

UC Merced

Biogeographia - The Journal of Integrative Biogeography

Title

La paleogeografia neogenica del Mediterraneo centrale: vincoli geologici dall'Appennino centro-settentrionale

Permalink

<https://escholarship.org/uc/item/85n200j6>

Journal

Biogeographia - The Journal of Integrative Biogeography, 27(1)

ISSN

1594-7629

Authors

Cosentino, Domenico
Cipollari, Paola

Publication Date

2006

DOI

10.21426/B6110153

Peer reviewed

La paleogeografia neogenica del Mediterraneo centrale: vincoli geologici dall'Appennino centro-settentrionale

DOMENICO COSENTINO, PAOLA CIPOLLARI

*Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi Roma Tre,
largo San Leonardo Murialdo 1, 00146 Roma (Italy);
e-mail: cosentin@uniroma3.it, cipollar@uniroma3.it*

Key words: orogenic system, basin analyses, palaeogeography, Neogene, central-northern Apennines

SUMMARY

The stratigraphical and structural studies carried out in the central-northern Italy and the biostratigraphical analyses performed on the foredeep and thrust-top deposits of the central-northern Apennines allowed to recognise six tectono-sedimentary events, which controlled the kinematic evolution of the Adriatic-verging orogenic system and the paleogeographic changes that affected the central Mediterranean area during the Neogene.

The recognised tectono-sedimentary events are the following: 1) late Burdigalian (Ca. 18 Ma B.P.), 2) late Serravallian (Ca. 12 Ma B.P.), 3) late Tortonian (Ca. 8 Ma B.P.), 4) early Messinian (Ca. 6.8 Ma B.P.), 5) latest Messinian (Ca. 5.5 Ma B.P.), 6) top Early Pliocene (Ca. 3.7 Ma B.P.). In this paper we propose a sketch map of the present position of the chain, foredeep and foreland paleo-structural domains for the main Neogene tectono-sedimentary event that affected the central-northern Apennines.

Moreover, taking into account the present position of the different leading edges of the Apennine chain during its migration from the Tyrrhenian side towards the Adriatic foreland and assuming an average orogenic shortening equal to 50%, palinspastic restorations of the central-northern Apennines have been attempted to reconstruct the Neogene palaeogeographical evolution of the central Mediterranean area.

INTRODUZIONE

La catena appenninica è il risultato di processi tettonici che si sono sviluppati nell'area mediterranea, principalmente durante il Neogene (24-1,8 Ma), in seguito alla convergenza di due grandi placche litosferiche: 1) Placca Africana, 2) Placca Eurasiatica (Fig. 1) (Malinverno e Ryan, 1986; Patacca et al., 1992; Carmignani et al., 1995; Faccenna et al., 1997; Jolivet et al., 1998). In realtà, alle complesse deformazioni che caratterizzano la catena appenninica ha contribuito in maniera rilevante anche una microplacca (Adria), interposta tra le due placche maggiori. Durante questi processi di convergenza tra placche litosferiche, le rocce e i sedimenti presenti nella zona interposta tra le due placche in avvicinamento

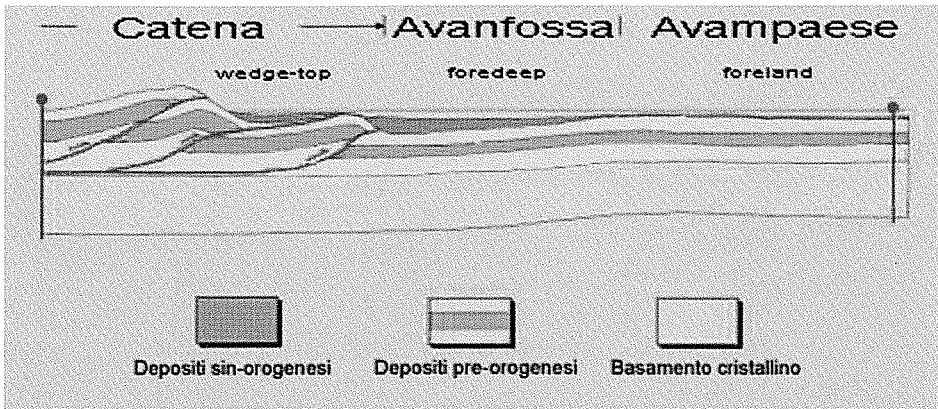


Fig. 2 - Sezione schematica di un sistema orogenico. L'analisi dei bacini sedimentari che si sviluppano in corrispondenza dei tre settori principali del sistema orogenico (catena, avanfossa e avampaese) è alla base delle ricostruzioni cinematiche e paleogeografiche proposte in questo lavoro.

un generale sollevamento. Questo settore può essere sede di sedimentazione contemporanea alla deformazione orogenica (bacini sedimentari sopra la catena, bacini trasportati), con velocità medie di sedimentazione dell'ordine di 10^2 m/Ma.

L'“avanfossa” è un bacino di sedimentazione che si sviluppa nel settore antistante la catena orogenica. È il luogo di maggiore subsidenza del sistema orogenico, in cui si registrano le massime velocità di sedimentazione (dell'ordine di 10^3 m/Ma) e i massimi spessori dei depositi sinorogenesi.

L'“avampaese” è il settore antistante l'avanfossa. È stabile e non interessato dai processi geologici che avvengono nel contiguo sistema catena-avanfossa. La sedimentazione nel settore d'avampaese è, generalmente, la più bassa tra quelle registrate in un sistema orogenico (dell'ordine di 10 m/Ma), ma si possono raggiungere, anche, valori confrontabili con i bacini sedimentari sviluppati sulla catena.

Il sistema orogenico, caratterizzato dall'insieme catena-avanfossa-avampaese, migra verso il settore indeformato, inglobando nella fascia della megasutura settori via via più esterni. I tempi e i modi con cui il sistema orogenico migra verso le aree indeformate possono essere indagati con il contributo dell'analisi stratigrafico-strutturale dei bacini associati allo sviluppo della megasutura. In particolare, l'analisi stratigrafica dei bacini sedimentari può fornire preziose indicazioni sull'età di processi geologici avvenuti nel passato e sulla velocità con cui tali processi si sono verificati. Nel caso dell'evoluzione della catena appenninica, l'analisi stratigrafica dei depositi legati ai bacini sviluppatisi sopra la catena, a quelli d'avanfossa e d'avampaese, ha contribuito in maniera determinante alla ricostruzione dell'evoluzione spazio-temporale del sistema orogenico dell'Appennino.

Metodologie per la definizione dell'età dei depositi legati all'evoluzione del sistema orogenico

Tra le metodologie d'indagine per l'analisi cronologica dei sedimenti legati all'evoluzione del sistema orogenico dell'Appennino, quelle più usate e consolidate sono senz'altro le metodologie biostratigrafiche. Esistono vari gruppi di organismi che per i loro caratteri evolutivi riescono a dare preziose indicazioni biocronostratigrafiche sui sedimenti che ne contengono i resti fossili. Quando possibile, per ottenere risultati più affidabili, si tenta di incrociare le analisi su più gruppi tassonomici. I principali gruppi di organismi utilizzati per l'analisi biocronostratigrafica dei depositi connessi all'evoluzione del sistema orogenico dell'Appennino centro-settentrionale sono stati: 1) ostracodi; 2) nannofossili calcarei; 3) foraminiferi, sia planctonici che bentonici.

Gli ostracodi occupano diverse nicchie ecologiche dell'ambiente acquatico, sia continentale che marino. Forniscono ottime indicazioni paleoecologiche e, per certi intervalli di tempo, anche cronostratigrafiche. In Fig. 3, è riportata una tavola che raffigura un'associazione di ostracodi proveniente dall'analisi dei depositi di un bacino sviluppato sopra la catena appenninica (Bacino di Le Vicenne, AQ) (Colacicchi et al., 1967; Cipollari et al., 1999; Gliozzi, 1999; Gliozzi et al., 2002). L'associazione raffigurata rappresenta una fauna particolarmente interessante, in quanto è costituita da immigrati paratetidei, provenienti cioè dal vicino Bacino Pannonico, che durante il Mio-Pliocene si sviluppava nell'area dell'attuale Serbia, Ungheria, Romania, Bulgaria, Turchia. La presenza di forme pannoniche nelle associazioni a ostracodi dell'area mediterranea sottintende l'interconnessione tra i due bacini. Questa interconnessione, che è molto ben conosciuta e stratigraficamente ben vincolata, è avvenuta tra 5,50 e 5,33 Ma (Messiniano Lago-Mare) (Orszag-Sperber, 2006, con bibl.). Pertanto, il ritrovamento di questi immigrati paratetidei nei depositi dei bacini mediterranei consente di datare con estrema precisione i bacini sedimentari contenenti tali ostracofaune. Il ritrovamento di questa ostracofauna nei depositi del Bacino di Le Vicenne, sviluppato al disopra della catena appenninica in formazione, consente di affermare che il settore abruzzese marsicano è stato incorporato nella catena appenninica circa 5,50-5,33 Ma fa (Cipollari et al., 1999).

