

Il Bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente (Sardegna SW): nuovi dati stratigrafico-strutturali per un modello geodinamico nell'ambito dell'orogenesi pirenaica

SEBASTIANO BARCA & LUCA GIACOMO COSTAMAGNA (*)

RIASSUNTO

Nuovi dati stratigrafico-sedimentologici acquisiti dallo studio delle successioni paleogeniche della Sardegna sud-occidentale («Serie lignitifera» o «Produttivo» *Auct.*; «Formazione del Cixerri», PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) hanno messo in evidenza come la loro deposizione possa essere strettamente connessa con un importante ciclo tettonico-sedimentario (*sensu* PUIGDEFABREGAS & SOQUET, 1986) legato alla nascita, sviluppo ed estinzione di un bacino di sedimentazione evolutosi nell'area del Sulcis-Iglesiente in coincidenza dell'intensificarsi dei movimenti tettonici che tra il tardo Cretaceo e l'Eocene portarono alla surrezione della Catena cantabrico-pirenaico-provenzale. Vengono ipotizzati due possibili modelli geodinamici (rispettivamente a comportamento compressivo e trascorrente) che possono aver presieduto alle condizioni di deposizione nel bacino stesso, e ne sono discussi i punti controversi. Si delineano in tal modo sia le condizioni deposizionali e paleogeografiche delle formazioni descritte, che la loro graduale evoluzione in possibile relazione con i vari momenti di sviluppo dell'orogene pirenaico. Viene infine tentato un parallelo fra le formazioni del Paleogene sardo e quelle, analoghe per significato geodinamico, del coevo ciclo di sedimentazione del bacino sud-pirenaico.

TERMINI CHIAVE: *Avampaese, Bacino di avanfossa, Bacino di trascorrenza, Paleogene, Fase pirenaica, Sardegna SW.*

ABSTRACT

New stratigraphic-sedimentological data from Paleogenic successions of SW Sardinia («Serie lignitifera» or «Produttivo» *Auct.*; «Formazione del Cixerri», PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) evidenced their connection with an important tectonic-sedimentary cycle (*sensu* PUIGDEFABREGAS & SOQUET, 1986), linked with rise and evolution of a sedimentary basin developed in the Sulcis-Iglesiente area. For this basin two different alternative geodynamic models (with compressive or transcurent features) has been hypothesized, and their controversial point are discussed. Progress of this basin was linked to the Cretaceous/Eocene tectonics heading to surrection of the Cantabric-Pyrenean-Provençal chain. In this way, depositional and paleogeographic conditions of the Sardinia Paleogenic formations has been traced, and their progressive evolution relatively to the development of the Pyrenean Orogeny has been examined. Finally, an attempt to establish relationships between the Sardinia Paleogenic formations and the geodynamically analogues and coeval South-Pyrenean basin has been made.

KEY WORDS: *Foreland, foredeep basin, wrench-fault basin, Paleogene, Pyrenean Phase, SW Sardinia.*

1. INTRODUZIONE

I sedimenti paleogenici del Sulcis-Iglesiente, di età compresa fra il Paleocene (Montiano?-Thanetiano: PITTAU, 1974; Thanetiano: MURRU & SALVADORI, 1987) e l'Oligocene (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) affiorano in successione più o meno completa e senza ordine apparente principalmente lungo i bordi del «Graben di Giba» e nella «Fossa del Cixerri»; altri affioramenti sono anche segnalati nell'area compresa fra Carbonia e Gonnesa e lungo il litorale di Pula. Alla base si hanno i depositi, da continentali a parali e marini, della cosiddetta «Serie lignitifera» (per la presenza di significativi giacimenti di lignite), che giacciono trasgressivi e discordanti su di un basamento costituito da varie litologie sia paleozoiche che mesozoiche; ad essi si sovrappongono in discordanza angolare più o meno marcata i sedimenti clastici continentali della «Formazione del Cixerri» (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; BARCA *et alii*, 1973). La successione della «Serie lignitifera» (fig. 1), essendo confinata tra due discordanze, costituisce pertanto un ciclo di sedimentazione indipendente (ciclo tettonico-sedimentario *sensu* PUIGDEFABREGAS & SOQUET, 1986).

Le prime descrizioni e la prima attribuzione all'Eocene dei sedimenti della «Serie lignitifera» vanno fatte risalire al secolo scorso (LA MARMORA, 1857); successivamente il bacino del Sulcis-Iglesiente è stato ampiamente studiato in particolare da SALVADORI (1980), FANNI *et alii* (1982), CHERCHI (1983), MURRU & SALVADORI (1987), FADDA *et alii* (1994), DREESEN *et alii* (1997).

La «Serie lignitifera» è tradizionalmente suddivisa in due unità litostratigrafiche; alla base la trasgressione, di frequente preceduta da un conglomerato poligenico di spessore variabile, si manifesta tramite i calcari del «Miliolitico», localmente ricchi di micro e macrofossili (ostracodi, foraminiferi, gasteropodi), riferibili ad ambienti marini costieri (FANNI *et alii*, 1982, MURRU & SALVADORI, 1987). Al di sopra segue il «Lignitifero», fitta alternanza di sedimenti carbonatici e silicoclastici di varia granulometria, contenenti gli orizzonti di lignite; tale unità rappresenta l'evoluzione regressiva del bacino paleogenico verso ambienti parali-co-continentali (FANNI *et alii*, 1982, MURRU & SALVADORI, 1987).

Tuttavia, le conoscenze sulla stratigrafia del bacino sono maggiormente progredite solo per quanto concerne le sue porzioni stratigraficamente superiori («Lignitifero» e parte superiore del «Miliolitico»), per un intervallo stratigrafico che comprende l'Ilerdiano superiore ed il Luteziano; ciò grazie alla gran mole di dati apportati dallo stu-

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Via Trentino 51, 09127 Cagliari.

Lavoro eseguito con il contributo del Min. Univ. Ric. Sci. Tecn. (MURST 40 e 60%: Resp. Prof. S. Barca).

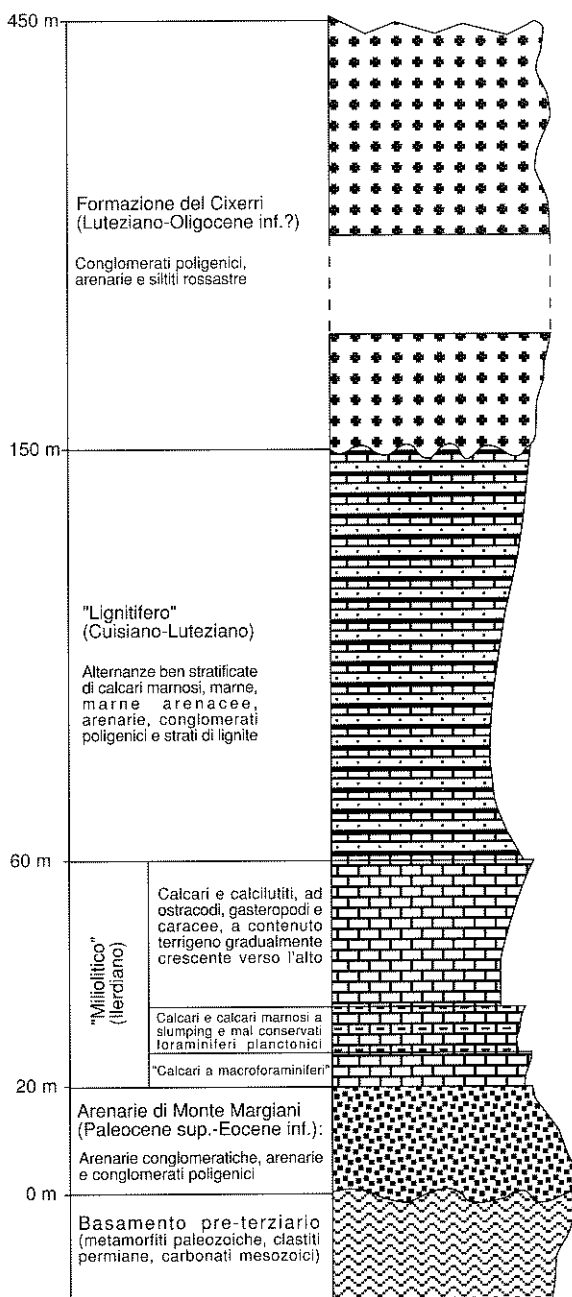


Fig. 1 - Successione stratigrafica del Paleogene del Sulcis-Iglesiente.

dio dei numerosi sondaggi realizzati per la ricerca nel sottosuolo degli orizzonti lignitiferi, ancora attualmente oggetto di coltivazione mineraria. Purtroppo, tranne rare eccezioni dovute a scopi puramente esplorativi, tali sondaggi, per evidenti ragioni economiche, sono stati arrestati in profondità allo scomparire degli orizzonti produttivi, poco al di sotto della transizione con il «Miliolitico». In tal modo, i dati raccolti sulla parte inferiore della successione (Thanetiano-Ilerdiano), ed in particolar modo sulle caratteristiche di esordio del ciclo sedimentario paleogenico, risultano alquanto carenti.

La parte superiore della successione paleogenica iglesiente-sulcitana è rappresentata, come anzidetto, dalla «Formazione del Cixerri» (PECORINI & POMESANO CHER-

CHI, 1969; BARCA *et alii*, 1973), di ambiente continentale. Essa affiora estesamente, oltre che nel «Graben di Giba» e nella «Fossa del Cixerri», anche sul litorale della Sardegna meridionale (Pula, S. Margherita) e sul bordo orientale della «Fossa del Campidano» (Monastir). L'età della sua parte inferiore viene fatta risalire su base paleontologica (alghe, spore e pollini) al Luteziano (AGUS & PECORINI, 1977; PITTAU DEMELIA, 1979); mentre la sua sommità, sterile di fossili, fondandosi sui dati radiometrici più antichi provenienti dalle sovrastanti vulcaniti (29 ± 1.5 MA: BELLON, 1981; 32 MA: BECCALUVA *et alii*, 1985), viene riferita convenzionalmente all'Oligocene inferiore. La «Formazione del Cixerri» rappresenterebbe un sistema deposizionale alluvionale, progredente verso E, con significato di molassa post-pirenaica (CHERCHI, 1979; BARCA & COSTAMAGNA, 1997b). Infatti, il ritrovamento nella formazione di ciottoli calcarei di successioni cretacee ad affinità iberica, contenenti un'associazione micropaleontologica mai rinvenuta in posto nell'isola (CHERCHI, 1979), indicherebbe la provenienza di questi ciottoli dallo smantellamento di segmenti iberici della Catena pirenaica, e costituirebbe prova indiretta dell'adiacenza, durante il Paleogene, della Sardegna alla Penisola iberica, come è stato dimostrato anche dai dati paleomagnetici (ORSINI *et alii*, 1980).

Dopo alcune segnalazioni di tettonica compressiva in Nurra, nella Sardegna nordoccidentale (LETOUZEY *et alii*, 1982; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; TRÉMOLIÈRES *et alii*, 1984), il rinvenimento, nella Sardegna sudoccidentale, di chiare evidenze di una importante tettonica «ealpina» (BARCA & COSTAMAGNA, 1997a,b,c) con piegamenti ed accavallamenti riconducibili ad una possibile Fase laramica (Cretaceo terminale-Paleocene) e ad una Fase pirenaica (tardo Eocene inferiore-Eocene medio), ha portato ad un riesame delle condizioni deposizionali delle successioni paleogeniche sarde (BARCA & COSTAMAGNA, 1997a) e, in particolare, ad un approfondimento delle interrelazioni esistenti fra tettonica e sedimentazione nell'intervallo compreso fra la fine del Cretaceo e l'Eocene-Oligocene (BARCA & COSTAMAGNA, 1997c); ciò che ha consentito di prospettare nuove, diverse interpretazioni del significato geodinamico del Bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente (fig. 2) considerato in più stretta relazione con l'evoluzione dell'orogene pirenaico (BARCA & COSTAMAGNA, 1997c).

2. NUOVI DATI STRATIGRAFICO-SEDIMENTOLOGICI

La presenza di una importante discontinuità stratigrafica, che porta la successione paleogenica del Sulcis-Iglesiente ad appoggiarsi in discordanza angolare o in disconformità su varie litologie di età da paleozoica a giurassica («Discordanza laramica»; BARCA & COSTAMAGNA, 1997a), ha suggerito l'esecuzione di ulteriori e più approfonditi controlli particolarmente sulla costituzione litologica e sulle condizioni deposizionali dei sedimenti detritici paleogenici che giacciono alla base della successione del «Miliolitico» *Auct.*, in precedenza mai descritti e analizzati nel dettaglio, e che qui vengono indicati come «Arenarie di Monte Margiani».

2.1. LE «ARENARIE DI MONTE MARGIANI» (Paleocene sup.-Eocene inf.)

Si tratta di una breve ma significativa successione terzigena, costituita da arenarie e subordinati conglomerati,

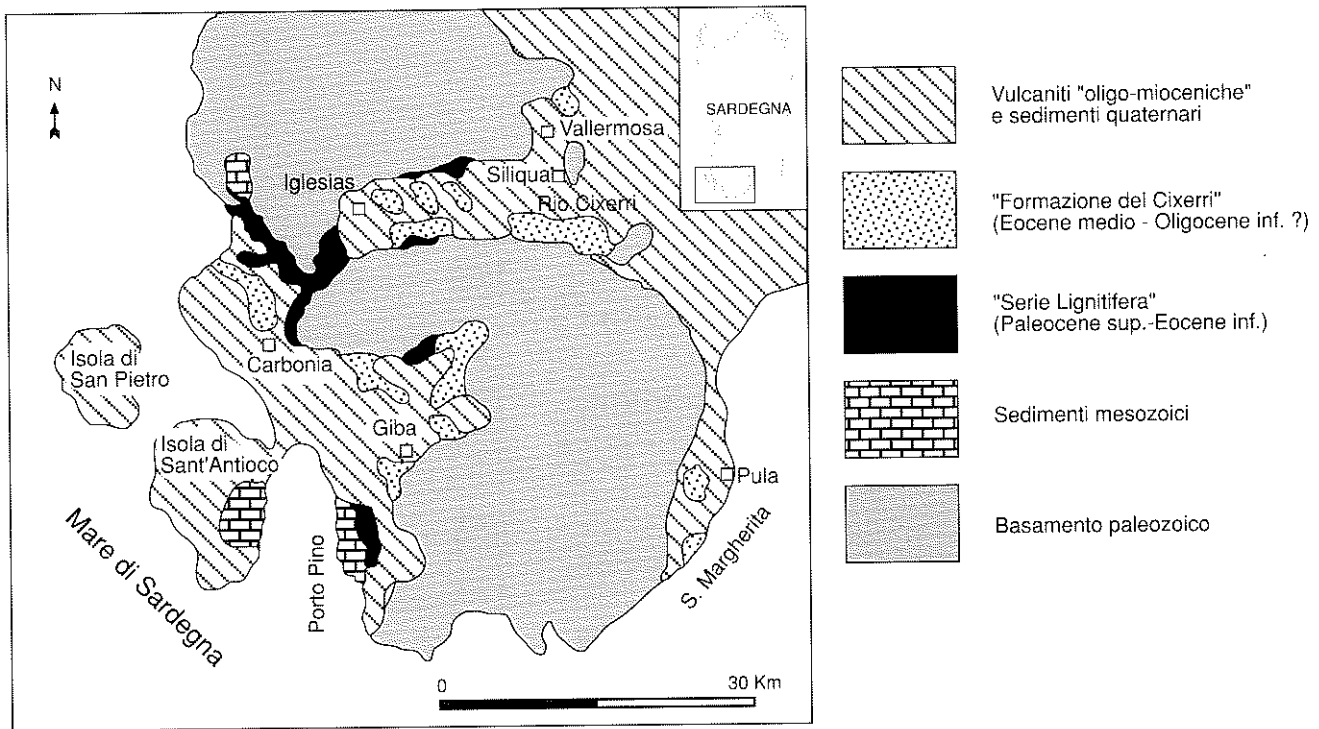


Fig. 2 - Schema geologico generale del Sulcis-Iglesiente.

la cui discordanza sul basamento paleozoico o mesozoico è quasi sempre ben esposta negli affioramenti considerati. Questi depositi di ambiente continentale passano gradualmente verso l'alto ai calcari del «Miliolitico» *Auct.*, riferibili a condizioni marine, inizialmente di ambiente schizoalino.

