

R. CATANZARITI, A. CERRINA FERONI, P. MARTINELLI, G. OTTRIA

## LE MARNE DELL'OLIGOCENE-MIOCENE INFERIORE AL LIMITE TRA DOMINIO SUBLIGURE E DOMINIO TOSCANO: DATI BIOSTRATIGRAFICI ED EVOLUZIONE SPAZIO-TEMPORALE

**Riassunto** - Nel settore longitudinale Castelnuovo Magra-Carrara, sul margine occidentale delle Alpi Apuane, e alle Cinque Terre, nel Promontorio occidentale del Golfo di La Spezia, è stato eseguito lo studio stratigrafico e biostratigrafico di dodici sezioni ubicate in prevalenza al passaggio tra il tetto della Falda toscana (Macigno) e le soprastanti Unità subliguri.

Viene ricostruita, tra l'Oligocene inf. e il Miocene inf., la distribuzione e la possibile evoluzione spazio-temporale della litofacies marno-siltosa (Marne di Pontecchio, Marne di Marra, Complesso di Coli-Sanguinetto, ecc.) che caratterizza la sedimentazione in corrispondenza del sistema «fronte di catena-margine di avanfossa» in progradazione verso nord-est.

La tettonica post-collisionale inframiocenica (Aquitania-Burdigaliano) ha determinato la scomposizione di questo dominio sedimentario ridistribuendo, nel corso di più fasi contrazionali, la litofacies pelitica in distinte unità strutturali di pertinenza sia subligure (Unità delle Cinque Terre) sia toscana (Falda toscana). In particolare l'Unità delle Cinque Terre, interposta tra l'Unità di Canetolo e la Falda toscana, suggerisce l'esistenza di un dominio paleogeografico intermedio ad affinità subligure (Dominio subligure esterno).

Il significato e la posizione dell'Unità delle Cinque Terre vengono infine discussi in relazione alla posizione dell'Unità Modino per i cui rapporti di sovrapposizione, tettonica, sul Macigno della struttura frontale (anticlinale M. Orsaro-Val di Lima) viene ipotizzata una messa in posto tardiva (*post-nappe*) per transpressione longitudinale destra.

**Parole chiave** - Appennino settentrionale, Unità subliguri, Falda toscana, Stratigrafia, Biostratigrafia a nannofossili calcarei, Oligocene, Miocene inf., fronte di catena, avanfossa.

**Abstract** - *The Oligocene-Early Miocene marls between the Subligurian and Tuscan domains: biostratigraphic data and space-time evolution.* A litho- and biostratigraphic study of twelve sections, at the transition from the Tuscan nappe (Macigno Formation) to the overlying Subligurian units, has been carried out in the western border of the Alpi Apuane (Castelnuovo Magra-Carrara sector) and in the Cinque Terre (western promontory of the La Spezia Gulf).

It is pointed out that the sedimentation in the thrust belt front-foredeep system, during its migration toward the northeast, is characterized by the deposition of a marly-silty lithofacies (Pontecchio Marl, Marra Marl, Coli-Sanguinetto Complex, etc.); the space-time distribution and evolution of the marly-silty lithofacies from the Early Oligocene to the Early Miocene is also proposed.

The Miocene (Aquitanian-Burdigalian) post-collisional

tectonics, during several contractional phases, caused the fragmentation of this sedimentary domain, and split the marly-silty lithofacies into separate structural units belonging both to the Subligurian (Cinque Terre Unit) and the Tuscan units (Tuscan nappe). The Cinque Terre Unit in particular, interposed between the Canetolo Unit (Subligurian Domain) and the Tuscan nappe, suggests the existence of a middle domain with Subligurian affinity (External Subligurian Domain).

The meaning and the position of the Cinque Terre Unit are finally discussed with regard to the position of the Modino Unit which overlies the Macigno formation belonging to the «frontal structure» (M. Orsaro-Val di Lima anticline); these tectonic relations are interpreted as acquired during a late (*post-nappe*) emplacement of the Modino Unit due to a dextral longitudinal transpression.

**Key words** - Northern Apennines, Subligurian units, Tuscan nappe, Stratigraphy, Calcareous nannofossils biostratigraphy, Oligocene, Early Miocene, foredeep, thrust-belt front.

### INTRODUZIONE

La definizione delle modalità e dei tempi della messa in posto, sul Macigno della Falda toscana (FT), delle successioni argilloso-calcaree, ed arenacee, del Dominio subligure (DSL) (Unità di Canetolo s.l.) (Elter e Schwab, 1957; Zanzucchi, 1963; Barbieri e Zanzucchi, 1963; Elter *et al.*, 1964; Marini, 1966a, 1966b; Plesi, 1968), costituisce nell'Appennino settentrionale un passaggio obbligato per ogni tentativo di ricostruzione del sistema «fronte di catena-margine interno di avanfossa», in evoluzione spazio-temporale verso nord-est, al limite Oligo-Miocene.

Su questo tema, in una accezione più ampia di quella appena indicata, la letteratura registra importanti contributi relativamente a segmenti di avanfossa (Cervarola s.l.) di età più recente (Miocene inf.) e in posizione esterna rispetto all'allineamento strutturale M. Orsaro-Val di Lima-Monti del Chianti. Questo allineamento, storicamente corrispondente al «fronte» della FT, viene qui assunto come limite orientale dell'area in cui è sostanzialmente assicurata, per motivi di ordine sia stratigrafico sia strutturale, la continuità del Dominio toscano (DT). È infatti possibile che questo allineamento corrisponda ad un'importante discontinuità longitudinale della catena riconducibile

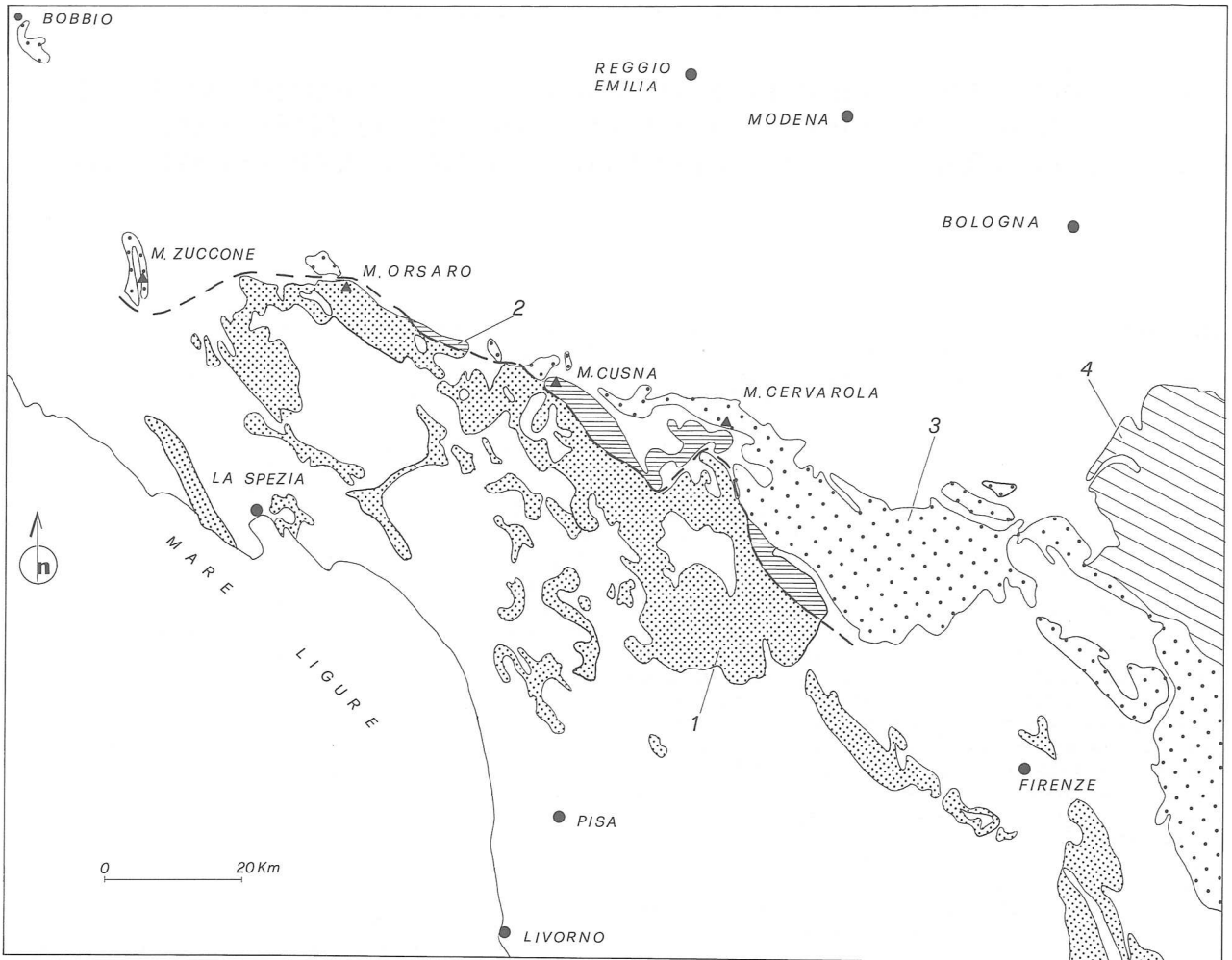


Fig. 1 - Schema della distribuzione dei depositi delle avanfosse umbro-toscane (Oligocene inf.-Miocene sup.) nell'Appennino settentrionale; con la linea spessa a tratteggio è evidenziato l'allineamento M. Orsaro-Val di Lima. 1 - Macigno e Pseudomacigno; 2 - Arenarie di M. Modino; 3 - Arenarie di M. Zuccone, di M. Cervarola e del Pratomagno-Falterona; 4 - Formazione Marnoso-Arenacea.

ad una faglia trascorrente destra, recente e di rilevante rigetto orizzontale (Cerrina Feroni, 1988), che non consentirebbe ricostruzioni paleogeografiche dal Macigno della FT al Cervarola, secondo sezioni trasversali.

