

**STRATIGRAFIA E ANALISI DI FACIES DEI DEPOSITI DEL MIOCENE E DEL PLIOCENE INFERIORE
DELL'AVANFOSSA MARCHIGIANO-ABRUZZESE E DELLE ZONE LIMITROFE(*****)**

INDICE

RIASSUNTO	”	125
ABSTRACT	”	125
INTRODUZIONE	”	125
BACINO DELLA LAGA	”	126
BACINO DEL CELLINO	”	127
FACIES TERZIARIE DELLE ZONE LIMITROFE AI BACINI	”	127
SEQUENZE DEPOSIZIONALI	”	129
CONCLUSIONI	”	130
BIBLIOGRAFIA	”	130

RIASSUNTO

Nella costruzione della catena a *thrust* dell'Appennino centrale sono stati coinvolti sedimenti clastici depositi nell'avanfossa marchigiano-abruzzese dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore.

In particolare i sedimenti mioplioceni affioranti nelle Marche meridionali e nell'Abruzzo settentrionale, compresi tra il F. Aso e il F. Pescara, si sono depositi in due distinti bacini di avanfossa: quello della Laga (Messiniano - Pliocene inferiore) piú interno, e quello del Cellino (Pliocene inferiore) piú esterno.

In ciascun bacino sono state riconosciute diverse sequenze deposizionali caratteristiche delle diverse fasi dell'evoluzione tettonico sedimentaria del sistema catena-avanfossa. Lo studio dei depositi oligo-miocenici affioranti nell'area ha inoltre consentito la ricostruzione degli originari rapporti intercorrenti tra le aree a diversa sedimentazione (bacino - scarpata - piattaforma) e della loro evoluzione.

ABSTRACT

Clastic sediments, accumulated in the Marche foredeep since Late Miocene up to Early Pleistocene, are involved in the building of the Central-Northern Italy thrust belt.

With regard to Upper Miocene-Lower Pliocene sediments outcropping in the Southern Marche and in Northern Abruzzo, between the Aso River and the Pescara River, has been recognized their belonging to two basin, close to each other, whose formation and development show a diachronism as a consequence of the eastward migration of the belt-

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino.

(***) Collaboratore esterno laureato, Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

(****) Dottorato di Ricerca. Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino.

(*****) Dottorato di Ricerca. Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza" di Roma.

(*****) Lavoro eseguito con i contributi MURST 40% - 60% e CNR. Responsabili Centamore E., Cantalamessa G., Micarelli A.

foredeep system. These basins are the *Laga basin*, the inner and older one (Messinian-Early Pliocene) and the *Cellino basin*, the outermost and more recent one (Early Pliocene). The tectonic-sedimentary evolution of the basins takes place over three main stages during which depositional sequences, bounded by unconformities and their correlative conformities, are recognized. Each evolutionary stage is characterized by peculiar internal architectures and sizes of the depositional systems.

The study of Oligo-Miocene deposits outcropping in areas around the foredeep, although based on preliminary data, allows to give a more complete picture of the original relationships between basins and adjacent higher areas and their evolution during the deformation. It also allows the dating of the deformations themselves and, sometimes, the evaluation of the amount of translation.

PAROLE CHIAVE: Stratigrafia, Sistema catena-avanfossa, sequenze deposizionali, Miopliocene, Appennino Centrale.

KEY WORDS: Stratigraphy, Belt-foredeep System, Depositional Sequences, Miopliocene, Central Apennines.

INTRODUZIONE

I sedimenti clastici che si sono depositi nell'avanfossa marchigiana dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore risultano piú o meno intensamente coinvolti nella catena a pieghe e sovrascorrimenti dell'Italia centro-settentrionale.

Per quanto riguarda, in particolare, i sedimenti del Miocene superiore-Pliocene inferiore che affiorano nelle Marche meridionali e nell'Abruzzo settentrionale (tra il F. Aso a N e il F. Pescara a S), è stata riconosciuta la loro appartenenza a due distinti bacini che si sono formati e sviluppati in maniera diacrona, in relazione alla nota migrazione verso E del sistema catena-avanfossa: quello della Laga, piú interno e piú antico (Messiniano-Pliocene inferiore), e quello del Cellino, piú esterno e piú recente (Pliocene inferiore). L'evoluzione tettonico-sedimentaria di questi bacini si articola in diverse fasi in cui si riconoscono sequenze deposizionali delimitate da discontinuità e superfici di continuità ad esse correlabili. Ciascuna di queste fasi è caratterizzata da particolari organizzazioni interne e dimensioni degli apparati deposizionali.

Lo studio dei depositi oligo-miocenici affioranti nelle aree limitrofe all'avanfossa (anche se ancora non definitivo), ha reso possibile una visione piú completa degli originari rapporti esistenti tra i bacini e le vicine aree piú rialzate, della loro evoluzione nel corso della deformazione e dei tempi della deformazione stessa.

Il bacino della Laga (BOCCALETTI *et alii*, 1986; CANTALAMESSA *et alii*, 1983, 1984, 1986; CENTAMORE *et alii*, 1979; GHISSETTI & VEZZANI, 1986 a, b; ORI *et alii*, 1991; RICCI LUCCHI, 1986) si è morfologicamente individuato durante il Miocene inferiore e medio su un dominio di avanpaese. Nel Messiniano basale assume i caratteri di un'avanfossa, successivamente colmata da una potente successione torbiditica e, quindi, nel Pliocene, passa ad un dominio di bacino satellite (*piggy-back basin*).