L'affioramento più esteso e di maggiore potenza della successione silicoclastica basale si rinviene lungo il versante orientale della dorsale di Porto Pino, nell'estremità sudoccidentale del Sulcis, dove circa 150 m di «Serie lignitifera» soggiacciono tettonicamente alle litologie carbonatiche triassico-giurassiche dell'Unità tettonica di Guardia sa Perda (BARCA & COSTAMAGNA, 1997b; COSTAMAGNA, 1999). Presso Monte Margiani (Porto Pino, fig. 3) affiorano poco meno di 30 m di arenarie grossolane e subordinati conglomerati, mal stratificati, con intercalazioni di livelli decimetrici di *calcretes*. Frequentemente gli stessi conglomerati sono interessati da fenomeni di calcificazione e di ricircolazione carbonatica. La base della successione non risulta qui visibile, ma si suppone poggiare con ogni probabilità su un basamento carbonatico mesozoico: questo sia per l'adiacenza della successione descritta alle litologie mesozoiche, sia perché, a circa 1 km verso W sono stati rinvenuti piccoli lembi di «Miliolitico» *Auct.* giacenti direttamente sulle dolomie triassico-liassiche dell'Unità di Cala Su Trigu» (BARCA & COSTAMAGNA, 1997b). I conglomerati sono poligenici, con ciottoli di forma da subangolosa a subarrotondata, di dimensioni centimetriche, raramente decimetriche, e tessitura matrice-sostenuta. La natura dei clasti è estremamente variabile; si passa infatti da ciottoli derivanti dal basamento paleozoico, costituiti da metamorfiti di vario grado o da litologie «granitoidi», ad altri provenienti da carbonati mesozoici e da vulcaniti di età sconosciuta (paleoceniche? permiane?). Verso l'alto della successione si

assiste alla progressiva scomparsa dei ciottoli carbonatici, sostituiti da ciottoli di quarzo e di metamorfiti del basamento, testimoniando così un graduale approfondimento del livello di erosione. I litotipi arenacei, definibili come areniti litiche (contenenti granuli e bioclasti di carbonati mesozoici), che evolvono superiormente verso arcose litiche, sono solitamente più maturi tessituralmente che mineralogicamente. La successione è inoltre ricca sia di strutture sedimentarie (piccoli canali di erosione-deposizione stretti e relativamente profondi, delle dimensioni approssimative di 2 m di larghezza e di 1 m di profondità, superfici di erosione, embriciature, laminazioni parallele ed incrociate, rari episodi deposizionali granocrescenti e granodecrescenti), che di strutture post-deposizionali (strutture da carico; *ball-and-pillow*). Le embriciature dei ciottoli, rinvenibili solitamente nei sedimenti canalizzati, indicano una direzione praticamente costante degli assi dei paleoalvei lungo tutto lo sviluppo verticale della successione e rivelano la provenienza degli apporti da SW. La presenza sporadica di ciottoli poco elaborati di *calcretes* dispersi nei litotipi arenacei indicherebbe l'esistenza di momenti erosivi sindeposizionali.

Il passaggio ai soprastanti calcari del «Miliolitico», qui di ambiente francamente ipoalino, avviene tramite un orizzonte di transizione dello spessore di circa 3 m, costituito da marne arenacee e arenarie ricchissime di bioclasti, fra cui spiccano gli ostracodi. In altre sezioni (loc. Guardia Pisano, Gonnese), diversamente, la transizione alle litologie calcaree del «Miliolitico» avviene tramite livelli carbonatico-marnosi interessati da episodici processi di disseccamento (*mud-cracks*) e verosimilmente da pedogenesi carbonatica (calcificazione) di tipo embrionale; raramente (Riu Fadda, Gonnese) la transizione può avvenire anche tramite sottili depositi marnosi e marnoso-argillosi di colore nero, ricchi di gasteropodi ceritidi, di oo-

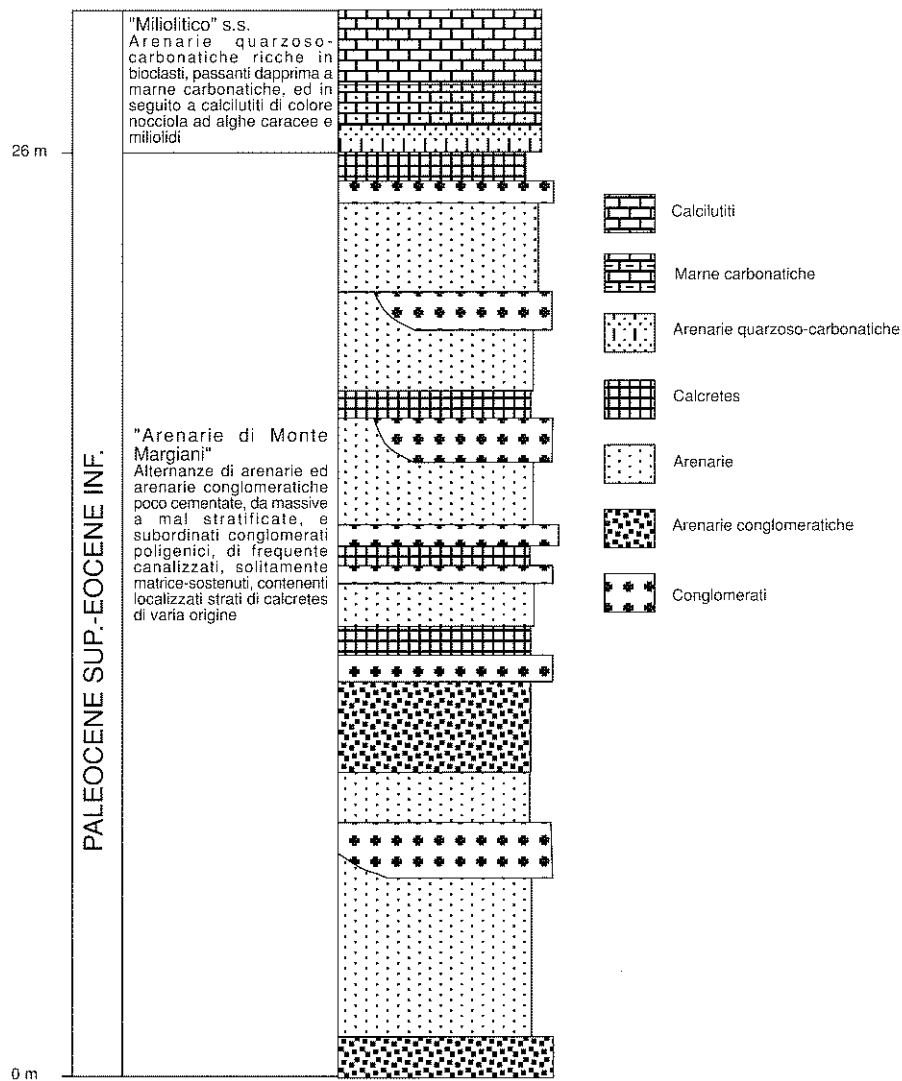


Fig. 3 - Monte Margiani (Porto Pino): Sezione stratigrafica delle «Arenarie di Monte Margiani» (Paleocene sup.-Eocene inf.).

goni di alghe caracee e di ostracodi; tali depositi possono essere ritenuti indicatori di effimeri ed arealmente limitati ambienti transizionali di tipo palustre, o comunque di tipo confinato.

Si suppone che la deposizione della successione descritta sia avvenuta in un contesto alluvionale provvisto di energia media, sporadicamente medio-alta (flussi gravitativi compresi fra i *mass-flows* ed i *debris flows*), verosimilmente classificabile fra la facies di conoide da intermedia a distale, possibilmente interdigitata con la facies di fiume intrecciato, verso la quale sembra comunque evidente la tendenza evolutiva verticale. Seguendo i criteri utilizzati da REINECK & SINGH (1980) (una rielaborazione da HAPP *et alii*, 1940) per l'interpretazione paleodeposizionale delle facies «fluviali», tale successione potrebbe essere riferita all'«Alluvial Fan Association» o «Piedmont Association», caratterizzata dalla dominanza del carico di fondo su quello sospeso. Si ritiene, in base alle indicazioni microfioristiche (PITTAU, 1974) e sedimentologiche (presenza di *calcretes* e di *mud-cracks*), che le condizioni climatiche dominanti siano state calde e tendenzialmente aride. I settori interessati da fenomeni di calcificazione

potrebbero essere relativi ad aree di interlobo di conoide intermedia, prive di apporti sedimentari per lunghi periodi di tempo, sulle quali di conseguenza hanno buon gioco i processi pedogenetici tipici di ambienti ad alta evaporazione. Il rapido passaggio da condizioni continentali a marine (anche se di bassa salinità) permetterebbe di ipotizzare un ambiente di delta-conoide, direttamente immergente in mare. Non si esclude che prima della trasgressione finale vi possano essere stati episodi di effimera ingressione marina, con rielaborazione dei depositi da parte del moto ondoso, come potrebbe indicare la presenza, nella parte alta della successione terrigena, di alcuni livelli arenacei molto ben selezionati e tessituralmente molto maturi. Localmente, il pur rapido passaggio alle condizioni francamente marine può avvenire anche attraverso effimere aree stagnanti. La sedimentazione carbonatica del «Miliolitico» è quindi preceduta da arenarie di piattaforma, miste a resti bioclastici (essenzialmente frammenti di ostracodi).

Le forti e generalmente irregolari variazioni di spessore (sino alla scomparsa) a cui sono soggetti questi depositi basali clastici nelle varie località farebbero ipotiz-

zare l'avvento della sedimentazione paleogenica su di un paesaggio morfologicamente abbastanza articolato, con la presenza discontinua di corpi di conoidi alluvionali situati al fronte di un prisma sedimentario in erosione («prisma laramico»; BARCA & COSTAMAGNA, 1997b) posto ad ovest dell'attuale linea di costa; mentre nelle aree intermedie tra tali conoidi si collocherebbero i depositi più sottili e meno potenti, di energia inferiore. Nelle aree più rilevate, invase per ultime dalla trasgressione marina, si sarebbero depositati i sedimenti calcarei del «Miliolitico», i quali, infatti, si appoggiano talora direttamente ed in netta discordanza (Campumari, Gonnesa) sulle litologie paleozoiche o mesozoiche, senza l'interposizione dei depositi conglomeratico-arenacei basali.

Il tipo di appoggio della successione terrigena paleogenica, i suoi caratteri stratigrafici e sedimentologici, nonché la composizione degli apporti clastici basali sarebbero compatibili con quelli di un deposito molassico, proveniente dallo smantellamento di rilievi strutturali, presumibilmente originati dalla Fase laramica (tardo Cretaceo-Paleocene inferiore), posti ad ovest dell'attuale costa della Sardegna sudoccidentale e verosimilmente costituiti da successioni carbonatiche mesozoiche poggianti su di un basamento metamorfico più antico.

Per le sue evidenti peculiari caratteristiche litologiche e sedimentologiche, la successione clastica descritta può ben essere indicata come unità litostratigrafica indipendente; se ne propone quindi il distacco dal «Miliolitico» s.s., essenzialmente carbonatico, e l'attribuzione ad essa del nome informale di «Arenarie di Monte Margiani».

Per quanto riguarda il suo significato tettonico, sulla base delle più recenti conoscenze strutturali (BARCA & COSTAMAGNA, 1997b,c) e dei dati stratigrafico-deposizionali esposti in questo lavoro, si può in sintesi prospettare che, inizialmente, tra il Cretaceo ed il Paleocene, con l'accentuarsi delle componenti compressive nell'orogene pirenaico sito nelle aree prossime al settore sardo (Pirenei: PUIGDEFÀBREGAS & SOQUET, 1986; Provenza: TEMPIER, 1987), si abbia una fase parossistica (Fase laramica) con la nascita di un cuneo orogenico in progressiva avanzata verso est; il quale, presumibilmente, non interessa direttamente l'area sudoccidentale della Sardegna, ma ne influenza tuttavia la sedimentazione, ivi determinando in un primo momento l'emersione delle litologie carbonatiche mesozoiche dei settori occidentali (Sulcis-Iglesiente, Nurra) nel tardo Cretaceo («*peripheral bulge*»?). Dalla successiva, conseguente fase erosiva del cuneo orogenico laramico derivano quindi i depositi clastici continentali delle «Arenarie di Monte Margiani», che costituiscono la base del ciclo di sedimentazione paleogenico (Montiano?-Thanetiano: PITTAU, 1974; Thanetiano: MURRU & SALVADORI, 1987) nella Sardegna sud-occidentale. Questi depositi poggiano in diacronia su di un'area subsidente a morfologia accidentata, modellata sulle formazioni paleozoiche e mesozoiche.

2.2. IL «MILIOLITICO» S.S. ED IL «LIGNITIFERO» (Eocene inf.-Luteziano)

Verso l'alto, la successione descritta passa dapprima ai sedimenti del «Miliolitico» (FANNI *et alii*, 1982; MURRU & SALVADORI, 1987; FADDA *et alii*, 1994), costituiti da calcareniti-calculutiti bioclastiche, localmente fossilifere; successivamente, con il graduale riapparire degli apporti terrigeni, si perviene alle alternanze calcareo-marnoso-ar-

gillose, localmente conglomeratiche e a strati di carbone, del «Lignitifero».

