

Fig. 165 - Colonna stratigrafica della successione eocenica di M. Cardiga (Salto di Quirra).
 - Stratigraphic section of the Eocene succession at M. Cardiga (Salto di Quirra).

mità di M. Cardiga con arenarie feldspatiche grossolane, in spessi banchi a stratificazione incrociata, e conglomerati poligenici a ciottoli di rocce del basamento paleozoico.

Complessivamente si tratta di un ciclo trasgressivo-regressivo caratterizzato da depositi costieri e deltaici con forti apporti terrigeni. La parte intermedia, più carbonatica, rappresenta probabilmente il momento di maggiore ingressione marina. Il ciclo è poi chiuso dalle facies regressive della sommità del M. Cardiga. Ricerche biostratigrafiche attribuiscono la successione all'Ypresiano (MATTEUCCI, 1985a); in alcuni piccoli affioramenti del Gerrei, fra S. Andrea Frius e Silius, sono state riconosciute faune cuisiane (MURRU, 1979).

Nel settore di Orosei, sedimenti di età eocenica si ritrovano nel versante settentrionale ed orientale del M. Tuttavista. A N di M. Tuttavista la successione è conservata solamente in una scaglia tettonica, con uno spessore di circa 36 m (DIENI *et alii*, 1966), lungo una faglia trascorrente. Si tratta di calcari are-



Fig. 166 - Calcare a nummuliti dell'Eocene inferiore (M. Cardiga: Salto di Quirra). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.
 - Lower Eocene nummulitic limestone (M. Cardiga: Salto di Quirra).
 Museum of Paleontology, University of Cagliari.

nacei, con abbondanti granuli di quarzo e feldspati, arenarie calcaree e calcari con intercalazioni di marne e livelli conglomeratici. Caratteristico è, inoltre, un orizzonte di circa 0,6 m di spessore di arenarie calcaree glauconitiche ricco in macrofossili (lamellibranchi, gasteropodi, echinidi, ecc.).

Rispetto agli affioramenti settentrionali, in quelli del versante orientale del M. Tuttavista si osserva una minore componente terrigena ed una maggiore componente carbonatica. Qui la successione inizia con un orizzonte basale di arenarie calcaree e conglomerati minuti con stratificazione incrociata e con matrice calcarea, a cui segue una successione di calcari. Nei conglomerati sono rappresentati elementi di rocce del basamento, di graniti e di calcari arenacei nummulitici con faune del Cuisiano inferiore (DIENI *et alii*, 1966). Nella successione calcarea sovrastante l'apporto terrigeno diminuisce progressivamente verso l'alto.

4. - COMPLESSO CONNESSO CON LA COLLISIONE PIRENAICA E NORD-APPENNINICA

Dall'Eocene medio (Luteziano inferiore) inizia, in Sardegna, un periodo di grande instabilità tettonica e di diffusa continentalità, testimoniate da un'importante attività vulcanica, dall'assenza di sedimenti marini fino all'Oligocene superiore-Miocene inferiore, dall'energico ringiovanimento del rilievo e dalla conseguente deposizione in molti settori dell'Isola di potenti sequenze clastiche continentali sintettoniche (Conglomerato di Cuccuru 'e

Flores: DIENI & MASSARI, 1965b; Formazione del Cixerri e di Ussana: PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969, ecc.), di ambiente fluviale e lacustre ("Lacustre" Auct.: Oschiri-Berchidda, Perfugas, Funtanazza, Ottana, Trinità d'Agultu, Benetutti, Porto Conte, ecc.) (fig. 167). Le prime formazioni marine successive all'Eocene medio sono riferite all'Oligocene sommitale, ma solo l'Aquitainiano marino è diffuso e ben documentato (Anglona, Marmilla, Sarcidano, ecc.).

La successione sedimentaria è contemporanea a un'imponente attività vulcanica calcalkalina rappresentata da una varietà di prodotti effusivi ed esplosivi con composizione da basaltico-andesitica a riolitica. Le età radiometriche delle vulcaniti sono comprese tra 28 Ma (GIRAUD *et alii*, 1979; LECCA *et alii*, 1997) e 15 Ma (MORRA *et alii*, 1994), anche se la maggior parte dei prodotti vulcanici è riferibile al Burdigaliano (BECCALUVA *et alii*, 1985) (fig. 168).

Questo potente complesso vulcano-sedimentario è in parte associato a una importante tettonica trascorrente responsabile delle più evidenti strutture terziarie della Sardegna. Faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW caratterizzano tutta la Sardegna centro-settentrionale e la Corsica centro-meridionale; queste risultano coniugate con un sistema

di faglie destre di minore importanza orientate E-W. I sistemi di faglie trascorrenti individuano una direzione di raccorciamento con andamento meridiano. Tra le strutture trascorrenti più importanti, in parte ereditate dalle discontinuità meccaniche erciniche, vanno citate le *flower structure* con sedimentazione di conglomerati sin-tettonici e i bacini di *pull apart* colmati da successioni vulcanoclastiche e sedimentarie, anche marine, principalmente dell'Aquitainiano.

Queste strutture tettoniche testimoniano la più importante fase compressiva che ha interessato la Sardegna dopo l'orogenesi ercinica. Lavori recenti attribuiscono queste strutture e il vulcanismo coevo alla deformazione del retropaese sardo-corso durante la collisione continentale nord-appenninica (CARMIGNANI *et alii*, 1992b; OGGIANO *et alii*, 1995; PASCI, 1997; PASCI *et alii*, 1998).

Le strutture e i depositi sintettonici della Sardegna sud-occidentale (Formazione del Cixerri: PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), riferiti all'Eocene medio-Oligocene, potrebbero almeno in parte, essersi depositi in questo quadro geodinamico, oppure potrebbero essere messi in relazione con l'evoluzione della Catena pirenaica (CHERCHI & SCHROEDER, 1976a; BARCA & COSTAMAGNA,

| Ma | Età | | SARDEGNA SETTENTRIONALE | SARDEGNA MERIDIONALE | ORISTANESE | Cicli sedimentari |
|----|-----|---------------|------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------|
| 5 | E | Messiniano | "Calcarei superiori" Auct. | Pietra Forte Tramezzario Pietra Cantone | Calcarei laminati del Sinis Formazione di Torre del Sevo Formazione di Capo S. Marco | 3° Ciclo |
| | | Tortoniano | | | | |
| 10 | N | Serravalliano | | | | |
| | | Langhiano | "Sabbie superiori" Auct. Unità "marnoso-arenacea" Auct. | Arenarie di Pirri Argille di Fangario | | 2° Ciclo |
| 15 | C | Oligocene | "Calcarei inferiori" Auct. "Sabbie inferiori" Auct. | Marne di Gesturi | | |
| | | Burdigaliano | | | | |
| 20 | M | Aquitainiano | "Lacustre" Auct. "Molassa a Vaginella" Auct. | Formazione della Marmilla Marne di Ales Calcarei di Isili | | 1° Ciclo |
| | | Cattiano | Conglomerato di Cuccuru 'e Flores | Calcarei di Villagreca Arenarie di Gesturi Formazione di Ussana Formazione del Cixerri p.p. | | |

Fig. 167 - Schema delle unità litostratigrafiche dei tre cicli sedimentari oligo-miocenici della Sardegna. Il rigato obliquo indica l'assenza di datazioni certe o concordi nei diversi Autori (vedi testo).

- Litostratigraphic units in the Oligocene-Miocene sedimentary cycles of Sardinia. Oblique ruling indicates uncertainty in age determination (see text).

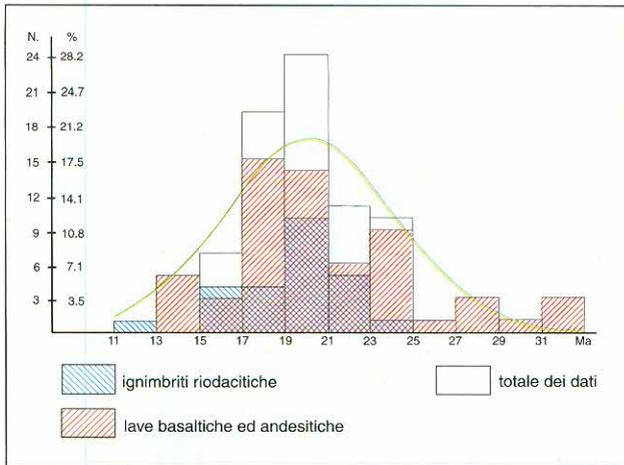


Fig. 168 - Istogramma delle età radiometriche del vulcanismo oligo-miocenico (da BECCALUVA *et alii*, 1985, modificato); N: numero delle determinazioni radiometriche.

- Radiometric ages of Oligocene-Miocene volcanic rocks (after BECCALUVA *et alii*, 1985, modified); N: number of radiometric determinations.

1997a). Nel Paleogene, cioè prima del distacco del Blocco sardo-corso dal margine sud-europeo avvenuto nel Burdigaliano, la Sardegna sud-occidentale doveva infatti essere situata in prossimità dei Pirenei ancora in evoluzione. Per una discussione più completa delle relazioni tra tettonica terziaria e cicli sedimentari miocenici si rimanda al paragrafo "6.3. - Tettonica trascorrente dell'Oligocene-Miocene inferiore", al paragrafo "6.4. - Tettonica distensiva del Miocene medio (Burdigaliano superiore-Langhiano)" e al paragrafo "6.5. - La tettonica dal Miocene medio (Serravalliano) al Quaternario". Uno schema degli eventi geodinamici è riportato in fig. 169.

4.1. - CICLO VULCANICO CALCALCALINO OLIGO-MIOCENICO

Il vulcanismo oligo-miocenico sardo rappresenta uno degli eventi geologici terziari più importanti del Mediterraneo occidentale. L'importanza di questo ciclo vulcanico è testimoniata dalla grande estensione degli affioramenti (fig. 170) e dai cospicui spessori delle successioni vulcaniche che raggiungono parecchie centinaia di metri.

Si tratta di un'associazione di prodotti con affinità calcalcalina e subordinatamente tholeiitica e calcalcalina alta in potassio (BECCALUVA *et alii*, 1987), rappresentata da serie vulcaniche da basaltico-andesitiche a dacitiche (principalmente in colate laviche e cupole di ristagno) e da serie da dacitiche a riolitiche (principalmente in espandimenti ignimbritici). I primi eventi vulcanici di questo

ciclo calcalcalino, riferibili a 32-26 Ma secondo BECCALUVA *et alii* (1987), e a 28-24 Ma secondo LECCA *et alii* (1997), sono rappresentati soprattutto da lave andesitiche nella Sardegna meridionale e da quarzo-dioriti subvulcaniche in quella settentrionale (Alghero) con tendenza tholeiitica (GIRAUD *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1994). Nel Miocene inferiore (tra 21 e 18 Ma) i prodotti vulcanici hanno affinità tholeiitica nella Sardegna meridionale e calcalcalina alta in potassio, fino a shoshonitica, nella Sardegna settentrionale.

Anche in Provenza (Esterel e dintorni di Nizza) (BELLON, 1981) e nell'*offshore* occidentale della Corsica (THOMAS & GENNESSEAUX, 1986) sono conosciuti prodotti vulcanici riferibili a questo ciclo. In Provenza affiorano rocce prevalentemente andesitico-dacitiche ad affinità da tholeiitica a calcalcalina (BECCALUVA *et alii*, 1994) e di età compresa tra 34 e 20 Ma (BELLON, 1981).

Lo studio petrografico e geochemico dei prodotti vulcanici della Sardegna indica una genesi dei magmi per fusione parziale di rocce mantelliche lungo zone di subduzione oceanica (COULON, 1977). Questi prodotti andesitici, assieme a quelli più differenziati, si sarebbero evoluti da un magma primario per frazionamento a deboli pressioni, in camere magmatiche situate a circa 15-20 km di profondità e con possibili contaminazioni crostali. Secondo COULON (1977), i dati petrogenetici provenienti da prodotti più evoluti con chimismo rioidacitico-riolitico, spesso in facies ignimbritica ("Serie ignimbritica inferiore" e "Serie ignimbritica superiore", *Auct.*) indicano processi anatettici con fusione parziale di rocce metamorfiche o granitoidi nella crosta continentale. L'anatessi sarebbe stata favorita dalle precedenti e prolungate risalte di magmi basici di derivazione mantellica con conseguenti fenomeni di *mixing* (COULON, 1977; BECCALUVA *et alii*, 1985; 1987). Secondo MORRA *et alii* (1994), invece, l'intera successione vulcanica deriverebbe da una progressiva evoluzione petrogenetica per frazionamento di magmi mantellici, fino a liquidi residuali peralcalini.