I nannofossili calcarei sono parti calcitiche microscopiche, da qualche millesimo a qualche centesimo di millimetro, del guscio calcareo di alghe planctoniche unicellulari. La loro importanza stratigrafica è generalmente limitata ai domini marini pelagici. La rapida evoluzione, dal Giurassico all'attuale, di questo gruppo di organismi consente di datare, con estremo dettaglio, i depositi marini di ambiente pelagico. In Fig. 4, è riportata l'associazione di nannofossili calcarei che

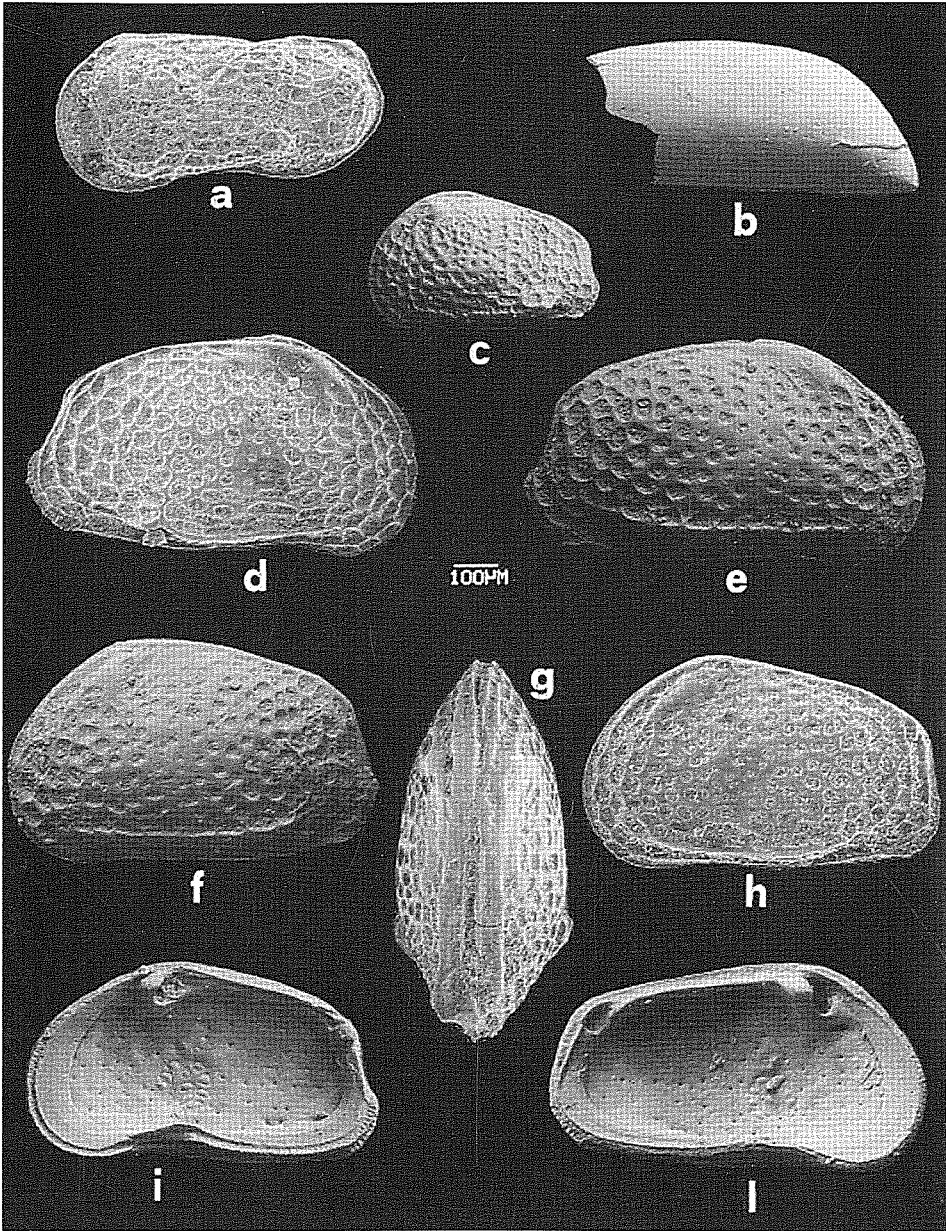


Fig. 3 - Ostracofauna del Bacino di Le Vicenne (AQ), caratteristica dell'evento "Lago-Mare" del Messiniano superiore (5,50-5,33 Ma). a) *Leptocythere (Amnicythere) multituberculata* (Livental); b) *Candona (Camptocyprina) venusta* (Zalanyi); c-l) *Tyrrhenocythere pontica* (Livental). Da Gliozzi (1999).

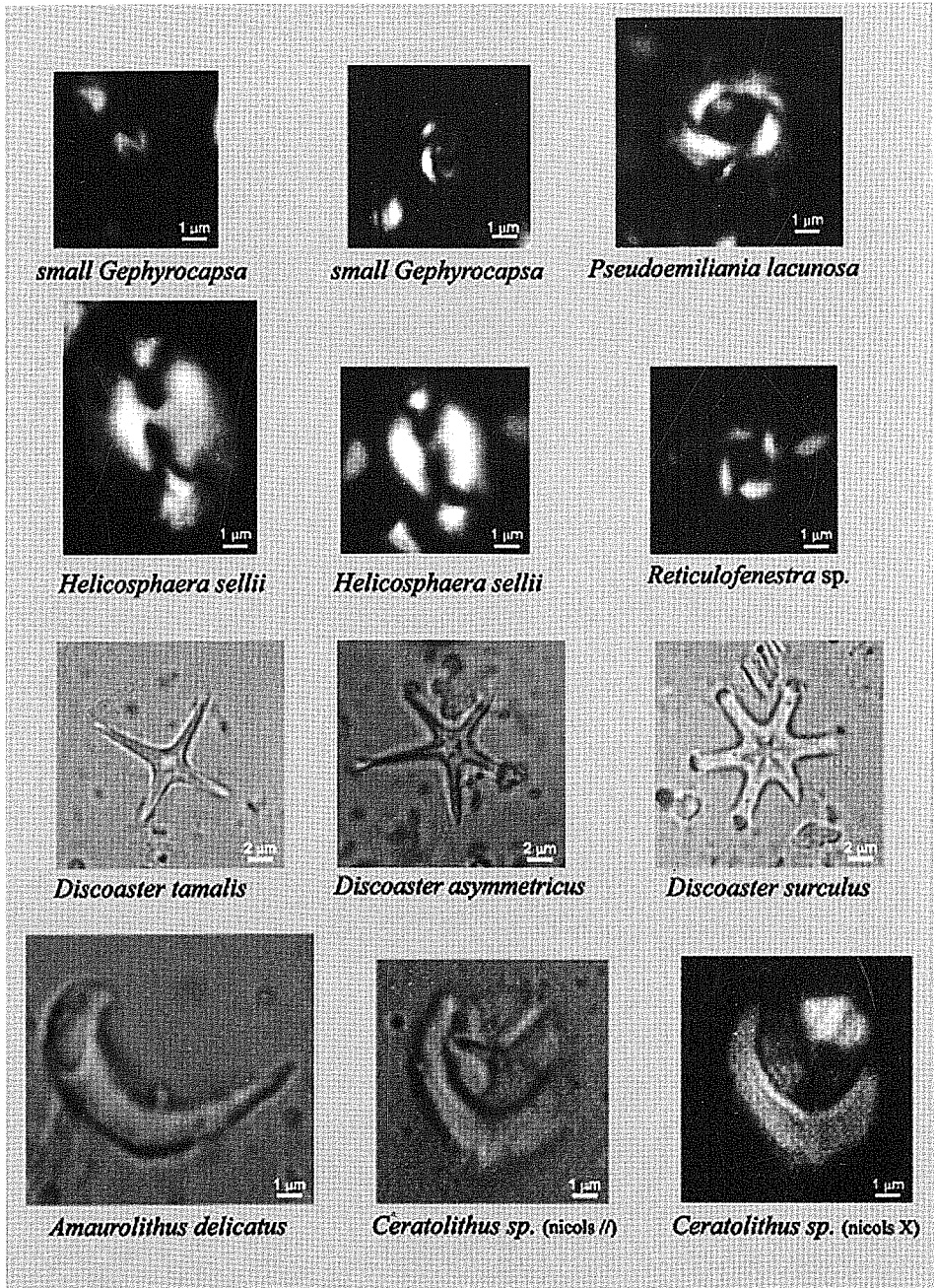


Fig. 4 - Associazione di nannofossili calcarei delle "Calciruditi di Calaturo" (Montagna del Morrone, CH). Da Cipollari e Pipponzi (2003).

caratterizza gli intervalli argillosi di un deposito clastico grossolano (Calciruditi di Calaturo) (Cipollari e Pipponzi, 2003), anch'esso sedimentatosi al disopra della catena appenninica in strutturazione (Bacino di Calaturo, CH). Anche in questo caso, l'associazione raffigurata è caratteristica di un intervallo di tempo molto limitato. Aver trovato, quindi, quest'associazione di nannofossili calcarei nel deposito di un bacino sopra catena, consente di datare a circa 3,70-3,50 Ma l'età di coinvolgimento nella catena appenninica del suo segmento abruzzese più esterno (Montagne del Morrone).

I foraminiferi sono presenti in grandi quantità nei mari attuali, a tutte le profondità e latitudini. Sono molto frequenti nelle rocce sedimentarie e a volte assumono un'importanza litogenetica. Per la loro diffusione e rapida evoluzione, i foraminiferi sono ottimi fossili per la datazione delle rocce sedimentarie che li contengono. In Fig. 5, è riportata un'associazione di foraminiferi planctonici, bentonici e ostracodi, caratteristica della successione sedimentaria che costituisce il rilievo di Monte Mario (Roma). Il ritrovamento di questa associazione fossilifera consente di ricostruire, con un certo dettaglio, la paleogeografia dell'area romana, interessata, circa 1,6 Ma fa, dalla presenza di un mare relativamente poco profondo, che si estendeva quasi a lambire i primi rilievi carbonatici dell'Appennino (Monti Sabini-Monti Lucretili-Monti Prenestini).

Nelle successioni sedimentarie, non è infrequente trovare intercalati nei depositi marini e/o continentali, prodotti vulcanici di ricaduta (ceneri, lapilli, scorie ecc.), ricchi di minerali (plagioclasti, feldspati, miche ecc.) adatti a una loro datazione geocronologica con l'utilizzo di metodologie geochimiche (Ar/Ar, K/Ar ecc.). Riuscire a datare queste intercalazioni vulcanoclastiche è molto importante, in quanto grazie a queste datazioni è possibile calibrare le successioni sedimentarie e collocare con precisione i bioeventi riconosciuti nella scala dei tempi geologici. In ambiente sedimentario, ottimi risultati di datazione delle successioni sono stati ottenuti anche utilizzando il rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ricavato da gusci carbonatici di organismi marini (molluschi, coralli ecc.). Infatti, per alcuni momenti della storia della Terra, tale rapporto isotopico ha una corrispondenza univoca con l'età del guscio sottoposto ad analisi. Un'ottima corrispondenza tra rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ed età in Ma si ha nell'intervallo 24-15 Ma.