La sedimentazione del bacino è stata fortemente influenzata dalla tettonica (con sviluppo delle prime strutture compressive) che ha controllato la morfologia dell'area e dalle interazioni tra subsidenza, eustatismo e apporto di materiali detritici.

Il bacino era articolato in dorsali e depressioni longitudinali, talora bordate da faglie, e dislocate anche da discontinuità trasversali. Tra le prime risulta assai importante la dorsale Montagna dei Fiori-Montagnone, che divide il bacino della Laga in due subbacini principali, a loro volta internamente articolati; tra le dislocazioni trasversali, la linea Fiastrone-Fiastrella (a nord) e la linea M. Morrone-Montebello di Bertona (a sud) individuano delle aree centrali depresse tra settori più rialzati, a nord e a sud.

In relazione a questa complessità morfostrutturale si rinvengono successioni stratigrafiche diverse da zona a zona.

In generale la successione dal basso verso l'alto, è la seguente: a) *Bisciario*, *Marne con cerroigna*, *Marne a Pteropodi* (Aquitano - Tortoniano e a luoghi Messiniano basale), che costituiscono la sedimentazione di scarpata o di bacino in dominio di avanpaese; b) *Formazione della Laga* (Messiniano e a luoghi Pliocene basale), che rappresenta la sedimentazione torbiditica di avanfossa, suddivisibile in tre membri principali, *preevaporitico*, *"evaporitico"* e *postevaporitico*; c) depositi del Pliocene inferiore, di bacino satellite, rappresentati dalle *Marne del Vomano* affioranti, nel subbacino esterno, tra il F. Tronto e il F. Vomano. Questi ultimi sono pressoché coevi dei depositi grossolani (*Conglomerati di Rigopiano*), affioranti in aree più meridionali tra il F. Tavo e il F. Pescara.

A sud dell'allineamento M.te Morrone-Montebello di Bertona, il *Bisciario* e le *Marne con cerroigna* sono sostituiti da litofacies marnoso-calcaree e calcaree della *Formazione Bolognano Auct.*; le *Marne a Pteropodi* e il *membro preevaporitico* dalle *Marne ad Orbulina* e dalle parzialmente eteropiche *Calcareni di Montefiore*; il *membro evaporitico* dalla *Formazione gessoso-solfifera*.

L'articolazione del bacino, iniziata durante la deposizione del *Bisciario*, si accentua notevolmente con la sedimentazione delle *Marne con cerroigna*: una notevole quantità di torbiditi carbonatiche, di provenienza meridionale, si accumula infatti in un'ampia depressione compresa tra Pietracamela-Leofara ad W e tra la Montagna dei Fiori/Montagnone ad E, intercalandosi alle emipelagiti, a testimonianza di una importante attività tettonica del margine settentrionale del Gran Sasso. Verso i bordi della depressione e verso N tali depositi si assottigliano e si sfrangiano sotto corrente, contemporaneamente nelle zone più occidentali si osservano spessori minori e detrito più ridotto e localizzato. Nella zona compresa tra Cagnano-Aminterno e

Tornimparte le *Marne con cerroigna* sono ricche in materiali spongolitici e glauconitici mentre verso M.te Le Serre si rinvengono marne e calcareniti di rampa carbonatica che testimoniano un graduale raccordo tra il bacino e la piattaforma.

Nel Messiniano basale, il *bacino della Laga* è caratterizzato da un incremento della subsidenza associato ad un notevole apporto silicoclastico.

Nel subbacino occidentale si forma un apparato torbiditico ad alta efficienza, che tende a colmare le depressioni preesistenti con giacitura *onlap*. Queste ultime sono evidenti, ad W della Montagna dei Fiori, tra il *Membro preevaporitico* (facies canalizzate Auct., CENTAMORE *et alii*, in stampa; RICCI LUCCHI & PAREA, 1985) e le emipelagiti sottostanti. Vistose terminazioni a *pinch-out* dell'unità torbiditica si osservano verso i bordi delle dorsali intrabacinali e del bacino stesso. Gli spessori massimi, dell'ordine di 2.000 metri, si hanno nella parte più depressa (area compresa tra i Monti della Laga e la dorsale di Acquasanta), mentre in corrispondenza delle parti più rialzate gli spessori non superano i 50 metri (Tav. II a, d).

Sempre nel subbacino occidentale, nella parte superiore del *membro preevaporitico* si rinvengono depositi non canalizzati (di lobo e di piana sottomarina), tipici di apparati deposizionali a bassa efficienza. Anche questi depositi, che nella zona più depressa hanno uno spessore di circa 1000 m, nelle zone bordiere del bacino presentano spessori minori e litofacies più fini, tipiche dei depositi di bordo rialzato di bacino (*basin plane edge*).

Il sovrastante *membro "evaporitico"*, che chiude la successione locale, è caratterizzato dalla presenza di un orizzonte di gessareniti torbiditiche, intercalate nella parte inferiore dei depositi silicoclastici e presenta facies arenacee canalizzate, con spessori di 700-800 m, nel settore settentrionale e più depresso (Talvacchia; Tav. II c), che passano sotto corrente, verso SSE (Imposta), a litofacies non canalizzate di lobo, di frangia e di piana sottomarina.