Da un punto di vista geodinamico questo ciclo vulcanico è comunemente associato ad un modello di subduzione oceanica con formazione di un bacino di retroarco che sarebbe rappresentato dal Bacino balearico (ALVAREZ, 1972; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1974; COULON & DUPUY, 1975; SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1987; 1994; LECCA *et alii*, 1997). I caratteri chimici dei prodotti vulcanici nei diversi settori della Sardegna indicherebbero un piano di subduzione immergente verso i quadranti settentrionali o

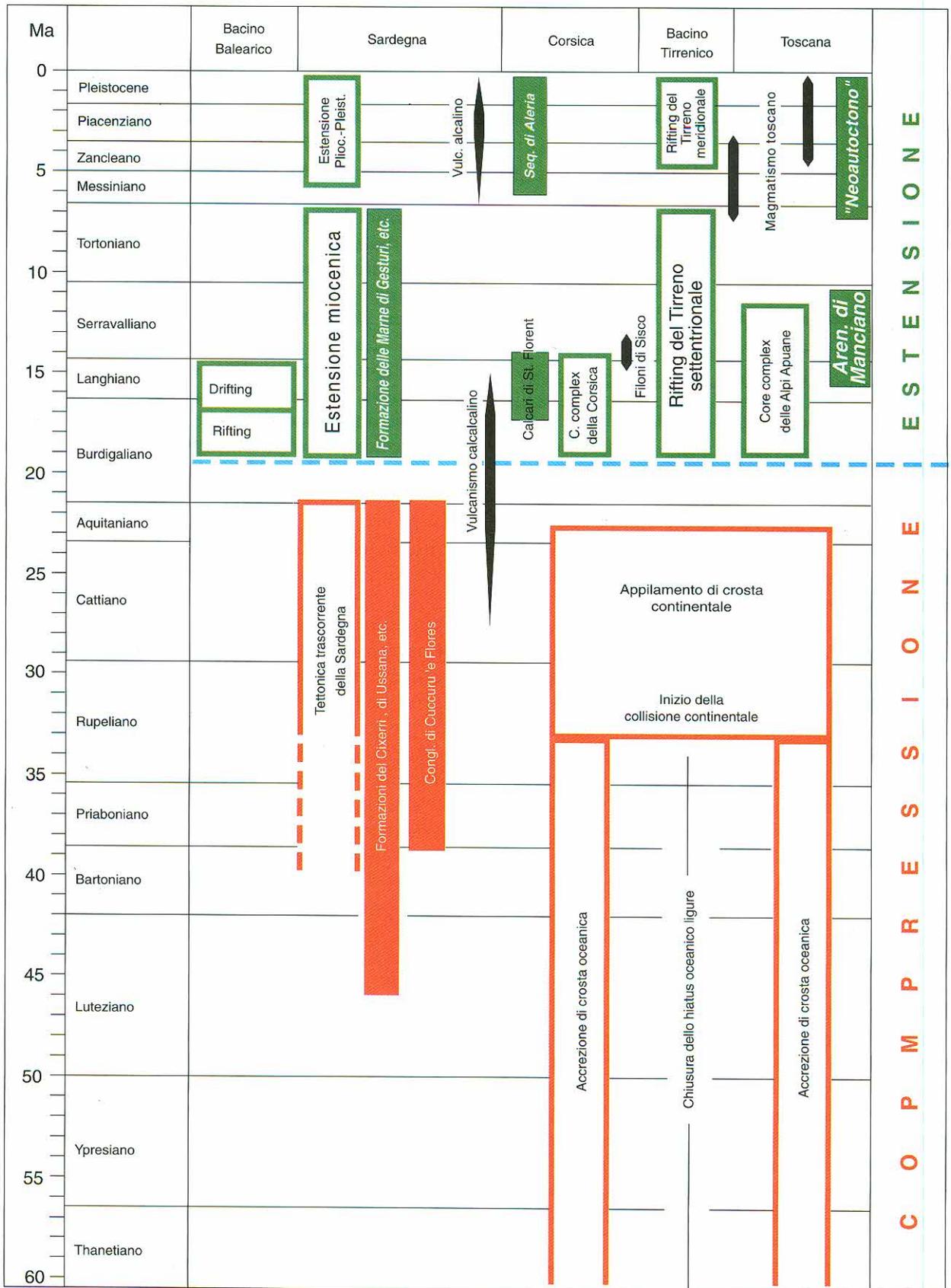


Fig. 169 - Schema cronologico relativo ai principali eventi stratigrafico-strutturali cenozoici in Sardegna e nelle aree limitrofe.
 - *Cronology of main stratigraphic and tectonic events in Sardinia and surrounding areas.*

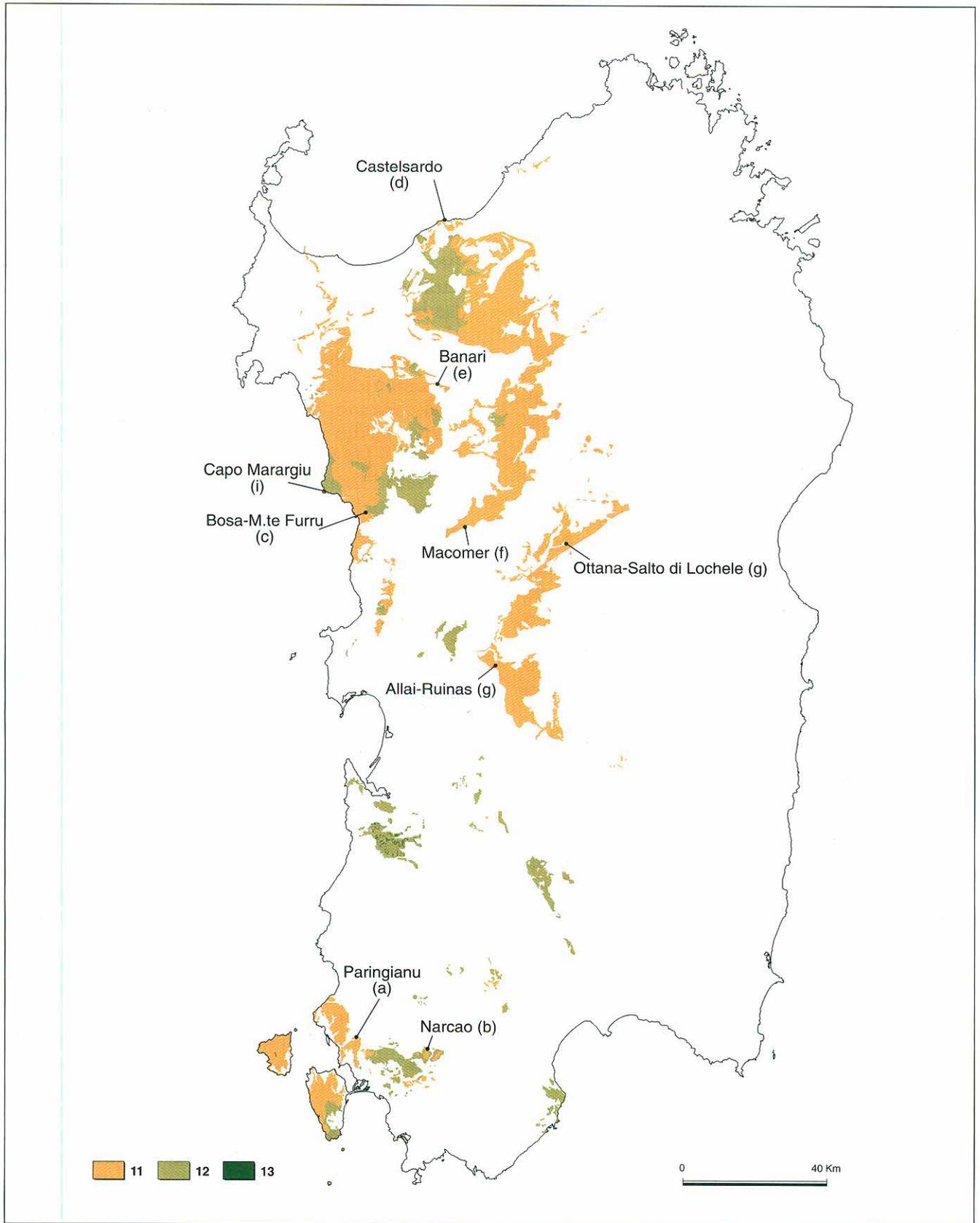


Fig. 170 - Ubicazione degli affioramenti di Rioliti (11), Andesiti (12) e Filoni (13) del ciclo calcalcalino oligo-miocenico e ubicazione delle colonne stratigrafiche di fig. 171.

- Outcrops of rhyolites (11), andesites (12) and dykes (13) of the Oligocene-Miocene calcalkaline cycle and location of the stratigraphic sections of fig. 171.

nord-occidentali (GASPARINI *et alii*, 1982; BECCALUVA *et alii*, 1994). Tale quadro sembra però in contrasto con la distribuzione delle vulcaniti lungo una fascia orientata NNW-SSE che suggerisce una subduzione immergente verso WSW (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; PASCI, 1997).

Serie ignimbratica (11), Serie andesitica (12) e Filoni basici (13)

La grande varietà di composizione e di modalità di emissione ha prodotto un complesso vulcanico composito, assai variabile da una zona all'altra, che è difficile sintetizzare in una successione rappresentativa di tutta l'Isola. Sono distinti pertanto diversi complessi vulcanici caratterizzati generalmente da un'alternanza di prodotti a composizione da basica ad intermedia ("Serie andesitica" *Auct.*) (12) e da intermedia ad acida ("Serie ignimbratica", *Auct.*) (11), localmente attraversati da sistemi di filoni (13). Di solito le litologie più basiche prevalgono nella parte basale della successioni vulcaniche, anche se talvolta le intercalazioni di termini da acidi a basici sono frequenti. Nella descrizione che segue non saranno perciò descritte separatamente la "Serie andesitica" (12) e la "Serie ignimbratica" (11), ma saranno brevemente illustrate alcune successioni tipiche, facendo prevalentemente riferimento al lavoro di LECCA *et alii* (1997).

Nel Marghine-Goceano-Logudoro affiora una potente e composita successione vulcanica, che poggia sul basamento paleozoico e su depositi clastici continentali terziari (tipo Formazione di Ussana) ed è limitata a tetto da sedimenti marini riferibili al Burdigaliano superiore (Campeda, Mores, Banari) (POMESANO CHERCHI, 1971a; MAZZEI & OGGIANO, 1990; MARTINI *et alii*, 1992). Nell'area di Macomer (sezione f di fig. 171), la successione vulcanica, spesso alcune centinaia di metri, è composta da unità ignimbratiche saldate a composizione dacitica e da livelli discontinui di flussi piroclastici pomiceo-cineritici con relative epiclastiti, contenenti lenti di depositi fluvio-lacustri. Le età radiometriche determinate nell'unità di base ($21,8 \pm 1,1$ Ma) e in quella superiore ($21,6 \pm 1,1$ Ma) indicano un breve periodo di messa in posto per questa potente successione (LECCA *et alii*, 1997). Nell'area di P.ta Cuguttada nel Logudoro (LECCA *et alii*, 1997), la parte bassa della successione ignimbratico-piroclastica poggia su un complesso andesitico, è molto simile alla parte alta della successione di Macomer, mentre la parte superiore è analoga alla base della successione osservabile a Mores

(Logudoro). In quest'area, l'unità più bassa è formata da flussi piroclastici pomiceo-cineritici (correlabili con l'Unità di Sa Manenzia dell'area di Ottana, vedi oltre) che passano verso l'alto a piroclastiti leggermente saldate, ricoperte in discordanza da depositi lacustri ("Lacustre superiore" *Auct.*) e conglomeratico-sabbiosi ("Sabbie inferiori" *Auct.*) che rappresentano la base del ciclo sedimentario del Miocene inferiore-medio. Poco più a ovest di P.ta Cuguttada-Mores (presso Banari) (sezione e di fig. 171), la successione vulcanica è caratterizzata da un'alternanza di prodotti basici (andesiti e andesiti basaltiche in domi e colate laviche) e intermedio-acidi (flussi piroclastici pomiceo-cineritici, ignimbriti saldate, domi dacitici). Le età radiometriche dell'unità di base (andesiti basaltiche) indicano $22,1 \pm 1,3$ Ma, mentre quelle nella parte medio-alta della successione indicano $16,2 \pm 0,5$ Ma (LECCA *et alii*, 1997).

Nella Planargia e nella Nurra orientale la stratigrafia vulcanica è difficile da ricostruire a causa delle numerose interdigitazioni tra i flussi lavici andesitici e quelli piroclastici e per la mancanza di livelli marini databili paleontologicamente. Sulla base delle datazioni radiometriche, dei rapporti stratigrafici e dei caratteri vulcanologico-petrografici, la successione vulcanica (sezioni c ed i di fig. 171), risulta composta da flussi lavici e domi andesitici, che si intercalano con depositi piroclastici pomiceo-cineritici sia poco saldati che saldati (LECCA *et alii*, 1997). La successione continua verso l'alto con ignimbriti molto saldate (riferibili a circa 20 Ma), con alternanze di flussi pomiceo-cineritici e ignimbriti saldate (fig. 172), che localmente si intercalano e/o sono sormontate da nuovi flussi lavici andesitici (a S di Monteleone). Infine, la successione termina con duomi e flussi lavici a composizione da dacitica a riolitica e subordinatamente da depositi piroclastici.