In questo settore esterno all'allineamento «frontale» della FT (Fig. 1), le ricerche attivamente condotte soprattutto negli ultimi dieci-quindici anni, ma in molti casi già impostate fin dagli anni '70 (Pagani e Zanzucchi, 1970; Plesi, 1974, 1975a, 1975b), tendono a documentare l'esistenza, dalla Val Trebbia (Bobbio) all'Appennino bolognese («Linea del Sillaro»), di un insieme fisicamente continuo di unità strutturali e stratigrafiche alloctone, tutt'ora poco conosciute su molte verticali, geometricamente interposte tra la base delle Liguridi e il tetto delle successioni di avanfossa sottostanti (Cervarola s.l.) e separabili anche, almeno nei settori nord-occidentali, dall'Unità di Canetolo del Dominio Subligure.

Questo insieme strutturale, per il quale sono ormai maturi, probabilmente, i tempi per una interpretazione unitaria alla scala dell'intero versante emiliano della catena, è stato indicato nei settori di nord-ovest come Unità Coli-Sanguinetto o Unità Marra (Bellinzona *et al.*, 1968; Plesi, 1974, 1975a, 1975b; Pagani e Zanzucchi, 1970; Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:50.000, F.217-Neviano degli Arduini, 1990; Labaume, 1992; Elter *et al.*, in stampa) e si identifica forse per posizione strutturale, anche se non per contenuto stratigrafico, con l'Unità Sestola-Vidiciatico dei settori sud-orientali (Amadesi, 1968; Bettelli *et al.*, 1987). Ancora più a sud-est la correlazione sembra da stabilire con l'insieme strutturale che, in corrispondenza della «Linea del Sillaro», si interpone tra il tetto della Formazione Marnoso-Arenacea e la base delle Liguridi, identificabile almeno in parte, allo stato attuale delle conoscenze, con il Mélange di Firenzuola (Bettelli e Panini, 1991).

Ad occidente dell'allineamento «frontale» della Falda toscana, l'equivalente di questo insieme strutturale risulta meno conosciuto probabilmente anche in relazione ad uno sviluppo volumetrico decisamente inferiore; la sua esistenza è tuttavia segnalata alle Cinque Terre, nel Promontorio occidentale del Golfo di La Spezia (Costa *et al.*, 1992), e in corrispondenza della struttura «frontale» stessa all'esterno del Macigno del M. Casarola (Chicchi & Plesi, 1990) ed è inoltre ipotizzabile sia in Garfagnana sia nei Monti del Chianti dove probabilmente l'unità in questione è stata confusa con il tetto stratigrafico del Macigno (Marne di Ponteccio e Marne di S. Polo, *Auctt.*). Il problema della separazione delle facies pelitiche (siltiti e marne) al tetto del Macigno dalle facies analoghe, ma di età più antica, tettonicamente soprastanti è stato in questa occasione affrontato in due settori interni del DT corrispondenti, rispettivamente, all'allineamento Castelnuovo Magra (SP)-Carrara (MS), sul margine nord-occidentale delle Apuane, e al Promontorio occidentale del Golfo di La Spezia (Cinque Terre).

I risultati dell'analisi biostratigrafica (nannofossili calcarei) e geologico-strutturale presentano alcuni motivi di interesse e suggeriscono, malgrado le dimensioni limitate dei settori analizzati, qualche riflessione di carattere più generale sul ruolo cinematico di queste facies nel contesto del sistema progredente «fronte di catena-margine di avanfossa» e sollevano il problema delle relazioni con l'Unità Modino anch'essa sovrapposta al Macigno della FT nel settore «frontale» del DT.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Settore Castelnuovo Magra (SP)-Carrara (MS)

Il settore di cui si tratta riveste importanza specifica perchè si colloca (Fig. 2) al margine nord-occidentale del massiccio apuano che corrisponde alla ben nota finestra tettonica in cui, al di sotto della FT e dell'Insieme ligure e subligure, affiorano le unità del Dominio toscano esterno. Queste ultime sono inte-

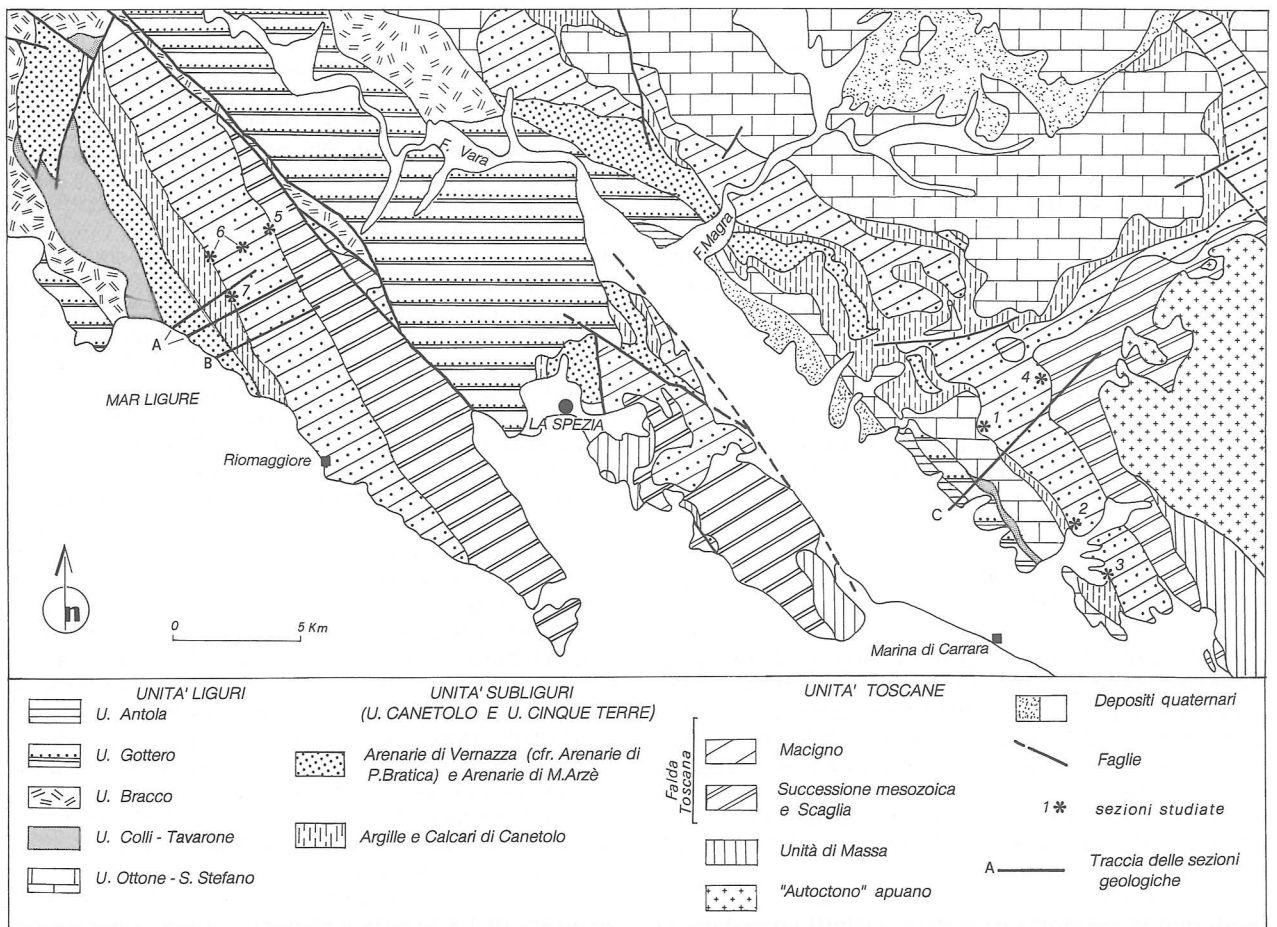


Fig. 2 - Schema geologico-strutturale dell'area compresa tra le Alpi Apuane e la struttura di La Spezia (Appennino settentrionale); sono indicate le tracce delle sezioni geologiche delle Figg. 9 e 10 e l'ubicazione delle sezioni studiate (1 - Vallecchia 1 e 2, T. Bettigna, Rizieri e Percorso Salute; 2 - Moneta e Fossola; 3 - M. Olivero; 4 - Maestà di Castelpoggio; 5 - Val Pignone 1; 6 - Val Pignone 2; 7 - Case Pollazzo).

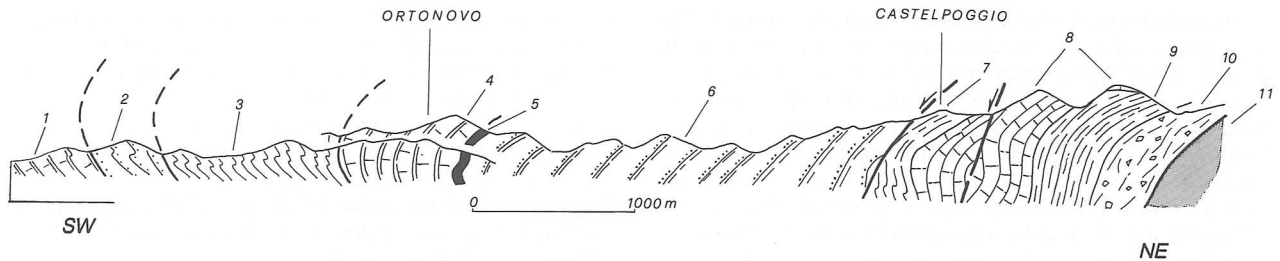


Fig. 3 - Sezione geologica Ortonovo-Castelpoggio (sezione C di Fig. 2). 1 - Unità Antola; 2 - Unità Gottero; 3 - Unità Parmignola (cfr. Unità Colli-Tavarone); 4 - Unità Ottone-S.Stefano; 5 - Unità Canetolo; Falda Toscana; 6 - Macigno; 7 - Scaglia; 8 - Diaspri, Marne a Posidonia, Calcari selciferi, Rosso Ammonitico, Calcari ad Angulati; 9 - Calcari a Raethavicula; 10 - Calcare Cavernoso e breccie poligeniche; 11 - Complesso Metamorfico Apuano. (da Cerrina Feroni *et al.*, 1995).

ressate da deformazione polifasica oligo-miocenica espressa dalla sovrapposizione, sul versante occidentale, di pieghe a vergenza tirrenica su una precedente impronta strutturale a pieghe isoclinali e direzione di trasporto verso nord-est, generate in una zona di taglio ensialica e accompagnate da sviluppo di metamorfismo, in facies scisti verdi, le cui fasi iniziali registrano un'età radiometrica di 26-27 Ma (Carmignani *et al.*, 1978, 1980; Franceschelli *et al.*, 1986; Kligfield *et al.*, 1980, 1986).