In Fig. 6, è illustrato un orizzonte vulcanoclastico compreso all'interno di una successione marnosa (Marne a Orbulina, Auct.), di ambiente marino pelagico, affiorante nel settore carseolano dell'Appennino centrale (Pietrasecca, AQ). In corrispondenza di questo orizzonte, l'analisi biostratigrafica dei foraminiferi e dei nannofossili calcarei ha messo in evidenza il passaggio tra due piani del Miocene: il limite Tortoniano/Messiniano (Cosentino et al., 1997; Cipollari et al., 1998). La datazione, effettuata con il metodo Ar/Ar, dell'orizzonte vulcanoclastico di Pietrasecca ha contribuito a collocare correttamente nella scala dei tempi geologici tale limite stratigrafico, che è risultato avere un'età di 7,17 Ma.

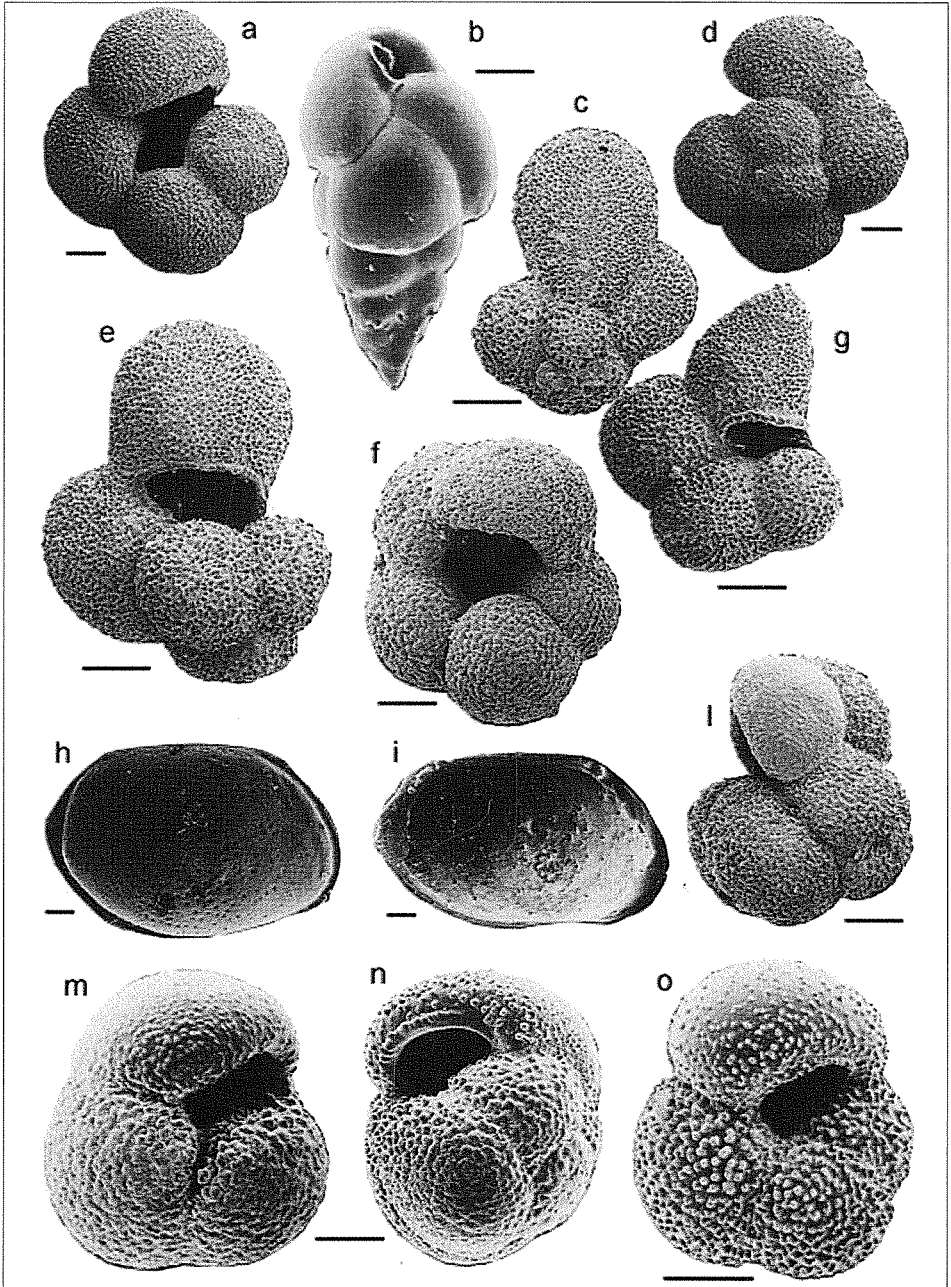


Fig. 5 - Associazione a foraminiferi bentonici, planctonici e ostracodi caratteristica della successione pleistocenica di M. Mario (Roma). a, d) *Globigerina calabra* Colalongo e Sartoni; b) *Bulimina etnea* Seguenza; c, e, g) *Beella* aff. *digitata digitata* (Parker); f, l) *Globigerina cariacensis* Rögl e Bolli; h, i) *Loxoconcha turbida* Müller; m, n) *Globorotalia inflata* (d'Orbigny); o) *Globorotalia oscitans* Todd. Da Berganin et al. (2000), modificato. La barra di misura corrisponde a 0,1 mm.



Fig. 6 - Livello vulcanoclastico nelle Marne a Orbulina di Pietrasecca (AQ), in corrispondenza del limite Tortoniano/Messiniano. L'età radiometrica Ar/Ar di questo livello vulcanoclastico è di 7,17 Ma.

Principali momenti di attività del sistema orogenico dell'Appennino centrale

Le analisi biostratigrafiche e geocronologiche condotte sui bacini sedimentari connessi all'evoluzione del sistema orogenico dell'Appennino centrale (Cipollari e Cosentino, 1995; 1996) hanno permesso di individuare i principali momenti di attività del sistema orogenico (Fig. 7). Il più antico momento di attività

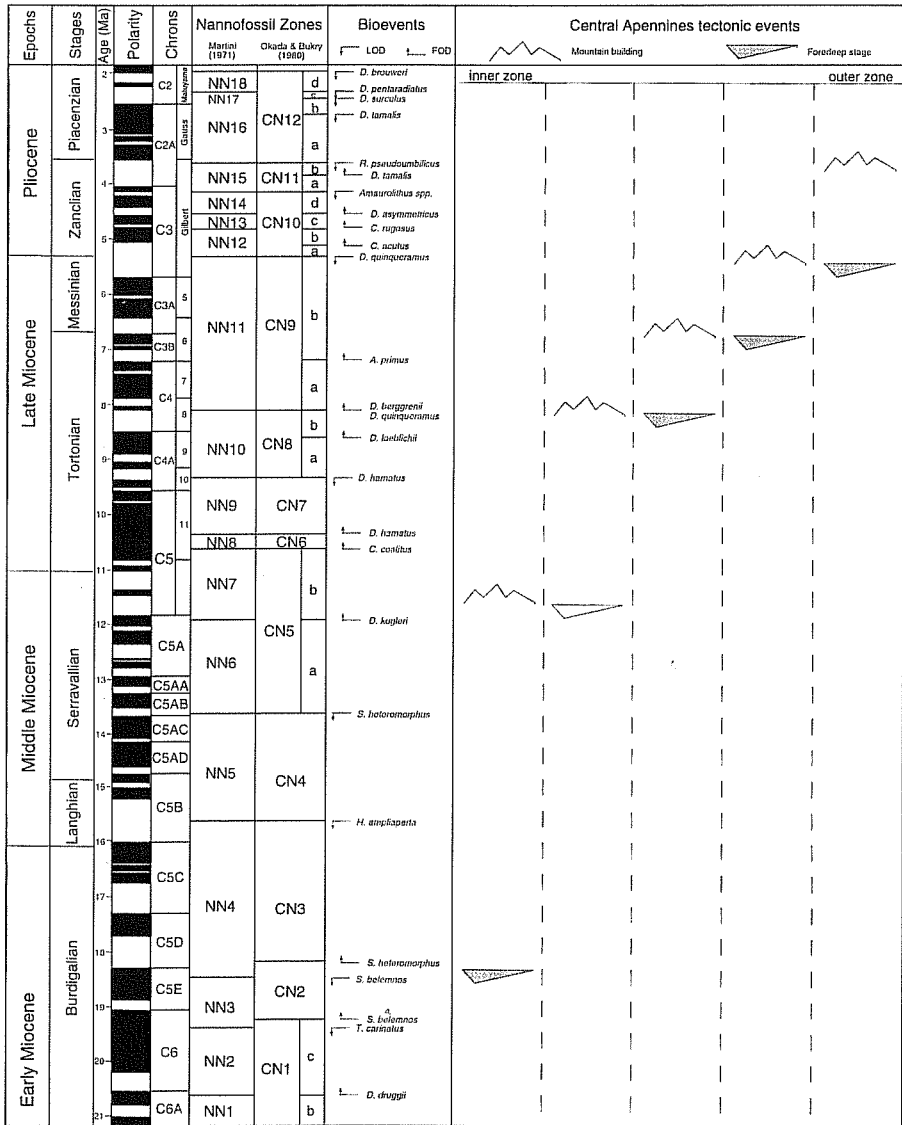


Fig. 7 - Principali eventi tettono-sedimentari riconosciuti nell'Appennino centro-settentrionale e loro correlazione con la scala bio-cronostratigrafica dei nannofossili calcarei. Da Cipollari e Cosentino (1996).

documentabile per il sistema orogenico dell'Appennino centrale è collocabile a circa 18 Ma (Burdigaliano superiore). Dopo un periodo abbastanza lungo di quiescenza, che è durato circa 6 Ma, nel Serravalliano superiore (circa 12 Ma fa) si è avuto un nuovo momento di attivazione del sistema orogenico, con lo spostamento del fronte della zona deformata (catena appenninica) verso settori più orientali. Il successivo momento di attività è databile al Tortoniano superiore (circa 8 Ma fa) e, come vedremo successivamente, in Italia centrale la porzione frontale della catena appenninica era costituita dall'attuale Catena dei Volsci (Lazio meridionale), e da parte dei Monti Reatini e Sabini. Con il successivo momento di attività, datato al Messiniano inferiore (circa 6,8 Ma fa), il sistema orogenico migra ancora verso i settori orientali, inglobando nella catena il settore degli attuali Monti Sibillini, i Monti Reatini, i Monti Sabini e i Monti Ernici e Simbruini. In corrispondenza del passaggio Messiniano/Pliocene, circa 5,33 Ma fa, un nuovo momento di attività tettonica conferisce alla catena appenninica un aspetto abbastanza simile a quello attuale. Non si erano ancora formate, così come le conosciamo oggi, la catena del Gran Sasso, le Montagne del Morrone e la Maiella, che si strutturarono alla fine del Pliocene inferiore (circa 3,7 Ma fa), durante uno degli ultimi momenti deformativi documentabili in Appennino centrale.