In Anglona, la successione vulcanica si intercala spesso con livelli sedimentari marini datati paleontologicamente, permettendo quindi una più sicura attribuzione stratigrafica. Nella zona di Castelsardo, la successione vulcano-sedimentaria è composta, dal basso verso l'alto (sezione d di fig. 171) (LECCA *et alii*, 1997), da duomi andesitici con flussi lavici subordinati (M. Ozzastru), da alternanze di livelli sedimentari con notevole componente vulcanica (conglomerati, marne e calcari di ambiente continentale, lacustre e marino) e di livelli vulcanici (brecce andesitiche a *pillow* e ignimbriti) e raramente epiclastici; al di sopra affiorano estesamente flussi lavici andesitici (zona di Osilo), ricoperti da una potente unità ignimbratica molto saldata, che

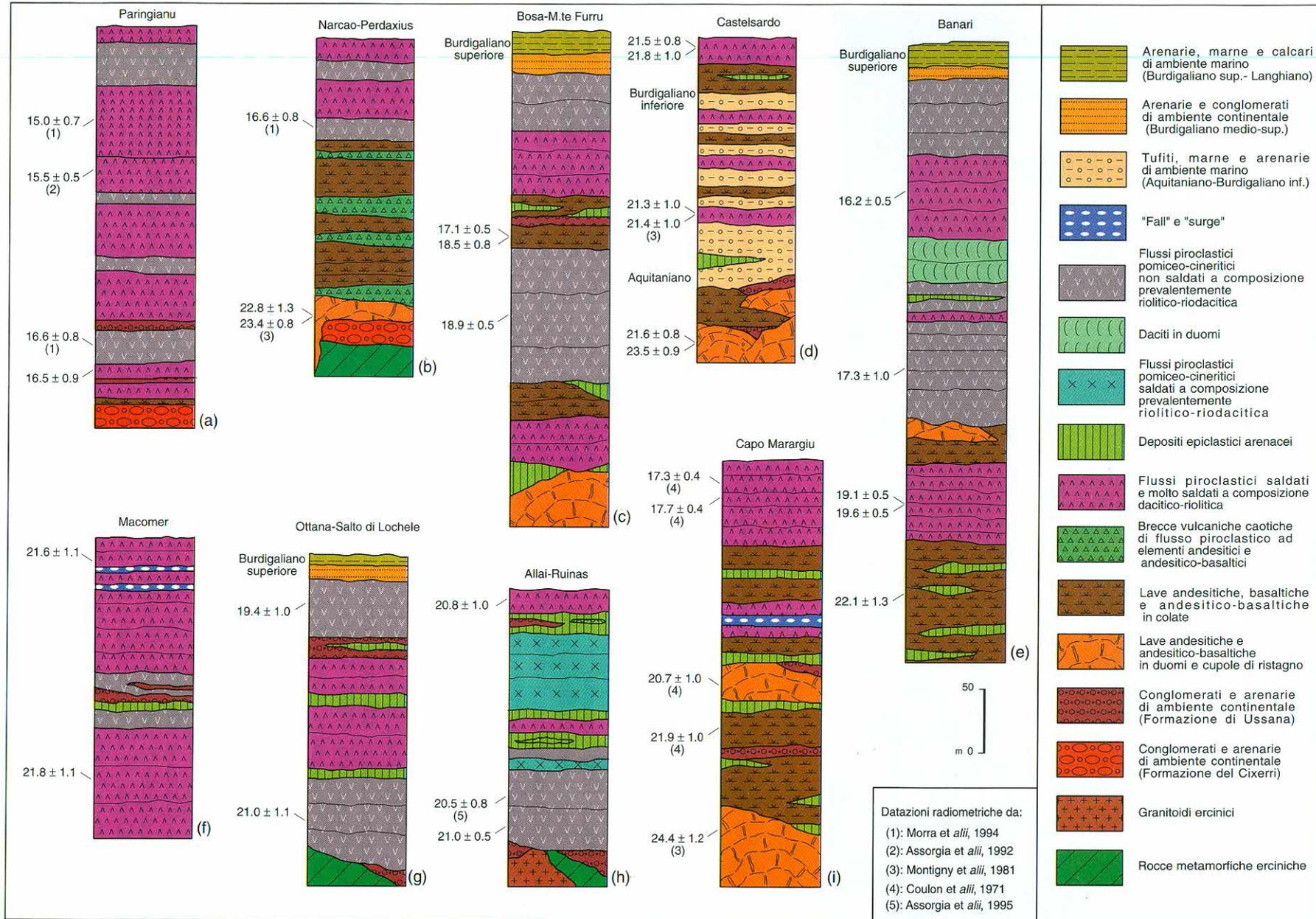


Fig. 171 - Colonne stratigrafiche schematiche delle successioni vulcaniche affioranti in Sardegna (da LECCA et alii 1997; modificato). L'ubicazione delle sezioni è indicata in fig. 170.

- Schematic stratigraphic columns of the volcanic successions of Sardinia (after LECCA et alii 1997; modified). Location of sections is reported in fig. 170.

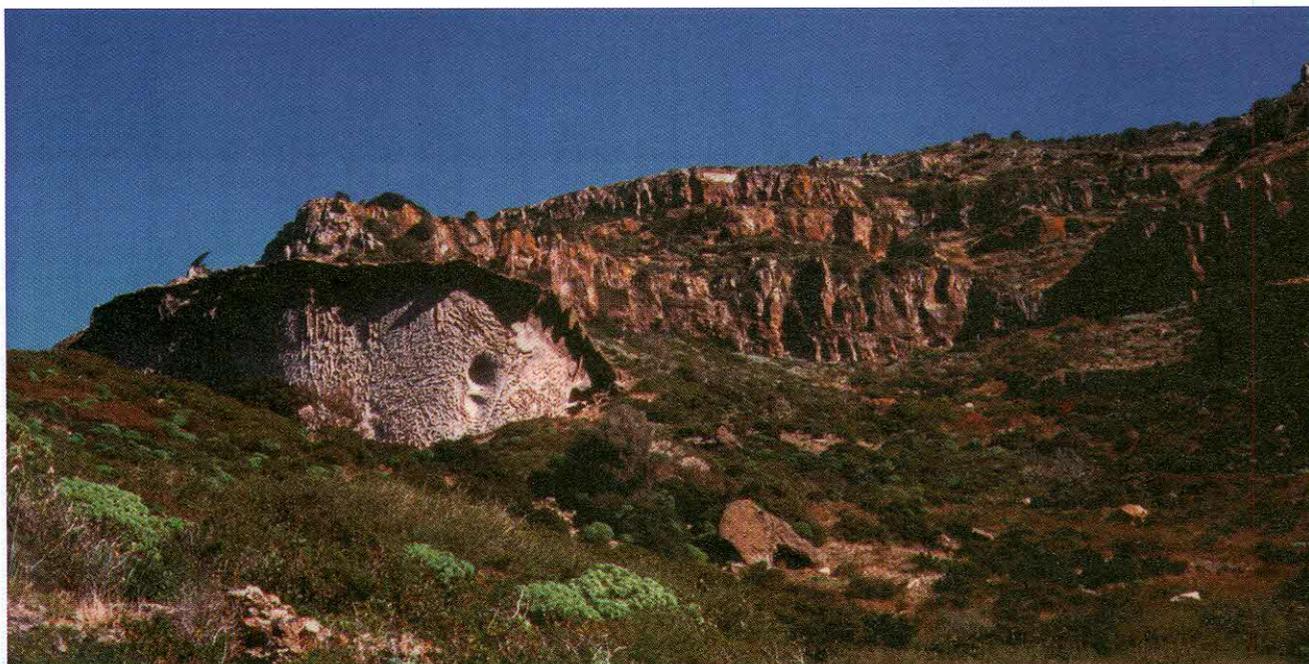


Fig. 172 - Alternanza di tufi ed ignimbriti saldate del ciclo vulcanico calcalkalino oligo-miocenico (Capo Marargiu, strada costiera tra Bosa e Alghero: Planargia).

- Alternating tuffs and welded ignimbrites of the Oligocene-Miocene calcalkaline cycle (Capo Marargiu, coastal road from Bosa to Alghero: Planargia).

affiora con grande continuità da Castelsardo fino a Perfugas. Nell'area di Perfugas affiora la parte alta della successione vulcanica dell'Anglona: l'anzidetta potente unità ignimbrítica molto saldata si intercala con sedimenti fluvio-lacustri e marini, con livelli pomiceo-cineritici e con flussi lavici andesitici. Al di sopra affiora, infine, l'ultimo prodotto vulcanico dell'Anglona, rappresentato da un potente flusso pomiceo-cineritico (ben esposto presso Chiaramonti), ricoperto da sedimenti marini del Burdigaliano superiore.

Nella Sardegna centrale (Ottana, Paulilatino, Fordongianus, Nureci, ecc.) le rocce del ciclo calcalkalino oligo-miocenico affiorano estesamente (fig. 170) (ASSORGIA *et alii*, 1995). Anche in questa zona è possibile distinguere sequenze di eventi magmatici a composizione da basica ad intermedia e da intermedia ad acida. Gli eventi effusivi basici sono riferibili all'Aquitaniiano e affiorano esclusivamente a S di Paulilatino. In quest'area la successione vulcano-sedimentaria è rappresentata, dal basso verso l'alto (ODIN *et alii*, 1994), da alternanze di andesiti (in cupole di ristagno e filoni) e brecce andesitiche (40 m). Al di sopra affiora una successione costituita da livelli piroclastico-cineritici a composizione dacitico-riolitica (15 m), intercalati con livelli sedimentari (arenarie, calcareniti e conglomerati) e sormontati da una nuova successione di andesiti e brecce andesitiche. La successione con-

tinua con un potente spessore di piroclastiti pomiceo-cineritiche, interrotte da una discordanza angolare, al di sopra della quale si trovano livelli tufitici del Burdigaliano superiore, correlabili con quelli di Chiaramonti (ODIN *et alii*, 1994), e marne. Più ad est, nell'area di Ottana-Fordongianus-Nureci, affiora una potente successione (fino a 300 m ad Allai e Busachi) di prodotti vulcanici a composizione dacitico-riodacitica, alternati a livelli sedimentari ed epiclastici fluvio-lacustri (ASSORGIA *et alii*, 1995) (sezioni g ed h di fig. 171). Questa successione mostra una marcata evoluzione da eventi fortemente esplosivi che interessano un'area molto estesa (ad es. l'Unità di Allai), fino a prodotti con caratteristiche intermedie tra ignimbriti e lave. L'età della successione, limitata alla base da sedimenti correlabili con la Formazione di Ussana e a tetto (Ruinas: Sarcidano) dalla successione marina burdigaliana (CHERCHI, 1985c; IACCARINO *et alii*, 1985), è riferibile all'Aquitaniiano-Burdigaliano. Questo intervallo è confermato anche dalle età radiometriche (K/Ar su plagioclasti e biotiti) dell'Unità di Allai, che indicano 21,0-20,3 Ma (ASSORGIA *et alii*, 1995; LECCA *et alii*, 1997).

Nell'area del Lago Omodeo la successione vulcanica è ricoperta da depositi continentali (Arenarie di Sedilo: PORCU, 1972) e da un flusso piroclastico pomiceo-cineritico molto esteso arealmente (Unità di Sa Manenzia: PORCU *et alii*, 1997), riferi-

bile radiometricamente a 18,9-19,4 Ma (LECCA *et alii*, 1997; SOWERBUTTS *et alii*, 1997).

Il complesso vulcanico del M. Arcuentu (Arburese) è caratterizzato da una successione di eventi vulcanici a composizione sia basica che acida, in alternanza con episodi sedimentari sia marini che continentali (ASSORGIA *et alii*, 1986a; 1986b; 1992c; ASSORGIA & GIMENO, 1994) e separabili in due cicli distinti. I prodotti basici sono rappresentati soprattutto da lave basaltiche in colate. Quelli acidi sono principalmente rioliti e riodaciti in espandimenti ignimbrici, tufi e tufiti (fig. 173). Le datazioni radiometriche (ASSORGIA *et alii*, 1984) e la posizione stratigrafica (ASSORGIA *et alii*, 1986a) indicano per queste sequenze vulcaniche un'età compresa tra l'Oligocene superiore ed il Burdigaliano. Sono inoltre presenti campi filoniani a disposizione radiale attorno ad un massiccio gabbro-dioritico (M. Nureci). I filoni hanno composizione prevalentemente basaltica, tagliano tutti i prodotti vulcanici e sedimentari precedentemente descritti e sono riferibili radiometricamente a 18,3-16,7 Ma (ASSORGIA *et alii*, 1984).

Il vulcanismo terziario della Sardegna sud-occidentale (sezioni a e b di fig. 171) (Sulcis e isole di S. Antioco e San Pietro) è caratterizzato da una successione il cui spessore supera complessivamente

i 500 m (ASSORGIA *et alii*, 1990a; 1990b; MORRA *et alii*, 1994). La base della successione ("Serie andesitica" *Auct.*) affiora principalmente tra Carbonia, Narcao e Giba e nella parte meridionale dell'Isola di S. Antioco ed è costituita da lave basaltiche, basaltico-andesitiche e andesitiche, in cupole di ristagno, colate e rari filoni (MACCIONI *et alii*, 1990a; ASSORGIA *et alii*, 1992a). Frequenti livelli piroclastici, epiclastici e conglomeratici (fig. 174) si alternano ai prodotti lavici. Questa successione, sviluppata principalmente in condizioni sub-aeree, poggia sui depositi clastici della Formazione del Cixerri ed è riferibile ad un'età radiometrica compresa tra 28 e 17 Ma (BECCALUVA *et alii*, 1985; MACCIONI *et alii*, 1990b; MORRA *et alii*, 1994).