L'allineamento Ortonovo-Carrara si colloca sulla trasversale Campocecina-Castelpoggio e le unità liguri e subliguri che completano l'edificio strutturale al di sopra delle unità toscane partecipano, solidalmente con esse, alla grande piega post-collisionale Tirreno-vergente («anticlinale di Castelpoggio»; Decandia *et al.*, 1968; Cerrina Feroni *et al.*, 1995) (Fig. 3). Questo dato non si accorda con l'interpretazione che, nel quadro del recente modello proposto per l'esumazione del massiccio apuano (*Core-complex* tardo-miocenico; Coli, 1989; Carmignani e Kligfield, 1990), confina il piegamento a vergenza tirrenica entro una zona di taglio estensionale a basso angolo, immergente a sud-ovest, limitata verso l'alto dalla superficie di base del Macigno della FT (Carmignani *et al.*, 1991).

Settore Cinque Terre (Promontorio occidentale del Golfo di La Spezia)

Questo settore molto interno dell'Appennino ligure è caratterizzato strutturalmente da una grande antiforme rovesciata tardiva Tirreno-vergente di direzione appenninica e debole immersione a NW (Zaccagna, 1935; Federici e Raggi, 1975; Giammarino e Giglia, 1990) che deforma solidalmente l'intero edificio strutturale a falde dalla Successione anchimetamorfica della FT fino all'Unità Gottero alla sommità delle Liguri.

Tra i molti studi di cui il settore è stato oggetto ricordiamo la memoria di Abbate (1969) corredata da una carta geologica in scala 1:25.000 che costituisce la base per ogni interpretazione della geologia di quest'area.

Ci sembra importante richiamare l'attenzione sul fatto

che, nello schema geologico di Fig. 2, la fascia di arenarie di direzione appenninica a occidente delle Argille e Calcari di Canetolo (ACC) è stata da noi attribuita al Dominio subligure (Arenarie di M. Arzè-Vernazza) e parzialmente correlata (Arenarie di Vernazza) alle Arenarie di Ponte Bratica (Zanzucchi, 1963) dell'Appennino parmense anziché, come in Abbate (1969) e in molti autori successivi (Monteforti e Raggi, 1975; Boccaletti e Coli, 1982; Giammarino e Giglia, 1990; Bernini, 1991; Coli *et al.*, 1991; Costa *et al.*, 1992; Carosi *et al.*, 1994; Del Tredici, Giglia e Robbiano in Carmignani *et al.*, 1994a; Storti, 1995; ecc.), ad una seconda fascia, più occidentale, di Arenarie zonate del Macigno affioranti al nucleo di una complessa anticlinale e separate dal Macigno della fascia orientale da una sinclinale a nucleo di ACC. Questa diversa interpretazione non si discosta nella sostanza dalla correlazione, proposta da Braga e Marchetti (1971), tra le Arenarie tuftiche di M. Arzè e le Arenarie dell'Aveto (Appennino piacentino). Condividiamo quindi, degli autori citati, l'attribuzione al Dominio subligure dell'intera fascia di arenarie compresa tra M. Arzè e Monterosso, sulla cui attribuzione al Miocene inf.-medio (Braga e Marchetti, 1971) nutriamo tuttavia forti perplessità in relazione all'età oligocenica documentata per le successioni silicoclastiche subliguri sia in Val d'Aveto sia nell'Appennino parmense (Catanzariti, 1993; Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:50.000, F.217-Neviano degli Arduini).

Le affinità composizionali tra le Arenarie di M. Arzè e le Arenarie dell'Aveto ben si accordano con una serie di considerazioni di carattere essenzialmente strutturale che sono fin d'ora possibili a sostegno dell'attribuzione al Dominio subligure, anziché al Macigno della FT, delle Arenarie di M. Arzè-Vernazza:

- Manca qualsiasi evidenza della chiusura in sinclinale del contatto Macigno-Argille e Calcari di Canetolo ipotizzata da Abbate (1969) a notevole profondità sotto il livello del mare;

- L'assenza della sinclinale a nucleo di ACC nella struttura di La Spezia comporta, come conseguenza pressoché obbligata, l'eliminazione dalla struttura anche della complessa anticlinale a nucleo di «arenarie zonate» (Arenarie di Ponte Bratica secondo la nostra interpretazione) ad occidente della sinclinale;



- La coppia di pieghe ammessa da Abbate presenta caratteri che non si accordano con la geometria della struttura di La Spezia rappresentata da un'antiforme rovesciata di direzione appenninica e debole immersione assiale verso NW, relativamente aperta, e a piano assiale debolmente inclinato verso NE (Fig. 4). La loro esistenza implicherebbe una fase plicativa che avrebbe saldato precocemente (pre-«anticlinale» di La Spezia) il Macigno della FT e la formazione delle Argille e Calcari di Canetolo di cui peraltro manca l'evidenza in tutta l'area del ricoprimento apuano.

- Le «arenarie zonate» della fascia occidentale sono interessate da un sistema pervasivo di mesopieghe da metriche a decametriche, mediamente abbastanza chiuse, a piani assiali spesso molto inclinati, di cui non esiste l'equivalente nelle Arenarie zonate della fascia orientale sicuramente in successione stratigrafica con il Macigno della FT. Questa differenza di stile deformativo risulta con molta evidenza anche dal semplice esame della carta e delle sezioni geologiche del lavoro di Abbate (1969).

La deformazione plicativa delle arenarie della fascia occidentale si accorda in realtà assai meglio con l'at-

tribuzione delle arenarie stesse alla formazione delle Arenarie di Ponte Bratica che, nel settore centrale dell'Appennino emiliano, è interessata sistematicamente da deformazione plicativa, diffusa a tutte le scale.

Questo sistema di pieghe è da ricondurre, alle Cinque Terre come nell'Appennino parmense (Cerrina Feroni e Martinelli in Carmignani *et al.*, 1994a), ad una fase deformativa probabilmente dell'Aquitano coeva alla messa in posto delle Liguridi sul Dominio subligure.

L'elevata inclinazione dei piani assiali, alle Cinque Terre, dipende dalla distribuzione delle pieghe nella zona di cerniera dell'antiforme rovesciata di La Spezia (*post-nappe*) in cui è ripresa la deformazione plicativa aquitaniana.

Un sistema di pieghe del tutto simile questa volta a piano assiale immergente verso SW è ben esposto, a carico di arenarie attribuite alla formazione di Ponte Bratica da Monteforti e Raggi (1975), in corrispondenza del taglio stradale della provinciale di Carignano nell'entroterra di Sarzana, in un settore interno del DT molto vicino in linea d'aria alle Cinque Terre;

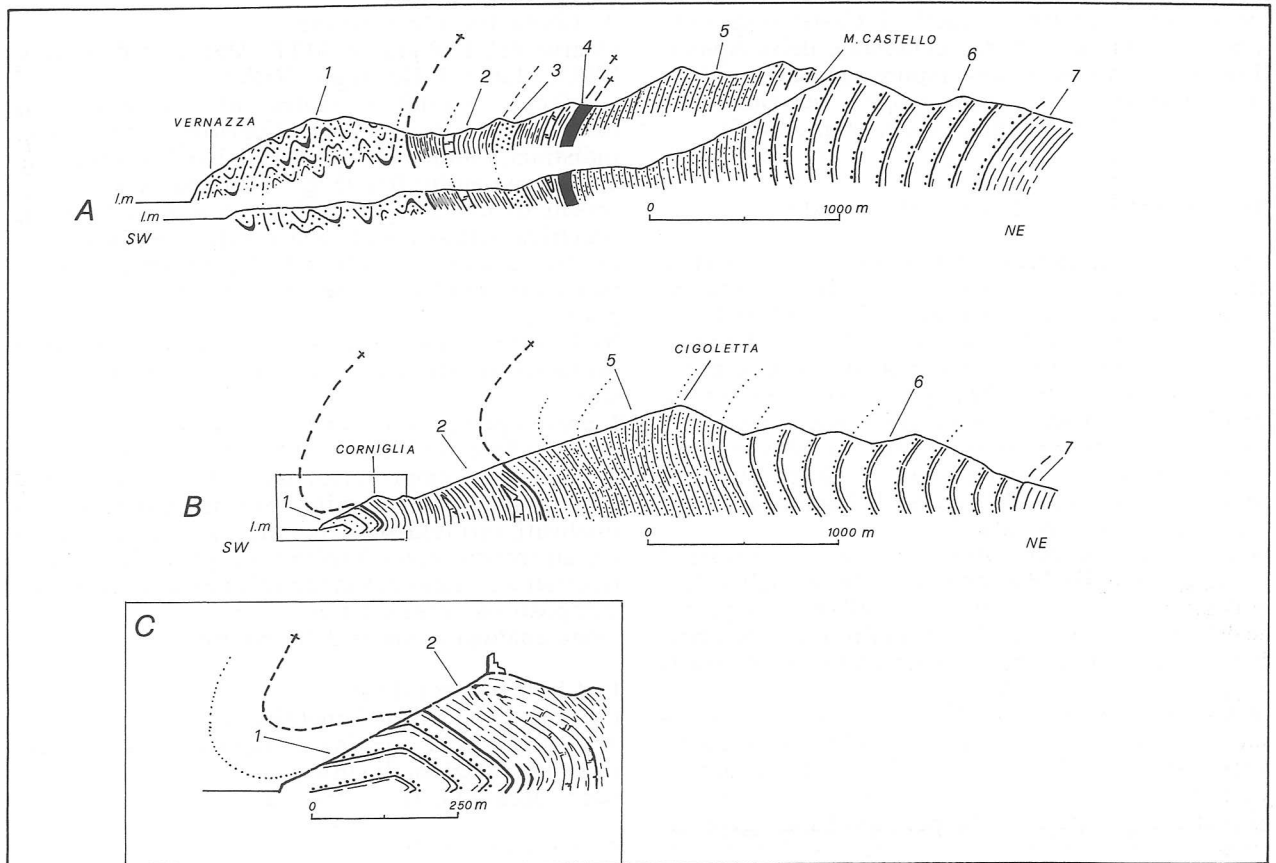


Fig. 4 - Sezioni geologiche attraverso la struttura di La Spezia (sezioni A e B di Fig. 2). Unità subliguri: 1 - Arenarie di Vernazza (cfr. Arenarie di Ponte Bratica); 2 - Argille e Calcari di Canetolo; 3 - Arenarie di M. Bardellone; 4 - Marne del T. Pignone. Falda toscana: 5 - Macigno (membro delle Arenarie Zonate); 6 - Macigno; 7 - Scaglia toscana.