DISTRIBUZIONE ATTUALE DEI PALEODOMINI DEL SISTEMA OROGENICO DELL'APPENNINO CENTRO-SETTENTRIONALE

Le analisi stratigrafiche condotte sui depositi dei bacini sedimentari legati all'evoluzione del sistema orogenico dell'Appennino centrale hanno consentito di ricostruire, per ognuno dei momenti di attività riconosciuti, la distribuzione dei paleodomini del sistema orogenico. I principali paleodomini individuati sono: 1) la catena (chain); 2) l'avanfossa (foredeep); 3) l'avampaese (foreland).

Come illustrato in Fig. 8, durante il Burdigaliano superiore (circa 18 Ma fa) la catena dell'Appennino centrale era ancora inesistente, fatta eccezione, forse, per il settore del Monte Soratte, a nord di Roma. La quasi totalità dell'Italia centrale era in condizioni di avampaese, non ancora raggiunto dal sistema catena-avanfossa, a eccezione del settore occidentale (Monte Subasio, Monti Martani, Monti di Narni e Amelia e Monti Sabini occidentali) che ospitava un bacino d'avanfossa.

Con il Serravalliano superiore (circa 12 Ma fa), il settore settentrionale registra uno spostamento del sistema orogenico verso oriente, coinvolgendo nella catena appenninica tutti quei settori che precedentemente erano interessati dal paleodominio di avanfossa (Fig. 9). Il fronte della catena appenninica si attestava a est dei Monti di Spoleto. La maggior parte dell'Italia centrale era ancora caratterizzata da un paleodominio di avampaese.

La distribuzione dei paleodomini del sistema orogenico del Tortoniano superiore è vistosamente diversa dalle precedenti ricostruzioni (Fig. 10). Il fronte

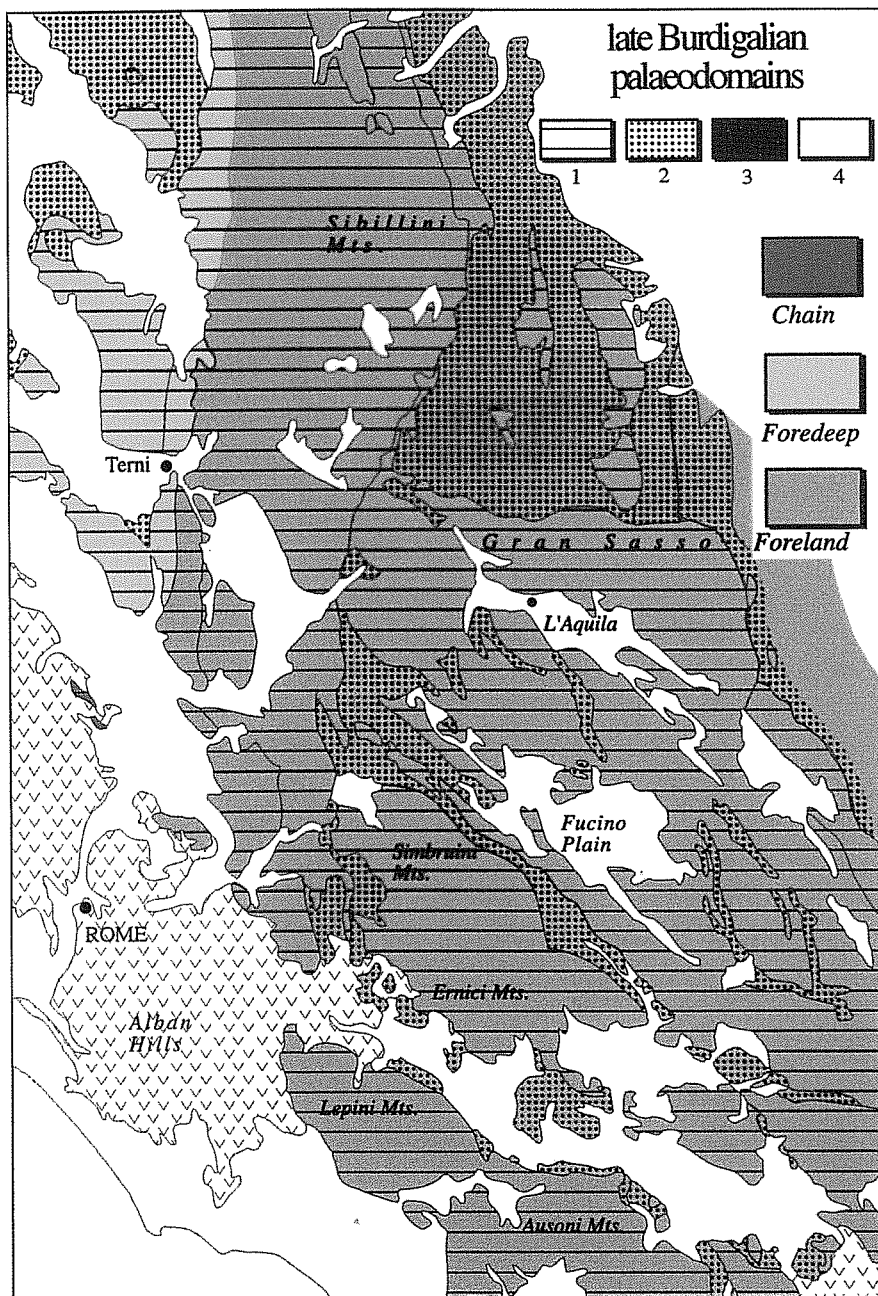


Fig. 8 - Distribuzione attuale dei paleodomini strutturali del Burdigaliano superiore (18 Ma). 1) depositi pre-orogenesi; 2) depositi silicoclastici d'avanfossa; 3) depositi di bacini trasportati dalla catena (bacini thrust-top o wedge-top); 4) coperture post-orogeniche plio-quadernarie.

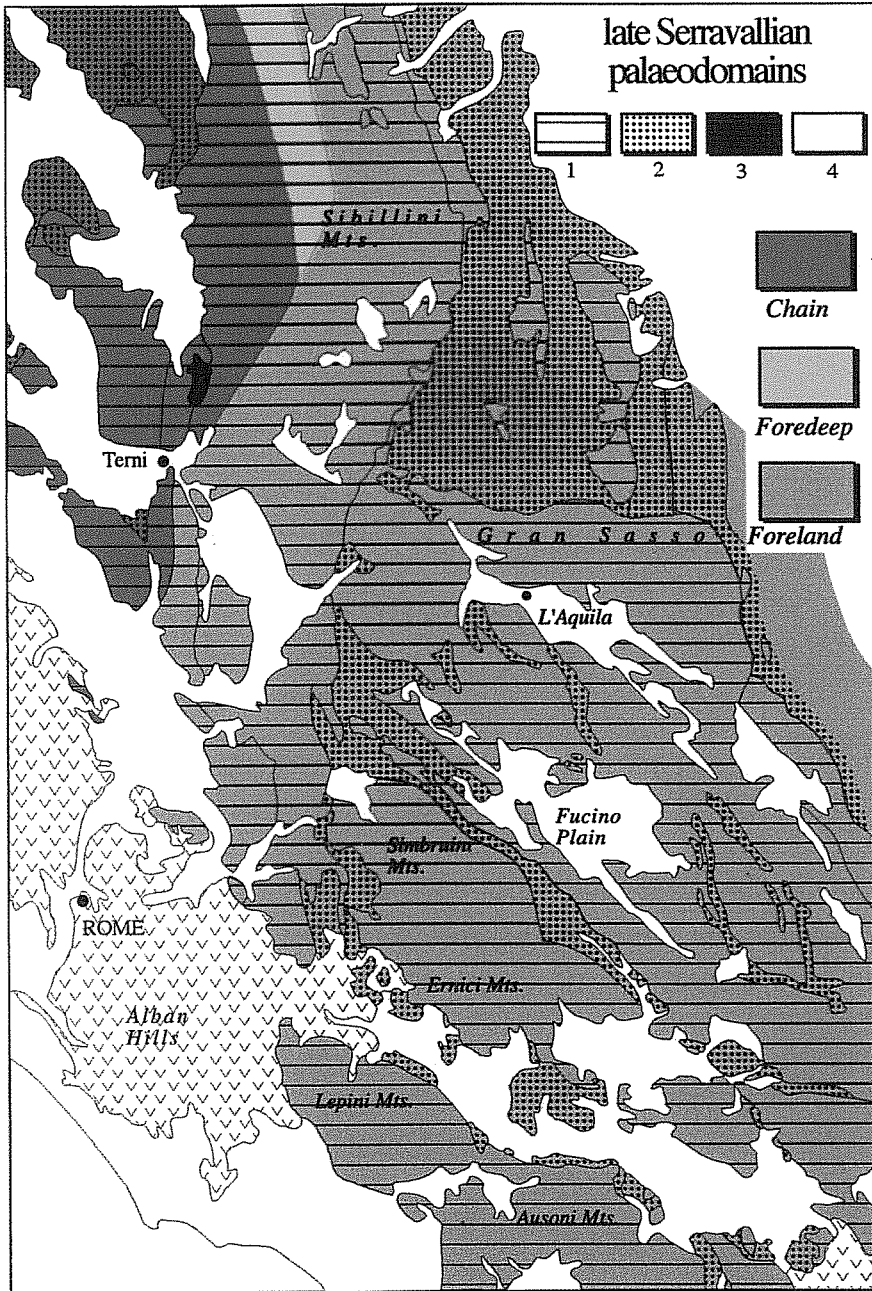


Fig. 9 - Distribuzione attuale dei paleodomini strutturali del Serravalliano superiore (12 Ma). 1) depositi pre-orogenesi; 2) depositi silicoclastici d'avanfossa; 3) depositi di bacini trasportati dalla catena (bacini thrust-top o wedge-top); 4) coperture post-orogeniche plio-quadernarie.