La "Serie ignimbrica" *Auct.* della Sardegna sud-occidentale sovrastante la precedente "Serie andesitica" *Auct.*, affiora estesamente nell'area di Nuraxi Figus-Carbonia e nelle Isole di S. Antioco e San Pietro. Questa successione è suddivisa in diverse unità sulla base delle caratteristiche petrografiche, petrochimiche e stratigrafiche (ASSORGIA *et alii*, 1992d; MORRA *et alii*, 1994) e consiste soprattutto in potenti ed estese ignimbriti saldate in alternanza con flussi piroclastici pomiceo-cinereici (fig. 175) e, localmente, con prodotti di *fall* piroclastico (fig. 176). Il chimismo è variabile da

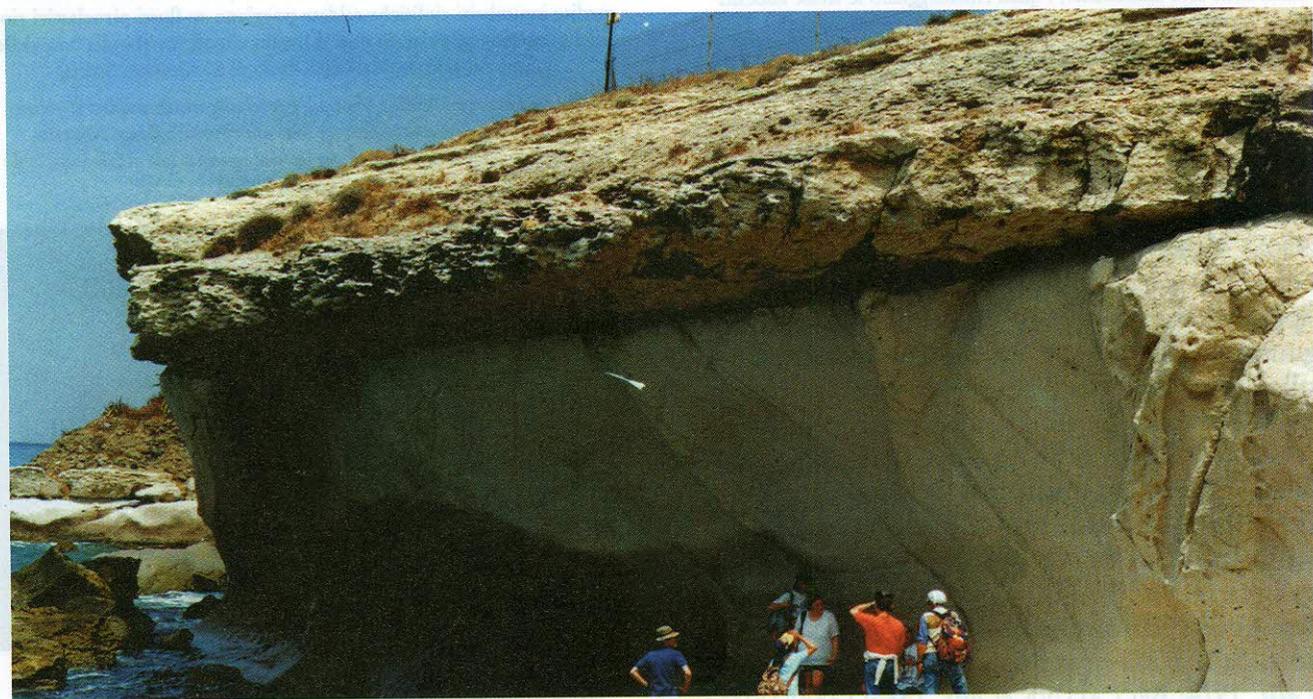


Fig. 173 - Contatto tra il flusso piroclastico massivo e i sovrastanti sedimenti carbonatici di età aquitaniana (Gutturu Flumini presso Funtanazza: Arburese).

- Contact between massive pyroclastic flow and overlying carbonate sediments of Aquitanian age (Gutturu Flumini near Funtanazza: Arburese).



Fig. 174 - Livelli conglomeratici e arenacei di ambiente fluviale intercalati nelle lave andesitiche, i quali rimangono le stesse andesiti terziarie e il basamento paleozoico (Narcao: Sulcis).

- *Fluviatile conglomerates and sandstones interbedded in andesitic lava flows, reworking Tertiary andesites and basement rocks (Narcao: Sulcis).*

dacitico a riolitico, sino a comenditico nella parte superiore della successione (ARAÑA *et alii*, 1974; GARBARINO *et alii*, 1985; 1990a; ASSORGIA *et alii*, 1990b; MORRA *et alii*, 1994). Locali alternanze di sedimenti, paleosuoli e livelli epiclastici sono ben rappresentate tra le varie unità. Gli espandimenti ignimbritici di questa successione poggiano sia sulla Formazione del Cixerri (nei settori di Nuraxi Figus-Carbonia) sia sui prodotti basici della prima successione (Isola di S. Antioco, zona di Narcao-Giba). Le età radiometriche, basate su isocroni Rb/Sr (MORRA *et alii*, 1994) e su datazioni K/Ar su plagioclasti (CINCOTTI *et alii*, 1994), sono comprese tra circa 16,5 e 15,5 Ma, anche se precedentemente altri Autori indicavano un intervallo molto maggiore, da 17,6 Ma circa fino a 13,8 Ma circa (ARAÑA *et alii*, 1974; BECCALUVA *et alii*, 1985; GARBARINO *et alii*, 1985; MACCIONI *et alii*, 1990a).

Nella Valle del Cixerri (Iglesiente) le vulcaniti terziarie costituiscono in prevalenza apparati isola-

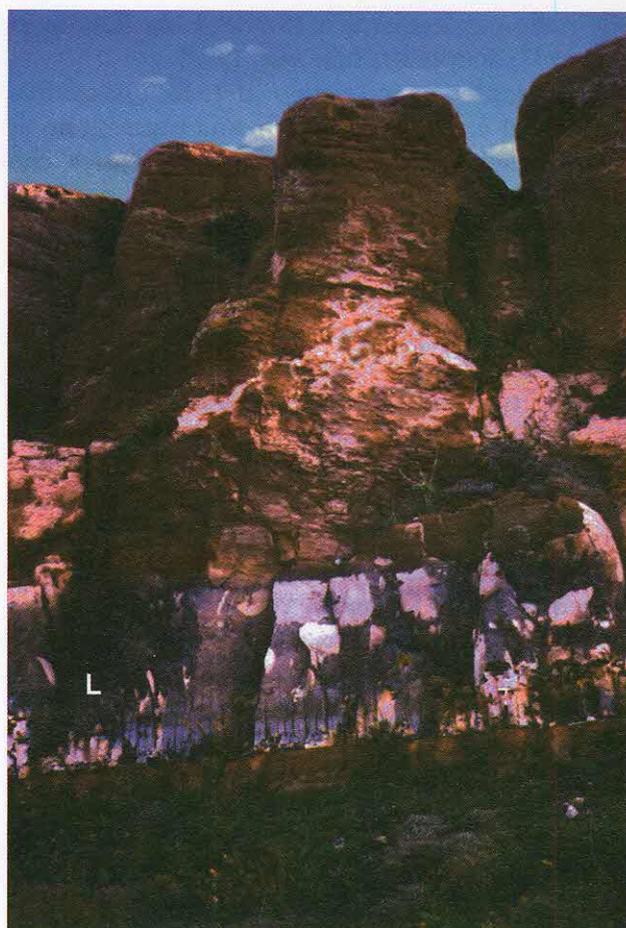


Fig. 175 - Contatto tra due diverse unità piroclastiche del Miocene medio: ignimbriti riolitiche saldate poggiano su flussi piroclastici riolitici pomiceo-cineritici. Si noti il livello vitrophyrico (L) alla base delle ignimbriti saldate (Calasetta, Isola di S. Antioco: Sulcis).

- *Contact between Middle Miocene pyroclastic units: welded rhyolitic ignimbrites lays above pumice and ash rhyolitic flows. Note the vitrophyric layer at the base of the welded ignimbrites (Calasetta, Isola di S. Antioco: Sulcis).*

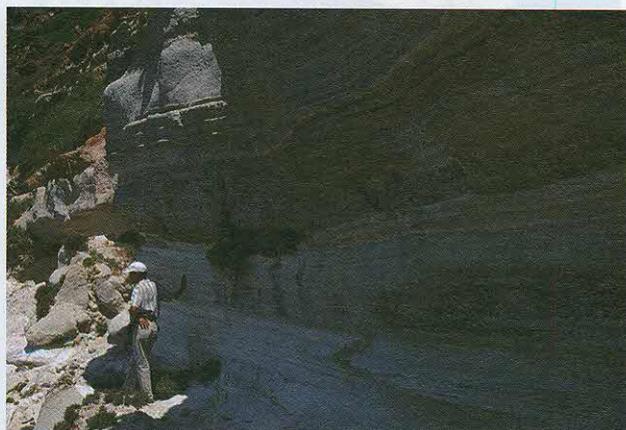


Fig. 176 - Prodotti di *fall* piroclastico all'interno della successione vulcanica miocenica del Sulcis (costa occidentale dell'Isola di S. Antioco).

- *Pyroclastic fall in the Miocene volcanic succession in the Sulcis area (northern Isola di S. Antioco).*

ti che si elevano, spesso bruscamente ed in netto contrasto, dal piatto paesaggio circostante modellato a glacis e terrazzi. Questi rilievi vulcanici rappresentano cupole di ristagno (M. Exi, M. Gioiosa Guardia, Castello di Acquafredda, M. Truxionis, P.ta su Ferru, M. Fanari, ecc., fig. 177) a composizione principalmente andesitico-dacitica (BERTOLIO, 1895; MINUCCI, 1935). Questi duomi vulcanici sono disposti lungo direttrici tettoniche orientate circa E-W, oppure all'intersezione di queste con altre di direzione NW-SE. Queste rocce vulcaniche poggiano sia sul basamento paleozoico che sui sedimenti continentali paleogenici della Formazione del Cixerri e sono riferibili ad un'età oligocenico-miocenica inferiore.

Nell'area di Sarroch-Pula (Sardegna meridionale) i prodotti più rappresentati hanno composizione andesitica, con giacitura in cupole di ristagno, espandimenti lavici e filoni. Questi prodotti hanno un'età radiometrica di 24,7-22,2 Ma (SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1985). Le lave sono alternate con piroclastiti, rappresentate da breccie e conglomerati vulcanici ad elementi di varie dimensioni. Filoni dacitici potenti fino a qualche metro tagliano talora i precedenti prodotti vulcanici (MASSOLI NOVELLI, 1965; 1967; 1968). Intercalazioni sedimentarie ed epiclastiche sono conosciute all'interno di questa successione vulcanica. Analisi petrologiche, mineralogiche e geochimiche su queste rocce sembrano indicare la pre-

senza di due distinte serie evolutive, sviluppatesi in condizioni termo-bariche differenti (CONTE, 1990; 1997).

4.2. - DEPOSITI CONTINENTALI E SUCCESSIONE MARINA POST-EOCENE MEDIO-MIOCENE INFERIORE ("1° CICLO")

Si tratta di vasti affioramenti (fig. 178) soprattutto di depositi clastici continentali (10a, 10b e 10c), tra cui alcuni di ambiente lacustre (10d e 10f), talora alternati a prodotti vulcanici calcocalini (11 e 12). Questa successione continentale localmente evolve anche ad ambienti marini (transizionali e sub-litorali) (10e) probabilmente a partire dall'Oligocene sommitale. I microfossili pelagici delle più antiche intercalazioni marine della Sardegna meridionale indicano infatti il Chattiano (CHERCHI & MONTADERT, 1982). Nella Sardegna settentrionale la trasgressione è ugualmente riferita all'Oligocene sommitale-Aquitano inferiore (REDINI, 1940; BARBERI & CHERCHI, 1980), mentre nei settori più interni dell'Isola (Logudoro, Valle del Tirso, ecc.) permangono condizioni di continentalità e il mare trasgredirà il substrato vulcanico solo durante il Burdigaliano superiore.

Questa successione sedimentaria, insieme alle numerose intercalazioni vulcaniche dell'Oligocene-Miocene inferiore, costituisce il "1° ciclo" sedimentario post-eocenico, che poggia con discordanza

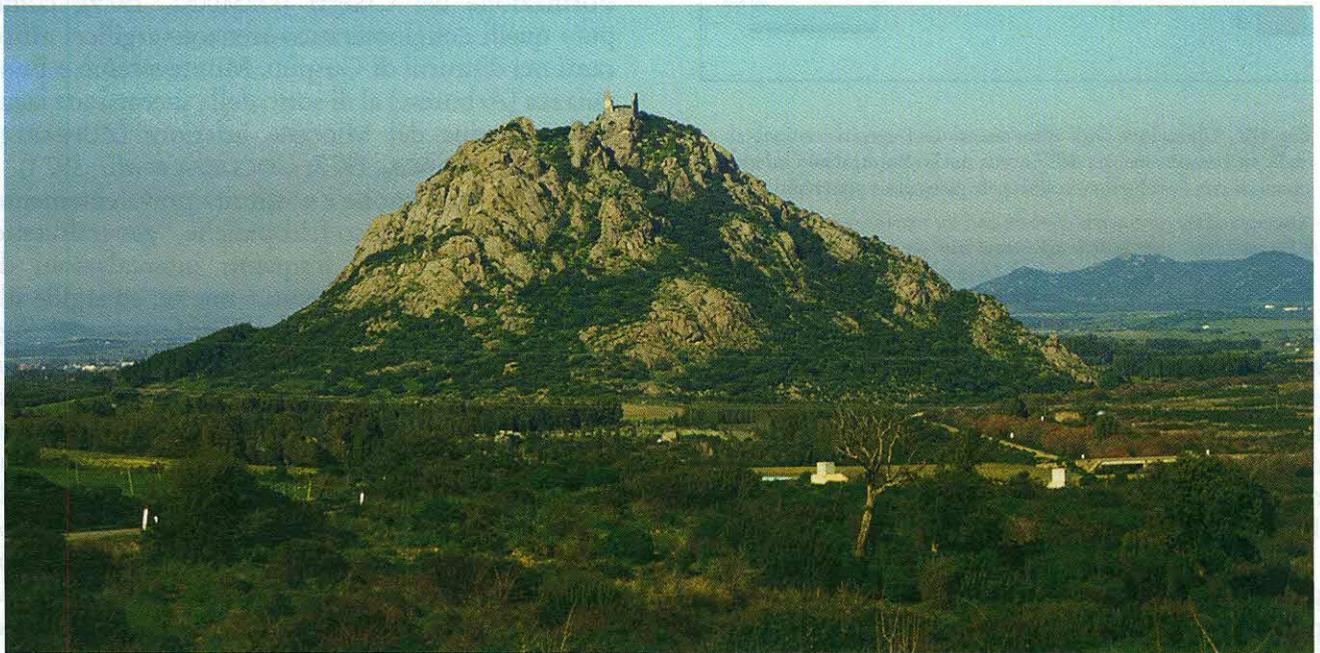


Fig. 177 - Duomo andesitico del Castello di Acquafredda (Valle del Cixerri; Iglesiasente).