Nel subbacino esterno affiorano tutti e tre i membri della *Formazione della Laga*. Il *membro preevaporitico* è costituito in prevalenza da depositi sottoalimentati di piana sottomarina e di lobo che diventano via via più fini e distali verso S e verso l'alto (Tav. II b), mentre a sud della linea M.te Morrone-Montebello di Bertona, i depositi silicoclastici sono sostituiti dalle *Calcareni di Montefiore*, parzialmente coeve, di ambiente ancora non ben definito, ma certamente più rialzato rispetto al bacino (rampa carbonatica?; Tav. II b).

Il *membro "evaporitico"* ha caratteristiche simili a quelle della stessa unità del subbacino interno ma presenta spessori maggiori. Nella porzione settentrionale, da Folignano a Garrufo, affiorano le facies arenacee canalizzate e da Garrufo al F. Vezzola, le facies non canalizzate a lobi spessi e molto spessi. Quindi da Teramo a S del Vomano il membro in questione è costituito da facies di lobo e di piana sottomarina, che diventano sempre più fini e distali ancora più a S (dintorni di Castelli). In questa zona, nella parte superiore dell'unità si rinvengono intercalati orizzonti a megabreccie carbonatiche con clasti calcarei dei termini affioranti nel Gran Sasso, che si assottigliano verso N passando a calcareniti laminate (Tav. I e Tav. II b).

A sud della linea M.te Morrone-Montebello di Bertona, l'unità è sostituita dalla *Formazione gessoso-solfifera*.

Il *membro postevaporitico* è anche esso rappresentato dai depositi non canalizzati di lobo e piana sottomarina, con facies più fini e distali in cui si riconoscono locali ispessimenti lentiformi che testimoniano la presenza di apparati trasversali. Nelle aree più meridionali è caratterizzato da apporti silicoclastici localmente anche grossolani con provenienza da W e SW e successivo smistamento laterale all'altezza di Farindola e Pescosansonesco (Tav. II b; Fig. 1). Tali depositi presentano caratteri composizionali relativamente diversi da quelli settentrionali per un maggior contenuto di elementi carbonatici (CIVITELLI, com. pers.). Nelle aree settentrionali i flussi presentano uno scorrimento da N verso S, ma non mancano locali apporti trasversali da W e SW (Fig. 1). A sud dell'allineamento Montebello di Bertona-M.te Morrone, le direzioni di flusso delle correnti sono esclusivamente dai quadranti meridionali. Sempre nell'area meridionale la parte sommitale è caratterizzata dalla presenza di conglomerati poligenici ad elementi anche di liguridi, in cui si riconoscono talora geometrie lenticolari, ripetuti fenomeni di canalizzazione e direzioni di apporto da W e SW; questi formano piccoli apparati di conoide all'altezza di Farindola (Tav. II b; Fig. 1).

Nel Pliocene inferiore, le caratteristiche sedimentarie dell'area indicano una evoluzione da un dominio di avanfossa ad uno di bacino satellite. Nelle zone più settentrionali si passa così dalle torbiditi del *Membro postevaporitico* alle marne emipelagiche di scarpata (*Marne del Vomano*), costituite da marne argillose e argille marnoso-siltose grigiastre, con rare intercalazioni di orizzonti pelitico-arenacei e raramente arenaceo-pelitici.

Nelle zone meridionali, tra Rigopiano, Vitello d'Oro, M.te Morrone, si depositano quasi contemporaneamente conglomerati ben cementati costituiti per la maggior parte da clasti carbonatici delle unità del Gran Sasso, cui si intercalano, a luoghi, argille marnose verdastre, con geometria lenticolare ed evidenti fenomeni di canalizzazione. Tali conglomerati, noti in letteratura come *Conglomerati di Rigopiano* (ADAMOLI *et alii*, 1983; GHISETTI & VEZZANI, 1988; CENTAMORE *et alii*, in stampa), giacciono in discordanza sia sui *thrust-sheets* dell'unità del Gran Sasso, sia sulla *Formazione della Laga*, deformata ed erosa, suturando verosimilmente il contatto tettonico tra le due unità strutturali.

BACINO DEL CELLINO

I depositi del *bacino del Cellino*, in posizione più esterna rispetto a quello della Laga, affiorano dal F. Vomano al F. Pescara, mentre nel sottosuolo sono stati rinvenuti a nord del F. Vomano fino all'altezza di Bellante. Nelle aree più orientali, inoltre, essi sono sepolti sotto i sedimenti del *ciclo plio-pleistocenico*, mentre, ad occidente, sono in parte tettonicamente ricoperti dalla *Formazione della Laga*.

La successione del *bacino del Cellino* è la seguente dal basso verso l'alto.

a) *Marne emipelagiche* (Messiniano superiore-Pliocene basale) che giacciono al di sopra della *Formazione gessoso-solfifera* a sua volta poggiante sulle *Marne a Orbulina*. Queste unità rappresentano una sedimentazione di avanpaese. Nella parte sommitale delle *Marne emipelagiche* è intercalato un orizzonte di conglome-

merati poligenici, dello spessore massimo di 50 metri, litologicamente simili a quelli intercalati nella parte sommitale della *Formazione della Laga* ed ai *Conglomerati di M. Coppe* (CENTAMORE *et alii*, in stampa; GHISETTI & VEZZANI, 1986 a; b). Tale orizzonte presenta geometrie fortemente lenticolari, amalgamazioni e fenomeni di canalizzazione (Tav. IIe); le direzioni delle paleocorrenti indicano scorrimento da W o SW, con deflessioni verso N o NNW (Fig. 1). In questa direzione diminuisce sia la granulometria dei clasti sia lo spessore dell'orizzonte.

b) Al di sopra dei depositi emipelagici si rinviene la *Formazione del Cellino* (Pliocene inferiore) costituita da sedimenti torbiditici di riempimento della nuova avanfossa. Tale unità può essere suddivisa in tre membri principali. Il membro basale, dello spessore massimo di 700 metri, è costituito da facies arenacee, espressione di un episodio di sovralimentazione torbiditica all'inizio della fase di avanfossa.