Il «Miliolitico» è una successione potente circa 40-50 m, caratterizzata da facies carbonatiche ricche alla base ed al tetto di alghe (oogoni di caracee) ed ostracodi; mentre nella sua parte intermedia si possono rinvenire foraminiferi (miliolidi) e gasteropodi (ceritidi). Nei sondaggi eseguiti dalla Carbosulcis S.p.A., CHERCHI (1983) rinviene, nella parte bassa del «Miliolitico», *Alveolinidae* ed *Orbitolittidae* («Calcari a Macroforaminiferi», MURRU & SALVADORI, 1987). Il contenuto paleontologico sembrerebbe variare in funzione dei mutamenti ambientali; infatti, la successione carbonatica del «Miliolitico», litologicamente mista (presenza di contaminazioni terrigene) alla base ed al tetto, appare essersi deposta, successivamente agli accumuli continentali delle «Arenarie di Monte Margiani», in un ambiente dapprima transizionale, poi litorale di bassa profondità (baie e golfi protetti), nei quali domina la sedimentazione carbonatica. Secondo MURRU *et alii* (1996), nella successione sarebbero rappresentati anche ambienti di piana tidale semiarida, epiosidicamente iperalini; tuttavia, la mancanza di evidenze arealmente più generalizzate di quelle descritte da questi Autori lascerebbe pensare che tali condizioni possano eventualmente essere state piuttosto localizzate, instaurandosi forse su aree marginali del bacino, non interessate da una significativa rete fluviale regolatrice della salinità.

Nel «Miliolitico» sono anche presenti sporadici segni di attività magmatica anorogena (MACCIONI *et alii*, 1990; ASSORGIA *et alii*, 1992), presumibilmente relativi ai movimenti distensivi che portarono ad un significativo approfondimento del bacino. L'ipotesi di tale approfondimento, piuttosto precoce, rapido e di entità presumibilmente superiore a quanto finora supposto, viene anche corroborata dalla presenza, negli estremi affioramenti orientali del «Miliolitico» *Auct.*, di strutture da *slumping* nei sedimenti calcareo-marnosi da pseudonodulari a nodulari (Riu Fadda, Gonnesa: fig. 4), e dal ritrovamento in questi depositi di sospetti foraminiferi planctonici mal conservati.

Il nuovo, progressivo ritorno di apporti detritici silicoclastici nell'ambiente a deposizione carbonatica, associato alle evidenze paleontologiche (graduato mutamento delle faune) e sedimentologiche (superfici erosive, *mud-cracks*, orizzonti di *calcretes*), testimonierebbe un trend regressivo, che condurrà al graduale instaurarsi di condizioni paralico-continentali, frequentemente di tipo palustre, con il «Lignitifero».

Tale unità è infatti costituita da una rapida alternanza di varie litologie silicoclastiche e carbonatiche contenenti strati di lignite e rappresenta l'interdigitarsi irregolare di ambienti paralici e marini durante la progressiva colmata del bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente. Sembra particolarmente significativa la ciclica presenza di livelli detritici, contenenti ciottoli di vulcaniti di età non ben identificata (Paleogene? Permiano?), di quarzo, di metamorfiti paleozoiche e di granito (Porto Pino, Funtanamare), erosivi sugli strati sottostanti e costituenti la base di sequenze «*fining-upwards*» di ambiente da fluviale alla base sino a marino alla sommità (ASSORGIA *et alii*, 1992). La successione del «Lignitifero» giacerebbe in concordanza sulle litologie del «Miliolitico»; tuttavia, in alcuni affioramenti l'analisi del passaggio fra le due unità stratigrafiche porterebbe a ipotizzare la possibile esisten-

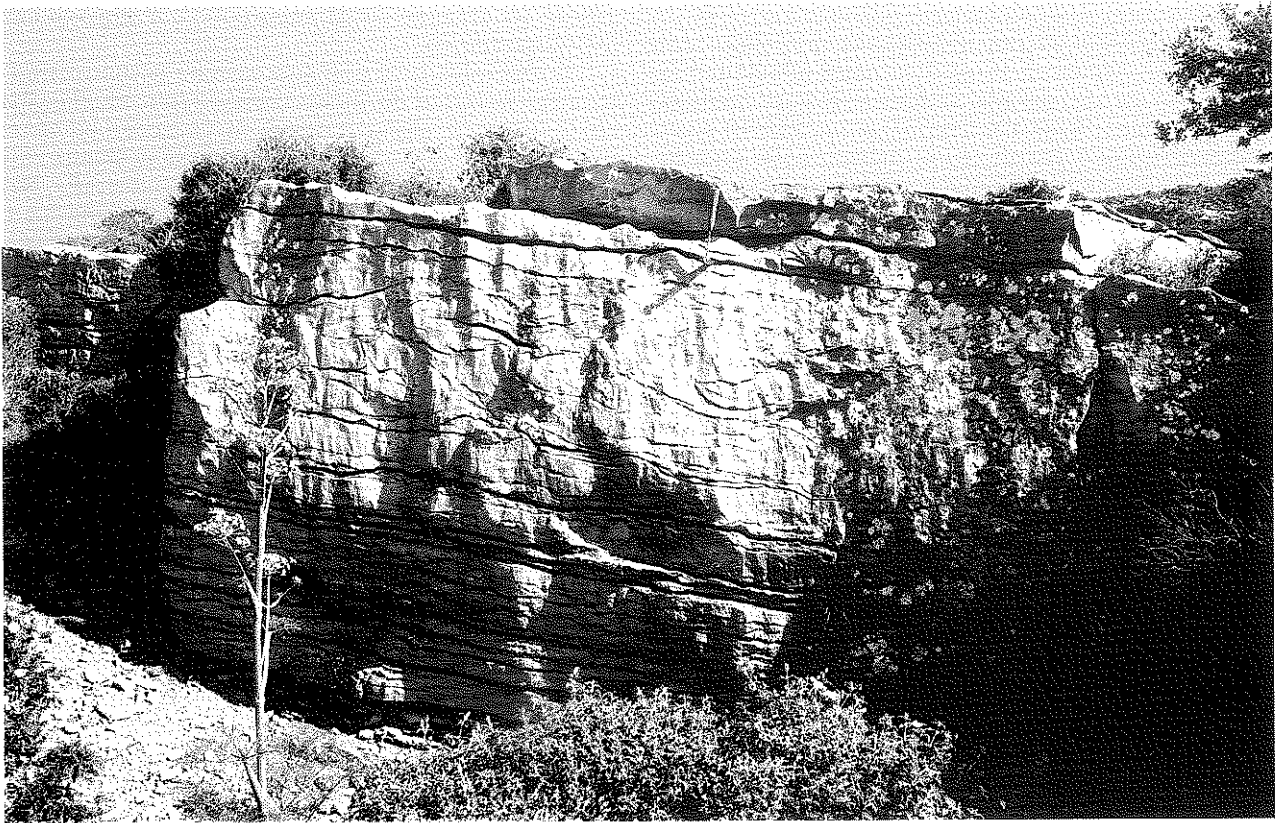


Fig. 4 - Rio Fadda (Gonnesa) - Strutture da slumping nei calcari del «Miliolitico» (Eocene inf.).

za, almeno negli affioramenti più orientali (Tanca Aru), di una leggera disconformità.

DREESEN *et alii* (1997) hanno eseguito un'analisi sedimentologica dettagliata sulle litologie del «Lignitifero», campionate nei sondaggi della Carbosulcis S.p.A.; a seguito di tali studi, in questa unità sarebbero state riconosciute tre parasequenze *shoaling-upwards* di tipo tidale, a dominanza carbonatica, presumibilmente legate alle oscillazioni eustatiche dell'Eocene inferiore.

Tuttavia, a nostro avviso nell'analisi sequenziale di DREESEN *et alii* (1997) (tra l'altro di difficile inquadramento biostratigrafico a causa dell'assenza di *marker* sicuri) non vengono tenuti in debita considerazione sia i fattori legati ai fenomeni orogenici pirenaici, che sicuramente devono anch'essi avere influenzato i valori di subsidenza e di apporto clastico nel bacino, data la acclarata contiguità della Sardegna all'area pirenaica nel Paleocene (vari Autori, fra cui PLAZIAT, 1981), sia i depositi silicoclastici gradati presenti nelle successioni del «Lignitifero» da noi osservati in affioramento in varie località (Funtanamare; Piolanas; Bacu Abis; Porto Pino; a nord di Guardia Pisano; Tanca Aru) e, del resto, in gran parte già citati da FANNI *et alii* (1982), MURRU & SALVADORI (1987), ASSORGIA *et alii* (1992) e FADDA *et alii* (1994). Secondo DREESEN *et alii* (1997), i depositi clastici del «Lignitifero» sarebbero unicamente costituiti da extraclasti carbonatici e silicei, questi ultimi derivanti da pseudomorfofosi su minerali evaporitici, provenienti dall'erosione in fase trasgressiva di depositi iperalini rimaneggiati di piana supratidale e di età possibilmente penecontemporanea; o, in alternativa, dall'erosione di litologie triassiche o cambriche. Secondo noi, soprattutto la prima interpretazione ri-

sulta possibile, però solo per aree limitate ed attualmente non affioranti, eventualmente poste nelle parti centrali del bacino lignitifero a ridotta circolazione, lontane perciò da sorgenti detritiche di tipo silicoclastico. Infatti, in tutti gli affioramenti osservati, la presenza di una importante componente silicoclastica nel «Lignitifero» risulta inconfutabile.

L'ambiente deposizionale del «Lignitifero» perviene verso l'alto alla completa emersione, in un momento imprecisato posto fra il Cuisiano superiore ed il Luteziano inferiore (FADDA *et alii*, 1994).

Sul «Lignitifero» del Sulcis occidentale e, più raramente, direttamente sul basamento paleozoico, poggia in discordanza la «Formazione del Cixerri», la cui età viene riferita all'intervallo fra l'Eocene medio e l'Oligocene (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; BARCA *et alii*, 1973). Una sezione ove sembrerebbe ben visibile il passaggio fra queste due unità è situata presso Tanca Aru, nell'Iglesiente orientale (PITTAU DEMELIA, 1979; FERRARA *et alii*, 1992; FERRARA *et alii*, 1995; MURRU *et alii*, 1996). Qui, sugli scisti paleozoici poggia un banco carbonatico cariato, giallastro, brecciato, grumoso, non stratificato, con piccoli clasti angolosi di quarzo dispersi nella massa; il banco, dello spessore di circa 1.5-2 m, risulta interessato da intensi fenomeni di pedogenesi carbonatica (calicizzazione). Sopra detto banco seguono, in leggera discordanza: circa 1 m di argille siltose rossastre, con a tetto un livello centimetrico lignitifero; una breccia monogenica giallastra, a ciottoli da angolosi a subangolosi di quarzo, di circa 0.5 m; uno strato lignitifero lentiforme disomogeneo, straterellato, dello spessore di 0.5-1 m, con ancora inclusi clasti di quarzo detritico subangoloso giallastro;

ed infine delle argille ed argille marnose grigie, seguite da argille rossastre (pedogenizzate?), per uno spessore di circa 2-3 m, inframmezzate da un livello calcareo scuro centimetrico a gasteropodi dulcicoli (Limnee). La successione descritta, all'interno della quale sono anche evidenti alcune superfici di erosione, si chiude alla sommità con un deposito arenaceo-conglomeratico poligenico debolmente discordante.

Questa successione, secondo FERRARA *et alii* (1992), rappresenterebbe la transizione fra il «Lignitifero» e la «Formazione del Cixerri»: il contatto sarebbe posto fra il gruppo di strati contenenti le intercalazioni lignitifere ed il deposito arenaceo-conglomeratico sommitale. Interessante è sia l'osservazione delle ripetute deboli discordanze interne della successione lignitifera (la più importante sembra essere quella fra lo spesso banco carbonatico posto alla base e i livelli argilloso-arenacei soprastanti), che la messa in luce della discordanza al passaggio fra le due unità.

La datazione mediante i pollini delle intercalazioni lignitifere (Luteziano: PITTAU DEMELIA, 1979) di Tanca Aru ne ha documentato la corrispondenza presumibilmente con la parte alta del «Lignitifero».

Comunque, in questa sezione degni di nota sono sia lo spessore molto ridotto del «Lignitifero» (5-6 m) che la sua età, qui più recente (Luteziano) rispetto al resto del bacino: tali evidenze indicherebbero una graduale progredizione della «Serie lignitifera» verso i quadranti orientali. È anche da rimarcare che di solito le intercalazioni carbonatiche sommitali del «Lignitifero» possiedono uno spessore limitato (fino a 20-30 cm), mentre il banco carbonatico presente alla base della sezione di Tanca Aru possiede uno spessore ben superiore. Queste caratteristiche, unite alla disconformità posta fra il suddetto banco e i soprastanti strati silicoclastici lignitiferi, induce a non scartare del tutto la possibilità che tale banco carbonatico possa rappresentare le ultime propaggini verso est del «Miliolitico», molto ridotto in spessore e profondamente pedogenizzato.

2.3. LA FORMAZIONE DEL CIXERRI (Luteziano-Oligocene inferiore?)

La «Formazione del Cixerri» (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; BARCA *et alii*, 1973), il cui spessore massimo si aggirerebbe intorno ai 300 m, è prevalentemente costituita da depositi terrigeni, da conglomeratici sino ad argilloso-siltosi, di colore spesso rossastro; alla base sono presenti rari orizzonti carbonatici lentiformi. Nelle litologie silicoclastiche a granulometria lutitica sono talora frequenti fenomeni di bioturbazione (*burrows*). I conglomerati sono estremamente eterogenei; infatti in essi sono rappresentate sia le litologie del basamento paleozoico igneo e metamorfico, che quelle del Mesozoico carbonatico, e infine quelle, più rare, della «Serie lignitifera» e di vulcaniti di età imprecisata. La variegata costituzione litologica dei clasti, così come la costante direzione generale di apporto dai quadranti occidentali verso quelli orientali (BARCA & PALMERINI, 1973; BARCA *et alii*, 1973) e la granulometria media della successione decrescente gradualmente in direzione est, dalla costa sud-occidentale dell'Isola sino alla piana del Campidano ed agli estremi affioramenti meridionali del litorale di S. Margherita di Pula, evidenziano la presenza di importanti rilievi in erosione, posti ad occidente dell'area di sedimentazione del-

la «Formazione del Cixerri», verosimilmente facenti parte della catena pirenaica (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; BARCA & COSTAMAGNA, 1997b).

In base alle alghe caracee rinvenute nei rari strati carbonatici affioranti alla base, l'età della parte inferiore della formazione viene posta al limite Cuisiano/Luteziano (AGUS & PECORINI, 1977); mentre l'età della sua parte alta sarebbe precedente a quella delle soprastanti vulcaniti calco-alcaline datate all'Oligocene inferiore (29 ± 1.5 MA: BELLON, 1981; 32 MA - BECCALUVA *et alii*, 1985).