- Andesitic dome at the "Castello di Acquafredda" (Valle del Cixerri; Iglesiasente).

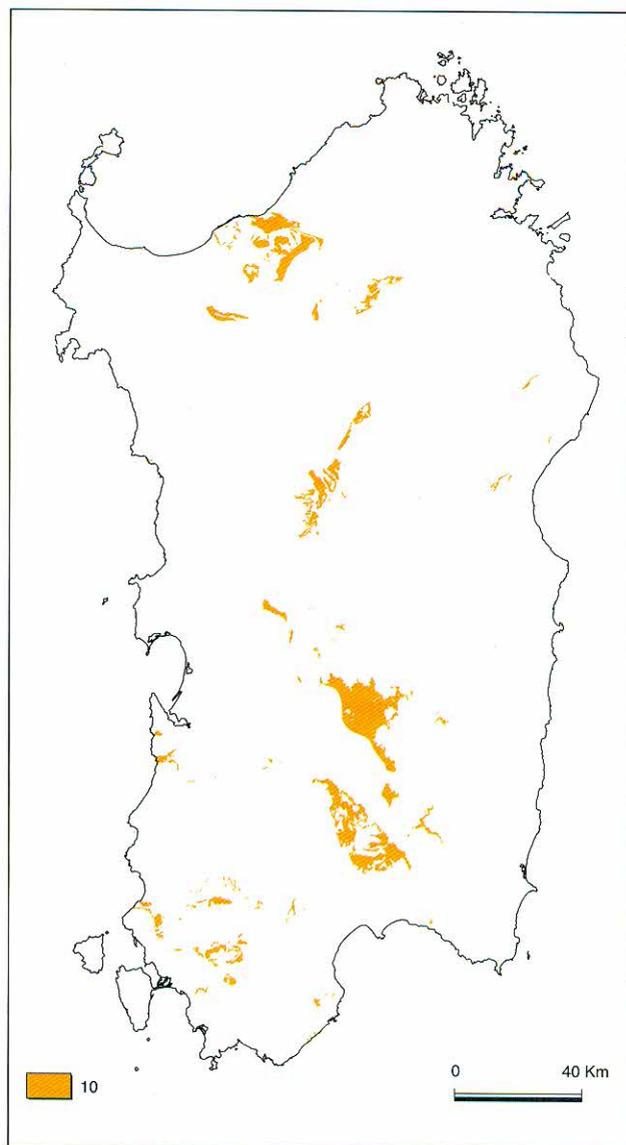


Fig. 178 - Ubicazione degli affioramenti dei Depositi continentali e della successione marina dell'Eocene medio-Burdigaliano inferiore connessi con l'evoluzione collisionale pirenaica e appenninica (10).

- Outcrops of the continental deposits and the marine succession of Middle Eocene-Lower Burdigalian age linked with the collisional evolution of the Pyrenees and Appennines (10).

angolare su formazioni di età variabile dal Paleozoico all'Eocene medio (Luteziano). Questo ciclo, che va dall'Oligocene medio-superiore al Burdigaliano inferiore-medio, è a sua volta ricoperto con discordanza angolare dal "2° ciclo" sedimentario che inizia nel Burdigaliano superiore (OGGIANO, 1987; MAZZEI & OGGIANO, 1990).

Nell'Eocene medio-Miocene inferiore la Sardegna era ancora unita al margine sud-europeo e compresa tra la Catena appenninica e quella pirenaica. Sequenze trasgressive correlabili ai depositi del "1° ciclo" sono conosciute pure in altri settori del Mediterraneo occidentale: nel Golfo del Leone (CRA-

VATTE *et alii*, 1974), nella Camargue (ARTHAUD *et alii*, 1981), nelle Baleari (BORROUILH, 1973; MAUFRET *et alii*, 1982; REHAULT *et alii*, 1984; CHERCHI & SCHROEDER, 1985b; GORINI *et alii*, 1993; CARMIGNANI *et alii*, 1995). Anche nella Corsica sud-orientale (P.ta di a Chiappa) affiorano depositi sintettonici molto simili a quelli della Sardegna orientale (M. Albo, Supramonte: CARMIGNANI *et alii*, 1997).

Sulla base delle caratteristiche litologiche e del contesto stratigrafico-strutturale, questo complesso di sedimenti continentali e marini è stato diviso (dal basso verso l'alto) in:

- a) Formazione del Cixerri (10a);
- b) Formazione di Ussana (10b);
- c) Conglomerati poligenici continentali (10c);
- d) Depositi lacustri (10d e 10f);
- e) Depositi transizionali e marini (10e).

Formazione del Cixerri (10a)

Questa formazione (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) affiora quasi esclusivamente nella Sardegna SW: oltrechè nell'omonima valle, la si rinviene estesamente nel Bacino di Carbonia-Gonnesa, in quello di Narcao, nell'estremità orientale del Sulcis (lungo la piana costiera di Pula) e, infine, lungo il bordo orientale del Campidano meridionale tra Serrenti e Monastir. I depositi clastici arenaceo-conglomeratici che affiorano nella zona di Villanovatulo (in prossimità dei Tacchi di Nurri e di S. Maria), sono stati correlati su basi litostratigrafiche con la Formazione del Cixerri (DAMIANI, 1979); come pure quelli conglomeratico-arenaceo-argillosi affioranti nei dintorni di Guspini, Montevecchio e Funtanazza (Arburese) al di sotto della successione lacustre e marina del Miocene inferiore (ZUFFARDI, 1953; 1954; BARCA, 1973; COCOZZA *et alii*, 1974).

Questa formazione è costituita prevalentemente da arenarie quarzoso-feldspatiche, generalmente ben stratificate, con frequenti intercalazioni di potenti lenti di conglomerati e marne, ed argille silteose spesso contenenti concrezioni ferruginose (fig. 179). I livelli conglomeratici, più frequenti nella parte alta della formazione e generalmente mal clastati, sono poligenici, eterometrici, e il diametro dei clasti arriva a 30 cm (BARCA & PALMERINI, 1973). Eccezionalmente sono presenti elementi anche di dimensioni molto maggiori, come accade verso la costa occidentale del Sulcis. I clasti sono di norma ben arrotondati e derivano da formazioni paleozoiche, mesozoiche e dell'Eocene inferiore, in parte non conosciute in affioramenti sardi, ma caratteristici del Dominio pirenaico (CHERCHI, 1979). L'ambiente deposizionale è continentale e di tipo



Fig. 179 - Arenarie e arenarie conglomeratiche nella Formazione del Cixerri (strada Villamassargia-Cagliari, loc. Zinnigas).
- Sandstones and conglomeratic sandstones of the Cixerri formation (road Villamassargia-Cagliari, near Zinnigas).

fluvio-lacustre, identificabile in un vasto sistema di piana alluvionale con caratteristiche più prossimali a W (Capo Altano, Flumentepido, ecc.) e distali verso E (Siliqua, piana di Pula, Campidano meridionale) (BARCA *et alii*, 1973; BARCA & PALMERINI, 1973). Sono subordinatamente rappresentate anche facies relative ad un clima temperato-caldo e umido (BARCA & PALMERINI, 1973). Rari ritrovamenti di resti fossili (piante, filamenti algali di ambiente limnicolo, ceritidi, anomie e miliolidi, oltreché livelli di calcari a *Planorbis*) sono stati segnalati da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969). Lo spessore in affioramento può raggiungere i 150-180 m, mentre nei sondaggi eseguiti nel Sulcis sono stati rilevati spessori fino a 300 m circa.

L'età della Formazione del Cixerri è difficile da stabilire, poiché il suo contenuto paleontologico è molto scarso. La base della formazione è generalmente attribuita all'Eocene medio per la presenza di livelli calcarei lacustri a pollini (PITTAU DEMELIA, 1979) e carofite (BARBERI & CHERCHI, 1980; CHERCHI, 1985a) e poggia con discordanza (BARCA *et alii*, 1973) su formazioni che arrivano fino al Luteziano. Resta tuttavia il dubbio che questi livelli calcarei lacustri possano appartenere ancora alla successione eocenica sottostante (come sottolineato da BARBERI & CHERCHI, 1980). Si può ritenere quindi che la base della Formazione del Cixerri sia

post-luteziana. Un'età oligocenica per questa formazione è sostenuta da MAXIA (1959), che segnala la presenza di alcune faune a gasteropodi dulcicoli (Limnee) molto simili a quelle rinvenute in Francia in alcune formazioni lacustri di età ludiano-stampiana (Eocene superiore-Oligocene inferiore). Tutti questi dati sono in accordo anche con la posizione stratigrafica di questi depositi, che nel Campidano meridionale sono sormontati dalle andesiti oligoceniche e dalla Formazione di Ussana di età Oligocene superiore-Aquitano (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CHERCHI & MONTADERT, 1982; 1984). L'età della Formazione del Cixerri risulta dunque compresa tra l'Eocene medio e l'Oligocene superiore, quando cioè la Sardegna era ancora unita al margine continentale sud-europeo.

Formazione di Ussana (10b)

La Formazione di Ussana (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) affiora principalmente lungo il bordo orientale del Campidano meridionale (tra Sardara e Monastir), nei dintorni di Dolianova, nella zona di Allai (ASSORGIA *et alii*, 1995), di Nureci e Villanovatulo (Sarcidano) (LEONE *et alii*, 1984), di Nurallao e Donori (TRÉMOLIÈRES, 1988), in prossimità e al di sopra del "tacco" mesozoico di

Laconi (Sarcidano), a N di M. Genis (Gerrei) e lungo la fascia costiera tra Capitanà e Villasimius (Sarrabus).

La Formazione di Ussana è costituita principalmente da conglomerati, breccie e arenarie, a matrice argilloso-arenacea rosso-violacea; nella parte alta della successione sono presenti microconglomerati, arenarie ed argille, talora siltose e spesso fortemente piritose. I depositi più grossolani, talvolta rappresentati da megabreccie, sono costituiti da clasti eterometrici (con dimensioni variabili da pochi centimetri a qualche metro) e poligenici, con elementi quasi esclusivamente derivati da rocce del basamento paleozoico (scisti metamorfici, graniti, filoni di quarzo, ecc.) (fig. 180) e localmente anche da formazioni vulcaniche terziarie.

Questi depositi clastici, talvolta attraversati da faglie sin-sedimentarie (fig. 181), sono riferibili a diversi ambienti deposizionali: i sedimenti più grossolani, in giacitura caotica e con trasporto limitato, corrispondono a depositi di versante e di conoide alluvionale, a cui seguono sedimenti di tipo torrentizio e fluviale a granulometria minore, che a loro volta fanno transizione ad ambienti fluvio-lacustri, lagunari e litorali. Tra Monastir e Sarda, la transizione da NE verso SW da facies pros-

simili a distali indica la progressiva invasione del mare ed è in accordo con le direzioni di apporto dei sedimenti e con la presenza a NE dei rilievi che costituivano il bordo del bacino di sedimentazione. Gli spessori della formazione, molto variabili in relazione alla morfologia del substrato, raggiungerebbero potenze di circa 500 m (Dolianova) (CHERCHI & MONTADERT, 1984). I resti fossili (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) sono rappresentati da abbondanti resti vegetali (impronte di monocotiledoni e tronchi lignitizzati), ostriche, pettinidi, ostracodi, foraminiferi e piccoli ceratidi. I microfossili delle più antiche intercalazioni di sabbie litorali e lenti di calcari a bioclasti di coralli indicano il Chattiano (BARBERI & CHERCHI, 1980; CHERCHI & MONTADERT, 1982). Il tetto della formazione è invece paleontologicamente riferibile all'Aquitano basale (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

CHERCHI & MONTADERT (1984) interpretano questa formazione, assieme agli elevati spessori di sedimenti marini aquitani sovrastanti, come depositi sintettonici legati allo sviluppo del "Rift sardo", che rappresenterebbe il ramo più orientale di un complesso sistema di rift (Bacino del Reno, di Bresse, di Limagne, di Valencia, ecc.) che ha inte-



Fig. 180 - Conglomerati della Formazione di Ussana (Bruncu Santu Miali, SE di Dolianova; Campidano).