- è infine da sottolineare come la arenarie della fascia occidentale siano diffusamente «contaminate» da materiale proveniente dalle ACC del tutto assente nella fascia orientale delle Arenarie zonate del Macigno della FT.

Secondo questa nuova interpretazione delle Arenarie di Vernazza, l'anticlinale a piano assiale sub-verticale di Corniglia (Fig. 4) assume il significato di struttura tardiva che deforma il piano assiale dell'anticlinale di La Spezia. Le arenarie a nucleo di questa blanda antiforforme dissimmetrica, che a Corniglia è espressa a carico del fianco inverso della piega di La Spezia, presentano polarità normale e si ricordano almeno per la posizione agli strati di arenarie, a polarità inversa, che nel fianco normale della piega di La Spezia, a sud di M. S. Croce, si sovrappongono con contatto tettonico e immersione a SW alle Argille e Calcari di Canetolo. Arenarie rovesciate con immersione a SW sono nuovamente esposte lungo costa tra la stazione ferroviaria di Corniglia e la Punta del Luogo nel fianco normale di una sinclinale parassita della piega di La Spezia come mostra la sezione ingrandita del riquadro di Figura 4.

L'eliminazione della coppia di pieghe anticlinale-sinclinale rispettivamente a nucleo di «arenarie zonate» e di Argille e Calcari di Canetolo dalla struttura di La Spezia rende ancora più evidenti le analogie tra questa struttura e quella di Castelpoggio-Ortonovo sul margine nord-occidentale delle Apuane (Fig. 3), in entrambi i casi rappresentate da antiforforme di tipo concentrico *post-nappe* a vergenza tirrenica (Elter, 1958; Cerrina Feroni *et al.*, 1995).

#### ANALISI STRATIGRAFICA E STRUTTURALE

I dati stratigrafici derivano dall'analisi di dodici sezioni di cui nove relative al settore Castelnuovo Magra-Carrara e tre relative al Promontorio occidentale del Golfo di La Spezia (Cinque Terre) (Fig. 2). La maggioranza è ubicata in corrispondenza della superficie di separazione tra il Macigno della FT e le soprastanti marne siltose riconducibili, come vedremo, in parte al tetto stratigrafico del Macigno stesso (Marne di Pontecchio) e in parte ad una unità strutturale di pertinenza subligure (Marne del T. Pignone) tettonicamente sovrapposte alla FT.

Due sezioni, una per settore, sono invece ubicate al passaggio Scaglia-Macigno e sono funzionali all'acquisizione di dati biostratigrafici utili per la datazione della formazione delle Marne di Rovaggio (Krampe, 1964) che si interpongono stratigraficamente tra la Scaglia e la base del Macigno.

In tutte le sezioni sono stati analizzati spessori di successioni molto limitate, dell'ordine delle poche decine di metri. Le esposizioni complessivamente scadenti non consentono, salvo rari casi, misurazioni esatte degli spessori che pertanto hanno generalmente valore indicativo; va inoltre sottolineato che gli spessori delle litofacies marno-siltose stratigraficamente e/o tettonicamente sovrapposte al Macigno sono stati misurati, o stimati, non ortogonalmente alla

stratificazione (mal espressa) ma alle superfici di clivaggio di solito abbastanza pervasivo.

Le sezioni, rappresentate sotto forma di colonne schematiche, sono corredate singolarmente da tabelle di dati biostratigrafici (Figg. 7, 8, 9, 10 e 12). I contatti tra le formazioni sono spesso mascherati da coperture detritiche; nelle colonne schematiche vengono evidenziati i soli rapporti di sovrapposizione, tettonica o stratigrafica, esposti.

Gli scarsi dati strutturali raccolti si riferiscono al contatto tettonico tra il Macigno della FT e le Marne del T. Pignone nel settore delle Cinque Terre (sezione Case Pollazzo; Fig. 12); nel settore Castelnuovo Magra-Carrara il contatto tettonico tra le due unità strutturali non è esposto.

#### Descrizione delle litofacies analizzate

Le formazioni che ricadono nelle diverse sezioni analizzate sono state suddivise in litofacies che ricorrono con caratteristiche costanti; la loro sintetica descrizione viene quindi anteposta al commento delle singole sezioni cui si rimanda per i soli caratteri peculiari.

##### A. Litofacies marno-siltosa

(Marne del T. Pignone, MTP; Marne di Pontecchio, MPO; Marne di Rovaggio, ROV)

Litofacies costituita da marne siltose e siltiti di colore grigio, massive, a stratificazione generalmente indistinta, raramente espressa da livelli centimetrici di arenaria molto fine (Fig. 5). Le marne sono interessate da un clivaggio di frattura a spaziatura centimetrica, relativamente ben regolato. Sulla superficie fresca sono evidenti inclusi generalmente millimetrici di argilliti e siltiti di colore più scuro della matrice.

Nella formazione delle Marne di Rovaggio questa litofacies si differenzia per una colorazione verdastria.

L'analisi petrografica qualitativa condotta nell'area delle Colline del Candia (Otria *et al.*, 1996) ha evidenziato una composizione mista delle siltiti (prevalenti granuli monocristallini di calcite, quarzo e fillosilicati, rari feldspati), caratterizzate dalla presenza, all'interno della frazione più grossolana, di intraclasti a granulometria arenitica medio-grossolana composti da siltiti ed areniti finissime di composizione analoga a quella della matrice.

##### B. Litofacies argillitica

(Argille e Calcari di Canetolo, ACC)

Argilliti nerastre a patina d'alterazione ocrea con rare intercalazioni di siltiti in strati sottili e di calcareniti decalcificate in strati medi.

##### C. Litofacies pelitico-arenacea

(Macigno, MG)

Sequenze decimetriche pelitico-arenacee costituite da alternanze millimetriche di peliti e di arenarie finis-

Fig. 5 - Aspetto tipico della litofacies marno-siltosa; evidente il clivaggio di frattura subverticale ben regolato. L'immagine si riferisce alle Marne del T. Pignone affioranti lungo la Val Pignone (Cinque Terre).



Fig. 6 - Sequenze della litofacies pelitico-arenacea. Macigno, membro delle Arenarie Zonate di Riomaggiore (strada litoranea Monterosso-Riomaggiore; Cinque Terre).



sime (siltiti) a laminazione generalmente piano-parallela e ondulata. Il colore grigio scuro-nero delle peliti e quello grigio chiaro della frazione arenitica determinano una tipica bandatura chiaro-scuro. Alle sequenze pelitico-arenacee si intercalano strati sottili di arenarie a grana medio-fine (Fig. 6).

#### D. Litofacies caotica (*slump*) (Macigno, MG)

Orizzonte di spessore non superiore a 30 m, costituito da un banco di arenarie a granulometria variabile con «nuvole» di areniti grossolane; la stratificazione mal distinta è espressa localmente da lamine irregolari e contorte per deformazione allo stato non consolidato.

Nella matrice sabbiosa sono dispersi clasti di peliti e di marne e inclusi, lenticolari, di dimensioni anche metriche, di sequenze siltoso-pelitiche della litofacies C, coinvolti nelle deformazioni plastiche della matrice.

#### E. Litofacies arenacea (Macigno, MG)

Arenarie a granulometria medio-grossolana organizzate in sequenze torbiditiche costituite da strati generalmente spessi o molto spessi cui si intercalano pochi cm di pelite. La frazione arenitica è nettamente prevalente sulla frazione pelitica e frequentemente sono riconoscibili strutture erosive che rimuovono completamente la frazione fine deposta dalla coda

della torbida precedente (strati amalgamati). Questo fenomeno si riflette anche nella diffusa presenza nell'intervallo basale degli strati di clasti siltitici di origine intrabacinale (*rip-up clast*).

La netta prevalenza dell'intervallo Ta della sequenza di Bouma, la presenza di strutture erosive di base, la prevalenza di granulometrie arenitiche medio grossolane ed il rapporto a/p molto alto indicano, secondo quanto già proposto da diversi autori, una prevalenza di processi deposizionali del tipo torbiditi ad alta densità (Lowe, 1982).

#### F. Litofacies argilloso-calcareo (Scaglia toscana)

È costituita da argilliti policrome prevalentemente rosse con intercalazioni di calcilutiti bianco-verdastre in strati medi.

#### Le sezioni analizzate

##### Settore Castelnuovo Magra (SP)-Carrara (MS)

Con la sola eccezione della sezione Maestà di Castelpoggio, tutte le sezioni (8) di questo settore sono state tracciate, nello spazio di pochi km, in corrispondenza della zona di separazione tra il Macigno della FT e le sovrastanti unità subliguri (Fig. 2) e sono quindi finalizzate all'acquisizione di dati stratigrafici e biostratigrafici per la definizione delle modalità di questa transizione.