Le facies deposizionali distinte nella «Formazione del Cixerri» sono estremamente variabili e difficilmente correlabili in senso laterale e verticale, a causa sia della limitatezza degli spessori delle sezioni stratigrafiche esposte che della quasi assoluta mancanza di resti fossili; i collegamenti fra i vari affioramenti assumono pertanto sempre carattere estremamente generale. Fra gli affioramenti più occidentali, di particolare interesse risulta quello di Acqua sa Canna, sulla costa nord-occidentale del Sulcis, dove si riscontrano i depositi più grossolani. L'affioramento è attraversato da una modesta faglia diretta; la porzione di letto, la più estesa, dello spessore approssimativo di 12 m, è costituita da prevalenti episodi conglomeratici (ortoconglomerati) granodecrescenti, alternati a subordinate arenarie marrone-giallastre. I conglomerati, frequentemente ben assortiti, sono costituiti da ciottoli di dimensioni da decimetriche a centimetriche, ma non sono infrequenti i blocchi di dimensioni sino ad oltre 50 cm. L'origine dei blocchi è estremamente varia; si hanno elementi di basamento metamorfico e di granitoidi paleozoici, di carbonati mesozoici, paleogenici della «Serie lignitifera», e di vulcaniti scure porfiriche (permiane?, paleoceniche?). La sezione presenta vari episodi sedimentari metrici granodecrescenti, a base erosiva, rimarcati da canali di erosione stretti ed incassati, particolarmente evidenti quando i banchi conglomeratici vengono a poggiare sui litotipi arenacei. I ciottoli mostrano embriature diffuse; più raramente il loro asse lungo risulta verticalizzato. Negli intervalli pelitico-sabbiosi grigio-verdi sono presenti sia noduli di *calcretes* che più rari *burrows*.

La porzione di affioramento che forma il lembo di tetto della faglia è meno estesa ed è formata da sedimenti simili ai precedenti ma a granulometria complessivamente più fine, indicanti una minore energia deposizionale; parrebbero quindi costituire l'evoluzione sedimentaria verso l'alto della sequenza di letto. La potenza di questa seconda sezione ammonta a poco meno di 10 m; vi sono dominanti gli strati di arenarie poco cementate, massive, grigio-verdognole, raramente bioturbate; mentre molto più scarsi e subordinati appaiono gli intervalli conglomeratici, di spessore rapidamente variabile in senso laterale e generanti chiare strutture erosionali sugli strati arenacei.

Al tetto di questa successione sono sovrapposte, tramite una superficie di debole erosione, le unità ignimbritiche «oligo-mioceniche».

La successione sedimentaria descritta, chiaramente di tipo «*fining-upward*», presa nel suo insieme, può essere riferita ad un ambiente continentale di tipo «fluviale», presumibilmente compreso fra la conoide alluvionale (la parte inferiore) e la facies di fiume intrecciato (la parte superiore). Seguendo le indicazioni di HAPP *et alii* (1940) *sensu* REINECK & SINGH (1980), l'ambiente di sedimentazione dell'affioramento di Acqua sa Canna può essere interpretato come il passaggio da un'associazione di conoide («*Alluvial Fan Association*») o «*Piedmont Association*»



Fig. 5 - Cava di Flumentepido (Carbonia) - Panorama dei depositi clastici della «Formazione del Cixerri» (Eocene medio-Oligocene inf.?).

ad una di piana alluvionale («*Floodplain Association*»), ovvero come il passaggio da un deposito a prevalente carico di fondo ad un altro a carico misto (di fondo/sospeso). Dalla taglia e dal tipo di sedimenti si può ipotizzare che il luogo di deposizione fosse prossimo ad un'area rilevata posta ad ovest, dalla quale gradualmente esso si andava discostando per l'arretramento erosivo del rilievo.

Circa 1.5 km più a nord, presso Porto Paglia, lungo il taglio della strada che conduce alla vecchia tonnara, la «Formazione del Cixerri» risulta nuovamente ben visibile con una successione in giacitura piuttosto inclinata verso W, della potenza di circa un centinaio di metri; si tratta di spesse alternanze di conglomerati poligenici ed arenarie, dove i banchi pselitici presentano frequentemente una tessitura granodecrescente e superfici basali erosive, con tasche e canali.

Presso Flumentepido (Carbonia), i fronti di cava intagliati sempre nella «Formazione del Cixerri» (MURRU *et alii*, 1990) hanno messo a nudo interessanti affioramenti (fig. 5). Qui è ben osservabile una successione potente almeno 30 m, costituita da strati di peliti e siltiti rossastre e violacee, localmente bioturbate, alternate a strati e banchi di arenarie grigie, che verso l'alto passano a spessi orizzonti conglomeratici. Fenomeni di calcificazione a struttura brecciata-nodulare, sviluppatasi a varie altezze nella successione a spese di strati siltoso-argillosi, appaiono testimoniare momenti climatici ad alto tasso di evaporazione; sono anche presenti strutture di compattazione (*load-casts* - controimpronte di carico *sensu* RICCI LUCCHI, 1970) e di erosione (piccoli canali).

Lungo la strada provinciale fra Domusnovas e Vallermosa, la SS 130 «Iglesiente» e la strada pedemontana fra

Villamassargia e Uta, la «Formazione del Cixerri» affiora in corrispondenza di numerose sezioni artificiali dove si possono spesso osservare larghi canali da metrici a decametrici, con riempimento sabbioso e locali pavimenti ciottolosi inframmezzati fra i vari episodi, scavati dai processi fluviali nelle argille e nei silt di colore rosso-verdognolo; sono inoltre rinvenibili sequenze riconducibili a quelle tipiche delle barre di meandro (*point-bar*). La stratificazione dei depositi è spesso a festoni (laminazione incrociata concava). Le direzioni prevalenti di trasporto dei paleoalvei risultano orientate verso i quadranti orientali. La facies deposizionale può essere riferita a quella di fiume a meandri («*Floodplain Association*» di HAPP *et alii*, 1940, *sensu* REINECK & SINGH, 1980).

Nell'insieme, coniugando i dati precedenti (BARCA & PALMERINI, 1973; BARCA *et alii*, 1973; CHERCHI, 1979) con quelli di nuova acquisizione, sembra potersi affermare che la «Formazione del Cixerri» rappresenti un sistema alluvionale ad energia gradualmente decrescente da ovest verso est, i cui apporti provenivano dalla progressiva erosione di un importante prisma orogenico, verosimilmente quello pirenaico, di natura litologica alquanto composita, posto ad ovest dell'attuale costa occidentale sarda. Dal punto di vista delle tettonofacies, essa può pertanto essere definita, per caratteri tessiturali e composizionali e per contesto deposizionale e paleogeografico, come una successione di tipo molassico.

Singolari depositi clastici continentali, arealmente e verticalmente limitati per successiva erosione, si rinvencono in varie località del Sulcis centro-orientale (M. Arcosu, Uta, passo di Campanasissa; dintorni di Perdaxius, di Nuxis, di Villamassargia, ecc.); essi giacciono in di-

scordanza sulle litologie del basamento paleozoico, e sono talora sottoposti ai tipici depositi argilloso-arenacei e conglomeratici della «Formazione del Cixerri». Risultano essere costituiti unicamente da conglomerati a soli ciottoli silicei di basamento paleozoico (quarzo, liditi e quarziti), associati ad arenarie ferruginose e argille silteose di colore rossastro screziato. Questi sedimenti potrebbero essere tentativamente interpretati come depositi paleogenici residuali (Paleocene-Eocene inferiore), formati in aree forse non raggiunte dalla trasgressione del Paleocene superiore-Eocene inferiore (e forse nemmeno dalla sedimentazione mesozoica), ma successivamente sepolti direttamente dagli apporti alluvionali paleogenici della «Formazione del Cixerri».

Depositi analoghi per giacitura e per caratteristiche composizionali e tessiturali sono alquanto diffusi nella Sardegna SE (Sarrabus, Gerrei, Trexenta, etc.), fino al M. Grighine (Oristanese), dove rappresentano la porzione basale della successione trasgressiva dell'Eocene inferiore.

3. NUOVE EVIDENZE STRUTTURALI

Gli studi più recenti (BARCA & COSTAMAGNA, 1997b,c) hanno evidenziato come la nascita del bacino paleogenico del Sulcis possa essere correlata ai movimenti della Fase laramica, e come il suo successivo sviluppo possa essere stato fortemente influenzato, nel suo assetto stratigrafico-strutturale, dalla tettonica compressiva della Fase pirenaica.

Tuttavia, mentre gli effetti legati alla Fase pirenaica appaiono risultare sufficientemente chiari, strutture formative direttamente riconducibili alla Fase laramica non risultano altrettanto evidenti negli affioramenti sardi, se si eccettua la pur netta disconformità che separa i sedimenti del ciclo paleogenico dai sottostanti complessi paleozoici e mesozoici, la presenza della quale richiede pertanto una più esauriente spiegazione.

Caratteristica principale dell'assetto strutturale degli affioramenti mesozoico-paleogenici del Sulcis è l'apparente contrasto derivante dalla coesistenza di aree interessate da un'accentuata tettonica compressiva (piegamenti, faglie inverse, *thrusts*, ecc.) con altre poco o affatto deformate. Ma proprio tale fatto fa ritenere possibile un parallelismo evolutivo e comportamentale dell'area sulcitana con quella provenzale, quest'ultima caratterizzata per l'appunto da raccorciamenti sviluppati tramite superfici di taglio ove si concentrano le deformazioni e separanti grossi pannelli pressocché indisturbati di copertura mesozoica ad assetto monoclinale (TEMPIER, 1987). Poiché in un tale contesto le aree di più intensa deformazione occupano settori molto limitati, è ammissibile che in un quadro geologico come quello del Sulcis, ove per di più gli affioramenti mesozoici e paleogenici sono molto ristretti, il rinvenimento di aree più intensamente deformate possa risultare più raro di quelle poco deformate. È probabilmente anche per tale motivo che la ricostruzione dell'assetto strutturale generale dell'area sia risultata anche in passato difficoltosa e che certe evidenze tettoniche possano essere «sfuggite» all'osservazione o siano state comunque trascurate dando loro scarso rilievo.

In effetti alcuni autori (COCOZZA *et alii*, 1989; FADDA *et alii*, 1994) avevano espresso delle perplessità nel descrivere taluni fenomeni compressivi osservati lungo i

tracciamenti delle gallerie delle miniere di carbone negli strati del «Lignitifero»; tali fenomeni erano stati interpretati come strutture distensive tipo «roll-over», con presenza di faglie listriche e strutture pseudo-compressive del tipo «roll-over anticlines».

Precedentemente, anche FANNI *et alii* (1982) avevano menzionato strutture compressive riscontrate sia nelle gallerie di miniera che in alcuni affioramenti di superficie della «Serie lignitifera»: tali strutture erano state attribuite ad una fase deformativa ad asse NW-SE (N°140), riconducibile alla Fase pirenaica (LETOUZEY *et alii*, 1982).

Presso Porto Pino, lungo tutto il margine orientale della piccola dorsale omonima, gli affioramenti paleogenici, costituiti dalle «Arenarie di Monte Margiani», dal «Miliolitico» e dal «Lignitifero», appaiono sottoposti tettonicamente alle litologie carbonatiche mesozoiche, recanti intense deformazioni con pieghe e faglie inverse di varia scala (fig. 6), dell'Unità tettonica di Guardia sa Perda (BARCA & COSTAMAGNA, 1997b; COSTAMAGNA, 1999).

Accentuate deformazioni, con verticalizzazioni degli strati, faglie inverse, piegamenti e generali disarticolazioni tettoniche, sono state rinvenute anche negli affioramenti cretacei della vicina isola di Sant'Antioco (BARCA & COSTAMAGNA, 1997b).

Rilievi di dettaglio eseguiti sugli affioramenti paleogenici nel settore di Bacu Abis (Gonnesa) (BARCA & COSTAMAGNA, 1997c) hanno evidenziato, fra la località Macerie Monteponi e il rilievo di Cima Piroddi, la presenza di una complessa struttura tettonica, che nella sua parte a nord mostra le litologie del «Lignitifero» piegate e sovrascorse in direzione SE da una scaglia di basamento paleozoico (fig. 7), qui rappresentato da argilloscisti violacei dell'Ordoviciano, sormontata a sua volta da una lingua di «Lignitifero»; ancora al di sopra si ha un ulteriore cuneo di argilloscisti ordoviciani, sui quali poggiano stratigraficamente calcari del «Miliolitico» alquanto fratturati e disarticolati (fig. 8). A sud la struttura prosegue con un «*klippe*» costituito dai calcari del «Miliolitico», interessati da brecciazione e da strette pieghe, e da sottostanti scisti ordoviciani (parzialmente coperti da detrito). Il «*klippe*» poggia sui sedimenti deformati del «Lignitifero». Poiché la complessa struttura (fig. 9) appare suturata dai sovrastanti depositi della «Formazione del Cixerri», l'età dei movimenti tettonici che l'hanno prodotta non può essere più recente del Luteziano. Queste deformazioni, che almeno localmente coinvolgono anche il basamento paleozoico, possono essere correlate ad importanti movimenti di tipo transpressivo della tettonica «eo-alpina» della Sardegna sud-occidentale. È inoltre evidente che tale coinvolgimento implica la necessità di una riconsiderazione più attenta dell'assetto strutturale generale del Sulcis-Iglesiente, al fine di accertare l'entità, lo stile e le modalità dei probabili fenomeni di «ringiovanimento» di strutture erciniche connessi con la tettonica pirenaica. A tale riguardo significativi appaiono gli studi eseguiti sul nucleo metamorfico della catena pirenaica (BANDA & WICKHAM, 1986; MCCAIG & MILLER, 1986), dove è stato accertato, attraverso analisi isotopiche ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) su miloniti, come strutture prima ritenute prettamente erciniche in quanto coinvolgenti unicamente litologie appartenenti al basamento paleozoico, abbiano in realtà subito successivamente importanti riattivazioni connesse con l'orogenesi pirenaica.

Ancora più a nordovest, alla base della successione triassica di Campumari, le litologie del «Lignitifero» ven-

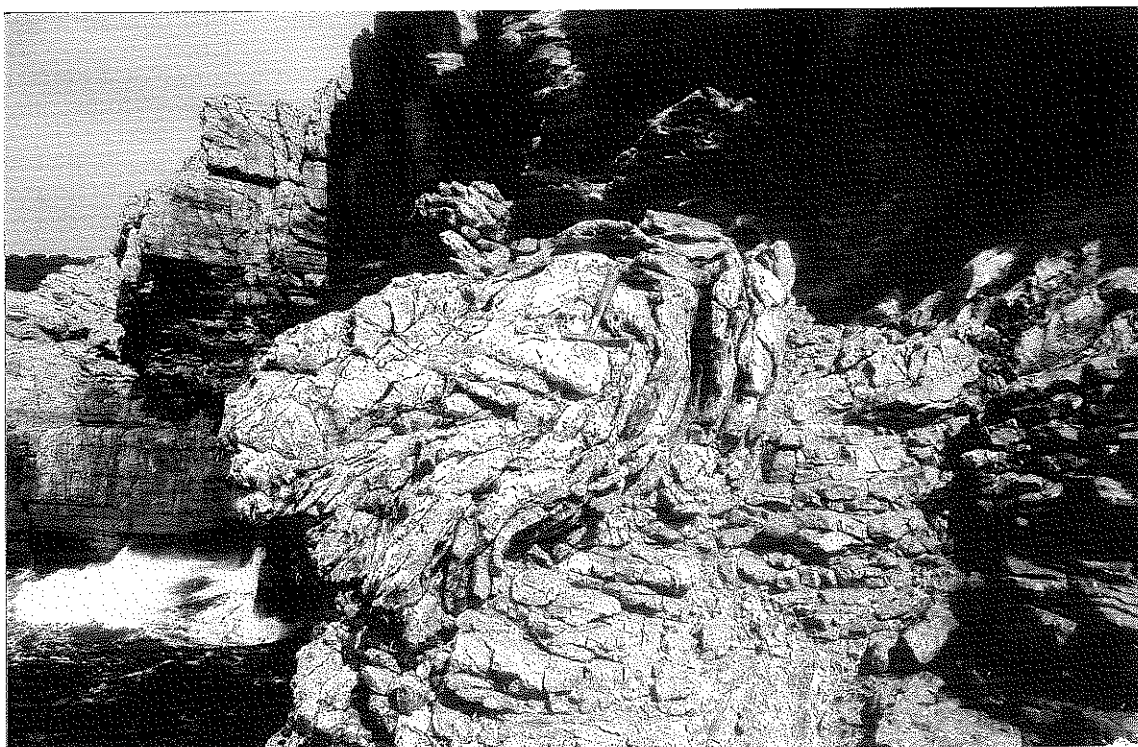


Fig. 6 - Punta Tonnara (Porto Pino) - Piegamenti nei calcari straterellati della «formazione di Punta Tonnara» (Trias medio).