Il membro medio è dato da depositi pelitico-arenacei, che passano superiormente a peliti (apparati a bassa efficienza), in cui si intercalano a varie altezze stratigrafiche orizzonti arenaceo-pelitici di lobo, tra i quali spicca, a metà successione, per spessore e continuità, quello di Appignano.

Verso l'alto si passa a peliti emipelagiche (membro superiore) entro le quali si rinviene un secondo orizzonte arenaceo (corpo di Montefino), dello spessore di 200-250 metri, che rappresenta secondo i dati desunti dalla esplorazione del sottosuolo, il colmamento di un nuovo e più orientale depocentro (CASNEDI, 1976, 1984).

La successione sopra descritta è correlabile ai membri F-A di CASNEDI, 1983.

Tutte le facies arenacee e arenaceo-pelitiche mostrano spessori e granulometrie pressoché costanti dal F. Vomano fino all'altezza di Villa Celiera-Penne. Più a S, diminuisce la granulometria e le facies clastiche tendono ad assottigliarsi ed a sfrangiarsi e presentano una giacitura *onlap* verso una zona rialzata (alto strutturale del Cigno; CASNEDI, 1976, 1984).

FACIES TERZIARIE DELLE ZONE LIMITROFE AI BACINI

Lo studio dei depositi oligo-miocenici affioranti lungo i bordi dei bacini torbiditici e il confronto con i coevi sedimenti che costituiscono il substrato pretorbiditico dei bacini stessi, riveste una particolare importanza al fine di: 1) determinare gli originari rapporti spazio-temporali tra i bacini e le contigue aree più rialzate (piattaforma s.l.-scarpata); 2) delineare l'attività tettonica dell'area.

Nell'unità di M.te Giano-M.te Gabbia (CAPOTORTI *et alii*, stesso volume), attualmente localizzata tra la Valle del F. Velino e quella dell'alto F. Aterno, la porzione superiore della successione è costituita da una sequenza condensata (tipica di bordo rialzato di bacino) data da pochi metri di *Scaglia cinerea* glauconitica, da spongoliti, anch'esse glauconitiche, e da marne e marne calcaree con glauconite.

Più a S nella zona compresa tra M.te Le Serre, Tornimparte, M.te Orsello, Lucoli, Roio si osserva la seguente situazione. A M.te Le Serre, al di sopra di depositi carbonatici del Cretacico superiore, affiorano dapprima calcareniti eocenico-oligoceniche di rampa