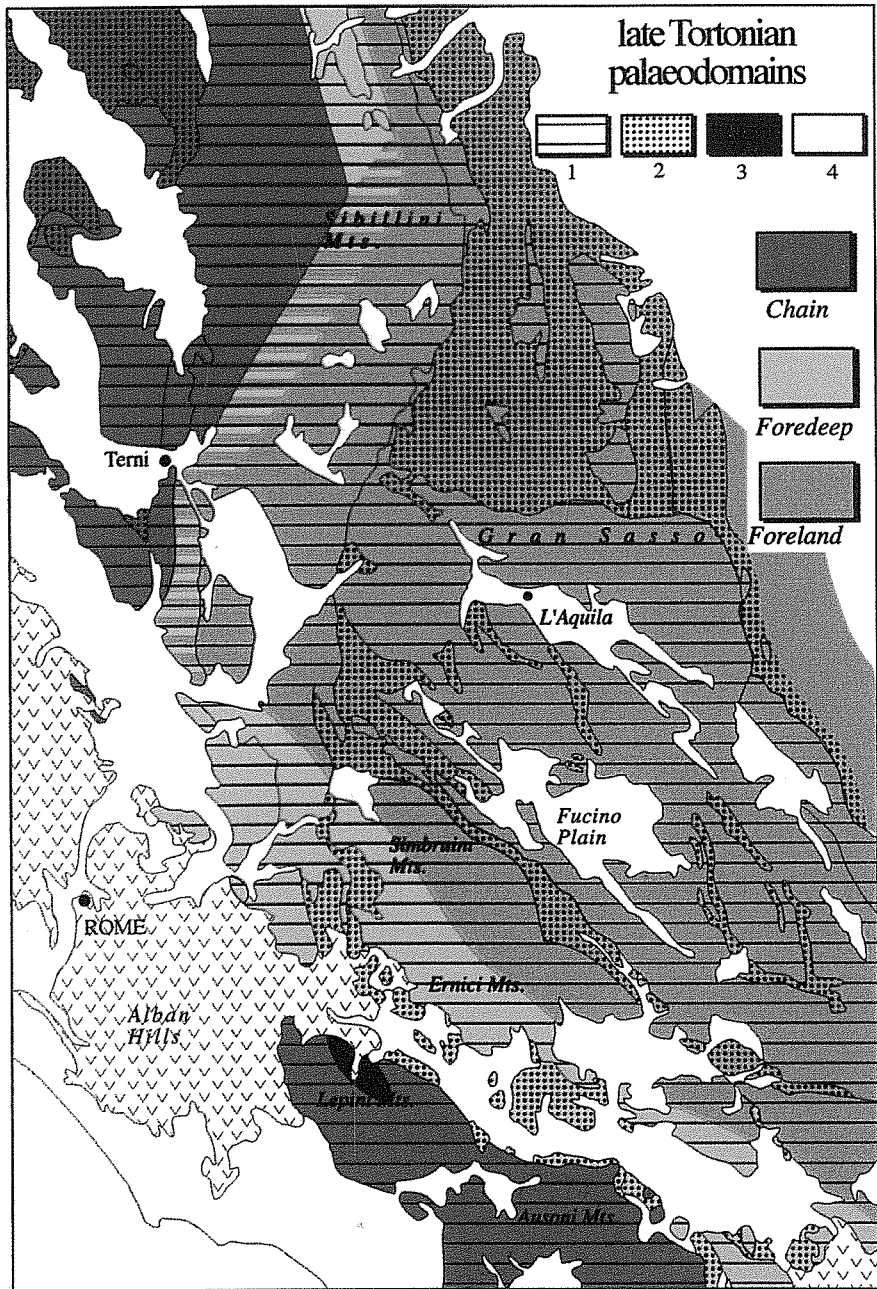


Fig. 10 - Distribuzione attuale dei paleodomini strutturali del Tortoniano superiore (8 Ma). 1) depositi pre-orogenesi; 2) depositi silicoclastici d'avanfossa; 3) depositi di bacini trasportati dalla catena (bacini thrust-top o wedge-top); 4) coperture post-orogeniche plio-quadernarie.

della catena appenninica, spostato ulteriormente verso est, coinvolge, nel settore meridionale, anche la Dorsale dei Volsci (Monti Lepini-Ausoni-Aurunci). A est di questa dorsale, in Valle Latina, sono molto ben rappresentati i depositi silicoclastici di avanfossa (Formazione di Frosinone) (Accordi, 1964; Angelucci, inedito; La Monica, 1966), mentre i settori orientali dell'area in esame continuano a essere interessati da un'ambientazione d'avampaese (Cipollari e Cosentino, 1993; 1995).

Durante il Messiniano inferiore (circa 6,8 Ma fa), la migrazione del fronte appenninico porta alla strutturazione in catena dei settori: Monti Sibillini, Monti Reatini, Monti Sabini, Valle Latina, Monti Simbruini e Monti Ernici (Fig. 11). In buona parte del settore abruzzese e marchigiano si sviluppava la sedimentazione di avanfossa, mentre le condizioni d'avampaese erano limitate a una stretta fascia all'estremità orientale dell'area considerata.

Con la fase del Pliocene inferiore (circa 3,7 Ma fa), l'assetto strutturale della catena appenninica raggiunge quasi la conformazione attuale (Fig. 12). Le zone di avanfossa della fase precedente vengono incorporate nella catena, che sposta il suo fronte a est delle Montagne del Morrone.

RICOSTRUZIONI PALEOGEOGRAFICHE ATTRAVERSO IL SISTEMA OROGENICO DELL'APPENNINO CENTRO-SETTENTRIONALE

Considerando i dati esposti nei paragrafi precedenti, riguardanti soprattutto le diverse posizioni del fronte compressivo della catena, e considerando, come indicato da diversi autori (Bally et al., 1988; Hill e Hayward, 1988; Cosentino e Parotto, 1988; Endignoux et al., 1989; Boccaletti et al., 1990a; 1990b; Sage et al., 1991; Patacca et al. 1992; Calamita et al., 1994; Cavinato et al., 1994; Corrado et al., 1995), un tasso di raccorciamento durante la deformazione compressiva di circa il 50%, è stata calcolata, per il periodo Tortoniano-Pliocene, una velocità media di migrazione del sistema orogenico dell'Appennino centrale di circa 40 mm/a (Patacca et al., 1992; Cipollari e Cosentino, 1996). Combinando questi dati con quelli prodotti da Vai (1987) per l'Appennino settentrionale, si è tentato di retrodeformare la catena appenninica in modo da ricostruire alcuni schemi paleogeografici rappresentativi del settore centrale dell'area mediterranea. In queste mappe semplificate, sono stati messi in evidenza alcuni domini paleogeografici particolari, come: 1) dominio di avampaese; 2) dominio di avanfossa; 3) bacini sopra la catena (thrust-top); 4) aree emerse; 5) bacini sedimentari legati a tettonica estensionale.

In Fig. 13 è riportata la ricostruzione paleogeografica relativa al Burdigaliano superiore (circa 18 Ma fa). Il fronte della catena appenninica (linea rossa dentellata) risultava continuo e al fronte di questo si sviluppava un bacino marino stretto e allungato (avanfossa), in cui si incanalavano flussi silicoclastici

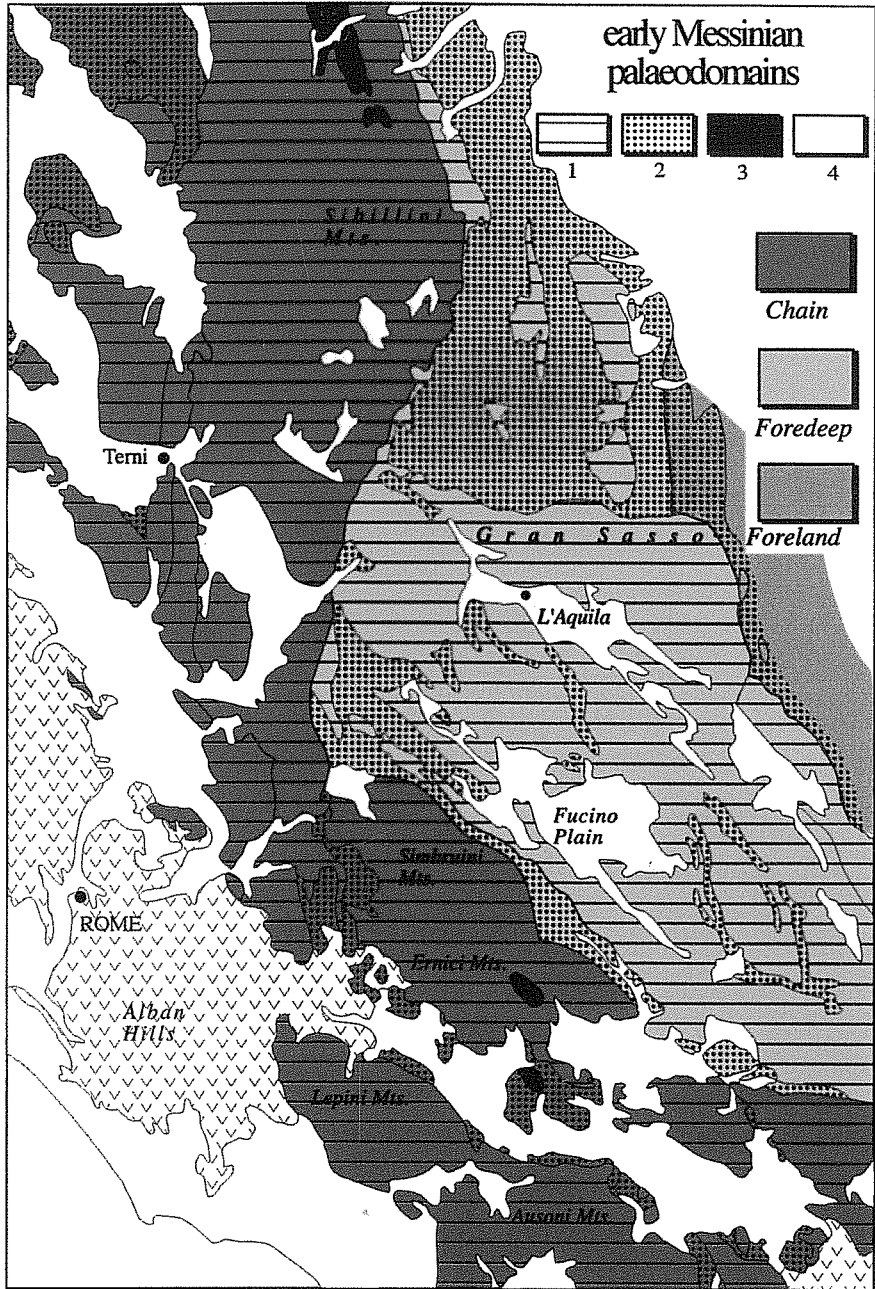


Fig. 11 - Distribuzione attuale dei paleodomini strutturali del Messiniano inferiore (6,8 Ma). 1) depositi pre-orogenesi; 2) depositi silicoclastici d'avanfossa; 3) depositi di bacini trasportati dalla catena (bacini thrust-top o wedge-top); 4) coperture post-orogeniche plio-quadernarie.