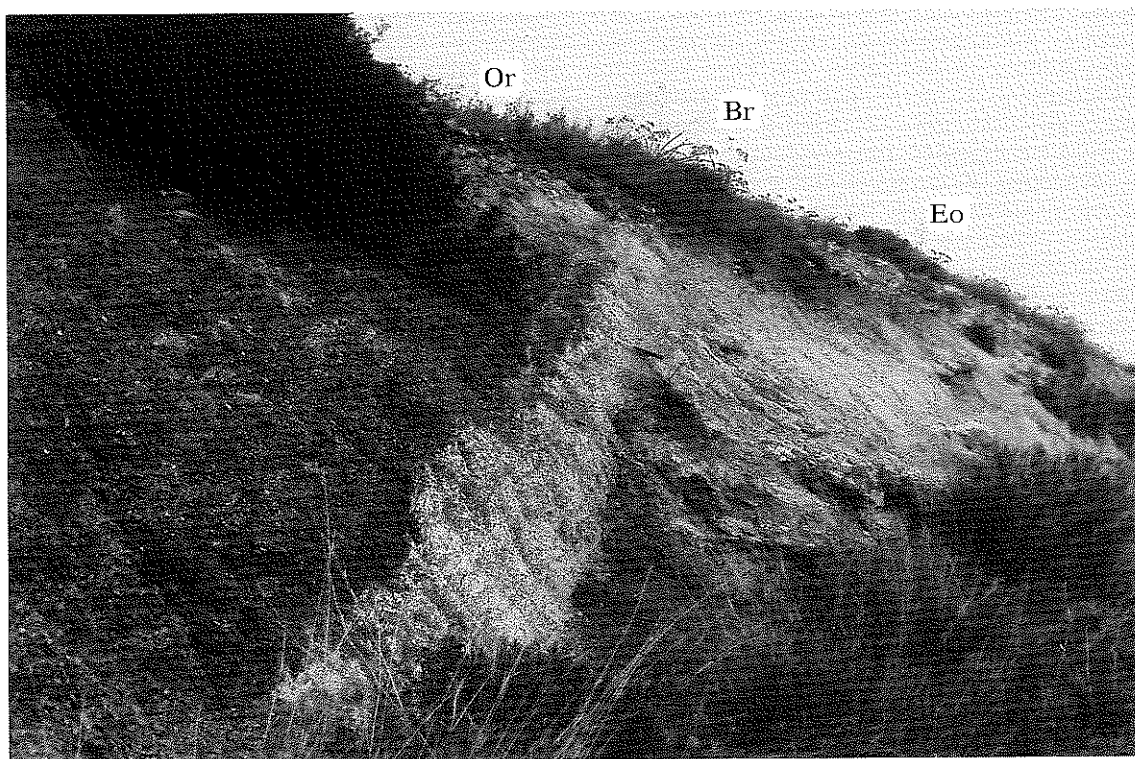


Fig. 7 - Loc. Cortoghiana vecchia (Bacu Abis) - Accavallamento delle siltiti ordoviciane (Or) sulle litologie eoceniche del «Lignifero» (Eo), con interposta cataclasite (Br).

gono a contatto con gli scisti paleozoici e con le litologie triassiche tramite un'importante faglia, che in alcuni punti rivela componenti compressive.

In generale, nella Sardegna sudovest il contatto stratigrafico discordante fra la «Serie lignitifera» piegata e la sovrastante, praticamente indeformata, «Formazione del

Cixerri» (Luteziano-Oligocene inferiore?) consente di datare con sufficiente precisione l'età della fase deformativa al tardo Cuisiano/Luteziano basale, identificabile quindi con una fase tettonica pirenaica, forse qui leggermente precoce.

Le stesse rare e limitate strutture compressive osservabili all'interno della «Formazione del Cixerri» sui fronti della cava di Flumentepido (fig. 10), presso Carbonia, e associati a faglie dirette, rappresentati da piccoli *thrusts* diretti circa N140°, possono essere semplicemente ricollegate a fenomeni locali connessi con gli ultimi sussulti della tettonica pirenaica in graduale spegnimento, oppure con movimenti terziari più recenti.

Gli assi di tali strutture coinciderebbero con quelle «pirenaiche» descritte da LETOUZEY *et alii* (1982), come detto in precedenza, nella «Serie lignitifera» attraversata nel sottosuolo ed in quella di superficie.

L'assoluta assenza di ulteriori significative deformazioni tettoniche plicative negli strati della «Formazione del Cixerri» affioranti nei vari settori della Sardegna meridionale confermerebbero tale interpretazione.

4. INQUADRAMENTO GEODINAMICO

Sulla base sia delle conoscenze precedenti che dei nuovi dati strutturali e stratigrafico-sedimentologici emersi durante il presente studio, è ora possibile interpretare il Bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente nel più ampio contesto della geodinamica del Mediterraneo occidentale, ipotizzando per esso modelli genetici ed evolutivi almeno in parte alternativi o integrativi (BARCA & COSTAMAGNA, 1997b,c) rispetto a quelli già prospettati per i coevi bacini sud-europei (DERCOURT *et alii*, 1985,1986; GEALEY, 1988; GUERRERA *et alii*, 1993) evolutisi, in particolare, nel contesto della Microplacca Iberica.

In effetti lo stretto legame del blocco sardo-corso con l'attuale margine europeo sud-occidentale, essendo ormai un fatto paleogeograficamente e geodinamicamente accettato (ORSINI *et alii*, 1980; PLAZIAT, 1981; THOMAS & GENNESSEAU, 1986), rende impossibile teorizzare l'evoluzione del bacino paleogenico sardo indipendentemente dall'evoluzione dei bacini di sedimentazione connessi con la nascita della catena pirenaica.

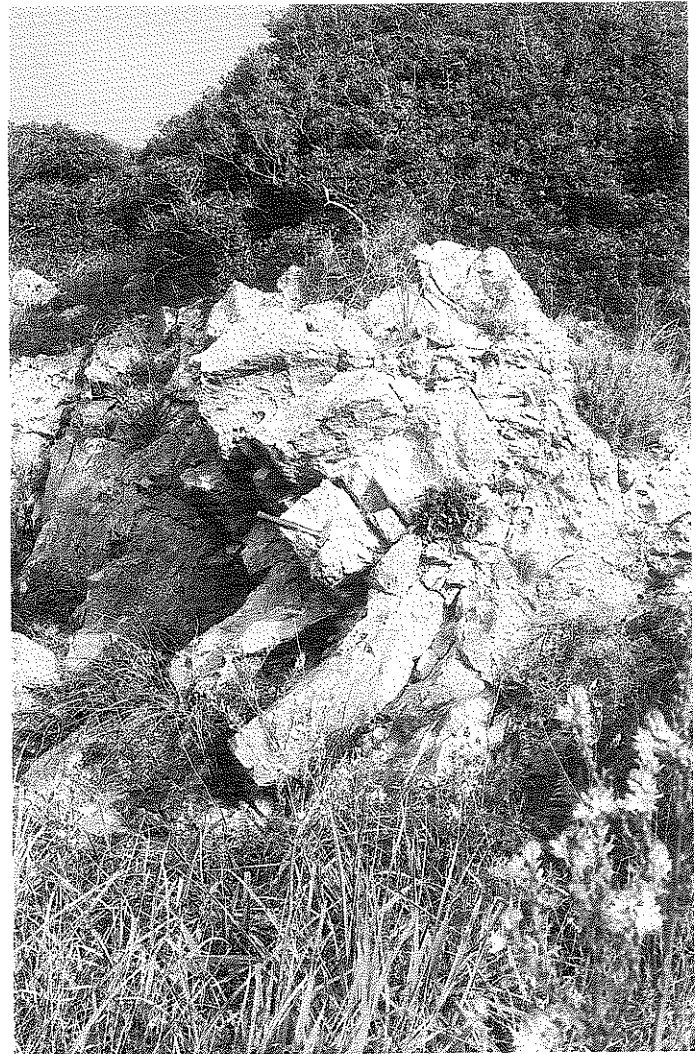


Fig. 8 - Bacu Abis - Nucleo di piega coricata nei calcari eocenici del «Miliolitico».

Il Bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente si evidenzia alla fine della Fase laramica (tardo Cretaceo-Paleocene), la quale sembra non coinvolgere pienamente il settore

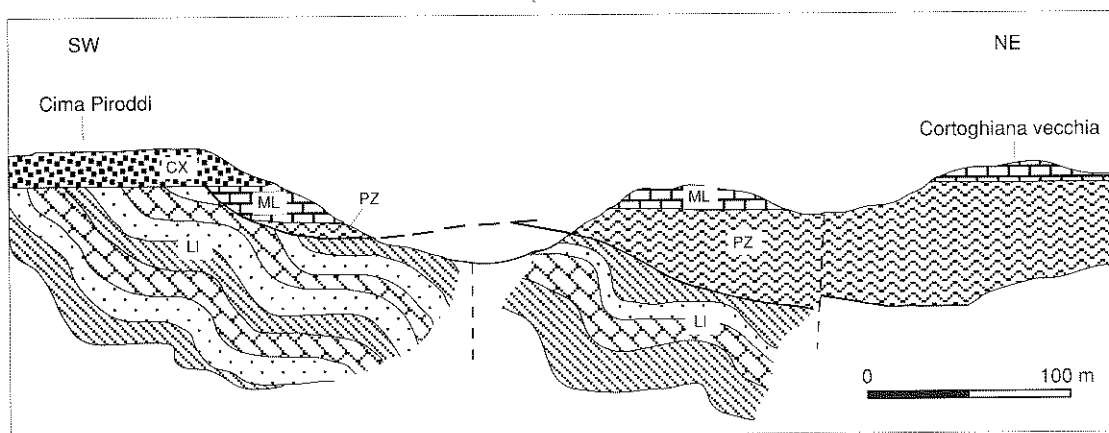


Fig. 9 - Sezione geologica schematica del settore di Cortoghiana vecchia (Bacu Abis) - Legenda: PZ = Paleozoico; ML = «Miliolitico» (Eocene inf.); LI = «Lignitifera» (Eocene inf.-medio); CX = «Formazione del Cixerri» (Eocene medio-Oligocene inf.?).



Fig. 10 - Cava di Flumentepido (Carbonia). Deboli faglie inverse nelle clastiti della «Formazione del Cixerri» (Eocene medio-Oligocene inf.).

sardo. Tuttavia, l'emersione maastrichtiano-campaniana della Sardegna (età più recente dei sedimenti carbonatici mesozoici nelle aree occidentali dell'Isola; CHABRIER *et alii*, 1975), coeva di numerose emersioni connesse con la tettonica laramica nel Mediterraneo occidentale (Provenza: AUBOUIN & BROUSSE, 1975; DEBRAND-PASSARD, 1984; TEMPIER, 1987; Catalogna: AUBOUIN & BROUSSE, 1975; Marocco: CHELLAI *et alii*, 1995) sembra esserne almeno un lontano riflesso, i cui effetti potrebbero essersi manifestati tramite l'impostazione di una sorta di «*peripheral bulge*» prodotto dal progressivo avvicinamento verso l'area sarda (paleogeograficamente molto prossima; PLAZIAT, 1981) delle deformazioni tettoniche pirenaiche dai quadranti posti verso l'attuale occidente ed ora facenti parte dell'area iberica (ORSINI *et alii*, 1980), o sprofondati durante il distacco e la rotazione oligo-miocenica (MAUFFRET & GENNESSEAU, 1989). Ciò conduce successivamente, con l'esordio dei fenomeni deposizionali legati allo sviluppo di un bacino subsidente nel Sulcis-Iglesiente, all'appoggio in discordanza angolare o in disconformità generalizzata dei sedimenti paleogenici su varie litologie da paleozoiche a mesozoiche. Non è del tutto da escludere la possibilità che tale bacino si imposti al di sopra di un precedente contesto strutturale di bacino tardo-postorogenco ercinico intracatena, ereditato dalle precedenti strutture permo-carbonifere e/o permo-triassiche (Campumari, COCOZZA & GANDIN 1976; BARCA & COSTAMAGNA, 1997d; Guardia Pisano, BARCA *et alii*, 1992).

L'evoluzione di tale bacino potrebbe essere ipoteticamente legata a due differenti situazioni geodinamiche alternative:

a) una situazione francamente compressiva, nella quale la subsidenza del bacino non sarebbe altro che l'espressione della progressiva avanzata delle coltri tettoniche pirenaiche verso l'area sarda, ed esprimerebbe così le

classiche condizioni regnanti nei bacini di avampaese, seppure con le peculiarità qui di seguito descritte ed evidenziate;

b) una situazione transtensiva *versus* transpressiva (*wrench-fault basin* o *pull-apart basin*), legata ad una o più importanti linee trasformi, situazione del resto tipica in contesti pirenaici (CHOCHRUNE & MATTAUER, 1978; PUIG-DEFABREGAS & SOQUET, 1986), e che favorisce la nascita, l'evoluzione e la scomparsa di importanti bacini regmatici. Tale situazione a sua volta sarebbe connessa con lo sviluppo, nell'Isola e nelle zone limitrofe, di importanti linee trascorrenti, peraltro ancora non ben evidenziate nel Sulcis-Iglesiente. A queste linee tettoniche potrebbero ipoteticamente essere ricollegate le importanti faglie trascorrenti della Sardegna nord-orientale (CARMIGNANI *et alii*, 1992; PASCİ, 1997; PASCİ *et alii*, 1998): l'attività di queste ultime discontinuità è attualmente confinata dai suddetti AA in un intervallo di tempo compreso fra il tardo Oligocene e l'Aquitano e ricondotte alla fase collisionale nord-appenninica. Tuttavia queste faglie, date le analogie di direzione e verso con la faglia trasforme N-pirenaica (precedentemente alla rototraslazione miocenica del blocco sardo-corso) e della loro incerta età inferiore di (ri)attivazione (conglomerati sintettonici di Cuccuru e' Flores, post-Luteziano: DIENI *et alii*, 1979; CARMIGNANI *et alii*, 1992; PASCİ *et alii*, 1998), compresa fra il post-Eocene inferiore e l'Aquitano, potrebbero invece essere state attive già durante l'Eocene, in relazione ai movimenti pirenaici, come precedentemente ipotizzato da alcuni autori (CHABRIER & MASCLE, 1975; LETOUZEY, 1982; CHERCHII & MONTADERT, 1984), e successivamente rimobilizzate dalla compressione nord-appenninica nell'Oligocene superiore-Miocene inferiore.