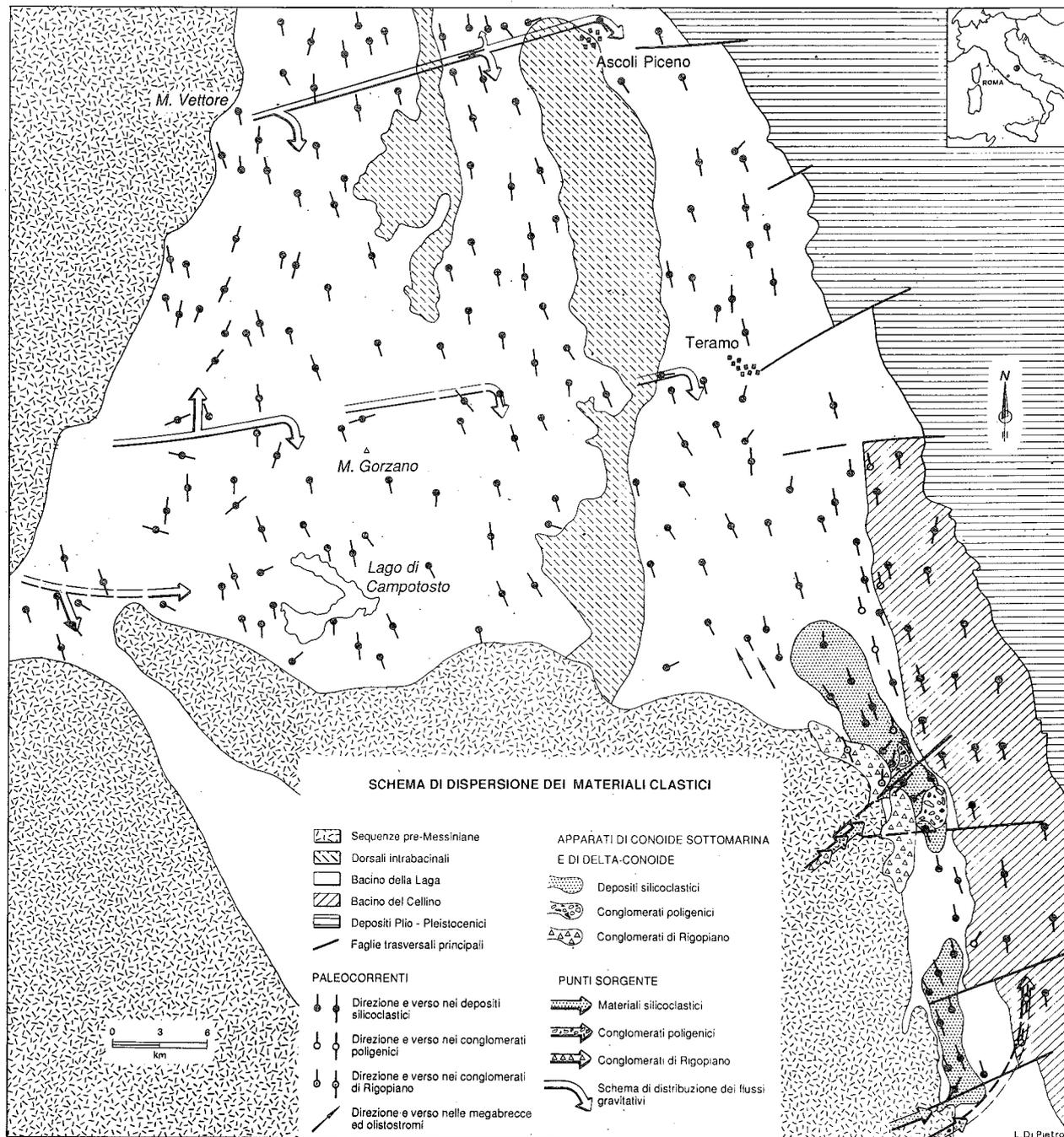


Fig. 1 - Schema di dispersione dei materiali clastici.

carbonatica prossimale, cui seguono marne e calcareniti del Miocene inferiore e medio, di ambiente piú profondo, ma sempre comprese nei limiti del circolittorale, e, quindi, *Marne ad Orbulina* del Tortonian-Messiniano. Questa successione mostra una vistosa terminazione a *pinch-out* verso S; nella dorsale di M.te Orsello è sostituita da calcareniti del Miocene inferiore e medio di rampa prossimale, che poggiano sui depositi carbonatici sia del Cretacico inferiore che del Cretacico superiore.

Tra Vado di Lucoli e Roio, al di sopra delle facies di soglia del Cretacico superiore, poggia una sequenza di piattaforma carbonatica dell'Eocene-Miocene inferiore e medio che verso N passa lateralmente a facies di scarpata.

Nella zona di Cagnano Amiterno (alta valle del F. Aterno), che è situata immediatamente a N delle aree

appena descritte, le locali *Marne con cerroigna*, di ambiente di scarpata, contengono orizzonti ricchi di detrito spongolitico e glauconitico.

Nell'unità del Gran Sasso, da W verso E, e da N verso S, si osserva quanto segue.

a) Sul bordo settentrionale di M.te Corvo, al di sopra della *Scaglia cinerea* affiora una potente successione dell'Oligocene-Miocene inferiore-medio, costituita prevalentemente da facies calcarenitiche e calciruditiche, a luoghi intercalate a marne, che rappresentano il riempimento di canali in ambiente di scarpata.

b) Piú ad E, sul bordo settentrionale di M.te Brancastello-M.te Prena, al di sopra della *Scaglia cinerea* sono invece presenti calcareniti glauconitiche di rampa carbonatica prossimale, del Miocene inferiore e medio.

c) Più internamente, tra M.te Scindarella e M.te S. Gregorio di Paganica, affiorano depositi carbonatici di acque sottili del Miocene inferiore.

d) Più ad E, tra Colle dei Cavatori e Pietra Rotonda, si rinvengono, invece, discordanti sul substrato premiocenico, calcareniti e calciruditi bioclastiche fetide alla percussione, alternate a marne anch'esse fetide (*Calcareniti di M. Fiore*, CENTAMORE *et alii*, in stampa). Tali sedimenti, presenti anche lungo tutto il bordo orientale di M.te Fiore-M.te Cappucciata, dovrebbero verosimilmente essersi depositate in un solco longitudinale a circolazione ristretta nell'ambito della rampa, probabilmente già del Miocene inferiore al di sopra di *Calcareniti ad Heterostegina* dell'Oligocene p.p.

e) Tra Villa S. Lucia, Forca di Penne e Capestrano, nonché sulle propaggini meridionali di M.te Cappucciato, si osservano depositi carbonatici di acque sottili del Miocene superiore, discordanti su una successione mesozoica, che passa da ambiente di piattaforma ad ambiente di rampa e poi di scarpata, seguita in discordanza da depositi paleogenici di rampa s.l. (*Calcari mummulitici e Calcari ad Heterostegina*).

f) A M.te Picca e M.te Roccatagliata, al di sopra dei depositi pelagici della Scaglia, giacciono in discordanza calcareniti a Nummuliti dell'Eocene-Oligocene e quindi calcari della *Formazione Bolognano* del Miocene inferiore-medio, entrambi in facies di rampa carbonatica. Sedimenti analoghi affiorano a Colle Madonna e M.te La Queglia, dove però si hanno spessori ridotti e *hiatus* sedimentari tipici di una zona più rialzata.

Successioni simili a quelle appena descritte sono state individuate dalle perforazioni per ricerche di idrocarburi nel sottosuolo dei bacini della Laga e del Cellino, tra l'allineamento M.te Morrone-Montebello di Bertona e il F. Pescara (CENTAMORE *et alii* in stampa).

Da quanto sopra esposto si possono trarre le seguenti conclusioni.