Nonostante la cattiva qualità degli affioramenti, le sezioni di questo settore offrono qualche possibilità di studio della litofacies marno-siltosa al tetto del Macigno che, in quest'area del DT, non era stata in precedenza segnalata. Particolare interesse rivestono in proposito le sezioni Rizieri e M. Olivero (Figg. 8 e 10) dove è stata riconosciuta l'esistenza di due distinti livelli di marne separati da un orizzonte, dello spessore di circa 20 m, di argilliti nere, a colorazione ocrea per ossidazione, a fratturazione aciculare, cui si intercalano strati di spessore decimetrico, di calcilutiti e calcareniti integralmente decalcificate. Questo livello di argilliti nere presenta caratteristiche del tutto simili ad analoghe litofacies della formazione delle Argille e Calcari di Canetolo del Dominio subligure. In entrambe le sezioni le marne inferiori, sottostanti alle argilliti nere, sono caratterizzate dalla presenza di strati molto sottili (spessore centimetrico) di arenarie a grana da fine a media che non abbiamo riconosciuto con sicurezza nelle marne siltose soprastanti alle argilliti nere che tuttavia, nella sezione di M. Olivero, sono espresse da un livello di spessore troppo limitato per essere significativo.

Nelle altre sezioni (Vallecchia 1 e 2, T. Bettigna, Percorso Salute, Fossola e Moneta; Figg. 7, 8 e 9) è stato riconosciuto un solo livello di marne al tetto del Macigno, rappresentato nei suoi livelli sommitali dalla litofacies pelitico-arenacea (Vallecchia 1, Percorso Salute) o da un banco plurimetrico di un *debris-flow* arenaceo, con deformazioni allo stato viscoplastico (*slump*) (Vallecchia 2, Fossola, Moneta), del tutto analogo a quello della sezione M. Oli-

vero. Nella sezione Percorso Salute il passaggio dalla litofacies pelitico-arenacea del Macigno alle marne siltose sovrastanti è graduale e suggerisce continuità stratigrafica; in questa sezione la litofacies marno-siltosa, dello spessore di circa 30 m, contiene, quanto meno nella sua parte inferiore, intercalazioni centimetriche di arenarie che ne suggeriscono la correlazione con le marne inferiori delle sezioni Rizieri e M. Olivero. Sottili intercalazioni di arenarie nelle marne sono ancora presenti nella sezione Vallecchia 2 dove il contatto con la litofacies caotica del Macigno è però caratterizzato da fenomeni di scollamento e tettonizzazione. La litofacies caotica del Macigno è qui caratterizzata da un *debris-flow* arenaceo che include clasti di peliti e siltiti (*clay-chip*) associati a blocchi e spezzoni, di dimensioni anche metriche, di sequenze millimetriche pelitico-arenacee fittamente ripetute, strappate dalla litofacies pelitico-arenacea già deposta ma assente su questa verticale.

Nelle sezioni Fossola e Moneta la litofacies marno-siltosa interessata in entrambi i casi da clivaggio ben regolato e pervasivo (spaziatura centimetrica) non contiene intercalazioni di lamine arenacee; il contatto con il sottostante Macigno non è esposto.

L'insieme delle osservazioni possibili sul terreno nella fascia Castenuovo Magra-Carrara, indica abbastanza chiaramente l'esistenza al tetto del Macigno della FT di due distinti livelli di marne siltose con caratteristiche sostanzialmente identiche (aspetto massivo per l'assenza di stratificazione evidente, durezza, colore) di cui uno legato stratigraficamente al Macigno stesso (Marne di Pontecchio), forse caratterizzato dalla maggior presenza di lamine arenacee, ed un altro tettonicamente indipendente dal Macigno e di probabile pertinenza subligure per l'associazione con argilliti nere delle ACC (Marne del T. Pignone). In assenza di queste argilliti i soli caratteri litologici macroscopici non consentono sicure discriminazioni all'interno della litofacies marnosa per la cui attribuzione diviene indispensabile il ricorso all'analisi biostratigrafica.

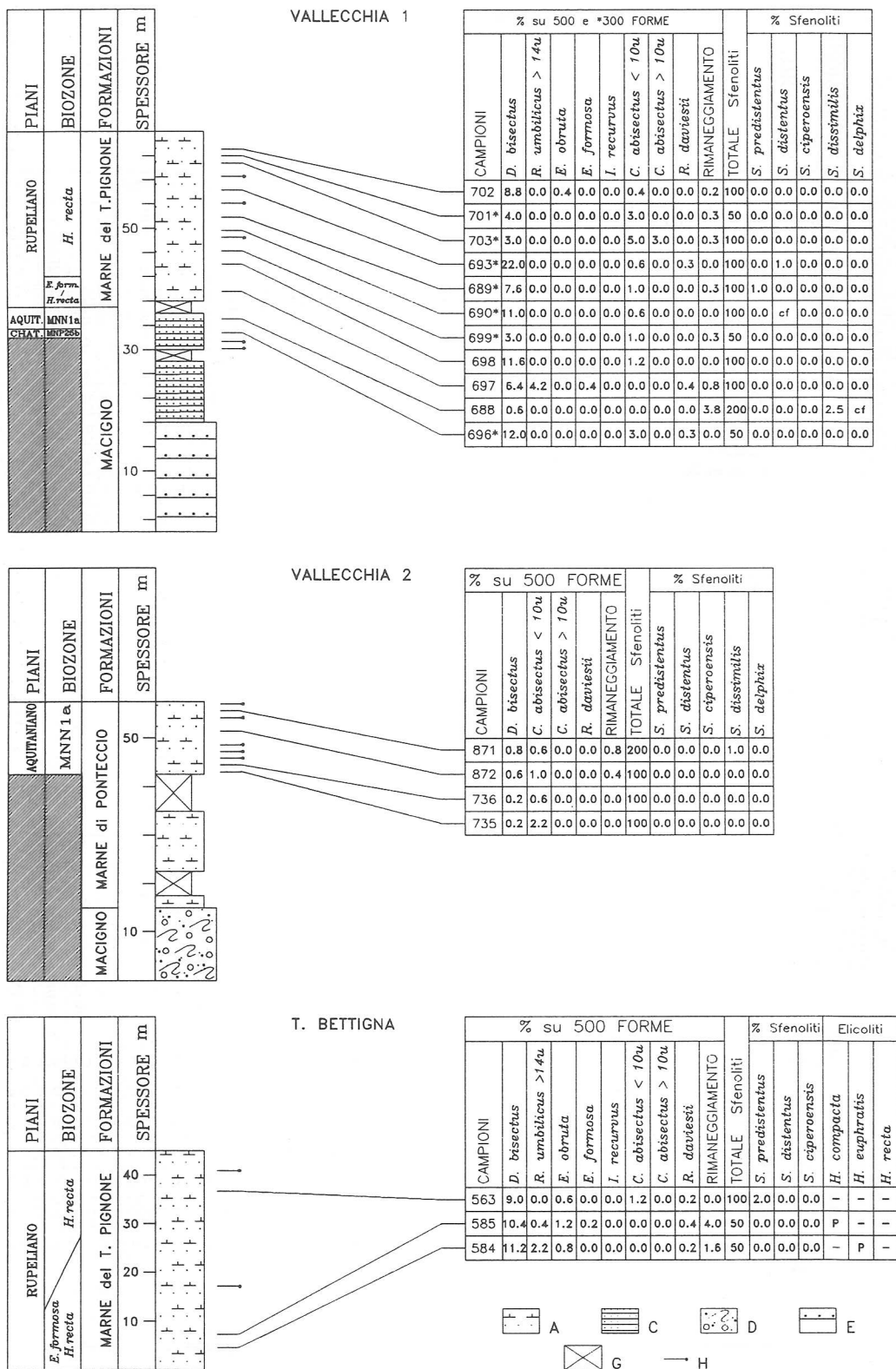
La presenza discontinua del *debris-flow* al tetto stratigrafico del Macigno è riconducibile, almeno in parte, a cause primarie (mancata deposizione) per la gradualità della transizione dalla litofacies pelitico-arenacea alla litofacies marno-siltosa (sezione Percorso Salute).

Il contatto Scaglia-Marne di Rovaggio nella sezione Maestà di Castelpoggio (Fig. 10), ubicata lungo il taglio stradale della provinciale apuana Carrara-Campocecina, sembra corrispondere ad una faglia normale di importanza non definita. Le modalità della transizione al Macigno soprastante non sono esposte.

##### Settore Cinque Terre (Promontorio occidentale del Golfo di La Spezia)

Nelle sezioni analizzate, che ripropongono con esposizioni complessivamente migliori le problematiche affrontate nel settore Castelnuovo Magra-Carrara, è