- Conglomerates of the Ussana Formation (Bruncu Santu Miali, SE of Dolianova; Campidano).

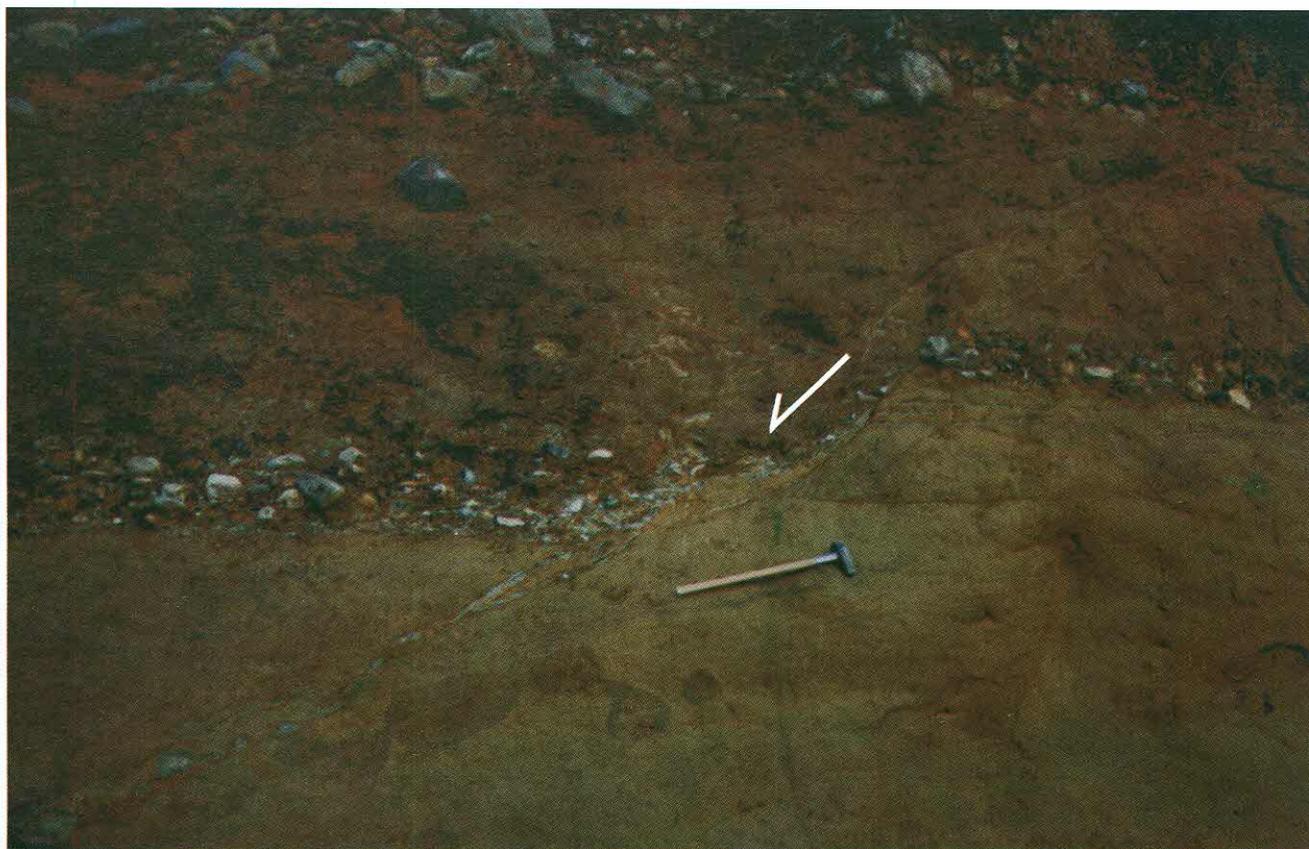


Fig. 181 - Faglia diretta nella Formazione di Ussana (Bruncu Santu Miali, SE di Dolianova: Campidano).
- Normal fault in the Ussana formation (Bruncu Santu Miali, SE of Dolianova: Campidano).

ressato la Placca sud-europea ed è geodinamicamente legato all'apertura del Bacino balearico.

Poiché la Formazione di Ussana è coeva agli analoghi depositi clastici connessi con le strutture transpressive e transtensive della Sardegna settentrionale e della Corsica ercinica, CARMIGNANI *et alii* (1994a) e OGGIANO *et alii* (1995) ritengono che anche questa formazione rappresenti una successione continentale sintettonica associata alla collisione nord-appenninica che ha preceduto la fase estensionale burdigaliana.

Conglomerati poligenici continentali (10c)

Queste formazioni clastiche terziarie rappresentano i depositi sintettonici connessi con il già citato sistema di faglie trascorrenti, molto evidenti nella Sardegna centro-settentrionale e nel basamento della Corsica (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata). Essi affiorano sia lungo le fasce transpressive della Sardegna orientale (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores: M. Albo, M. Tuttavista, Supramonte), sia in corrispondenza di bacini transtensivi che sono localizzati più a W, ma sempre lungo le stesse fasce trascorrenti (bacini di Ottana, di Chiliva-

ni-Berchidda, di Benetutti e dell'Anglona) (fig. 182).

Il Conglomerato di Cuccuru 'e Flores (DIENI & MASSARI, 1965b) affiora in prossimità dei rilievi carbonatici mesozoici della Sardegna orientale (M. Albo, M. Tuttavista, Supramonte). Si tratta di depositi clastici continentali costituiti da megabrecce (con blocchi di dimensioni talvolta superiori ai 10 m³ e con giacitura caotica), da conglomerati (fig. 183), arenarie e localmente da calcilutiti a liste e noduli di selce, spesso finemente laminate, di ambiente lacustre. I clasti derivano da formazioni paleozoiche (graniti, rocce metamorfiche e filoniane, oltrechè elementi microscopici di muscovite e K-feldspato), da formazioni mesozoiche (calcarei e dolomie) e paleogeniche (arenarie e calcari a nummuliti ed assiline) (fig. 184). Gli elementi di rocce cristalline sono più arrotondati di quelli carbonatici, generalmente molto spigolosi. Le caratteristiche sedimentologiche e deposizionali del Conglomerato di Cuccuru 'e Flores indicano un limitato trasporto dei sedimenti e le dimensioni dei clasti fanno pensare a conoidi in prossimità di scarpate di faglia. Questi conglomerati affiorano infatti esclusivamente lungo faglie trascorrenti e strutture tettoniche associate, dando luogo ad

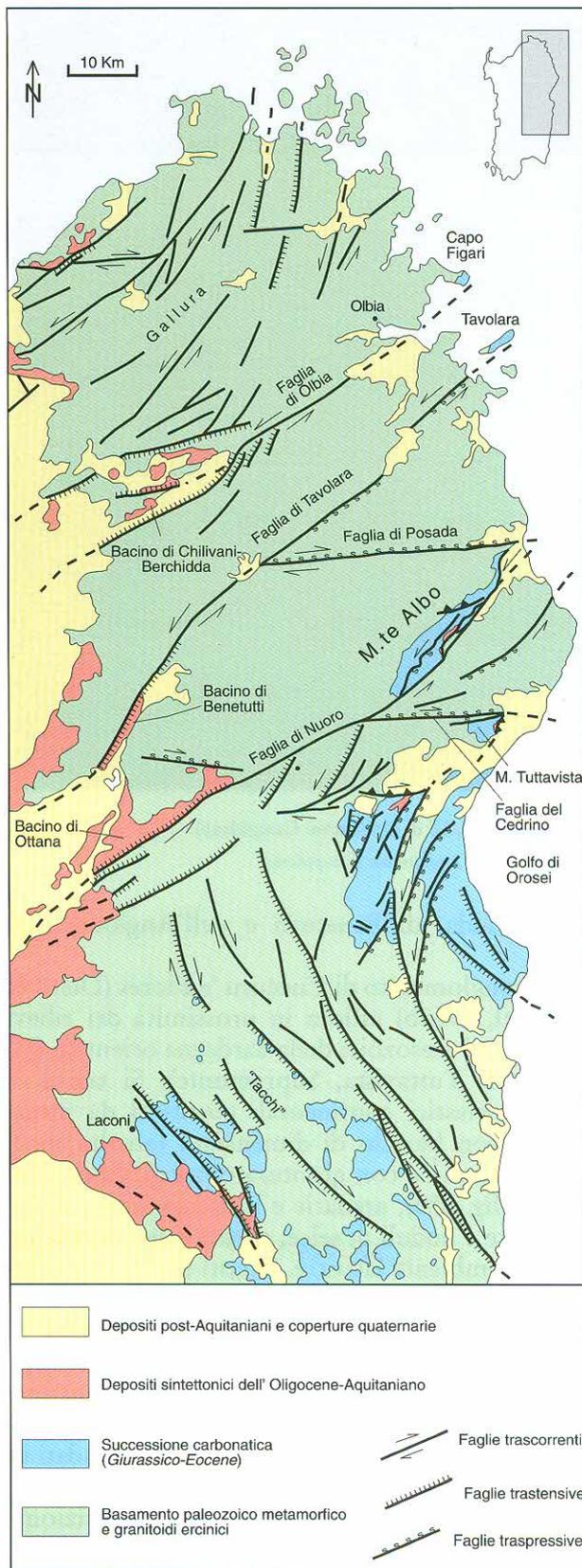


Fig. 182 - Schema strutturale della Sardegna centro-settentrionale (da PASCI, 1997, modificato).

- Tectonic sketch map central-northern Sardinia (after PASCI, 1997, modified).

affioramenti allungati lungo i contatti tettonici (PASCI, 1997; PASCI *et alii*, 1998).

Lo spessore di questi depositi è molto variabile, ma sicuramente superiore al centinaio di metri. I numerosi fossili rinvenuti (CALVINO *et alii*, 1959; DIENI & MASSARI, 1965b; CHABRIER, 1970; BUSULINI *et alii*, 1987; DIENI & MASSARI, 1987) sono rimaneggiati e coprono un intervallo di tempo che arriva fino al Luteziano (DIENI & MASSARI, 1985a).

Depositi clastici con evidenti analogie litostratigrafiche con il Conglomerato di Cuccuru 'e Flores sono noti anche nella Corsica sud-orientale (Flyschi di Solaro e conglomerati di P.ta di Chiappa: AMAUDRIC DU CHAFFAUT, 1973), dove raggiungono spessori fino a 500 m, sono discordanti su vari termini del basamento e della copertura fino al Luteziano (P.ta Muffrareccia, Favona, ecc.) e sono associati allo stesso sistema di faglie trascorrenti. Nel Flyschi di Solaro sono contenuti foraminiferi rimaneggiati (AMAUDRIC DU CHAFFAUT, 1973) la cui età arriva fino al Priaboniano (ROSSI & ROUIRE, 1980). L'età di tutti questi sedimenti sintettonici sarebbe dunque successiva all'Eocene medio, ma in base a considerazioni sull'età della tettonica trascorrente a cui sono associati, CARMIGNANI *et alii* (1994a), OGGIANO *et alii* (1995), PASCI (1997) e PASCI *et alii* (1998) propongono per essi un'età Oligocene superiore-Aquitaniense.

Come in precedenza accennato, depositi clastici sintettonici affiorano in maniera discontinua anche all'interno dei bacini transtensivi (fig. 182) della Sardegna centro-settentrionale. Tali depositi sono qui composti principalmente da breccie, da conglomerati e arenarie che poggiano direttamente sul basamento ercinico. Nei livelli basali i clasti derivano esclusivamente da formazioni paleozoiche, senza elementi di rocce vulcaniche terziarie. Le facies prossimali lungo i bordi dei bacini sono rappresentate da breccie poco classate, in giacitura caotica e con blocchi anche di notevoli dimensioni (fig. 185) (ad es. le breccie di Codinattu, vicino a Berchidda: OGGIANO *et alii*, 1995). Le facies più distali sono rappresentate da livelli di conglomerati elaborati e arenarie statificate, riferibili ad ambienti di *fan* subacqueo. Verso l'alto queste sequenze sono spesso alternate a prodotti vulcanici calcocalcini (11 e 12) e a formazioni di ambiente lacustre (soprattutto 10d). Gli spessori di questi depositi sintettonici sono di norma elevati (rispetto alla larghezza dei bacini) e, assieme alle formazioni vulcaniche e a quelle lacustri, superano i 200-300 m. Le faune fossili rinvenute nei livelli lacustri intercalati (REDINI, 1940; BRUIJN & RUMKE, 1974) e l'età dei prodotti vulcanici terziari associati, sia



Fig. 183 - Conglomerato di Cucuru 'e Flores (M. Coazza: Supramonte).

- Cucuru 'e Flores Conglomerate (M. Coazza: Supramonte).



Fig. 184 - Clasto di calcare con nummuliti nel Conglomerato di Cucuru 'e Flores (Lanaitto: Supramonte).

- Clast of nummulite limestone in the Cucuru 'e Flores Conglomerate (Lanaitto: Supramonte).