Pertanto, nell'ipotesi compressiva il bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente si originerebbe presumibilmente

come solco subsidente situato in posizione frontale e parallela al prisma orogenico laramico; mentre nell'ipotesi trascorrente, esso si creerebbe come area subsidente, a comportamento transtensivo, ma sempre sito ai bordi dell'orogene laramico. Quest'ultimo, per erosione, fornirebbe il materiale, proveniente sia dal basamento paleozoico che dalle sue coperture mesozoiche, costituente la successione terrigena basale delle «Arenarie di Monte Margiani», la quale in questo contesto potrebbe essere ritenuta pertanto una molassa laramica. L'approfondimento e l'espansione del bacino risultano piuttosto veloci durante il Thanetiano, e culminano durante l'Ilerdiano, come sembra testimoniato dal rapido passaggio da successioni di tipo continentale-transizionale sino a probabili condizioni di mare aperto («Calcarei a macroforaminiferi», MURRU & SALVADORI, 1987), dalla sporadica presenza nella fauna di elementi planctonici, nonché da strutture di *slumpings* indizi sia di una maggiore profondità dell'ambiente deposizionale verso occidente che della presenza di una certa instabilità tettonica.

L'attendibilità dell'ipotesi compressiva potrebbe essere rafforzata anche dalle modalità di sprofondamento del bacino, compatibili con quelle tipiche dei bacini di avampae (ALLEN *et alii*, 1986), e dalla presenza di episodi magmatici alcalini sia subvulcanici (età stratigrafica 51-55 Ma; età radiometrica $62.1-60.2 \pm 3,1$ Ma; MACCIONI *et alii*, 1990) che effusivi (ASSORGIA *et alii*, 1992); tuttavia, il significato tettonico non ancora ben definito di questi episodi vulcanici, che in realtà potrebbero anche essere legati a transensione, ma comunque coevi e legati allo *spreading* del bacino, assieme alla carenza di studi dettagliati sia sulle modalità di subsidenza e sull'evoluzione geologico-stratigrafica che sulla petrografia delle rocce ignee dei bacini sedimentari a tettonica trascorrente dominante, rendono allo stato attuale ancora improponibile una scelta fra i due modelli prospettati basata unicamente su questi fattori.

L'approfondimento del bacino e la cessazione degli apporti terrigeni (dovuta al quasi totale smantellamento del prisma orogenico laramico?) determinano l'instaurarsi di una sedimentazione carbonatica («Miliolitico»), che però solo in alcuni settori maggiormente subsidenti avrebbe raggiunto condizioni di mare aperto («Calcarei a macroforaminiferi», MURRU & SALVADORI, 1987; alternanze di calcari marnosi e nodulari con *slumpings*), tra l'altro piuttosto effimere perchè quasi subito sia le litologie che il contenuto paleontologico indicano una ripresa della tendenza regressiva che ci riporta verso condizioni paraliache. In questo momento il bacino avrebbe potuto corrispondere approssimativamente ad una insenatura, in graduale approfondimento verso occidente, ma aperta e comunicante verso oriente (PLAZIAT, 1981), possibilmente tramite uno stretto corridoio di bassifondi, con gli affioramenti eocenici della Sardegna orientale (MATTEUCCI, 1985; MURRU, 1990), in alcuni momenti più francamente marini. In questa insenatura si versavano corsi d'acqua che contribuivano, soprattutto sui margini, a creare frequenti condizioni ipoaline, impedendo perciò che si instaurassero, nonostante il clima piuttosto caldo, episodi di sedimentazione evaporitica, ad eccezione forse di rare situazioni locali (MURRU *et alii*, 1996).

Successivamente (Cuisiano), con la ripresa in grande stile della tettonica «eoalpina» (Fase pirenaica), il prisma tettonico pirenaico si sarebbe ulteriormente spostato verso est, coinvolgendo più direttamente il bacino iglesiente-sulcitano. Dal punto di vista sedimentario, le conseguen-

ze di tale coinvolgimento sarebbero analoghe sia nel caso di un bacino a regime francamente compressivo, che di uno a regime trascorrente a carattere transpressivo, come evidenziato dalla comparsa delle pieghe e delle faglie inverse nella «Serie lignitifera»: la risposta sedimentaria alla riattivazione dei movimenti è la colmata lenta e graduale del bacino attraverso il sempre crescente e più grossolano apporto terrigeno («Lignitifero»), contenente clasti paleozoici (metamorfiti, granitoidi), e frammenti carbonatici sia mesozoici che dello stesso «Miliolitico». L'arrivo dell'apporto clastico dapprima frena e quindi arresta la sedimentazione carbonatica franca. Si passa così da condizioni di laguna ipoalina, con depositi calcarei e più raramente calcareo-marnosi, a condizioni da paraliache a francamente palustri caratterizzate da marne ed argille scure, ricche di materia organica e di intercalazioni lignifere, oltreché di livelli conglomeratici; questi ultimi, in particolare, contengono ciottoli di vulcaniti da basaltiche a riolitiche (ASSORGIA *et alii*, 1992) ipoteticamente forse connesse con la tettonica paleogenica. In questo contesto, nell'ipotesi compressiva la successione del «Lignitifero» assolverebbe la funzione delle tettonofacies di avanfossa; mentre nell'ipotesi trascorrente si passerebbe da condizioni transensive a transpressive.

È possibile che i cicli eustatici dell'Eocene inferiore-medio possano in qualche modo avere influenzato l'architettura deposizionale delle litologie del «Lignitifero» nel bacino (DREESEN *et alii*, 1997); ma, secondo MUTTI (1990), in bacini soggetti ad attiva deformazione tettonica (come pare essere quello iglesiente-sulcitano), i tassi di subsidenza e di sollevamento tettonico eccederebbero quelli legati alle variazioni eustatiche, per cui possono aggiungersi sequenze deposizionali locali non prevedibili solamente sulla base dell'eustatismo. Ne consegue che le superfici erosionali esemplificate ed utilizzate nel bacino sardo da DREESEN *et alii* (1997) quali possibili limiti di sequenze dovuti ad oscillazioni eustatiche potrebbero in alternativa essere state prevalentemente determinate dalla episodica, rapida migrazione dei depocentri del bacino stesso (migrazione del bacino di avampae? progressivo coinvolgimento e colmata del bacino di *pull-apart*?) in risposta a parossismi tettonici, e subire solo in maniera subordinata l'influsso eustatico globale. Tali superfici erosionali potrebbero pertanto corrispondere a dei limiti di cicli tettonico-sedimentari *sensu* PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET (1986).

È interessante notare che la successione litologica della «Serie lignitifera» («Arenarie di Monte Margiani», «Miliolitico», «Lignitifero») per le sue caratteristiche si presterebbe ad essere inquadrata, secondo le modalità indicate da SINCLAIR (1997) per le successioni dei bacini di avampae, nella cosiddetta «*underfilled trinity*», termine che indica una terna di sequenze litologiche (*Lower, Middle, Upper Units*), ciascuna delle quali caratteristica dei successivi stadi di sviluppo di un bacino periferico di avampae. In effetti, il bacino del Sulcis-Iglesiente mostra con tali tipi di bacini interessanti convergenze. L'unità inferiore della «*underfilled trinity*» («*Lower Unit*» *sensu* SINCLAIR, 1997) è generalmente costituita da depositi carbonatici, che rappresentano il primo stadio (sedimenti trasgressivi e di bassa profondità) della sedimentazione nel bacino, successivamente allo sviluppo della disconformità determinata dal «*peripheral bulge*». Nel caso della «Serie lignitifera» sarda, conseguentemente alla creazione del solco subsidente, che dovrebbe essere per l'appun-

to un bacino in graduale sprofondamento indotto dall'avanzata del prisma orogenico «laramico» (embrione dei Pirenei), o, in alternativa, di un bacino transtensivo, abbiamo dapprima la deposizione di sedimenti alluvionali («Arenarie di Monte Margiani») derivanti dallo smantellamento del prisma stesso, sito verosimilmente a ovest dell'attuale costa sudoccidentale sarda; segue quindi l'inizio della sedimentazione carbonatica di ambiente litorale («Miliolitico»). Questi primi depositi paleogenici, che si accumulano in disconformità sopra una successione carbonatica mesozoica di margine passivo e che potrebbero rappresentare nell'ipotesi compressiva l'esordio del bacino di avampaese del Sulcis-Iglesiente, corrisponderebbero pertanto alla «Lower Unit» *sensu* SINCLAIR (1997) e la loro età registra il momento di inizio della subsidenza nel bacino stesso.

L'unità intermedia («Middle Unit») nel modello di SINCLAIR (1997) è rappresentata da fanghi di *offshore*, da emipelagici a pelagici, ricchi di organismi planctonici. Nel caso del bacino iglesiente-sulcitano, questo momento potrebbe essere rappresentato dai «Calcarei a macroforaminiferi», dai calcari marnosi nodulari e pseudonodulari a *slumpings* e dalle litologie calcaree a malconservati foraminiferi planctonici. In generale, l'instaurarsi della «Middle Unit» registra un'accentuazione della subsidenza, superiore alla possibilità di compensazione da parte del tasso di sedimentazione dei carbonati di bassa profondità. Nel nostro caso, probabilmente per la limitata estensione, anche in affioramento, del bacino sardo, questo non viene registrato in maniera netta dal record stratigrafico. Secondo SINCLAIR (1997), il massimo di profondità si avrebbe al top della «Middle Unit»; ciò che, comunque, concorderebbe con le evidenze rinvenute a questa altezza stratigrafica nel «Miliolitico» del Sulcis-Iglesiente.

L'unità superiore («Upper Unit») di SINCLAIR (1997) è costituita da successioni arenacee di ambiente profondo, comunemente considerate «flysch», e che tendono a riempire il bacino. Nel Sulcis-Iglesiente la funzione della «Upper Unit» sarebbe rivestita dalle litologie detritiche del «Lignitifero», che pur non presentando le «classiche» caratteristiche delle successioni flyshoidi (forti spessori, sequenze torbiditiche, ecc.) ne assumerebbero il medesimo significato di deposito sintettonico, in quanto deriverebbero dallo smantellamento delle coltri tettoniche avanzanti: la loro deposizione progressivamente porta alla colmata del bacino.

È inoltre molto probabile che la parte del bacino paleogenico sardo che si estendeva più ad occidente dell'attuale linea di costa, dove esso risulterebbe poi sprofondato a seguito della tettonica neogenica (OTTELLI, 1998), sia stata maggiormente coinvolta dalla compressione pirenaica. Testimonianze di tale bacino si rinvengono sia nei lembi calcarei giacenti al di sopra delle scaglie di rocce mesozoiche di Porto Pino («Unità di Cala su Trigu»; BARCA & COSTAMAGNA, 1997b; COSTAMAGNA, 1999), sia sotto forma di ciottoli nei successivi depositi conglomeratici della «Formazione del Cixerri» (Porto Paglia, Flumentepido, ecc.). Mentre i settori orientali del bacino sarebbero stati più debolmente interessati dalla tettonica di fase pirenaica, come suggerirebbe la distribuzione casuale e non generalizzata delle maggiori deformazioni.

Con l'evolversi dei movimenti tettonici dalla Fase laramica alla Fase pirenaica (BARCA & COSTAMAGNA 1997b), durante l'Eocene il depocentro del bacino (di

avampaese?) del Sulcis-Iglesiente migra verso oriente: in esso, a seguito di un'importante fase erosiva (FANNI *et alii*, 1982) concomitante con lo smorzarsi e con la cessazione delle deformazioni pirenaiche (Luteziano), si mettono in posto i depositi molassici della «Formazione del Cixerri» (Luteziano-Oligocene inferiore?), verosimilmente sfruttando le depressioni strutturali già utilizzate dal bacino della «Serie lignitifera», condividendone così almeno in parte le linee direzionali di sviluppo sedimentario.

Nell'ipotesi compressiva, il bacino sardo, come altri bacini coevi e paleogeograficamente contigui dei Pirenei meridionali (*Garumnian facies*, sequenze del Cadi-Ager e di Coronas-Figols; PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET, 1986; PUIGDEFÀBREGAS *et alii*, 1986), con i quali esso mostra anche significative analogie stratigrafico-deposizionali, verrebbe così ad assumere il significato di «piccolo» bacino di avampaese, progressivamente sprofondante nell'avanfossa e in graduale migrazione verso E. Mentre nell'ipotesi di trascorrenza, il bacino potrebbe corrispondere semplicemente ad un'area di sedimentazione, in graduale evoluzione dinamica da transensiva a transpressiva, legata ad una discontinuità trasforme a comportamento simile alla faglia trasforme sinistra N-pirenaica: in effetti, molti schemi pubblicati da CHOCHRUNE & MATTAUER (1978) e da PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET (1986) presumerebbero, almeno per i bacini peripirenaici medio- e tardocretacei, comportamenti simili a quelli ipotizzati per il possibile bacino transtensivo-transpressivo sardo. Inizialmente tale bacino si evidenzia nella estrema Sardegna sudoccidentale a seguito dei primi movimenti surrezionali «coalpini» (Fase laramica), che nella Penisola iberica danno luogo alla comparsa dell'embrione della Catena pirenaica; successivamente esso viene maggiormente coinvolto nei piegamenti durante il parossismo della Fase pirenaica: le estreme propaggini della Catena verso est si localizzerebbero pertanto nell'attuale Sardegna occidentale, in corrispondenza degli affioramenti mesozoici del Sulcis-Iglesiente (Porto Pino, S. Antioco) e della Nurra (BARCA & COSTAMAGNA, 1997b). Conseguentemente, nell'ipotesi compressiva, la depressione verso est nella quale si accumulano i sedimenti molassici della «Formazione del Cixerri», che conclude il ciclo deposizionale paleogenico nella Sardegna meridionale, assumerebbe il ruolo di bacino di avampaese precedentemente rivestito più ad ovest dalla «Serie lignitifera».

Tuttavia è da rilevare che, pur nell'ambito degli analoghi significati geodinamici delle unità fisiografiche paleogeniche sud-europee testé menzionate, sulla base del diverso ordine di grandezza degli spessori coinvolti (140 m della «Serie lignitifera» sarda affiorante contro più di 3000 m delle successioni spagnole di avampaese, PUIGDEFÀBREGAS *et alii*, 1986), l'importanza relativa dei bacini evolutisi nella Penisola iberica e nella Sardegna rimane alquanto diversa. Nondimeno è da tenere nel dovuto conto l'esistenza di importanti fenomeni erosivi intra-eocenici che devono avere asportato considerevoli spessori della successione sarda.