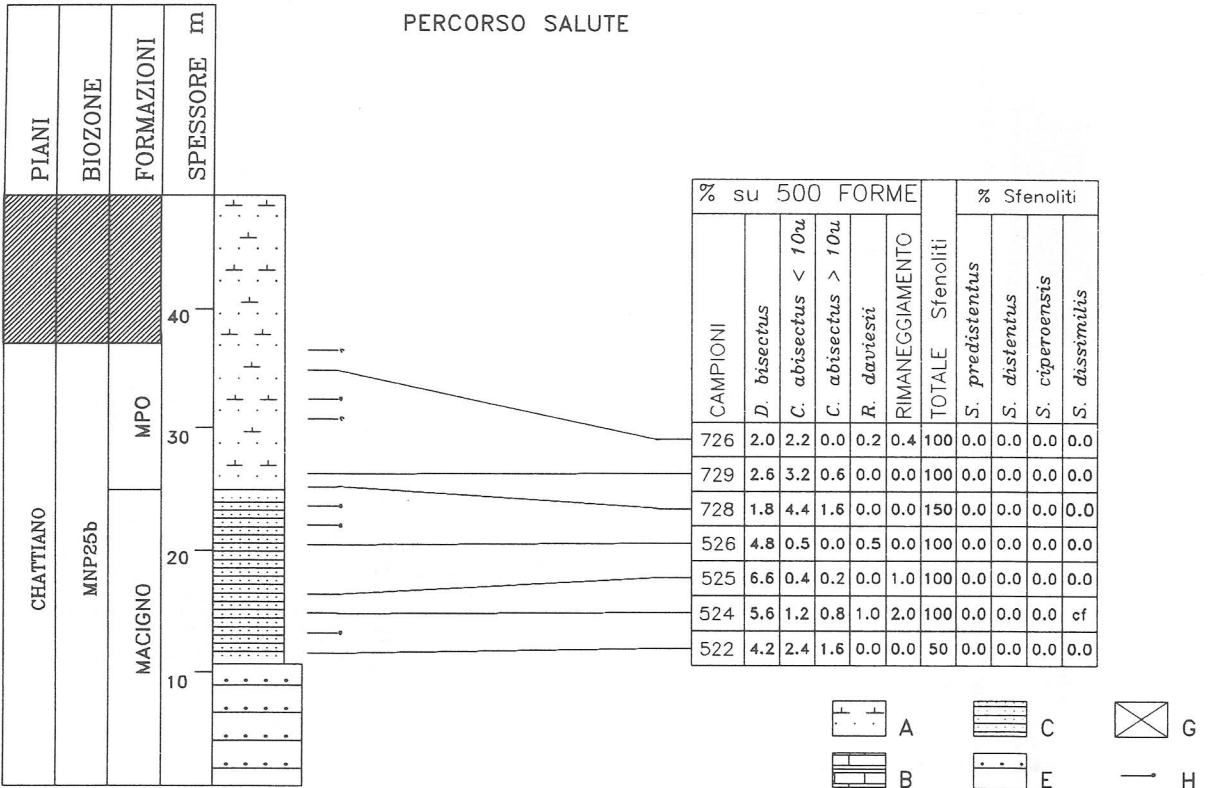
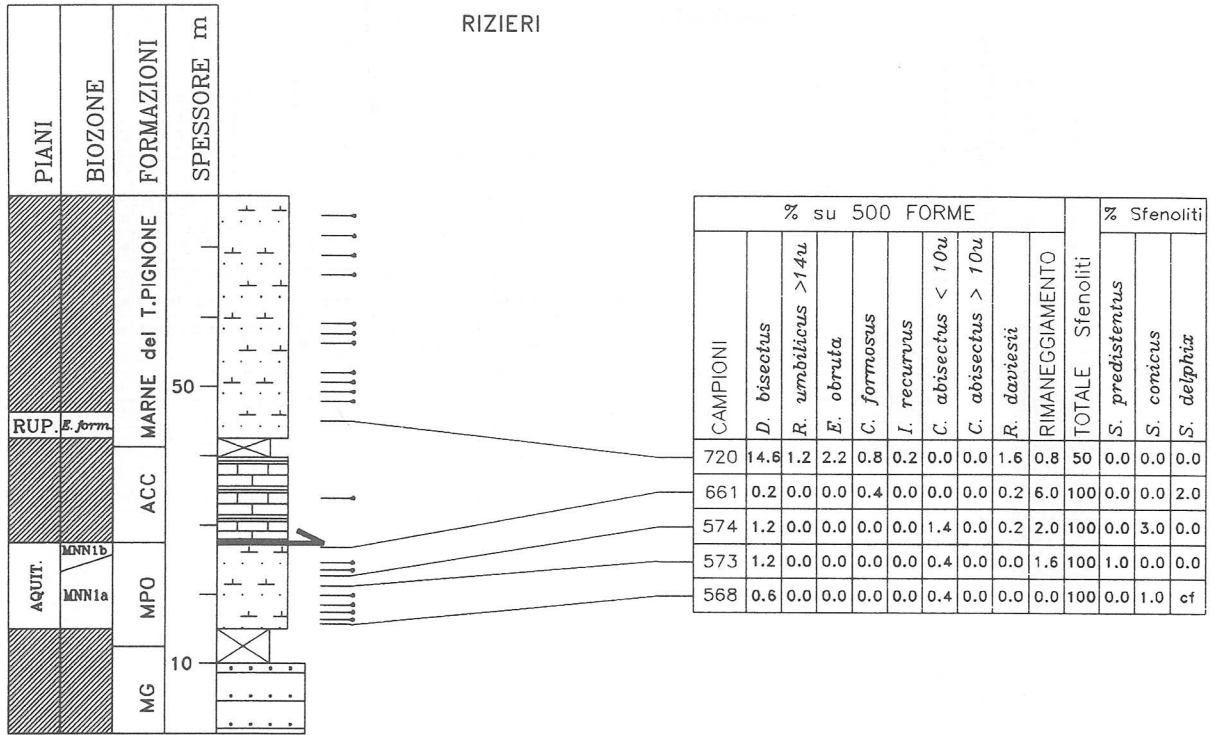


Fig. 8 - Lito-, crono- e biostratigrafia a nannofossili calcarei delle sezioni Rizieri e Percorso Salute. B: litofacies argillitica; A, C, E, G, H: vedi Fig. 7; ACC: Argille e Calcari di Canetolo; MPO: Marne di Pontecchio; MG: Macigno. Per l'ubicazione delle sezioni vedi Fig. 2.

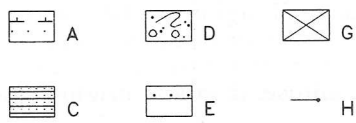
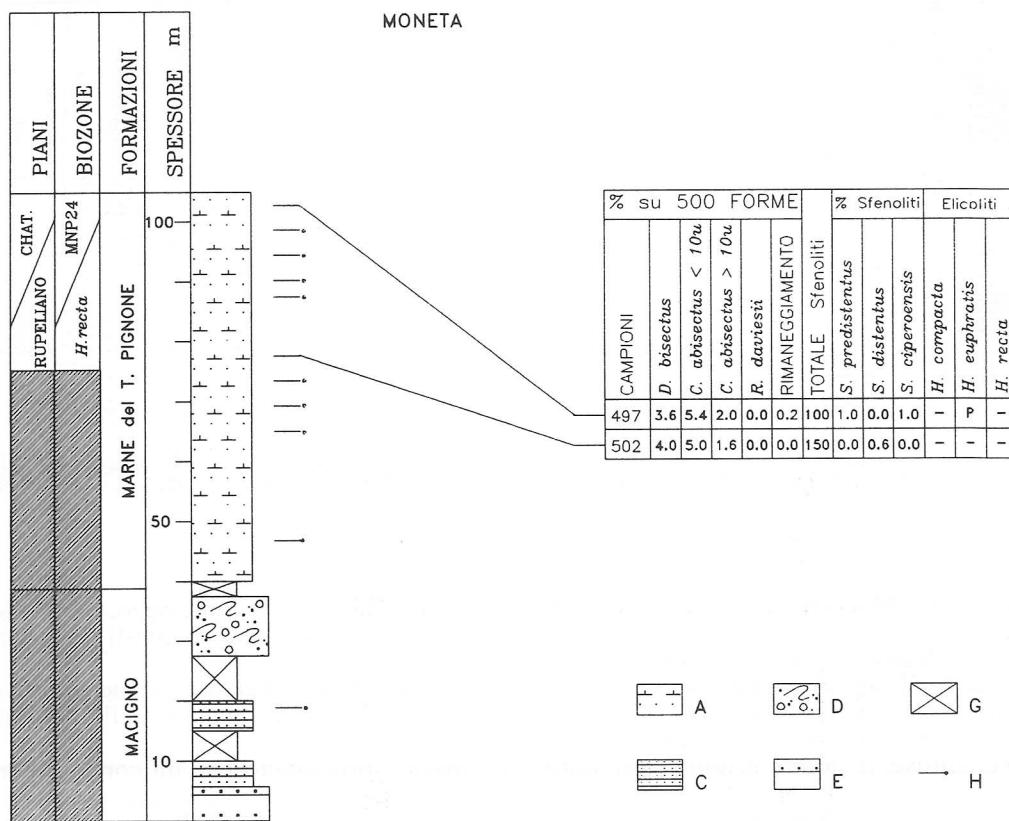
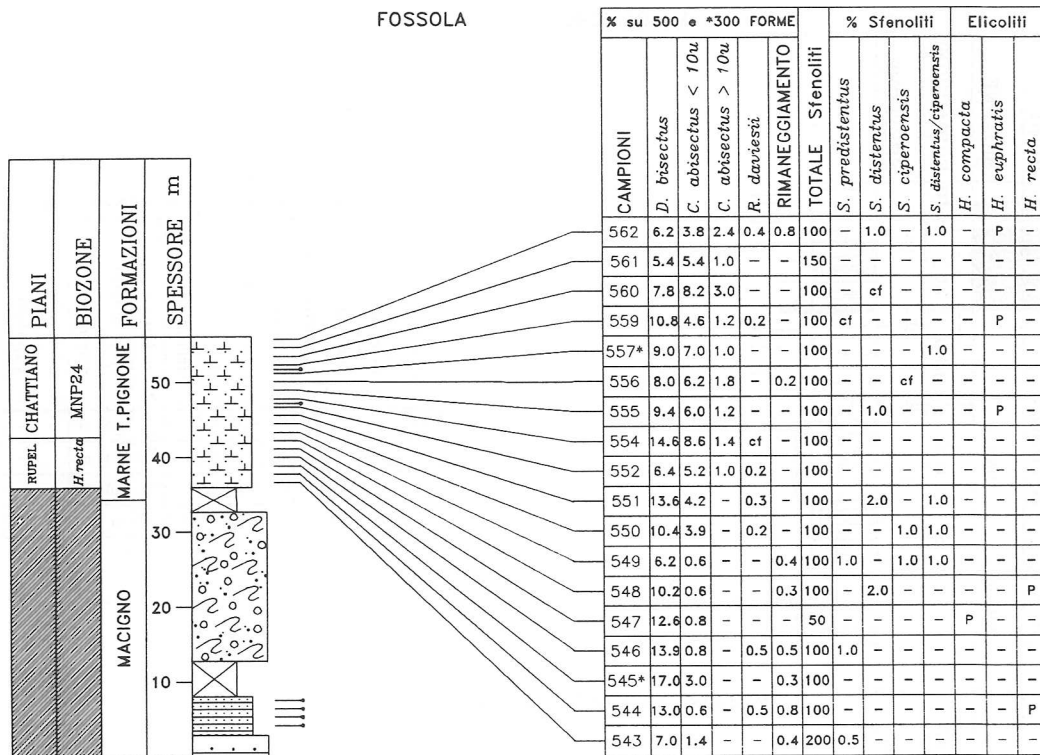


Fig. 9 - Lito-, crono- e biostratigrafia a nanfossili calcarei delle sezioni Fossola e Moneta. A; C, D, E, G, H, P: vedi Fig. 7. Per l'ubicazione delle sezioni vedi Fig. 2.