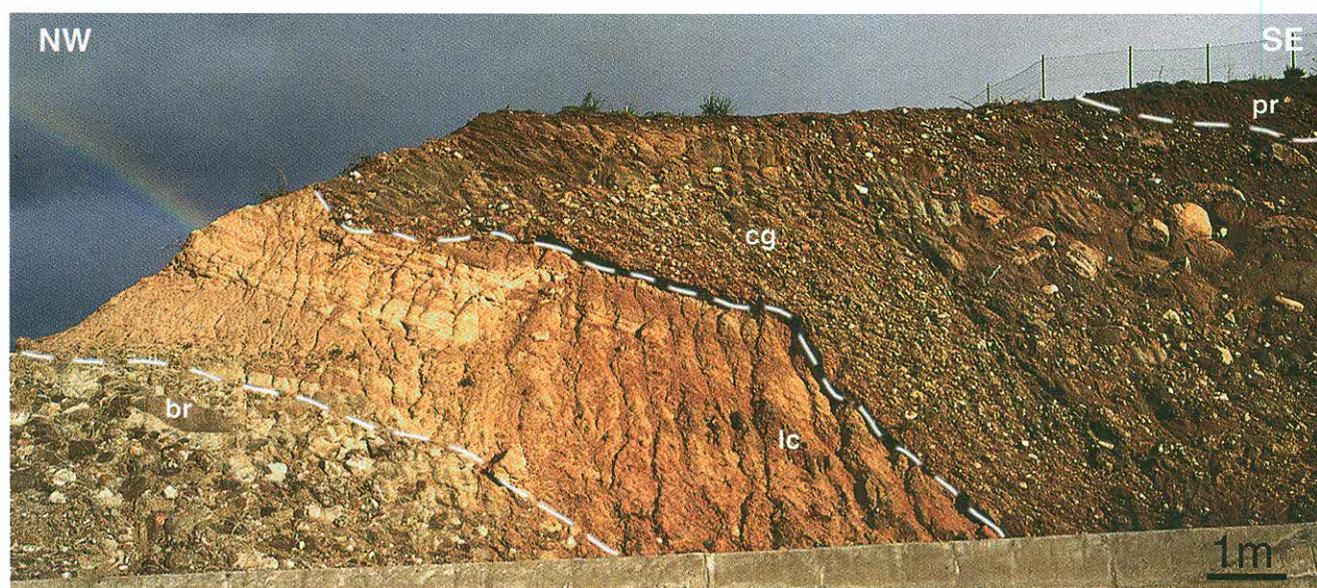


Fig. 185 – Depositi sintettonici del 1° ciclo miocenico del bacino transensivo di Ottana, in prossimità della Faglia di Nuoro, S.S. 131, bivio per Oniferi. br: breccie ad elementi del basamento metamorfico paleozoico; (lc) sedimenti lacustri sormontati con contatto erosivo da conglomerati e breccie di ambiente fluviale (cg); questi depositi sono ricoperti in discordanza da depositi piroclastici saldati (pr) di probabile età burdigaliana (2° ciclo miocenico).

- *Syntectonic deposits of the Ottana basin along the Nuoro Fault (1° Miocene cycle) (road n. 131 bis, crossroad to Oniferi). br: sedimentary breccia with mostly metamorphic rocks clasts; lc: lacustrine deposits covered by fluvial conglomerates and breccia (cg). All this rocks are covered by welded pyroclastic deposits (pr) of ?Burdigalian age (2° Miocene cycle).*

rimaneggiati che in alternanza (BECCALUVA *et alii*, 1985; OGGIANO *et alii*, 1995), permettono di riferire questi depositi clastici all'intervallo compreso tra l'Oligocene superiore e il Burdigaliano inferiore. In Anglona tali depositi sono stati correlati con la Formazione di Ussana (QUESNEY FOREST & QUESNEY FOREST, 1984).

Depositi lacustri (10d, 10f)

Depositi di ambiente lacustre (10d, 10f), associati a depositi conglomeratici (10c) e vulcaniti (11, 12), sono noti in diverse località della Sardegna: nel Logudoro (PILOTTI, 1912; REDINI, 1940; VARDABASSO, 1962; VARDABASSO & ATZENI, 1962; CHERCHI, 1985c; OGGIANO *et alii*, 1995), in Anglona (LAMARMORA, 1858; VARDABASSO, 1962; CHERCHI, 1985c), nei dintorni del Lago Omodeo (COMASCHI CARIA, 1959; PORCU, 1972), nell'Arburese (BARCA, 1973; ASSORGIA *et alii*, 1986a), in Nurra (PECORINI, 1961) e nel Sarcidano (ATZENI, 1967). Depositi analoghi per ambiente di sedimentazione, contesto stratigrafico ed età, sono presenti anche nelle successioni clastiche delle Formazioni del Cixerri e di Ussana precedentemente descritte.

Le litologie lacustri più comuni sono rappresentate da alternanze di livelli arenaceo-siltitici e tufi

pomici (fig. 186), ma anche da calcari e/o marne (Porto Conte e Funtanazza) e da strati di selce e diatomiti (Berchidda). Queste formazioni, che localmente possono avere brevi transizioni ad ambienti marini (Berchidda, Funtanazza), hanno spessori assai variabili e talvolta (Berchidda) superano il centinaio di metri. Contengono di norma abbondanti resti fossili e i più frequenti risultano molluschi d'acqua dolce, ostracodi, alghe e abbondanti resti vegetali (conifere, angiosperme) talora silicizzati (fig. 187) (come la "Foresta fossile" di Zuri, nel Lago Omodeo: CHARRIER & MAXIA, 1970; CHERCHI, 1985c); eccezionalmente sono presenti anche anfibi e vertebrati (ad esempio ad Oschiri: BRUIJN & RUMKE, 1974).

L'età di queste formazioni non è sempre attribuibile con esattezza. Per alcuni bacini lacustri (10d) è stato possibile documentare un'età compresa tra l'Oligocene superiore e l'Aquitano, come ad esempio a Porto Conte in Nurra (PECORINI, 1961), a Funtanazza e a Torre del Flumentorgiu nell'Arburese (BARCA, 1973; ASSORGIA *et alii*, 1986a), a Oschiri e Berchidda nel Logudoro (REDINI, 1940; BRUIJN & RUMKE, 1974; ESU & KOTSAKIS, 1985). Per altri bacini, particolarmente ricchi di tronchi silicizzati (Lago Omodeo e dintorni di Perfugas) (10d), è invece ipotizzabile un'età burdigaliana, poiché essi sono stratigraficamente compresi



Fig. 186 - Sedimenti marnoso-arenacei con livelli vulcanoclastici intercalati di età Burdigaliano inferiore (10), attraversati da filoni (f) andesitico-basaltici del ciclo vulcanico "oligo-miocenico" (13) (P.ta Calada Bianca presso Funtanazza: Arburese).

Marly-sandy sediments with interbedded volcanoclastic layers of Lower Burdigalian age (10), cutted by andesitic-basaltic dykes (f) of the Oligocene-Miocene volcanic cycle (13) (P.ta Calada Bianca near Funtanazza: Arburese).

tra i flussi ignimbrici alla base ("Serie ignimbrica inferiore" *Auct.*) ed i sedimenti marini del Burdigaliano superiore a tetto (CHERCHI, 1985c; MAZZEI & OGGIANO, 1990; PORCU *et alii*, 1997).

Depositi transizionali e marini (10e)

Questi depositi affiorano con una certa estensione e continuità soprattutto nella Sardegna centro-meridionale (Marmilla, Trexenta, Sarcidano, Campidano meridionale, ecc.) e localmente nella Sardegna settentrionale (Anglona). Affioramenti meno estesi, correlabili soprattutto con quelli della Sardegna centro-meridionale, sono conosciuti anche nell'Arburese (zona di Funtanazza, P.ta S'Achivoni, Capo Frasca) e a Casa del Vento (a nord di Bosa). Si tratta di formazioni litologicamente molto eterogenee e riconducibili ad ambienti sedimentari diversi, documentati da facies transizionali (ad es. le Arenarie di Gesturi), a facies carbonatiche di mare basso (ad es. i Calcarei di Isili), fino a facies pelagiche (ad es. le Marne di Ales). Queste diverse successioni, nelle quali talora si intercalano depositi vulcanici (es.: Marmilla), possono essere tra loro eteropiche (fig. 188) e generalmente poggiano sui conglomerati della Formazione di Ussana e delle formazioni ad essa correlate.

I sedimenti clastici continentali (Formazione di Ussana) passano lateralmente e superiormente a spesse (oltre 200 m) successioni arenacee e conglomeratiche, talora con notevole componente vulcanica, di ambiente transizionale e marino (Arenarie di Gesturi: CHERCHI, 1985; "Molassa a *Vaginella*" *Auct.*; porzione prossimale della Formazione della Marmilla: Cherchi, 1974). Nella parte bassa di queste successioni sono talvolta presenti livelli e lenti di conglomerati e megabrecce, mentre verso l'alto la sedimentazione diventa più monotona, con frequenti sequenze a gradazione normale (ad es. nelle Arenarie di Gesturi) costituite da: a) conglomerati, b) arenarie grossolane con stratificazione incrociata, c) arenarie siltose a grana fine che passano a marne. Gli ambienti di deposizione vanno da quelli prossimali e transizionali ai bordi dei bacini (con barre litoranee di spiaggia), fino a quelli più distali spesso caratterizzati da accumuli gravitativi (torbiditi e *slumping*).

La composizione dei sedimenti rispecchia quella del substrato che viene rimaneggiato. In prossimità dei rilievi vulcanici oligocenici e/o aquitaniani (ad es. Castelsardo, Marmilla, ecc.) la componente vulcanoclastica, costituita principalmente da feldspati e miche, risulta abbondante o predominante (arenarie tufacee, tufiti arenacee). In prossimità dei rilievi granitici paleozoici (ad es. S.



Fig. 187 - Tronco silicizzato di età burdigaliana (Zuri: Lago Omodeo). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

Silicified trunk of Burdigalian age (Zuri: Lago Omodeo). Museum of Paleontology, University of Cagliari.

Andrea Frius nel Gerrei e localmente in Anglona) le arenarie (o le sabbie) sono costituite prevalentemente da quarzo (fino al 90% circa). In generale la cementazione è di tipo carbonatico e di norma quasi sempre modesta, ma tende ad aumentare verso l'alto della successione in concomitanza con l'aumento dei bioclasti e delle faune marine (CHERCHI, 1985c). Il contenuto fossilifero, spesso abbondante, è rappresentato da foraminiferi, echinodermi, bivalvi (fig. 189), pteropodi (*Vaginella depressa* DAUDIN) e turritellidi, che localmente sono molto concentrati fino ad individuare un "banco a turritelle", che affiora in diversi settori della Sardegna (Genoni, Nureci, Funtanazza, Castelsardo) (LEONE *et alii*, 1984; ASSORGIA *et alii*, 1986a; 1992b; 1997b). Nella Sardegna centro-meridionale, sia il contenuto fossilifero (LEONE *et alii*, 1984) che la posizione stratigrafica di questa successione (CHERCHI, 1985c) indicano un intervallo di tempo dall'Oligocene superiore fino all'Aquitaniense superiore, oppure fino al Burdigaliano inferiore (HEIDMANN, 1982). In quest'area, la successione arenacea, che poggia sulla Formazione di Ussana o sul substrato sottostante, è eterotopica con formazioni carbonatiche ed è ricoperta da marne siltose di età burdigaliana (CHERCHI, 1985c). Nella zona di Castelsardo (Sardegna settentrionale) questa successione è riferibile all'Aquitaniense inferiore-Burdigaliano inferiore (MAXIA & PECORINI, 1969; SPANO, 1983; SPANO & ASUNIS, 1984; FRANCOLINI & MAZZEI, 1991).

Localmente, condizioni di mare protetto permettono lo sviluppo di una piattaforma carbonatica: Calcari di Isili (CHERCHI, 1985c), Calcari di Villagrecia (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969),

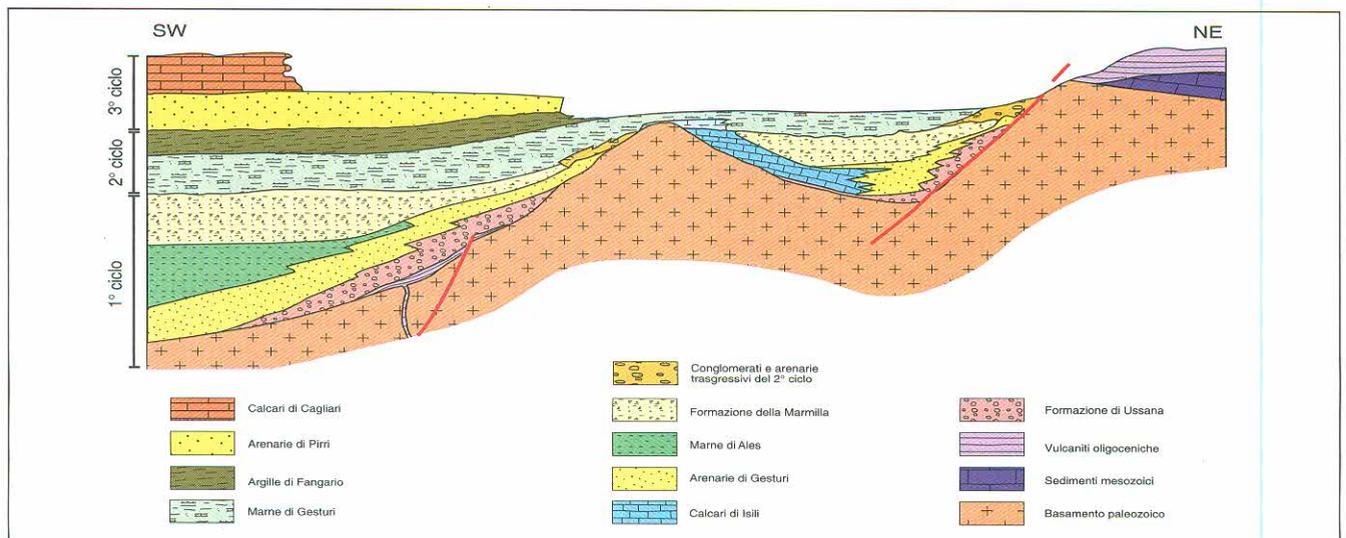


Fig. 188 - Schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni mioceniche nella Sardegna meridionale (non in scala).