Scendendo nel particolare, la sequenza detritica pirenaica denominata «*Garumnian facies*», depostasi in ambiente continentale (sistemi alluvionali) e di età compresa fra il Daniano ed il Thanetiano (PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET, 1986), dovrebbe essere ritenuta un equivalente laterale, sia litologicamente che, soprattutto, per significato paleogeografico, delle «Arenarie di Monte Margiani», in quanto essa rappresenta lo smantellamento di un pri-

mo embrione di rilievo pirenaico in surrezione negli attuali Pirenei orientali, conseguente sia all'*uplift* che ad un abbassamento del LMR (PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET, 1986). La trasgressione marina si verifica durante l'Ilerdiano; in Sardegna si depono il «Miliolitico», mentre nella parte sud-orientale degli attuali Pirenei la risalita marina dà luogo ad un bacino nel quale si depongono dapprima calcari ad alveoline (Formazione del Cadi), poi calcari marnosi di ambiente più profondo (Formazione di Sagnari), i quali si sviluppano prevalentemente nella parte settentrionale del bacino (sequenza del Cadi/Ager). È inoltre interessante notare che, rispetto all'asse di catena, la direzione di approfondimento verso nord degli ambienti deposizionali delle Formazioni del Cadi e di Sagnari coinciderebbe con quella di approfondimento delle facies del «Miliolitico» (adesso verso W; allora circa verso N) prima della rotazione burdigaliana del blocco sardo-corso; tale approfondimento sarebbe stato causato dai primi movimenti compressivi in direzione sud, con conseguente sprofondamento tettonico del bacino in direzione delle coltri avanzanti. Al Cuisiano/Luteziano, mentre in Sardegna abbiamo la deposizione del solo «Lignitifero», forse suddivisibile in sub-sequenze rappresentate dai cicli *shoaling-upward* precedentemente descritti da ASSORGIA *et alii* (1992), FADDA *et alii* (1994) e DREESEN *et alii* (1997), verosimilmente corrispondenti alle sequenze iberiche, nei bacini di avampaese del sud-est pirenaico, presumibilmente a causa di una più forte subsidenza, sedimentano varie unità: la sequenza di Coronas (Ilerdiano superiore-Cuisiano inferiore), la sequenza di Armàncies (Cuisiano), la sequenza di Campvedanol (Cuisiano superiore), la sequenza di Beuda (Luteziano inferiore). Ognuna di queste sequenze rappresenta la nascita, lo sviluppo e la scomparsa di un bacino di avampaese poi sepolto dall'avanzata delle coltri tettoniche dei Pirenei. La sequenza di Coronas costituisce la chiusura regressiva, ad apporto silicoclastico, del bacino di sedimentazione carbonatico del Cadi/Ager; le sequenze di Armàncies e di Campvedanol sono caratterizzate da bruschi approfondimenti tettonici del bacino di sedimentazione che viene in seguito gradualmente riempito da litologie varie di profondità gradualmente decrescente (da torbiditi a fan-delta, a piccoli *ponds* evaporitici); infine, la sequenza di Beuda costituisce il sigillo evaporitico del bacino terminale di *piggy-back*.

SINCLAIR (1997) inquadra anche le litologie del bacino di avampaese pirenaico sud-orientale negli elementi della «*underfilled trinity*»: in tale inquadramento rientrano nella «*Lower unit*» (100-200 m) i carbonati di piattaforma ricchi in macroforaminiferi, ovvero il «Gruppo dei Calcari ad Alveoline» e la «Formazione di Ager»; alla «*Middle unit*» (200-500 m) sono attribuite le marne blu deposte in ambiente di margine, quali la «Formazione di Sagnari»; ed infine alla «*Upper unit*» (1500-2000 m) vengono assegnate le litologie arenacee di tipo torbiditico del «Gruppo di Hecho» (MUTTI, 1985).

Successivamente al Luteziano inferiore, ove si situa il parossismo di fase pirenaica, in Sardegna la sedimentazione paleogenica continua con le molasse della «Formazione del Cixerri», che suggellano le precedenti strutture tettoniche, ma che possono ancora esibire rare e localizzate evidenze di movimenti tardivi. Mentre nel bacino pirenaico sud-orientale si depongono ancora due sequenze, caratterizzanti lo sviluppo di due ulteriori bacini di avampaese: la sequenza di Bellmunt (Luteziano) e la successi-

va sequenza di Millany (tardo Luteziano-Bartoniano), molto simili, poiché entrambe costituite da sedimenti detritici di complesso deltaico e da sedimenti di piattaforma carbonatica. Secondo vari AA, fra cui PLAZIAT (1981) e PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET (1986), il parossismo pirenaico si situa al Priaboniano (a cui PLAZIAT, 1981, aggiunge un acme minore al limite Cuisiano-Ilerdiano); successivamente al Priaboniano la sedimentazione suggella le ultime deformazioni attraverso le sequenze di Cardona (evaporiti) e di Solsona (sedimenti lacustri e fluviali), che rappresentano la regressione finale nei bacini di avampaese. Tuttavia, secondo PUIGDEFÀBREGAS *et alii* (1986), anche queste ultime sequenze mostrano la localizzata presenza di fenomeni compressivi, che debbono essere necessariamente considerati tardivi, e forse paragonabili alle sporadiche fenomenologie compressive riscontrate negli affioramenti più occidentali della «Formazione del Cixerri».

Considerato il contesto testé descritto, dal confronto tra le sequenze sarde e quelle iberiche sembrerebbe ipotizzabile uno sviluppo ed un termine precoce delle deformazioni «pirenaiche» in Sardegna. In particolare, mentre le deformazioni pirenaiche nella Penisola iberica come anzidetto trovano l'acme nel Priaboniano (PLAZIAT, 1981; PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET, 1986), in Sardegna esse, essendo sature dalla «Formazione del Cixerri» (Luteziano-Oligocene inf.), sembrerebbero essere superiormente limitate al Luteziano inferiore; tuttavia, questa differenza potrebbe derivare da una insufficiente conoscenza della stratigrafia complessiva e della cronologia della «Formazione del Cixerri», la cui età inferiore, come precedentemente descritto, è attribuita al Luteziano inferiore sulla base delle alghe caracee rinvenute nei livelli carbonatici, lateralmente molto discontinui in quanto presumibilmente depositi in piccoli bacini localizzati, la cui stretta continuità deposizionale con la successione detritica superiore non è chiaramente osservabile in affioramento; per cui, tra la sedimentazione di tali livelli carbonatici e le sovrastanti molasse potrebbe anche intercorrere un certo intervallo di tempo, che riporterebbe ad una più stretta coincidenza con l'età delle deformazioni tettoniche pirenaiche nell'area iberica. Inoltre, non sembra da escludersi l'ipotesi che la sedimentazione del «Lignitifero» non sia avvenuta in un bacino unitario, ma in una serie successiva di bacini ad evoluzione condizionata dall'incedere della tettonica pirenaica, come avvenne nell'allora paleogeograficamente adiacente bacino pirenaico sud-orientale.

È comunque interessante rimarcare, come già in parte riportato da CARMIGNANI *et alii* (1992) e da PASCÌ *et alii* (1998), le analogie, sia litologiche che, a nostro giudizio, anche di tettonofacies, ricorrenti fra le formazioni detritiche del Cixerri (Luteziano-Oligocene inferiore) nella Sardegna sud-occidentale e dei Conglomerati di Cuccuru e Flores (post-Luteziano-Miocene medio?, PASCÌ *et alii*, 1998) nella Sardegna nord-orientale, apparentate dall'età basale ed in discordanza sulle successioni precedenti: infatti entrambe potrebbero marcare la presenza (e lo spegnersi?) di movimenti pirenaici in tutto l'areale sardo. D'altronde, proprio la segnalata presenza di fenomeni «cannibalistici» (*sensu* VAI & RICCI LUCCHI, 1977) nei bacini sedimentari eocenici di Orosei-Siniscola (PASCÌ *et alii*, 1998) starebbe ad indicare l'esistenza di fenomeni erosivi contemporanei alla sedimentazione durante l'Eocene inferiore, che rafforzerebbero pertanto gli indizi di deformazioni connesse a surrezione coeve con le fasi deforma-

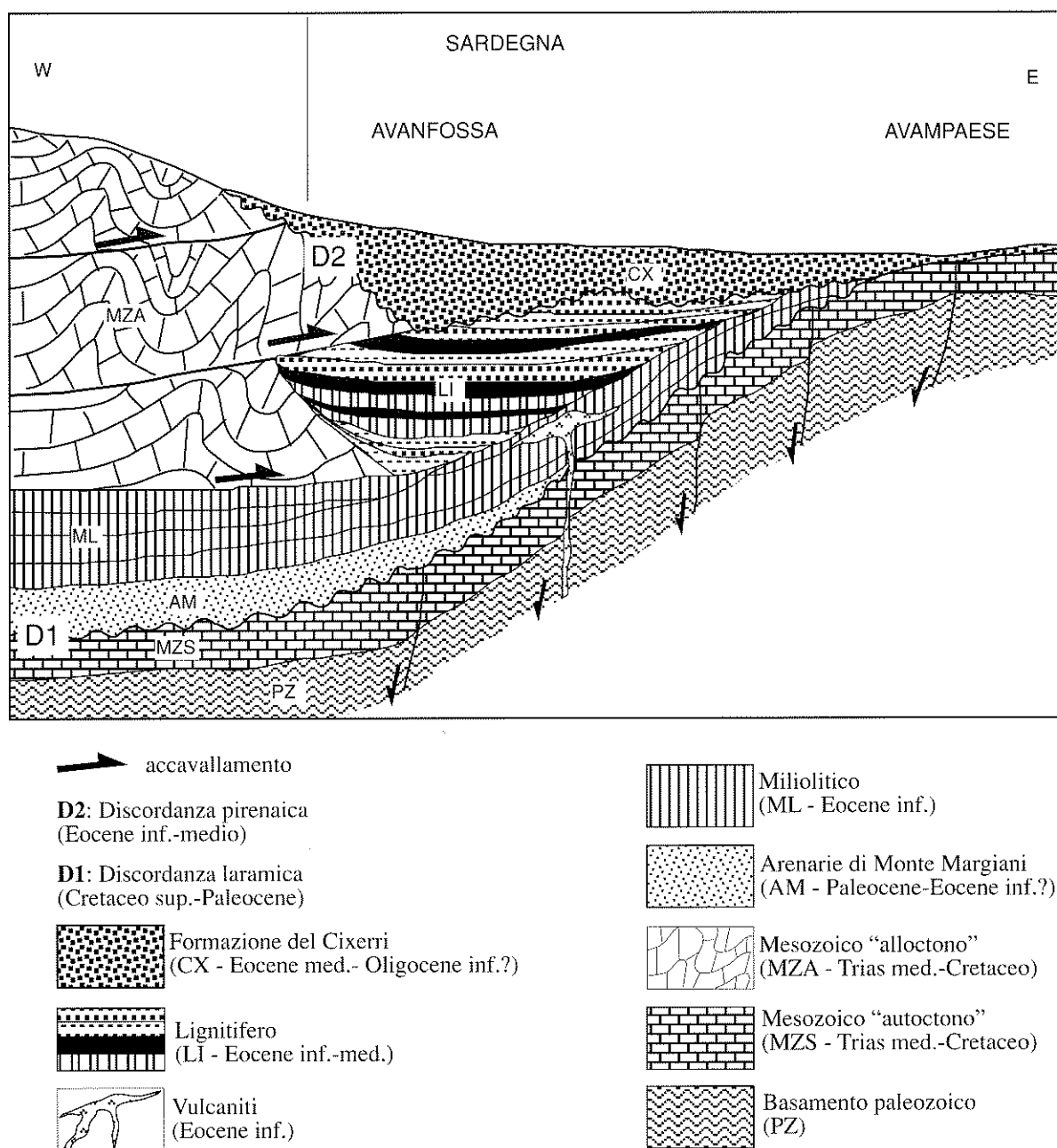


Fig. 11 - Sulcis-Iglesiente: schema del ciclo tettonico-sedimentario pirenaico ed interpretazione dei rapporti con i litosomi sotto- e sovrastanti.

tive pirenaiche anche nella Sardegna nord-orientale; in tale area rimane ad ogni modo sufficientemente documentata l'energica riattivazione con carattere trascorrente di tali discontinuità durante l'Oligocene terminale-Aquitano a seguito della fase tettonica compressiva nord-appenninica (CARMIGNANI *et alii*, 1992; PASCÌ *et alii*, 1998).

Una scelta fra i due modelli, compressivo e trascorrente, per l'inquadramento geodinamico del Bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente, allo stato attuale non può ancora essere operata con certezza: entrambi i modelli esibiscono indizi a favore ed a sfavore:

a) Per l'ipotesi compressiva, che consentirebbe l'inquadramento del bacino sulcitano-iglesiente nella cate-

goria dei bacini di avampaese, a fronte delle numerose analogie stratigrafiche ed evolutive con questi ultimi bacini e le chiare affinità paleogeografiche con le successioni iberiche perisuturali, non si può sottovalutare né lo spessore alquanto ridotto della «Serie lignitifera», e della «Formazione del Cixerri», poco compatibile con successioni di bacini perisuturali (ancorché, come accennato, tali spessori potrebbero essere stati considerevolmente assottigliati da successive, importanti fasi erosive), né la polidirezionalità delle discontinuità tettoniche rinvenute, oltre all'assenza di una vera linea di sutura fra unità di catena e strutture antistanti: purtuttavia è anche da rimarcare il progressivo ispessimento della «Serie lignitifera» verso occidente nel Golfo di Palmas, comprovato dai sondaggi a mare condotti dalla Carbosulcis S.p.A.,

che impedisce di definire con esattezza lo spessore effettivo del ciclo sedimentario paleogenico nel depocentro, il quale rimane così presumibilmente sottostimato. In aggiunta, non può essere considerato un fattore completamente ostativo l'assenza nel *record* stratigrafico di successioni di mare profondo, mancanti anche in altri contesti deformativi di fase pirenaica (Provenza; TEMPIER, 1987).

b) A sfavore dell'ipotesi di bacino da trascorrenza gioca l'assenza in tutto il Sulcis-Iglesiente di evidenti, importanti discontinuità che mostrino questo tipo di comportamento dinamico; conseguentemente, non si possono nemmeno ipotizzare le cause, se non nel manifestarsi di compressioni (o spinte) da tergo, che, fra l'Ilerdiano inferiore ed il superiore, avrebbero portato alla transizione da un regime di tipo transensivo, testimoniato dal progressivo approfondimento dell'ambiente di sedimentazione sino alla deposizione dei «Calcarei a macroforaminiferi» e dalla messa in posto di vulcaniti alcaline, ad un regime transpressivo, marcato dal progressivo riempimento del bacino tramite le litologie miste del «Lignitifero» e dalle deformazioni a carico dell'intera «Serie lignitifera».