La porzione settentrionale dell'unità di M.te Giano-M.te Cagno nell'intervallo Cretacico superiore-Miocene medio, doveva rappresentare il bordo rialzato del *bacino marchigiano-abruzzese*, in cui si sarebbe poi deposita la *Formazione della Laga*. L'area compresa tra M.te Le Serre, Tornimparte e Lucoli rappresenta invece una zona di piattaforma in lento e progressivo affogamento dall'Eocene al Miocene medio, realizzato da fenomeni disgiuntivi che provocano sbloccamenti e basculamenti dei vari settori. In questa zona, al contrario della prima si sono sostanzialmente conservati gli originari rapporti tra piattaforma, scarpata e bacino. Questo passaggio si realizzava gradualmente, da S a N, mediante un pendio poco inclinato.

Per quanto riguarda il Gran Sasso, la grande quantità di materiale detritico accumulato nella fascia più settentrionale dall'Oligocene al Miocene medio e la presenza di facies neritiche oligo-mioceniche discordanti su quelle pelagiche e di scarpata, indicano un sollevamento nell'area nord-orientale (M.te della Scindarella, M.te Brancastello, M.te Camicia) con la formazione lungo il bordo settentrionale di scarpate, di raccordo al bacino, tettonicamente attive. Anche le suddette facies neritiche mioceniche discordanti sul substrato mesozoico indicano un generale sollevamento dell'area con dislocazioni e basculamenti. Lo stesso fenomeno di sollevamento progressivo si riscontra anche a M.te Picca e M.te Roccatagliata, nonché nell'area più orientale, a S dell'allineamento M.te Morrone-Montebello di Bertona, dove successivamente si imposteranno i bacini della Laga e del Cellino.

I risultati delle indagini condotte nell'area in esame hanno permesso di distinguere diverse fasi evolutive e sequenze deposizionali delimitate da discontinuità e superfici di continuità ad esse correlabili, in relazione a vari parametri, quali l'attività tettonica, l'eustatismo e l'apporto di materiali detritici (Fig. 2).

Per quanto riguarda il *bacino della Laga* sono riconoscibili tre fasi evolutive principali: di avanpaese, di avanfossa e di bacino satellite. Alla prima sono riferibili le sequenze AB₁ (Aquitano-Burdigaliano p.p.) e B₂T (Burdigaliano p.p.-Tortoniano). Esse si sono deposte in un bacino piuttosto articolato in realzione alle deformazioni connesse forse con l'incipiente flesurazione dell'avanpaese. Ne sono un esempio le dorsali intrabacinali di Acquasanta e della Montagna dei Fiori, a luoghi con sedimentazione neritica nelle parti più rialzate (CANTALAMESSA *et alii*, 1986; CENTAMORE & MICARELLI, 1991) e con *onlap* dei depositi emipelagici che si andavano depositando nelle aree più depresse.

Nel Messiniano inferiore il sistema catena-avanfossa nella sua migrazione verso E raggiunge il *bacino della Laga*, in cui aumenta la subsidenza. Ciò porta alla formazione di un'avanfossa articolata, che viene colmata da un apparato torbido ad alta efficienza (sequenza M₁), con evidenti contatti *onlap* e con provenienza dei materiali silicoclastici da W o SW e con successiva deflessione prevalentemente verso SSE.

Nel Messiniano medio, con l'inizio della deposizione delle torbiditi gessifere, corrispondente ad una nuova crisi tettonica, in cui si ha anche la riattivazione delle principali linee trasversali, si deposita la sequenza M₂. Nell'estrema parte meridionale del bacino, dopo la deposizione del livello vulcanoclastico si osserva la deposizione di torbiditi silicoclastiche con provenienza da W o SW e deflessione verso N N W (sequenza M₂a).

Nel Messiniano sommitale, il *bacino della Laga* raggiunto dalla compressione, comincia a deformarsi e a sollevarsi evolvendo nel Pliocene inferiore a dominio di bacino satellite, in cui si depositano facies pelitiche di scarpata (*Marne del Vomano*) e ruditiche di *fandelta* (*Conglomerati di Rigopiano*). Questi ultimi in particolare giacciono in discordanza sia sulla *Formazione della Laga*, piegata ed erosa, che sulle unità carbonatiche del Gran Sasso, suturando a luoghi alcuni sovrascorrimenti di queste ultime sopra i depositi torbiditici. I *Conglomerati di Rigopiano* e le *Marne del Vomano* costituiscono la sequenza P₁.

Nell'area più esterna, corrispondente al *bacino del Cellino*, durante il Messiniano-Pliocene basale, in un dominio di avanpaese, si depositano la *Formazione gessoso-solfifera* e le *Marne emipelagiche*, con intercalato nell'estrema parte superiore un banco di conglomerati poligenici. All'interno di questa successione si possono individuare due sequenze: la prima comprende la *Formazione gessoso-solfifera* e le *Marne emipelagiche* fino alla base del banco conglomeratico, presente nella porzione sommitale di questa ultima unità (sequenza M₂); la seconda, rappresentata dalla porzione sommitale delle *Marne emipelagiche*, è delimitata inferiormente dal suddetto livello conglomeratico e superiormente dalla base della *Formazione del Cellino* (sequenza P₁a).