Relationships between Miocene formations in southern Sardinia (not in scale).

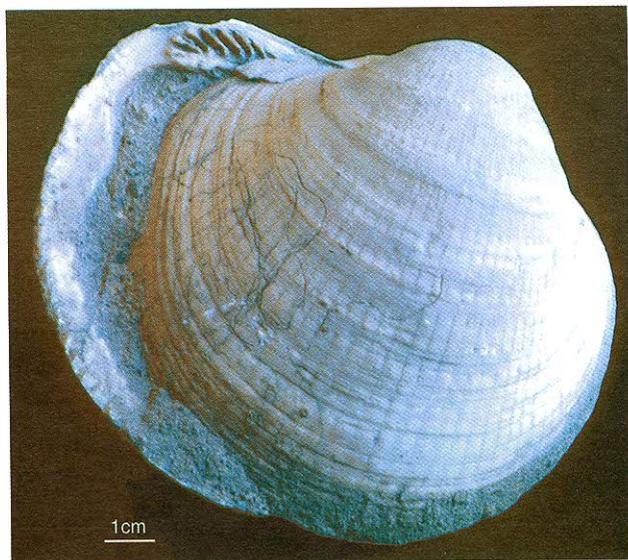


Fig. 189 - *Glycymeris bimaculata* dell'Aquitainiano (Funtanazza: Arburese). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- *Glycymeris bimaculata* of Aquitanian age (Funtanazza: Arburese).
Museum of Paleontology, University of Cagliari.

che in certi casi (zona di Isili) raggiunge circa 200 m di spessore. In altri casi (dintorni di Villagreca e di Mandas) lo spessore dei sedimenti carbonatici è minore (qualche decina di metri) o addirittura limitato ad intercalazioni all'interno di sedimenti clastici e/o vulcanoclastici (a S del M. Grighini, Funtanazza, Dolianova, ecc.). Spesso le scogliere calcaree poggiano direttamente sul substrato paleozoico (Isili) o su quello andesitico oligocenico (seguendo l'allineamento vulcanico da Villagreca fino a Mogoro-Siris), oppure tramite conglomerati che rimangono il substrato stesso, che in genere rappresenta la sommità di blocchi tiltati (fig. 188) (CHERCHI & MONTADERT, 1982; CHERCHI, 1985c). La disposizione a ventaglio degli strati, la presenza di faglie sin-sedimentarie e di estesi *slumping* indicano una sedimentazione sintettonica ed un equilibrio costante tra sedimentazione e subsidenza della scogliera carbonatica, la cui batimetria è stabilmente riferibile a condizioni di mare basso (inferiore ai 20 m) (CHERCHI & MONTADERT, 1984). Le biofacies (fig. 190) e le litofacies indicano condizioni di alta energia (grossi oncoliti algali) con pochi apporti terrigeni. La piattaforma carbonatica è costituita da calcari bioclastici e biocostruiti (bioerme a coralli e biostromi a *Lithothamnium*) e rileva anche sporadici episodi di emersione (CHERCHI & MONTADERT, 1984). L'età della successione carbonatica è anche in questo caso riferibile all'intervallo compreso tra l'Oligocene terminale e l'Aquitainiano superiore-Burdigaliano inferiore (HEIDMANN, 1982; CHERCHI, 1985c; IACCARINO *et alii*, 1985;

TRÉMOLIÈRES, 1988; ASSORGIA *et alii*, 1992d). Questi calcari sono eteropici con arenarie e marne di età aquitaniano-burdigaliana inferiore (Arenarie di Gesturi e Formazione della Marmilla) e sono ricoperti, in discordanza, da marne di età burdigaliana superiore (Marne di Gesturi) (CHERCHI, 1974; HEIDMANN, 1982; CHERCHI, 1985c; ASSORGIA *et alii*, 1993) (fig. 188). Nei dintorni di Isili e Nureci la successione carbonatica è interrotta da un'importante lacuna marcata da conglomerati (ESCARD, 1986). Al di sopra della lacuna riprende la sedimentazione di calcari, a loro volta ricoperti dalle Marne di Gesturi del Burdigaliano superiore.

La parte più distale della successione conglomeratico-arenacea e carbonatica dell'Oligocene superiore-Burdigaliano inferiore-medio è rappresentata da marne argillose ittiolitiche (Marne di Ales: CHERCHI, 1974) e dalle sovrastanti alternanze marnoso-arenacee a notevole componente vulcanica (porzione distale della Formazione della Marmilla: CHERCHI, 1974), talora torbiditiche, di ambiente pelagico e ricche di foraminiferi e di altri organismi planctonici. A queste formazioni, talvolta interessate da faglie sin-sedimentarie (fig. 191), si alternano frequenti livelli di piroclastiti, arenarie tufitiche e colate di lava basaltiche sottomarine spesso con *pillow* e ialoclastiti (MACCIONI, 1969; 1974). Gli ambienti di deposizione, riconducibili a bacini stretti e molto profondi (CHERCHI, 1985c; IACCARINO *et alii*, 1985), indicano condizioni batimetriche attorno ai 200-300 m o superiori (IACCARINO *et alii*, 1985). Queste sequenze, spesso monotone e con spessori di diverse centinaia di metri, affiorano nella Marmilla (Ales, Villanovaforru, Sardara), nel

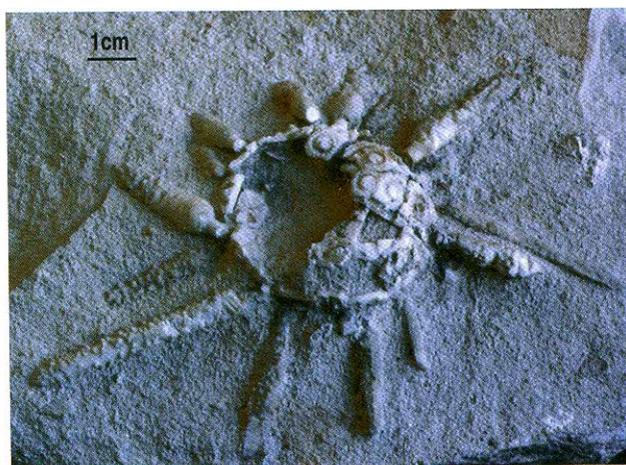


Fig. 190 - *Sardocidaris piae* in calcare dell'Aquitainiano (Funtanazza: Arburese). Museo di Paleontologia, Università di Cagliari.

- *Sardocidaris piae* in Aquitanian limestones (Funtanazza: Arburese).
Museum of Paleontology, University of Cagliari.

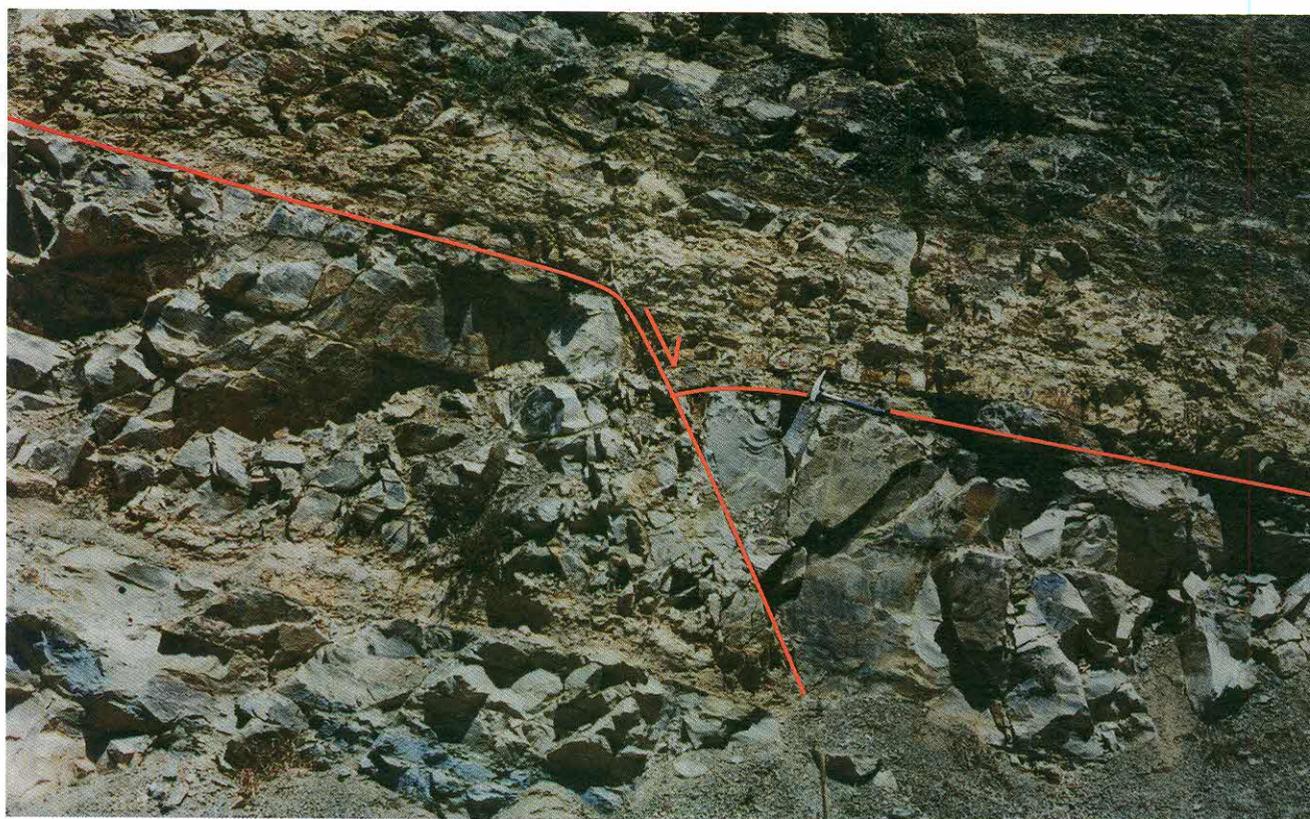


Fig. 191 - Faglia diretta sin-sedimentaria "con crescita" nella Formazione della Marmilla (NE di Collinas: Marmilla).
- Normal growth fault in the Marmilla formation (NE of Collinas: Marmilla).

Sarcidano (Isili) e nell'Arburese (Funtanazza), sono state incontrate nel pozzo "Oristano 1" (POMESANO CHERCHI, 1971b) e possono essere correlate con quelle dell'Anglona (Castelsardo) (QUESNEY FOREST & QUESNEY FOREST, 1984; CHERCHI, 1985c). La loro età, sulla base dei foraminiferi planctonici e degli pteropodi, è riferibile all'intervallo che va dall'Aquitano al Burdigaliano inferiore-medio (CHERCHI, 1974; 1985c; IACCARINO *et alii*, 1985; ASSORGIA *et alii*, 1986a). La successione marnoso-arenacea in certi casi poggerebbe direttamente su conglomerati e arenarie di ambiente continentale (Formazione di Ussana); in alcuni di questi casi (ad es. Sardara-Villanovaforru) l'età dei primi sedimenti marini sembra indicare che la trasgressione sia avvenuta solo durante l'Aquitano superiore-Burdigaliano inferiore (IACCARINO *et alii*, 1985). Questa successione è sormontata con discordanza angolare dai depositi del 2° ciclo sedimentario, che iniziano con le Marne di Gesturi di età burdigaliana superiore-langhiana (CHERCHI, 1974; 1985c; ODIN, 1994; ASSORGIA *et alii*, 1997a) (fig. 192).

5. - COMPLESSO CONNESSO CON L'APERTURA DEL BACINO BALEARICO E DEL TIRRENO

In Sardegna il cambiamento fondamentale del "clima geodinamico" avviene a partire dal Burdigaliano superiore, con lo sviluppo di una serie di fosse tettoniche il cui inviluppo descrive un andamento sub-meridiano che dal Golfo di Cagliari arriva al Golfo dell'Asinara. In quest'area, dapprima sede di intensa attività vulcanica, a partire dal Burdigaliano superiore si verifica una nuova e più ampia trasgressione con sedimentazione silicoclastica e carbonatica di ambiente marino che arriva fino al Serravalliano ("2° ciclo" sedimentario miocenico).

Secondo alcuni Autori la fase distensiva responsabile dell'impostazione di queste fosse tettoniche è riferibile all'Oligocene superiore-Miocene inferiore (CHERCHI & MONTADERT, 1982; BURRUS, 1984; CHERCHI & MONTADERT, 1984; REHAULT *et alii*, 1984; CHERCHI, 1985a), ma secondo altri (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; CARMIGNANI *et alii*, 1995; OGGIANO *et alii*, 1995) la fase distensiva è successiva alla tettonica trascorrente (attiva fino a tutto