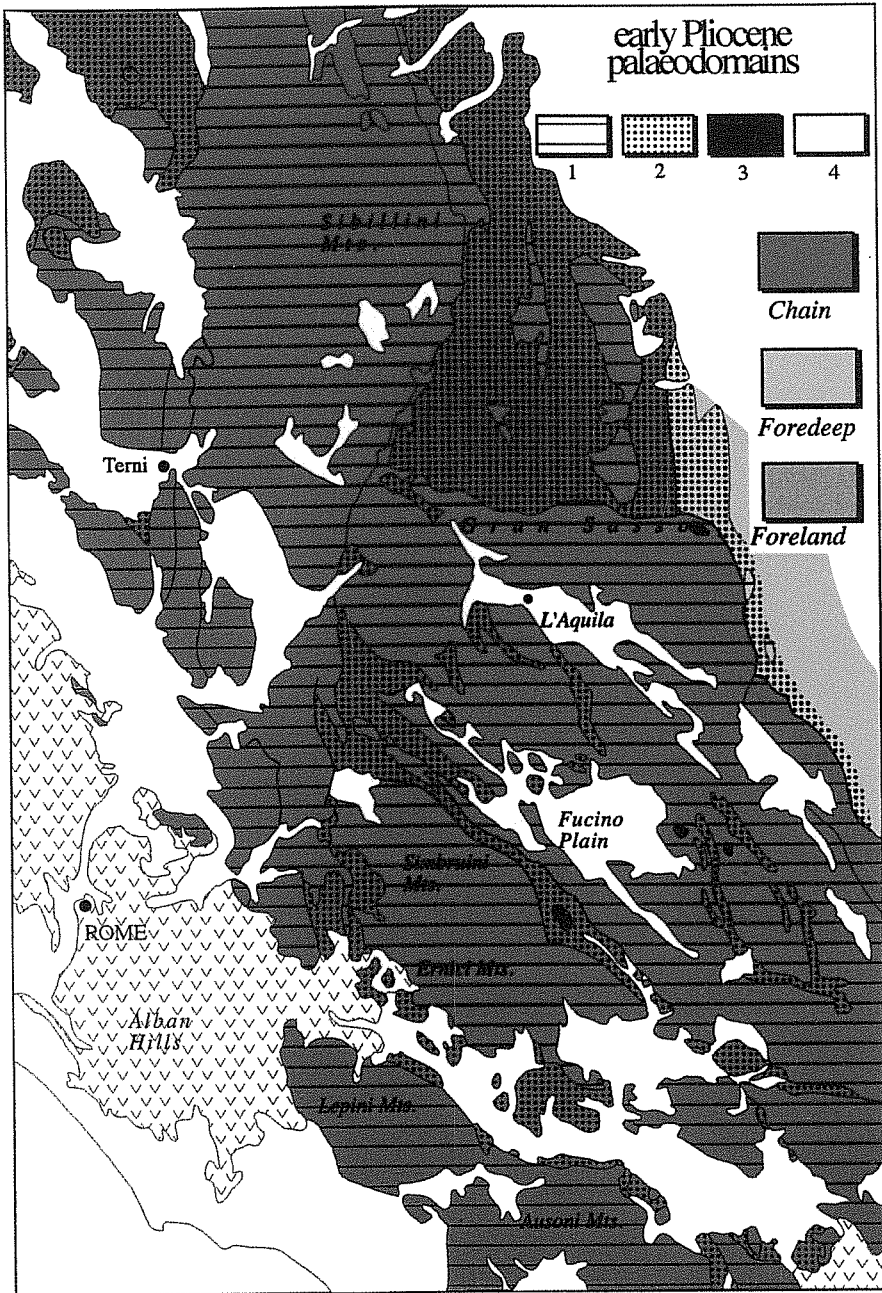


Fig. 12 - Distribuzione attuale dei paleodomini strutturali del top Pliocene inferiore (3,7 Ma). 1) depositi pre-orogenesi; 2) depositi silicoclastici d'avanfossa; 3) depositi di bacini trasportati dalla catena (bacini thrust-top o wedge-top); 4) coperture post-orogeniche plio-quadernarie.

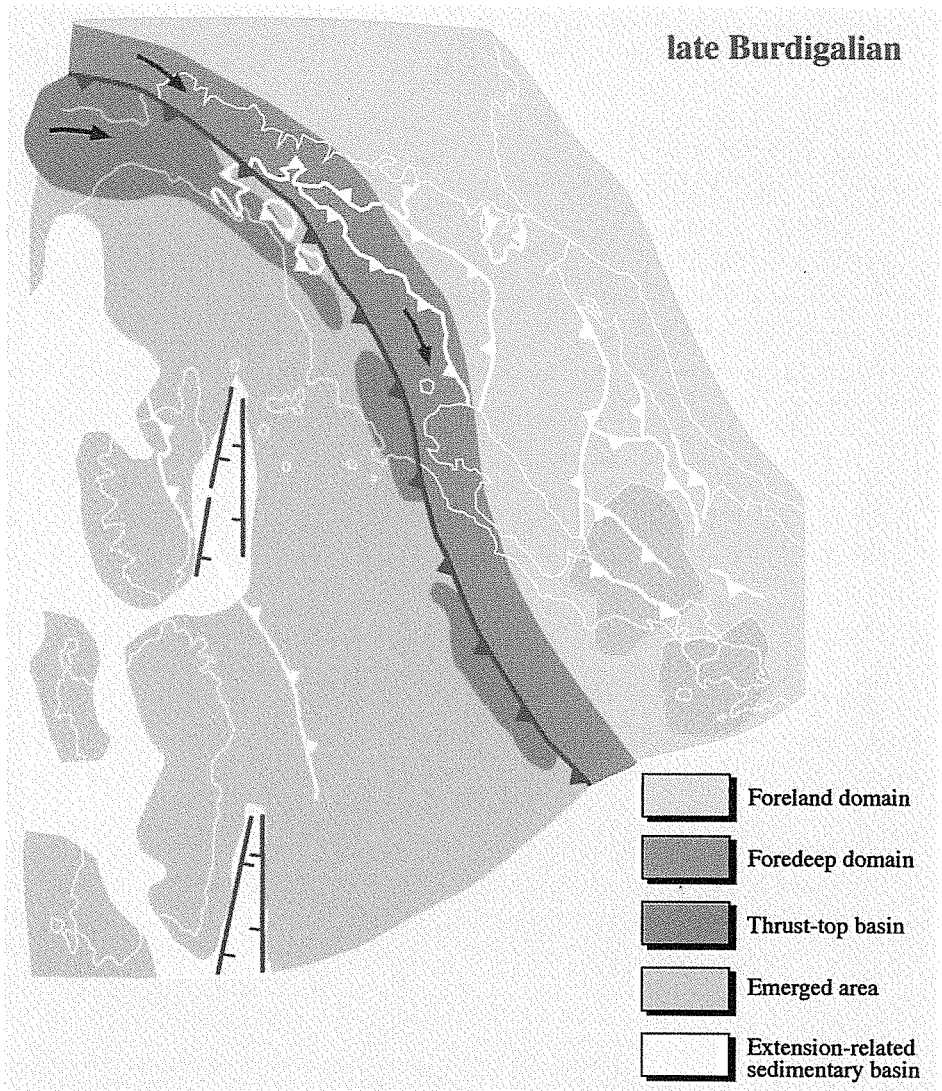


Fig. 13 - Ricostruzione paleogeografica dell'Appennino centro-settentrionale al Burdigaliano superiore (circa 18 Ma fa).

provenienti dalle aree in forte sollevamento dell'edificio alpino. Sopra la catena, una serie di bacini sedimentari ha registrato gli effetti della tettonica compressiva connessa a questa fase di strutturazione appenninica (bacini di thrust-top). A occidente, alcuni settori in distensione consentivano l'espansione, a est della Corsica e della Sardegna, del Mediterraneo occidentale.