Nondimeno, l'evoluzione stratigrafico-deposizionale del bacino e le strutture tettoniche di Fase pirenaica a carico dei suoi depositi testé descritte necessitano di una spiegazione, la quale, riteniamo, si può verosimilmente ritrovare unicamente nell'ambito delle ipotesi proposte.

5. CONCLUSIONI

Sulla base dei nuovi dati stratigrafico-strutturali, è possibile ora prospettare un più completo quadro evolutivo del Bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente, considerato nel più ampio contesto evolutivo della catena laramico-pirenaica.

Di questo bacino restano ancora indefinite, allo stato attuale delle conoscenze, le precise modalità di sviluppo tettonico (compressivo? trascorrente?). Esso si sarebbe comunque sviluppato in coincidenza del progressivo avanzare verso i quadranti orientali delle spinte pirenaiche; i suoi prodromi evolutivi si manifestano dapprima al limite Cretaceo-Paleogene attraverso l'emersione della piattaforma carbonatica cretacea della Sardegna occidentale, forse connessa con lo sviluppo di un «*peripheral bulge*»; tale fenomeno pone la base per la disconformità fra questa ed i successivi depositi paleogenici. Successivamente si verifica un graduale sprofondamento dell'area, connesso forse con il carico litostatico delle coltri pirenaiche avanzanti (ipotesi compressiva) o, in alternativa, a subsidenza indotta da transtensione (ipotesi trascorrente): ciò conduce alla progressiva impostazione del bacino deposizionale paleogenico iglesiente-sulcitano, le cui unità litologiche mostrano significative analogie con le tre fasi deposizionali (*Lower, Middle e Upper Unit*) descritte da SINCLAIR (1997) dei bacini di avampaese. Al termine, il bacino viene colmato dai depositi derivanti dall'erosione del limitrofo prisma pirenaico (tettonofacies di avfossa?), e viene parzialmente interessato almeno nei suoi settori più occidentali da importanti strutture tettoniche compressive (transpressive?) relative alla Fase pirenaica, mentre quelli orientali registrano delle deformazioni decisamente più blande. Contemporaneamente allo smor-

zarsi delle ultime spinte tettoniche, il bacino deposizionale (di avampaese?) tende progressivamente quindi a spostarsi verso aree ancora più orientali; in esso si depongono, pressoché indeformate, le molasse della «Formazione del Cixerri», che concludono il ciclo tettonico-sedimentario paleogenico della Sardegna sud-occidentale (fig. 11).

BIBLIOGRAFIA

- AGUS M. & PECORINI G. (1977) - *Livelli a carofite nel carbone della «prima vena» della Miniera di Seruci e nel Cixerri*. Rend. Ass. Min. Sarda, **84**, 43-65.
- ALLEN P.A., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G.D. (1986) - *Foreland basins: an introduction*. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., **8**, 3-12.
- ASSORGIA A., BARCA S., COCOZZA T., DECANDIA F.A., FADDA A., GANDIN A. & OTTELLI L. (1992) - *Characters of the Cainozoic sedimentary and volcanic succession of the Western Sulcis (SW Sardinia)*. IGCP No. 276, Newsletters, **5**, Siena 1992, 17-20.
- AUBOUIN J. & BROUSSE R. (1977) - *Compendio di Geologia. Vol.2° Stratigrafia, tettonica e globo terrestre*. Ambrosiana, Milano, 654 pp.
- BANDA E. & WICKHAM S.M. (1986) - *The geological evolution of the Pyrenees*. An introduction. Tectonophysics, **129**, 1-7.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997a) - *Significato paleoambientale e paleogeografia dei depositi clastici basali del bacino del Sulcis (Sardegna SW)*. Convegno-Escursione «La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale» Villanovaforru, 19-22 Giugno 1997, Libro-guida e Riassunti, 67-69.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997b) - *Compressive «Alpine» tectonics in Western Sardinia: geodynamic consequences*. C.R. Acad. Sci. Paris, **325**, 791-797.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997c) - *Il bacino eocenico del Sulcis: nuove evidenze tettoniche ed inquadramento geodinamico*. Convegno-Escursione «La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale», Villanovaforru, 19-22 Giugno 1997, Libro-guida e Riassunti, 70-71.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997d) - *The «Triassic» successions of Campumari and Scivu-Is Arenas (SW Sardinia, Italy): analogues, correlations and some remarks*. 18° IAS Meeting, Heidelberg, Sept. 1997, Abstracts-book, 60.
- BARCA S., MAXIA C. & PALMERINI V. (1973) - *Sintesi sulle attuali conoscenze relative alla «Formazione del Cixerri» (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **94** (2), 307-318.
- BARCA S. & PALMERINI V. (1973) - *Contributo alla conoscenza degli ambienti di sedimentazione relativi alla «Formazione del Cixerri» (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sci. Nat., **7** (12), 13-47.
- BARCA S., PITTAU DEMELIA P. & DEL RIO M. (1992) - *Lithostratigraphy and microfloristic analysis of the fluvial-lacustrine Aulunian basin in the Sulcis area (SW Sardinia, Italy)*. IGCP No.276, Newsletter, **5**, Siena, 45-49.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G. & RICCI C.A. (1985) - *Geochronology in Sardinia; results and problems*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**, 57-72.
- BELLON H. (1981) - *Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 21 MA*. In: Sedimentary basins of Mediterranean margins, F.Wezel ed. - C.N.R. Italian Project of Oceanography, Tecnoprint Bologna, 341-360.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCIO S. (1992) - *Tertiary compression and extension in the Hercynian Basement*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36**, 45-62.
- CHABRIER G., FOURCADE E. & JAFFREZO M. (1975) - *Sur le Crétacé du Sud-Ouest de la Sardaigne*. C.R. somm. Soc. géol. Fr., **278**, 131-134.

- CHABRIER G. & MASCLE G.H. (1975) - *Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et de la Sardaigne (à partir des exemples de la région tolonnaise et de la Nurra Sarde)*. Rev. Géogr. Fis. Géol. Dynam., **17**, 121-136.
- CHIELLAI E.H., MARZOQI M., PASCAL A. & MOUFLISH M. (1995) - *Évolution séquentielle et dynamique des corps sédimentaires fini-crétaées/paléogènes du Haut-Atlas (Maroc)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **321**, 745-752.
- CHERCHI A. (1979) - *Microfaune aptiano-albiana dei ciottoli urgoniani della «Formazione del Cixerri» (Sardegna SW) e loro interesse paleogeografico*. Riv. Ital. Paleont., **85** (2), 353-410.
- CHERCHI A. (1983) - *Presenza di Ilerdiano a Alveolinidae e Orbitolitiidae nel bacino paleogenico del Sulcis (Sardegna SW)*. Boll. Soc. Sarda Sci. Nat., **22**, 107-119.
- CHERCHI A. & TRÉMOLIÈRES P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen*. C.R. Acad. Sci. Paris, **298**, 889-894.
- CHOCHRUNE P. & MATTAUER M. (1978) - *Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne: comparaison avec des modèles actuels*. Bull. Soc. géol. Fr., **5**, 689-700.
- COCOZZA T., DE CANDIA A. & GANDIN A. (1989) - *Studio geologico, stratigrafico e paleogeografico del bacino carbonifero del Sulcis, nel programma di ricerche minerarie e di base*. Conv. Soc. Carbosulcis e Univ. Siena - Rapporto Interno Carbosulcis.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1976) - *Età e significato ambientale delle facies detritico-carbonatiche dell'altopiano di Campunari (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1521-1540.
- COSTAMAGNA L.G. (1999) - *Analisi di facies della successione triassico-giurassica di Porto Pino (Sardegna sud-occidentale)*. Atti Tic. Sci. Terra, **41**, 101-118.
- DEBRAND-PASSARD S. (1984) - *Grandes lignes et principales étapes de l'évolution géodynamique du Sud-Est de la France*. In: Synthèse géologique du Sud Est de la France. Mem. BRGM, **125**, 581-599.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSCHICHOV I.M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJU-DUVAL B., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL M., & LAUER J.P. (1985) - *Présentation de 9 cartes paleogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel*. Bull. Soc. géol. France, **8** (5), 637-652.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSCHICHOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PERCHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. & BIJU-DUVAL B. (1986) - *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics, **123** (1-4), 241-315.
- DIENI I., MASSARI F. & POIGNANT F. (1979) - *Testimonianze di Paleogene marino in Sardegna*. Riv. Ital. Paleont., **85**, 481-516.
- DREESSEN R., BOSSIROY D., SWENNEN R., THOREZ J., FADDA A., OTTELLI L. & KEPPENS E. (1997) - *A depositional and diagenetic model for the Eocene Sulcis coal basin of SW Sardinia*. From Gayer R. & Pesek J. (eds.), European, Coal Geology and Technology; Geol. Soc. Spec. Publ., **125**, 49-75.
- FADDA A., OTTELLI L. & PERNA G. (1994) - *Il Bacino lignitifero del Sulcis: Geologia, Idrogeologia, Miniere*. Carbosulcis S.p.A., Cagliari.
- FANNI S., MURRU M., SALVADORI A. & SARRIA E. (1982) - *Nuovi dati strutturali sul bacino del Sulcis*. L'Ind. Min., **4**, 25-31.
- FERRARA C., MELIS M.T. & MURRU M. (1992) - *Variazioni paleoclimatiche nella sezione di Tanca Aru nella valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. V° Simposio Ecologia Paleoeologia Comunità Bentoniche, Roma, 14.
- FERRARA C., MURRU M. & CRISTINI A. (1995) - *Considerazioni paleoclimatiche sull'Eocene del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Atti Museo Geol. Paleont. Monfalcone, Quad. spec., **3**, 39-49.
- GEALEY W.K. (1988) - *Plate tectonic evolution of the Mediterranean-Middle East region*. Tectonophysics, **155**, 285-306.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines*. Terra Nova, **5**, 525-544.
- HAPP S.C., RITTENHOUSE G. & DOBSON G.C. (1940) - *Some aspects of accelerated streams and valley sedimentation*. U.S. Dept. Agr. Techn. Bull., **695**, 1-134.
- LA MARMORA A. (1857) - *Voyage en Sardaigne*. Trad. It. del Prof. V. Martelli, Vol. III e IV + Atlante, Paris 1857, Cagliari 1927.
- LETOUZEY J., WANNESON J. & CHERCHI A. (1982) - *Apport de la microtectonique au problème de la rotation du bloc corso-sarde*. C.R. Acad. Sci. Paris, **294**, 595-602.
- MACCIONI L., MARCHI M. & SALVADORI A. (1990) - *Eocene alkaline lamprophyre in south western Sardinia (Italy) (new occurrence)*. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, **60** (2), 217-231.
- MATTEUCCI R. (1985) - *Marine Eocene of Sardinia*. 19th European Micropal. Coll., Guidebook, Alghero, Oct. 1-10 1985, 80-86.
- MAUFFRET A. & GENNESSEUX M. (1989) - *Compression, décrochements et distension sur le pourtour méditerranéen nord-occidental*. C.R. Acad. Sci. Paris, **308**, 961-967.
- MCCAIG A.M. & MILLER J.A. (1986) - ⁴⁰Ar-³⁹Ar Age of Mylonites along the Merens fault, Central Pyrenees. Tectonophysics, **129**, 149-172.
- MURRU M. (1990) - *Il Paleogene sardo: tentativo di ricostruzione paleogeografica*. Rend. Soc. Geol. It., **13**, 151-154.
- MURRU M., FERRARA C., BERTACCHI A. & IBBA A. (1996) - *I depositi tidali di Pesus ed il loro significato paleogeografico (Eocene, Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 279-286.
- MURRU M., FERRARA C. & MELIS R.T. (1990) - *Studio pedologico e sedimentologico della Formazione del Cixerri di Flumentepido (Paleogene- Sardegna SW)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 101-110.
- MURRU M. & SALVADORI A. (1987) - *Ricerche stratigrafiche sul bacino paleogenico del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Geol. Rom., **26**, 149-165.
- MUTTI E. (1985) - *Turbidite Systems and their relations to depositional sequences*. In Zuffa G.G. (ed.), Provenance of arenites, Reidel Publ. Co., Dordrecht, 65-93.
- MUTTI E. (1990) - *Relazioni fra stratigrafia sequenziale e tettonica*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 627-655.
- ORSINI J.B., COULON C. & COCOZZA T. (1980) - *Dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne et ses marqueurs géologiques*. Geol. Mijnbouw, **59**, 385-396.
- OTTELLI L. (1998) - *Problemi di geologia ambientale nel recupero delle aree minerarie dismesse: il caso Bacu Abis*. Tesi di Laurea inedita, Univ. Cagliari.
- PASCI S. (1997) - *Tertiary transcurrent Tectonics of North-Central Sardinia*. Bull. Sog. géol. Fr., **3**, 301-312.
- PASCI S., OGGIANO G. & FUNEDDA A. (1998) - *Rapporti tra tettonica e sedimentazione lungo le fasce trascorrenti oligo-aquitaniene della Sardegna NE*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 443-453.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 421-451.
- PITTAU P. (1974) - *Studio palinologico-stratigrafico di un foro di sonda perforato nel bacino lignitifero del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 937-943.
- PITTAU DEMELIA P. (1979) - *Palinologia e datazione della sezione di Tanca Aru nella valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Paleont. It., **18** (2), 303-314.
- PLAZIAT J.C. (1981) - *Late Cretaceous to Late Eocene paleogeographic evolution of Southwestern Europe*. Paleo3X, **36**, 263-320.
- PUIGDEFÀBREGAS C., MUNOZ J.A. & MARZO M. (1986) - *Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin*. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., **8**, 229-246.
- PUIGDEFÀBREGAS C. & SOUQUET P. (1986) - *Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees*. Tectonophysics, **129**, 173-203.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1980) - *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, 552 pp.
- RICCI LUCCHI F. (1970) - *Sedimentografia*. Zanichelli, 300 pp.
- SALVADORI A. (1980) - *Contributo alla conoscenza del bacino carbonifero del Sulcis*. L'Ind. Miner., **6**, 15-19.

- SINCLAIR H.D. (1997) - *Tectostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine Perspective*. GSA Bulletin, **109** (3), 324-346.
- TEMPIER C. (1987) - *Modèle nouveau de mise en place des structures provençales*. Bull. Soc. géol. France, **3**, 533-540.
- THOMAS B. & GENNESSEAU M. (1986) - *A two stage rifting in the basin of the Corsica-Sardinia strait*. Marine Geology, **72**, 225-239.
- TREMOLIÈRES P., CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1984) - *Phénomènes de chevauchements «d'âge pyrénéen» dans le Mésozoïque du Nord-Ouest de la Sardaigne*. C.R. Acad. Sci. Paris, 298, **18**, 797-800.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1977) *Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin; a case history from the Messinian of Northern Apennines*. Sedimentology, **24**, 211-244.

Manoscritto pervenuto il 23 Aprile 1999; testo approvato per la stampa il 1° Dicembre 1999; ultime bozze restituite il 15 Maggio 2000.