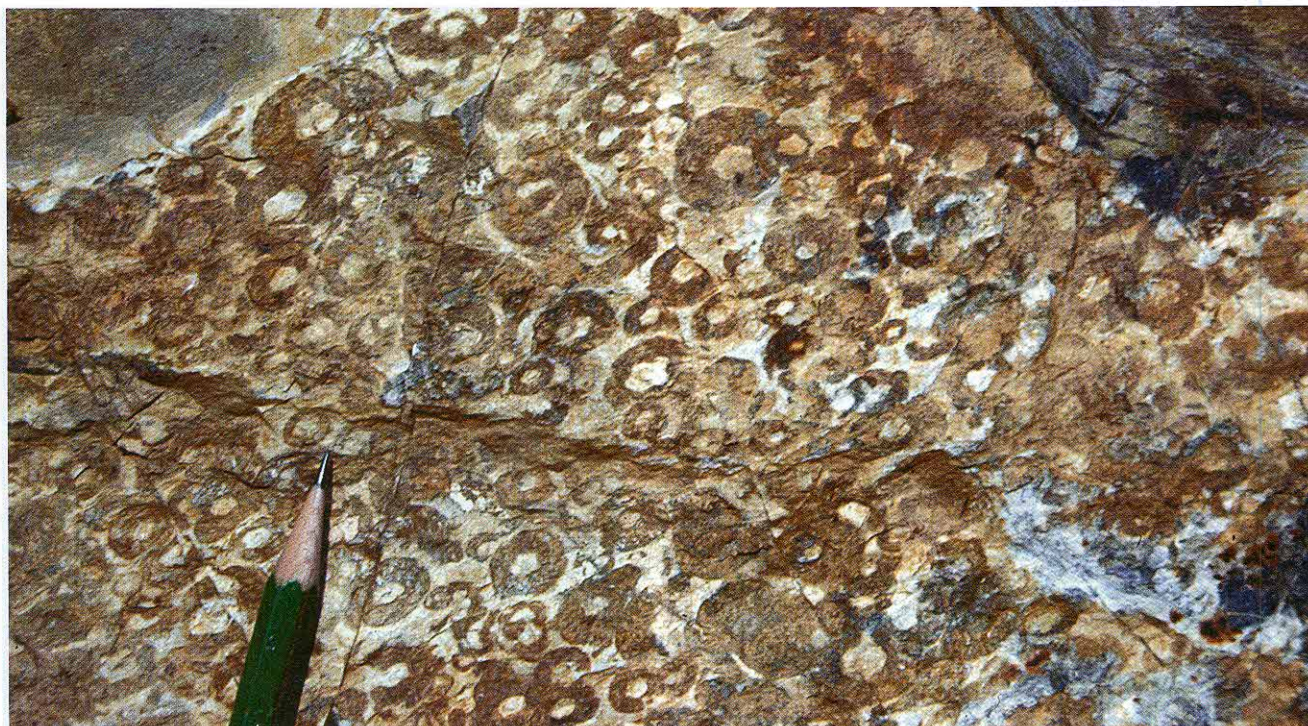


Fig. 43 - Articoli di crinoidi in metarenarie della Formazione di P.ta Serpeddì (Bruncu Adamu: Sarrabus).
- *Crinoids fragments in metasandstones of the P.ta Serpeddì Formation (Bruncu Adamu: Sarrabus).*

zione 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*, 2000) (tav. 1 f.t.). 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 (Argillosisti di Rio Canoni: NAUD, 1979a). Le metasiltiti carbonatiche sono caratterizzate da vacuoli limonitizzati, 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 metacalcri 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 "Calcri silicizzati" (CAVINATO, 1933; CALVINO, 1972; HELMCKE & KOCH, 1974). Il contatto con le sottostanti metarcose e metaconglomerati è graduale o avviene per



Fig. 44 - In primo piano, "Calcarei silicizzati" dell'Ordoviciano superiore in giacitura verticale, debolmente piegati, appartenenti alla Formazione di Tuvois; località Serra s'Angassua-Rio Ollastu (Sarrabus); sullo sfondo, Porfidi grigi del Sarrabus (Ordoviciano medio) del rilievo di Bruncu Adamu.
- In foreground Upper Ordovician silicated limestones with vertical attitude, slightly folded, of the Tuvois Formation; locality Serra s'Angassua-Rio Ollastu (Sarrabus); in background "Porfidi grigi del Sarrabus" (Middle Ordovician) at Bruncu Adamu.

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 geochemica di basalti intraplacca (spiliti: LEHMANN, 1975; MEMMI *et alii*, 1982; NAUD, 1982; 1983; DI PISA *et alii*, 1992), i cui affioramenti si rinvencono 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 originali 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 Orroleddu: 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 sub-arrotondati di quarziti.