Lo schema di Fig. 14 si riferisce alla ricostruzione paleogeografica del Tortoniano superiore (circa 8 Ma fa). In questo periodo, per effetto di importanti

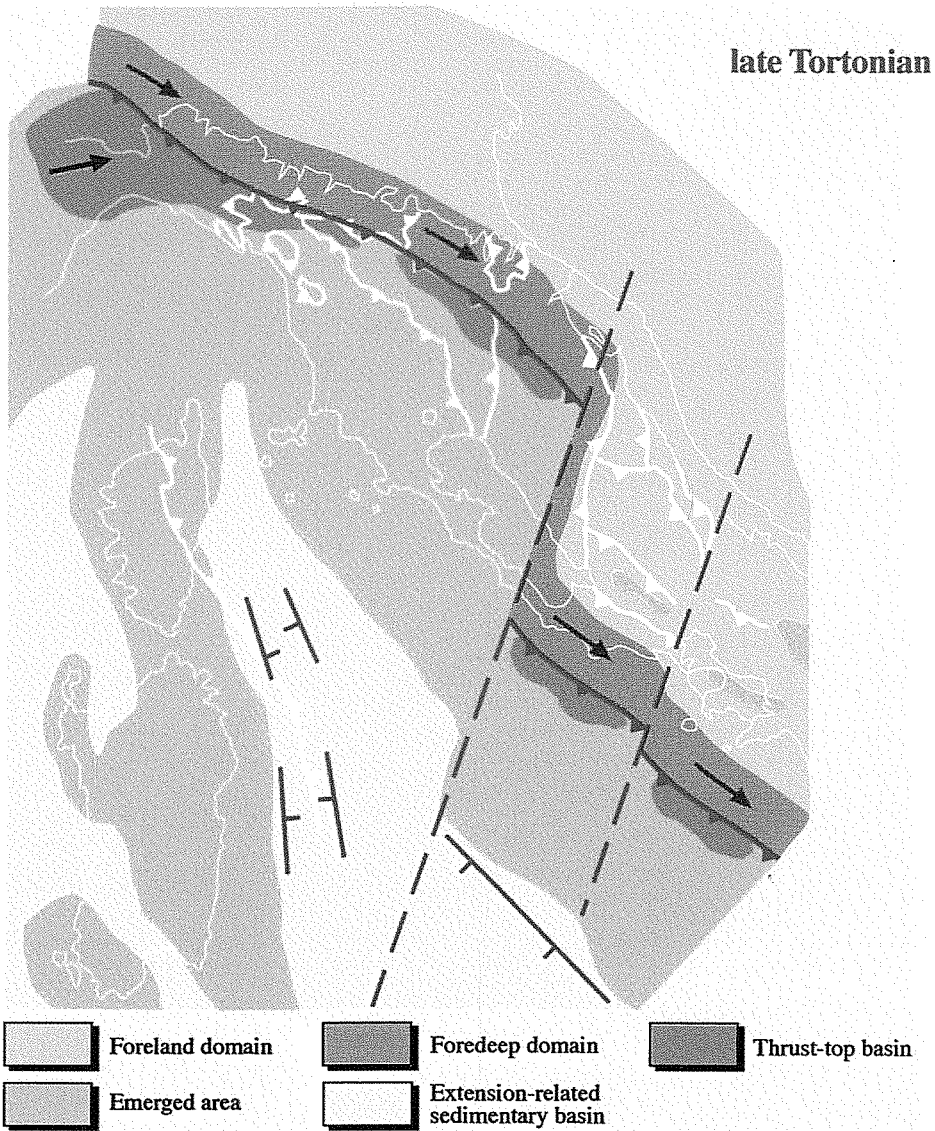


Fig. 14 - Ricostruzione paleogeografica dell'Appennino centro-settentrionale al Tortoniano superiore (circa 8 Ma fa).

differenze nelle caratteristiche della litosfera dei diversi settori coinvolti, il sistema orogenico appenninico risulta segmentato in tre tronconi. Al fronte della catena appenninica era sempre presente un bacino di avanfossa, anch'esso segmentato, in cui si incanalavano i flussi silicoclastici provenienti da nord-ovest. A ovest della catena appenninica, un'intensa tettonica estensionale provocava un'ingressione

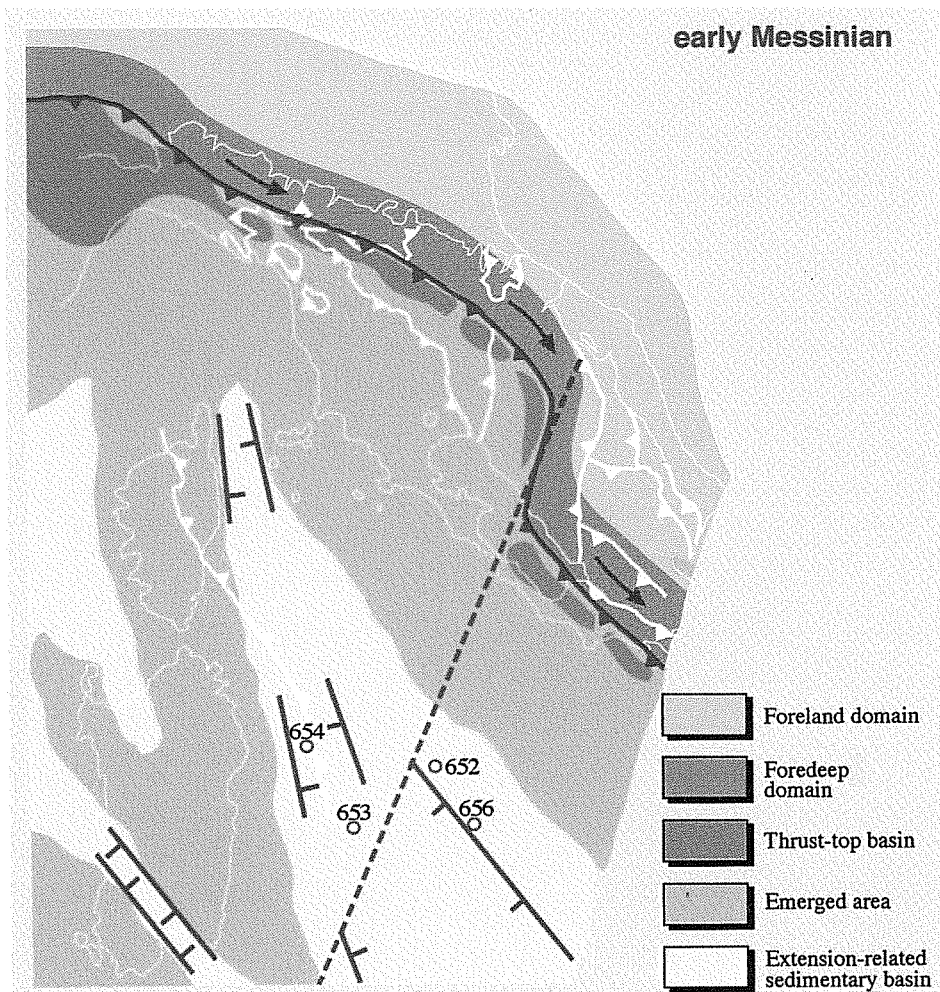


Fig. 15 - Ricostruzione paleogeografica dell'Appennino centro-settentrionale al Messiniano inferiore (circa 6,8 Ma fa).

marina al disopra di settori di catena precedentemente emersi. In quest'area si andava quindi individuando il Bacino del proto-Tirreno.

Durante il Messiniano inferiore (circa 6,8 Ma fa), la paleogeografia dell'area mediterranea centrale non era molto diversa rispetto a quella del Tortoniano superiore (Fig. 15). L'unica differenza che vale la pena segnalare, è la maggiore migrazione del sistema orogenico dell'Appennino centrale rispetto a quello dell'Appennino settentrionale. Questo porta a una riduzione della distanza che, durante il Tortoniano superiore, separava i due segmenti del fronte attivo della catena.

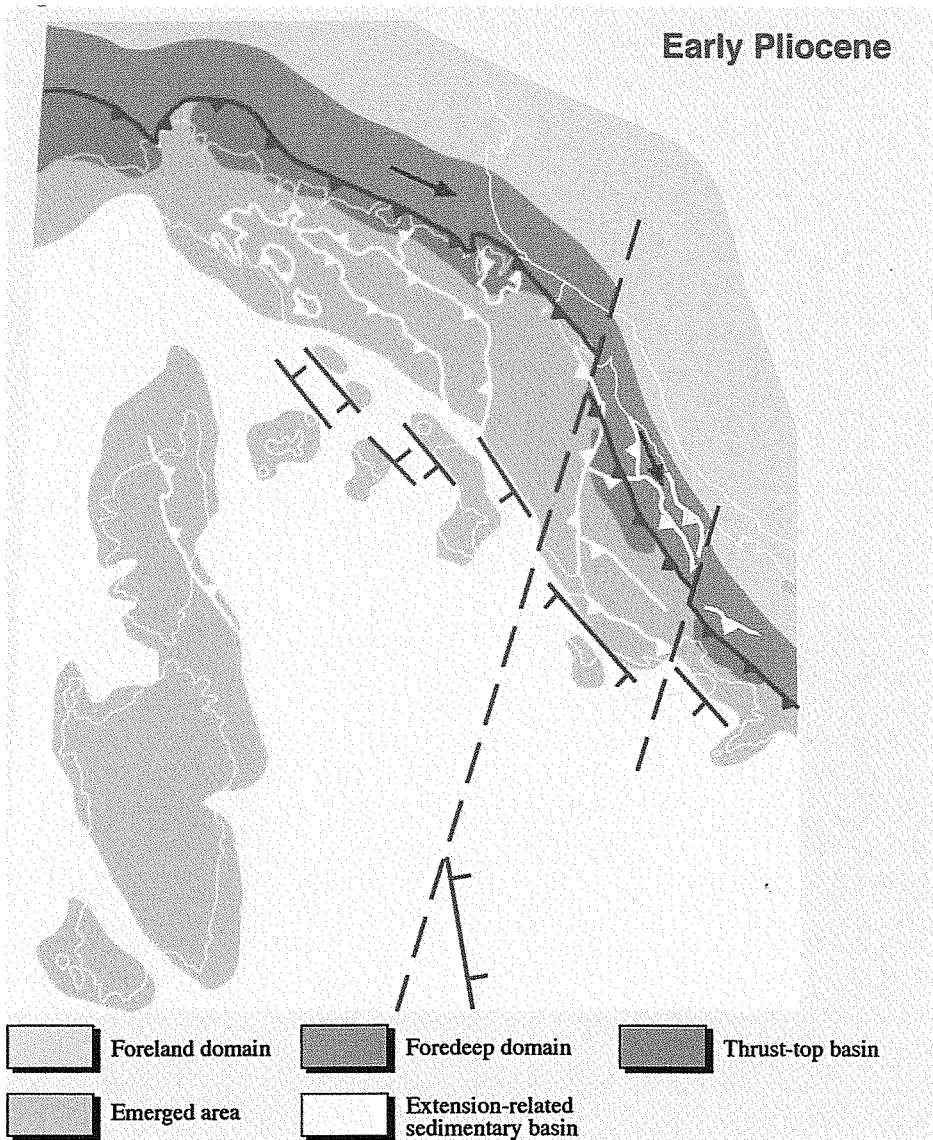


Fig. 16 - Ricostruzione paleogeografica dell'Appennino centro-settentrionale al Pliocene inferiore (circa 5 Ma fa).