Quest'ultima unità costituisce il riempimento della nuova avanfossa formatasi in un quadro di defor-

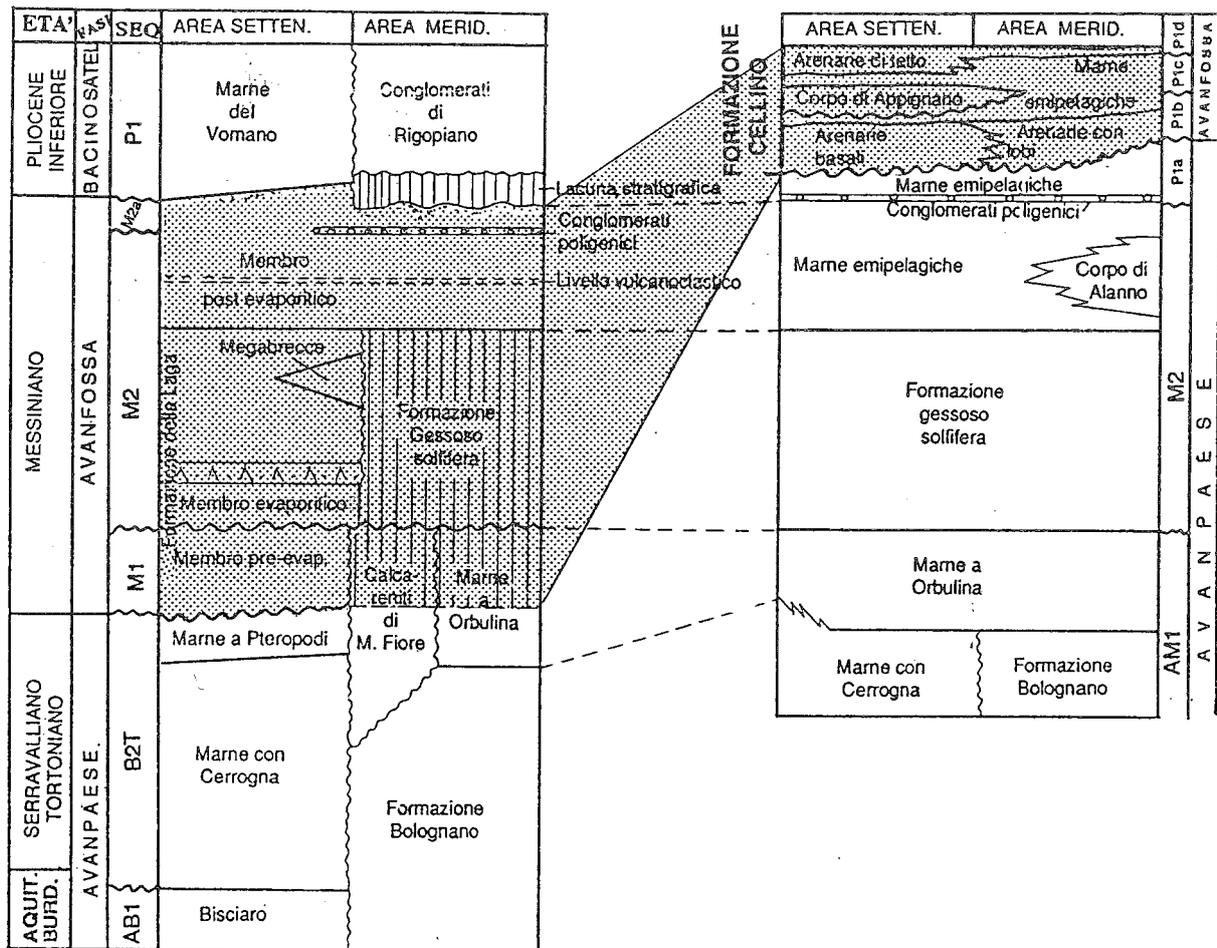


Fig. 2 - Schema stratigrafico dell'area.

mazione progressiva verso oriente. Nell'ambito di tale unità sono state distinte le seguenti successioni deposizionali dal basso verso l'alto.

Depositi torbiditici costituiti per i primi 100-200 metri da un orizzonte arenaceo-pelitico e superiormente da depositi arenacei per uno spessore di circa 800 metri. Questi ultimi, in facies canalizzate, rappresentano il riempimento del depocentro dell'avanfossa. La successione continua con peliti emipelagiche con intercalati a varie altezze orizzonti pelitico-arenacei (sequenza P₁b).

Depositi arenaceo-pelitici dello spessore di circa 70 metri (*Corpo di Appignano*) cui seguono peliti emipelagiche con intercalati corpi pelitico-arenacei. Lo spessore complessivo è di circa 500-600 metri (sequenza P₁c).

— Marne argilloso-siltose alla cui sommità è presente un orizzonte sabbioso dello spessore di circa 300 metri che contiene intercalate lenti conglomeratiche ed orizzonti arenaceo-pelitici dello spessore di pochi metri (corpo di Montefino). La base di questa sequenza (P₁d) è marcata da una discordanza angolare.

CONCLUSIONI

Il dominio marchigiano-abruzzese, di cui fanno parte sia il *bacino della Laga* che quello del *Cellino*,

dal Messiniano è coinvolto nella migrazione verso est del sistema catena-avanfossa. Da un dominio di avanpese si passa dapprima ad un dominio di avanfossa e quindi di bacino satellite.

Le avanfosse avevano una morfologia piuttosto articolata, e questo fatto ha condizionato notevolmente la deposizione e la distribuzione delle torbiditi. Si osservano perciò sequenze sedimentarie diverse da zona a zona, in funzione della subsidenza, del tettonismo e dell'apporto dei materiali.

L'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area esaminata si è esplicata in tre principali fasi evolutive, caratterizzate ciascuna da distinte successioni deposizionali, che registrano i vari momenti della storia deposizionale.