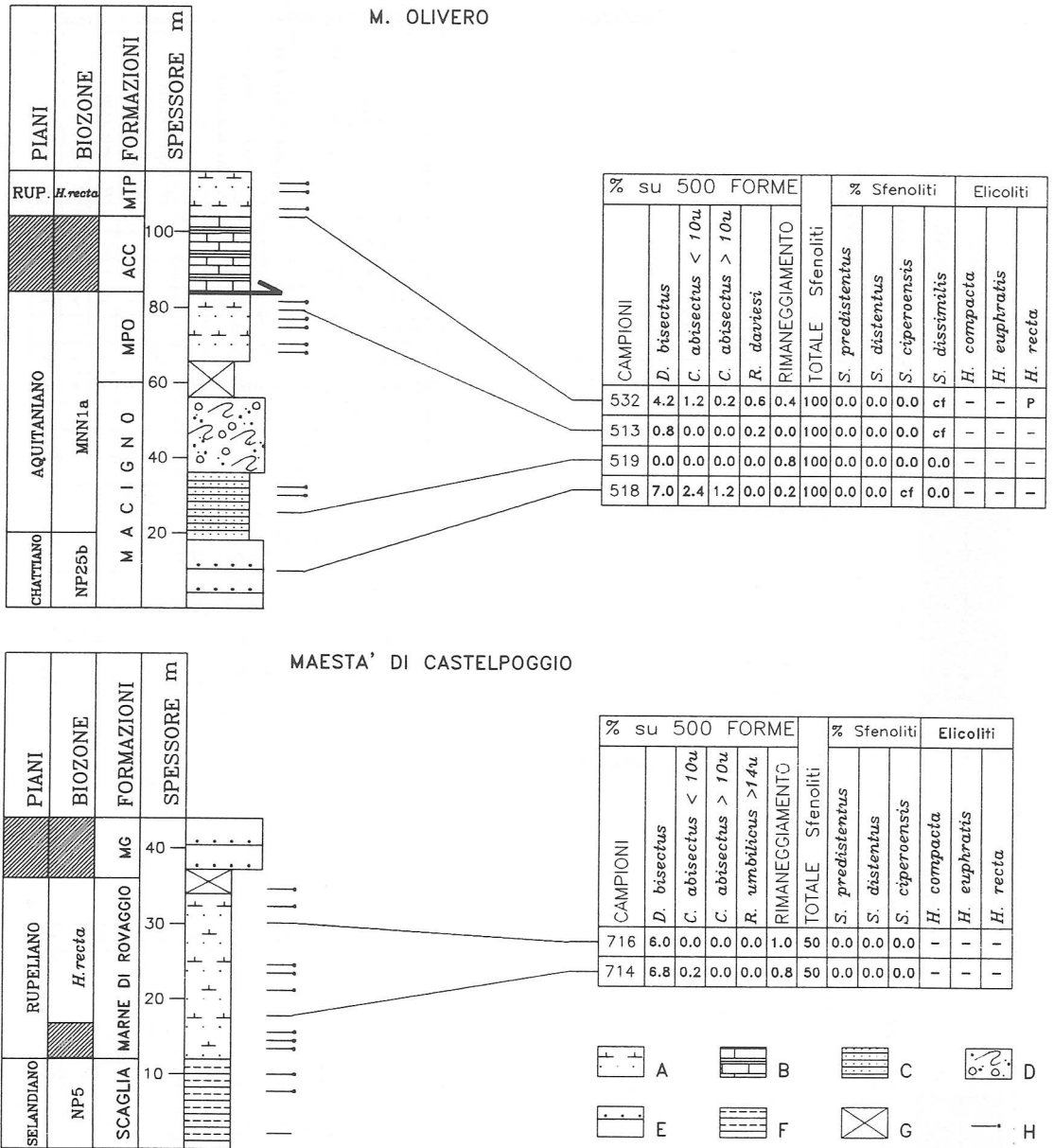


Fig. 10 - Lito-, crono- e biostratigrafia a nannofossili calcarei delle sezioni M. Olivero e Maestà di Castelpoggio. F: litofacies argilloso-calcareo; A, C, D, E, G, H, P: vedi Fig. 7; B: vedi Fig. 8; MTP: Marne del T. Pignone; ACC, MPO, MG: vedi Fig. 8. Per l'ubicazione delle sezioni vedi Fig. 2.

presente, al tetto del Macigno, un unico livello di marne (Figg. 11 e 12). Nella sezione Val Pignone 2, le marne sono esposte in continuità lungo il taglio stradale di fondovalle per uno spessore, misurato ortogonalmente al clivaggio, di circa 80 m. Si tratta anche in questo caso di marne massive, silteose, di colore grigio-scuro, dure e interessate da un clivaggio di frattura abbastanza regolato e pervasivo. La stratificazione non è percepibile se non, in rari casi, non senza difficoltà, per la presenza di lamine arenacee centimetriche; le rela-

zioni tra stratificazione e clivaggio, complessivamente ad alto angolo, indicano in questi casi, una polarità normale. Il clivaggio è deformato da pieghe aperte, da metriche a centimetriche, congeneri dell'anticlinale regionale (Fig. 13). Le marne sormontano con un contatto non esposto per la presenza di detrito, la facies pelitico-arenacea del Macigno che, con polarità normale, immerge con elevata inclinazione come il clivaggio delle marne soprastanti.



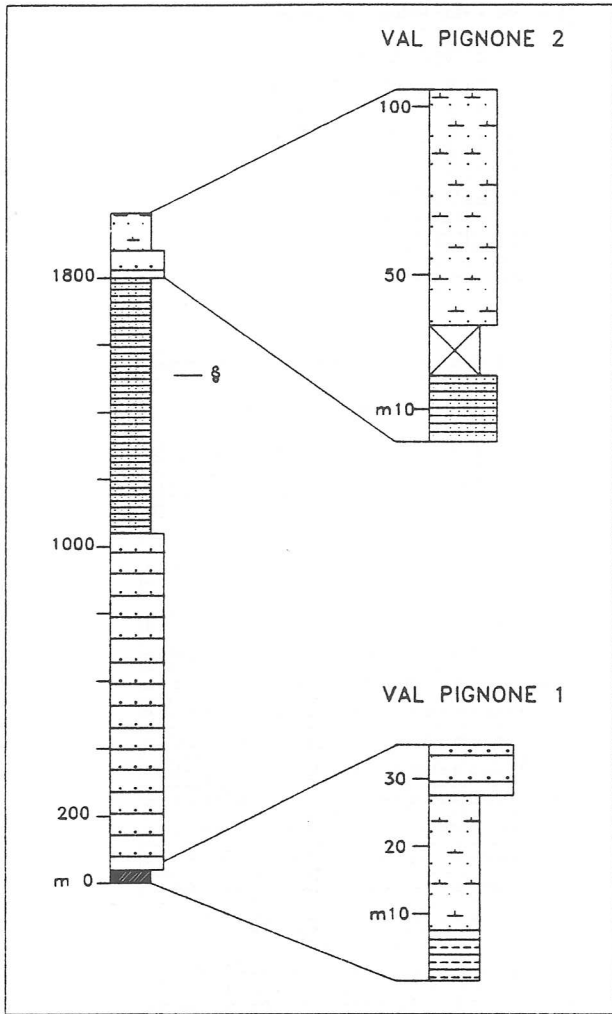


Fig. 11 - Colonna schematica (da Abbate, 1969) della Val Pignone (settore Cinque Terre; ubicazione in Fig. 2) e posizione delle sezioni Val Pignone 1 e 2; con il simbolo § è indicato il livello stratigrafico da cui provengono i campioni 659 e 660 (sezione Val Pignone 2). Per le suddivisioni litostratigrafiche vedi Fig. 12.

Sulla base delle sole osservazioni di terreno permangono forti incertezze riguardo alla natura dei rapporti tra le due litofacies a contatto.

Nella sezione Case Pollazzo (Fig. 12), le marne presentano uno spessore di circa 30 m e sormontano con contatto tettonico, ben esposto, lo *slump* arenaceo che, su questa verticale, fa seguito stratigraficamente alla litofacies pelitico-arenacea del Macigno. Le marne non differiscono, per caratteri macroscopici, da quelle del T. Pignone e sono interessate da una fratturazione complessa difficilmente analizzabile in assenza di relazioni con la stratificazione, anche qui mal distinta. Le marne sono sormontate, come in Val Pignone, con contatto di incerta natura, da un livello di argilliti nere, dure, attribuibili alla formazione delle ACC, non rappresentate nelle colonne stratigrafiche di Figura 12.

L'associazione *debris-flow (slump)*-litofacies pelitico-arenacea al tetto stratigrafico del Macigno della sezione di Case Pollazzo, riproduce le sequenze sommitali delle sezioni M. Olivero, Moneta e Fossola del settore Castelnuovo Magra-Carrara (Figg. 9 e 10) e testimonia, in entrambi i settori, un fenomeno di instabilità di significato regionale, nella fase di chiusura dell'avanfossa sul margine interno del Dominio toscano.

Nella sezione di Case Pollazzo l'elemento di maggiore interesse è naturalmente rappresentato proprio dall'esposizione del contatto tettonico tra le marne e lo *slump* al tetto del Macigno (Fig. 14).

Sulla superficie di contatto, accompagnata da una fascia cataclastica di spessore decimetrico, sono analizzabili indicatori cinematici (strie di frizione su roccia, scalini di calcite) che documentano un'evoluzione polifasica della deformazione fragile (Fig. 15). La prima fase deformativa si articola in più eventi che alternano ripetutamente compressione e trascorrenza destra; l'alternanza, che avviene con inversione tra  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$  e limitato spostamento (da N167E-orizzontale a N18E-22SSW) del  $\sigma_1$ , è documentata sia dalla sovrapposizione di strie inverse su strie da *strike-slip* sia dalla continuità di strie curvilinee a percorso inverso-destro. Questa deformazione compressiva, rappresentata nelle proiezioni stereografiche di Figura 15ab, documenta modalità di messa in posto delle marne, sul Macigno, per transpressione destra che con ogni probabilità si è prodotta su una superficie di taglio a basso angolo successivamente coinvolta nella deformazione plicativa («anticlinale» Tirreno-vergente di La Spezia) con assunzione della geometria attuale (circa N120E-70SW) per rotazione intorno all'asse della piega stessa.