Presso Bruncu Nieddu (Salto di Quirra) nelle metaarenarie 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) metaarenarie a grana fine e metasiltiti alternate a metargilliti (Formazione di Bruncu su Pitzu: BOSELLINI & OGNIBEN, 1968). Nelle metasiltiti e più raramente nelle metaarenarie sono state rinvenute associazioni fossilifere con la tipica fauna dell'Ordoviciano superiore. Nella zona di Bruncu Nieddu la formazione contiene metaarenarie 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 (50)

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 (fig. 36). 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 nell'Unità del Sarrabus, tra Genn'Argiolas e Muravera, quasi sempre fortemente tettonizzati o in scaglie



Fig. 45 - Crinoidi in metacalcari del Devoniano (San Nicolò Gerrei: Gerrei). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- *Crinoids in Devonian metalimestones (S. Nicolò Gerrei: Gerrei). Museum of Paleontology, University of Cagliari.*

all'interno di livelli cataclastici spesso mineralizzati ("Filone argentifero" *Auct.*).

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" *Auct.*, *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/nilssonii*) (GORTANI, 1923a; GORTANI, 1923b; 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 ocracei, con pirite. Vengono assegnati al Ludlow-Pridoli in base al loro contenuto fossilifero, che è rappresentato da orthoceratidi, tentaculiti pelagici, crinoidi (*Schyphocrinites*) (fig. 45), conodonti (biozone da *O. ploekensis* 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 (49a)

Affiorano nel Sarcidano (Castello Medusa, Asuni), nella Trexenta (Mandas), nel Gerrei (Riu Gruppa), nel Salto di Quirra (Castello di Quirra) e nel Goceano (Ozieri, Illorai, Silanus) (fig. 37); 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 filadi. 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" *Auct.* (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" *Auct.* (49b)

Questa successione è sviluppata quasi esclusivamente nel Gerrei (Unità del Gerrei), mentre si presenta con spessori molto ridotti nell'Unità di Meana Sardo (fig. 37).

Nel Gerrei gli "Scisti a graptoliti" *Auct.* passano verso l'alto e lateralmente ad una successione caratterizzata da un'alternanza centimetrica regolare di metapeliti carbonatiche e metacalcari grigi ("Scisti a tentaculiti" *Auct.*). 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.

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 ("Calcari di Villasalto" *Auct.*, "Calcari a clymenie" *Auct.*).

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, ammonoidi (clymenidi, fig. 46), tentaculiti, conodonti, ecc.) (LOVISATO, 1894; TARICCO, 1913; GORTANI, 1923c; 1923b; 1923a; ALBERTI, 1963; POMESANO CHERCHI, 1963; OLIVIERI, 1965; 1969; MURRU, 1975; GESSA, 1993; 1998c; CORRADINI, 1998b; CORRADINI *et alii*, 1998).

Questi calcari affiorano estesamente tra M. Lora e San Nicolò Gerrei. Lo spessore apparente è di qualche centinaio di metri a M. Lora (bassa valle del Flumendosa, fig. 47), 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 dalle ricerche biostratigrafiche successive (CORRADINI, 1998a; 1998b; CORRADINI *et alii*, 1998).

Formazione di Pala Manna (48)

Questa unità litostratigrafica (BARCA, 1981; 1991) affiora estesamente e con grande continuità nel Sarrabus e costituisce più limitati affioramenti nel Gerrei e nel Sarcidano (fig. 41).

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, metabrecce ed olistoliti in cui



Fig. 46 - Esemplare di clymenia nei calcari della formazione devoniana dei "Calcari di Villasalto" (Armungia: Gerrei).
- *Clymenia in the Devonian "Villasalto limestones" (Armungia: Gerrei).*

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 torbidity 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. A volte i banchi di metaconglomerati e metabrecce presentano contatti erosivi alla base e mostrano spessori variabili da alcuni decimetri ad oltre 30-40 m. Ven-

gono 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. 48). 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 Tuviois, 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).



Fig. 47 - 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).
- M. Lora seen from E (Sarrabus). The "Villasalto limestones" formation lays on the Silurian-Lower Devonian "Graptolites and tentaculites shales" (in the photo the more flat area with bushes).



Fig. 48 - Olistolite di calcare devoniano nella Formazione di Pala Manna (Unità tettonica del Gerrei, bassa valle del Flumendosa: Gerrei).
- Olistolith of Devonian limestone in the Pala Manna fm. (Gerrei unit, lower Flumendosa valley: Gerrei).

La complessità dei rapporti tra le differenti litologie, dovuta sia a cause sin-deposizionali 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 "Calcari di Villasalto" *Auct.*. 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 sin-orogenico 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).

3.1.3.3. - Successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore delle Falde interne

Filladi carboniose (45a)

Questa unità litostratigrafica (fig. 36) 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 (Arcu Correboi: 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.

Marmi di Arcu Correboi (44)

Nelle Falde interne sono noti affioramenti isolati di marmi in diverse località della Barbagia (Arcu Correboi, Orani, Funtana Bona). Ad Arcu Correboi (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 ("Calcari di Villasalto" *Auct.*). Nelle zone con metamorfismo più elevato questa formazione è rappresentata da marmi a grana media e grossa, con grossularia e diopside.

Metagabbri e metadoleriti (45b)

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 (fig. 41), 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 sin-orogenici 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.

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