BIBLIOGRAFIA

ADAMOLI L., BERTINI T., DEIANA G., PIERUCCINI U. & ROMANO A. (1983) - *Ricerche geologiche sul Gran Sasso d'Italia (Abruzzo)*. VI. *Primi risultati dello studio strutturale della catena del Gran Sasso d'Italia*. Studi Geol. Camerti 3" (1981-82), 97-103.

AUTORI VARI (1990) - *Palinspastic maps of the perityrrhenian Area*, Plate 1,2,3,4,5,6,7 - in: BOCCALETTI M. et alii, *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Paleo., paleo., 77, 41-50.

- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol., ser. 3, 48 (1-2), 227-233.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M., RICCI LUCCHI F. e con la collaborazione di CRISTALLINI C. & DI LORITO L. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, volume speciale "La Geologia delle Marche", 61-81.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., MICARELLI A. & POTETTI M. (1983) - *I depositi terrigeni Neogenico-Quaternari affioranti tra il F. Potenza e il F. Tronto*. Studi Geol. Camerti, numero speciale, Riun. del Gruppo di Sedim. del C.N.R., Camerino-S. Benedetto del Tronto, 26-29 Settembre 1983.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. (1984) - *Tectonic-sedimentary Evolution of the North-western Part of the Laga Basin during the Upper Miocene-Lower Pliocene (Central-Southern Marche)*. Mem. Soc. Geol. It., 34 (1982), 221-232.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M. con la collaborazione di DI LORITO L. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale "La Geologia delle Marche", 35-55.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., MICARELLI A., PICCINI M., POTETTI M. & RIDOLFI M. (1991) - *Sedimentazione torbida nella Formazione delle Marne con cerrognia (Abruzzo settentrionale-Marche meridionali)*. Workshop CROP 11, Roma 28-29 novembre 1991.
- CAPOTORTI F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., CIVITELLI G., CORDA L., MANCINELLI A., MARIOTTI G., ROMANO A. & SALVUCCI R. (1991) - *Dati preliminari geologico-stratigrafici sull'unità di M.te Giano e M.te Gabbia*. (In questo volume).
- CASNEDI R. (1976) - *Analisi sedimentologica delle torbiditi del sottosuolo abruzzese con i carotaggi elettrici*. Atti dell'Istituto di Geologia dell'Università di Pavia, 36, 48-55.
- CASNEDI R. (1983) - *Hydrocarbon-bearing Submarine Fan System of Cellino Formation, Central Italy*. A.A.P.G., 67.
- CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1984) - *Evoluzione della avansfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene sulla base di dati di sottosuolo*. Mem. Soc. Geol. It., 34.
- CENTAMORE E., BIAGI S., BERTI D., MORELLI C. - *Carta geologica dei depositi terrigeni del pescarese*. Scala 1:100.000 (in stampa).
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., CRISTALLINI C. (1990) - *I depositi terrigeni neogenici del Teramano (Abruzzo settentrionale)*. Riassunti "Posters" 75° Congresso Nazionale Soc. Geol. It., Milano, 1990, 46-47.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., MORELLI C., POTETTI M., CRISTALLINI C., RIDOLFI M. - *Contributo alla conoscenza dei depositi terrigeni neogenici di avansfossa del Teramano (Abruzzo settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It. (in stampa).
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M. & RIDOLFI M. - *I depositi terrigeni neogenici di avansfossa (Messiniano-Pliocene inferiore) dell'Abruzzo settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It. (in stampa).
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1979) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese."* 5) Risultati degli studi in corso. Mem. Soc. Geol., 38 (1978), 135-170.
- CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia In: L'Ambiente fisico delle Marche*, S.E.L.C.A, Firenze, 5-58.
- CENTAMORE E., MICARELLI A., BIGI S., BERTI D., MORELLI C. - *Contributo alla conoscenza dei depositi terrigeni del pescarese*. Boll. Soc. Geol. It. (in stampa).
- CENTAMORE E., PAMBIANCHI G., DEIANA G., CALAMITA F., CELLO G., DRAMIS F., NANNI T. (1991) - *L'ambiente fisico delle Marche - Geologia, tettonica, geomorfologia, idrogeologia*. Scala 1:100.000, a cura della Regione Marche.
- GHISETTI F., VEZZANI L., BLUMETTI A., CELLINI M., CENTAMORE E., PITTORI C., RIDOLFI M., FREZZOTTI M., GIRAUDI C. (1990) - *Carta geologica del Gran Sasso da Vado di Corno al Passo delle Capannelle*. S.E.L.C.A., Firenze (Scala 1:25.000).
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1986a) - *Assetto geometrico ed evoluzione strutturale della catena del Gran Sasso tra Vado di Siella e Vado di Corno*. Boll. Soc. Geol. It.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1986b) - *Caratteri stratigrafici e strutturali del settore orientale della catena del Gran Sasso*. Carta Geologica, scala 1:15000.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1988) - *Relazioni strutturali tra il fronte della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e i domini pelagici umbri, marchigiani e molisani*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988.
- ORI G.G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M.L. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene-Pleistocene Adriatic Foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an Integrated Approach to Surface and Subsurface Geology*. 3rd. E.A.P.G. Conference, Adriatic Foredeep Field Trip Guide Book.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent Foreland Basins off the Northern Apennines*. Spec. publs. I.A.S. (1986) 8, 105-139.
- RICCI LUCCHI F. & PAREA G.C. (1973) - *Cicli deposizionali (megasequenze delle torbiditi di conoide sottomarina: Formazione della Laga (Appennino marchigiano-abruzzese))*. Atti Sc. Nat. Mat. in Modena, 104, 247-283.