L'ultima ricostruzione paleogeografica proposta (Fig. 16) è relativa al Pliocene inferiore (circa 5 Ma fa). Il fronte attivo della catena, migrando verso i settori orientali, aveva portato a una conformazione della catena molto simile a quella attuale. Il sistema orogenico, benché ancora segmentato, aveva notevolmente ridotto le distanze che separavano, durante le fasi pre-plioceniche, i singoli

segmenti: settentrionale, centrale e meridionale. A ovest della catena appenninica, la combinazione di un'intensa tettonica estensionale con l'innalzamento del livello marino che alla base del Pliocene inferiore ha interessato tutto il Bacino Mediterraneo portò a una generale espansione del Bacino Tirrenico. In seguito a questa ingressione, gran parte dei settori più interni della catena appenninica furono invasi dal mare, che attestò la sua linea di riva circa 40 km più a est dell'attuale fascia costiera.

Con il continuo sollevamento della catena appenninica, tra il Pliocene superiore e il Pleistocene, si assiste, su entrambe i lati della catena, a uno spostamento verso mare della linea di costa (regressione forzata), che ha portato all'attuale conformazione paleogeografica del Mediterraneo centrale.

CONCLUSIONI

I processi geologici che durante il Neogene hanno determinato le maggiori modificazioni paleogeografiche nell'area mediterranea sono stati quelli connessi allo sviluppo delle catene circum-mediterranee e delle relative aree di retropaese (Bacino Algero-Provenzale, Mare Tirreno, Mare Egeo).

L'analisi dei bacini sedimentari connessi all'evoluzione del segmento centro-settentrionale della catena appenninica ha fornito indicazioni circa i tempi e le modalità della sua accrezione, e ha mostrato una generale migrazione dai settori più interni della catena (attuale margine tirrenico) verso quelli più esterni (attuale margine adriatico). Nell'intervallo Tortoniano superiore-Pliocene inferiore, il fronte compressivo appenninico è migrato verso l'avampaese adriatico con velocità medie di propagazione differenti: circa 20 mm/a nell'Appennino settentrionale, circa 40 mm/a nell'Appennino centrale e circa 60 mm/a nell'Appennino meridionale (Vai, 1987; Patacca et al., 1992; Cipollari e Cosentino, 1996).

Durante questa migrazione, settori via via più esterni dell'avampaese adriatico (margine occidentale della microplacca di Adria) erano coinvolti nella deformazione orogenica. L'età dei bacini sedimentari connessi all'evoluzione dell'Appennino centro-settentrionale ha mostrato fasi discrete d'attivazione del sistema orogenico: 1) Burdigaliano superiore (circa 18 Ma fa); 2) Serravalliano superiore (circa 12 Ma fa); 3) Tortoniano superiore (circa 8 Ma fa); 4) Messiniano inferiore (circa 6,8 Ma fa); 5) Messiniano superiore (circa 5,5 Ma fa); top Pliocene inferiore (circa 3,7 Ma fa).

Da un punto di vista paleogeografico, questa migrazione del sistema orogenico determinò l'accrezione frontale della catena appenninica e il suo sollevamento progressivo, con conseguente aumento delle terre emerse a spese delle aree sommerse dal Mare Adriatico. Sul lato tirrenico, tuttavia, settori di catena appenninica precedentemente emersi in seguito alle prime fasi dell'orogenesi, per effetto della tettonica distensiva connessa con l'apertura del Bacino Tirrenico,

venivano sommerse dalle acque del Mare Tirreno, che ha registrato la sua massima ingressione nel Pliocene superiore (2 Ma). In questo periodo, infatti, la linea di riva del Mare Tirreno si attestava, in Italia centrale, in corrispondenza del versante occidentale dei Monti Lepini, Monti Tiburtini, Monti Lucretili, Monti Sabini e Monti Amerini. L'ulteriore sollevamento della catena appenninica avvenuto durante il Pleistocene inferiore (circa 1,7 Ma fa) e il Pleistocene medio (circa 0.6 Ma fa) e le variazioni eustatiche connesse alle glaciazioni quaternarie, hanno portato all'attuale assetto geografico del settore appenninico centro-settentrionale.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. 1964 - Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 4: 595-633.
- ANGELUCCI A. (inedito) - Geologia e sedimentologia delle formazioni alto mioceniche nell'Appennino laziale-abruzzese. Solo carta, Ist. Geol. e Paleont. Univ. Roma, senza altre indicazioni editoriali.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C., GHELARDONI R. 1988 - Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines. Mem. Soc. Geol. Ital., 35: 257-310.
- BERGAMIN L., CARBONI M.G., DI BELLA L., MARRA F., PALAGI I. 2000 - Stratigraphical and paleoenvironmental features of the Pleistocene sediments of M. Mario (Rome). Eclogae Geol. Helv., 93: 265-275.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F., TORTORICI L. 1990a - Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 77: 41-50.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G., RICCI LUCCHI F. 1990b - Migrating foredeep/thrust-belt system in the northern Apennines and southern Alps. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 77: 3-14.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G., PALTRINIERI W. 1994 - Structural styles, chronology rates of deformation, and time-space relationships in the Umbria-Marche thrust system (central Apennines, Italy). Tectonics, 13: 873-881.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., OGGIANO G. 1995 - Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines. Terra Nova, 7: 128-137.
- CAVINATO G.P., COSENTINO D., FUNICIELLO R., PAROTTO M., SALVINI F., TOZZI M. 1994 - Constraints and problems for a geodynamical model of the Central Italy. Boll. Geof. Teor. Appl., 36: 159-174.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. 1993 - Le "Arenarie di Torrice": un deposito di bacino di piggy-back del Messiniano nell'Appennino centrale. Boll. Soc. Geol. Ital., 112: 497-505.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. 1995 - Miocene unconformities in the Central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution. Tectonophysics, 252: 375-389.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. 1996 - Miocene tectono-sedimentary events and geodynamic evolution of the central Apennines (Italy). Not. Mém. Serv. Géol. Maroc, 387: 163-176.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D., ESU D., GIROTTI O., GLIOZZI E., PRATURLON A. 1999 - Thrust-top lacustrine-lagoonal basin development in accretionary wedges: late Messinia (Lago-Mare) episode in the central Apennines (Italy). Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 151 (1-3): 149-166.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D., GUERRERA F., LAURENZI M.A., RENZULLI A., TRAMONTANA M. 1998 - Biostratigraphical correlation and geochronology of volcanoclastic horizons across the Tortonian/Messinian boundary in the Apennine foreland basin system. Ann. Tect., 12 (1-2): 113-132.
- CIPOLLARI P., PIPPONZI G. 2003 - Le "Calciruditi di Calaturo" (Montagna del Morrone): un deposito tardo-orogénico della fine del Pliocene inferiore. St. Geol. Camerti, numero speciale 2003: 73-83.
- COLACICCHI R., DEVOTO G., PRATURLON A. 1967 - Depositi messiniani oligovalini al bordo orientale del Fucino e descrizione di *Tyrhenocythere ruggierii* Devoto, nuova specie di ostracode. Boll. Soc. Geol. Ital., 86: 21-37.
- CORRADO S., COSENTINO D., PAROTTO M., VECCHIA P. 1995 - Verifica delle compatibilità geometriche e cinematiche del thrust-belt sabino (Appennino centrale). St. Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2: 145-153.
- COSENTINO D., PAROTTO M. 1988 - Assetto strutturale dei Monti Lucretili settentrionali (Sabina): nuovi dati e schema tettonico preliminare. Geol. Rom., 25: 73-90.
- COSENTINO D., CARBONI M.G., CIPOLLARI P., DI BELLA L., FLORINDO F., LAURENZI M.A., SAGNOTTI L. 1997 - Integrated stratigraphy of the Tortonian-Messinian boundary: the Pietrasecca composite section (central Apennines, Italy). Eclogae Geol. Helv., 90: 229-244.

- ENDIGNOUX L., MORETTI I., ROURE F. 1989 - Forward modelling of the southern Apennines. *Tectonics*, 8: 1095-1104.
- FACCENNA C., MATTEI M., FUNICIELLO R., JOLIVET L. 1997 - Styles of back-arc extension in the Central Mediterranean. *Terra Nova*, 9: 126-130.
- GLIOZZI E. 1999 - A Late Messinian brackish water ostracod fauna of Paratethyan aspect from Le Vicenne Basin (Abruzzo, central Apennines Italy). *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeocol.*, 151 (1-3): 191-208.
- GLIOZZI E., CIPOLLARI P., COSENTINO D. 2002 - The Messinian Lago-Mare event in central Italy: palaeogeographical reconstruction using geological data and ostracod assemblages. *Bull. Serb. Acad. Sci. Arts, Cl. Sci. Nat.*, 41: 121-152.
- HILL K.C., HAYWARD A.B. 1988 - Structural constraints on the Tertiary plate tectonic evolution of Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 5 (1): 2-16.
- JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÀ B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET C., STORTI F., FUNICIELLO R., CADET J.P., D'AGOSTINO N., PARRA T. 1998 - Midcrustal shear zones in postorogenic extension: the northern Tyrrhenian Sea case. *J. Geophys. Res.*, 103 (B6): 12111-12586.
- LA MONICA G.B. 1966 - Caratteristiche granulometriche e sedimentologiche delle arenarie di Torrice (Frosinone-Lazio meridionale). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat.*, 18: 285-312.
- MALINVERNO A., RYAN W.B.F. 1986 - Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as results of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5: 227-245.
- ORSZAG-SPERBER F. 2006 - Changing perspectives in the concept of "Lago-Mare" in Mediterranean Late Miocene evolution. *Sedimentary Geology*, 188-189: 259-277.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N., SANTINI U. 1992 - La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise. *St. Geol. Camerti*, vol. spec 1991/2: 417-441.
- SAGE L., MOSCONI A., MORETTI I., RIVA E., ROURE F. 1991 - Cross section balancing in the Central Apennines: an application of LOCACE. *A.A.P.G. Bulletin*, 75: 832-844.
- VAI G.B. 1987 - Migrazione complessa del sistema fronte deformativo-avanfossa-cercine periferico: il caso dell'Appennino settentrionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 38: 95-105.
- YILMAZ P.O., NORTON I.O., LEARY D., CHUCHLA R.J. 1996 - Tectonic evolution and paleogeography of Europe. In: P.A. Ziegler, F. Horvath (eds.), *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*, *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.*, 170: 47-60 + Enclosures 1-13.