Successive alla deformazione plicativa sono invece le faglie con strie normali (Fig. 15c) sovrapposte alle precedenti e da ricondurre ad un evento tardivo di carattere estensionale.

La natura tettonica del contatto nella sezione di Case Pollazzo, unitamente alle attribuzioni cronologiche imposte dai risultati dell'analisi biostratigrafica conducono ad attribuire le marne al tetto del Macigno ad una formazione (Marne del T. Pignone) di una unità strutturale (Unità delle Cinque Terre) di pertinenza subligure tettonicamente messa in posto, per transpressione, sul Macigno della FT.

La sezione Val Pignone 1 (Figg. 11 e 12) documenta l'esistenza di marne grigio-verdi (Marne di Rovaggio) interposte tra la Scaglia e la base del Macigno; si tratta anche in questo caso di marne siltose, indurite, localmente caratterizzate da deformazione isoclinale, che si distinguono dalle precedenti per una colorazione con tonalità verdastre.

#### ANALISI BIOSTRATIGRAFICA

##### Materiali e metodi

Lo studio biostratigrafico si è basato su un totale di 162 campioni provenienti complessivamente dalle 12 sezioni esaminate nei settori Cinque Terre e Castel-

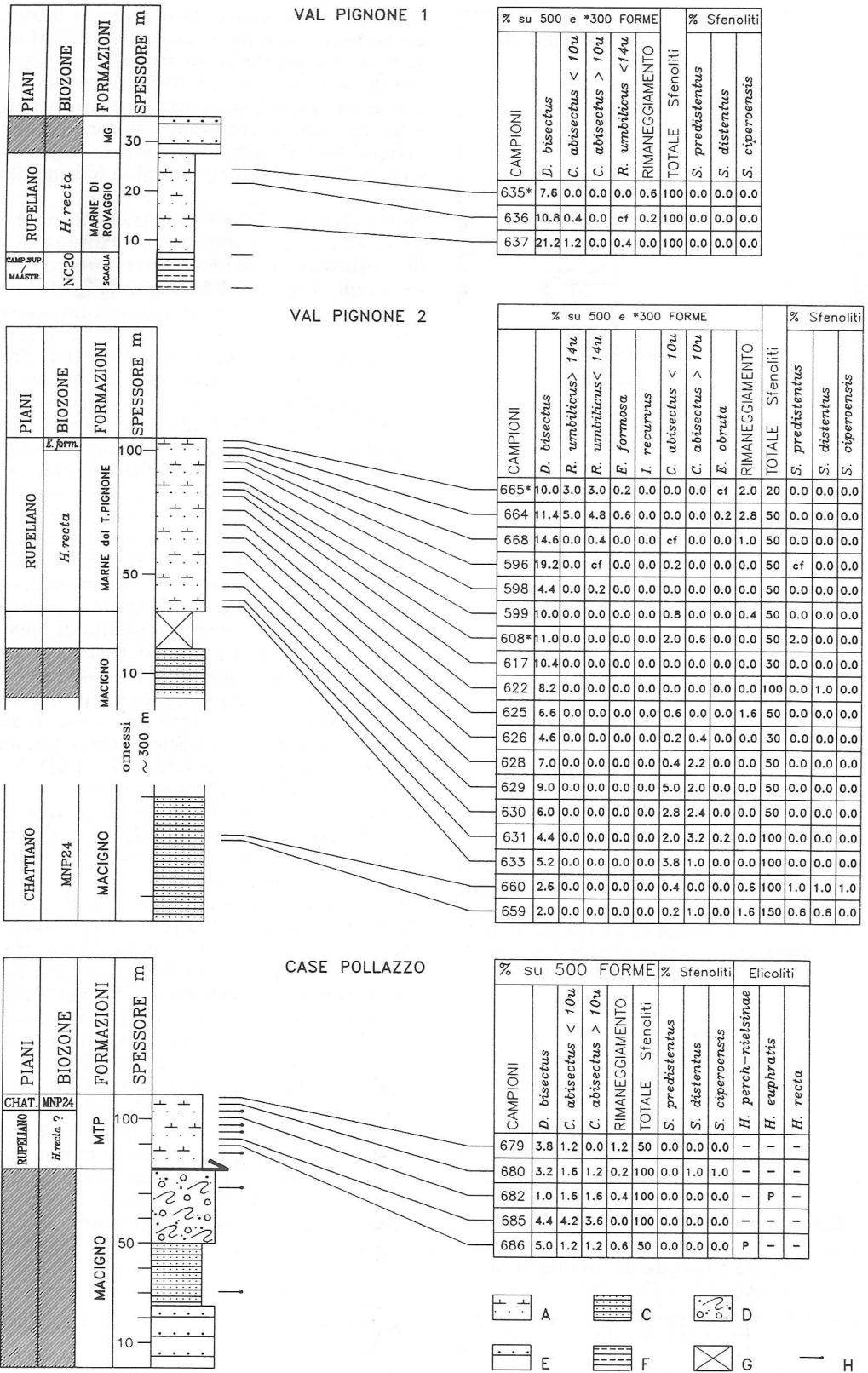




Fig. 13 - Mesopiega parassita dell'anticlinale di La Spezia nelle Marne del T. Pignone; localmente è visibile un clivaggio suborizzontale di piano assiale.



Fig. 14 - Contatto tettonico tra le Marne del T. Pignone (a sinistra) e il Macigno in facies di slump (strada panoramica Monterosso-Riomaggiore, Cinque Terre).

nuovo Magra-Carrara; di questi circa la metà (79) sono risultati sterili. Sono risultati sterili anche alcune decine di campioni raccolti nel Macigno nella parte non rappresentata nelle colonne schematiche; si sottolinea inoltre che per potenti intervalli della successione del Macigno stesso non sono stati individuati livelli idonei alla campionatura per l'analisi biostratigrafica.

Le associazioni a nannofossili calcarei sono in genere abbastanza ricche di forme (in quasi tutti i campioni è stato possibile contare agevolmente 500 forme). I nannofossili calcarei risultano alterati dalla ricristallizzazione, particolarmente nei campioni raccolti nel settore delle Cinque Terre. I gruppi meglio rappresentati sono i placoliti e gli sfenoliti, sono

sottorappresentati gli elicoliti; le forme rimaneggiate sono assai scarse.

I campioni sono stati preparati col metodo noto come *smear slide* (Backmann, 1980). Le associazioni a nannofossili calcarei sono state studiate al microscopio ottico polarizzatore a 1000 X, a nicols incrociati e a nicols paralleli.

Le specie considerate sono elencate nell'elenco tassonomico di Tabella 1; per il loro riconoscimento è stato fatto riferimento a Perch-Nielsen (1985).

I dati sono stati raccolti in modo quantitativo seguendo i metodi suggeriti da Backmann & Shackleton (1983) e Rio *et al.* (1990), cui si rimanda per una discussione più dettagliata dell'argomento. I metodi quantitativi permettono di ovviare ad alcuni inconvenienti

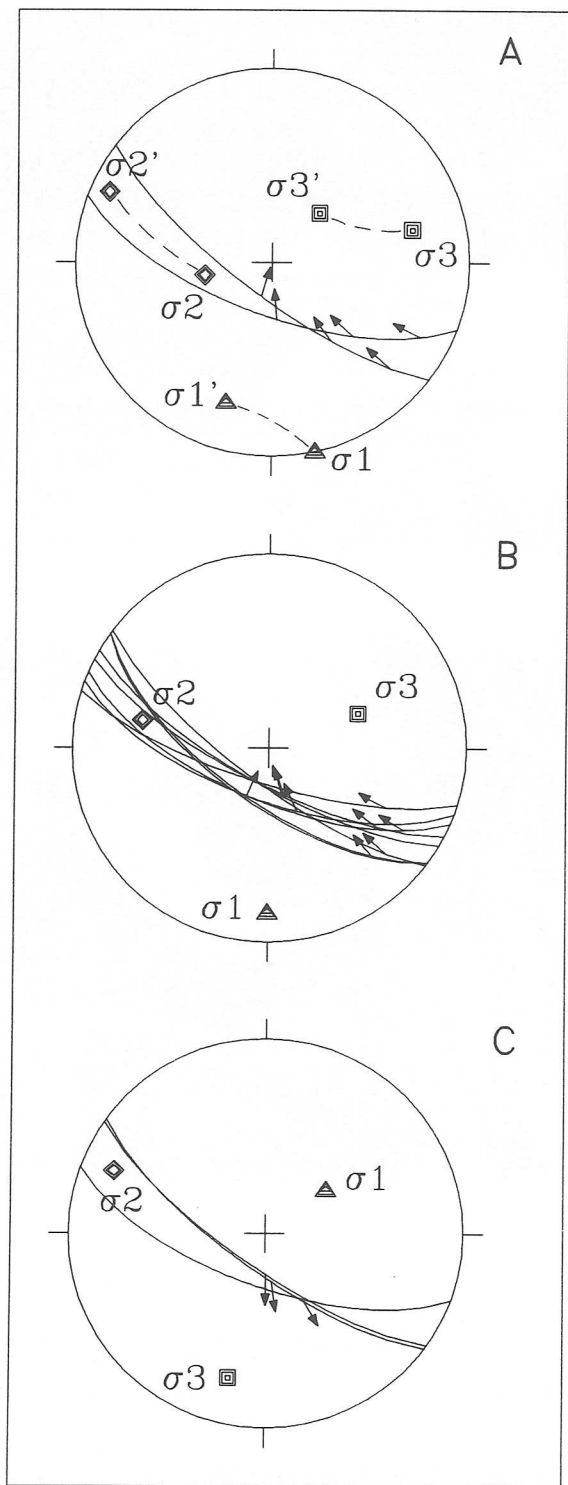


Fig. 15 - Distribuzione degli indicatori cinematici (proiezione equivalente di Schmidt, emisfero inferiore) rilevate sul contatto tettonico Macigno-Marne del T. Pignone di cui alla Fig. 14; sono indicate le direzioni degli assi principali dell'ellissoide dello stress (programma FAULT; Caputo, 1989). A: strie (da destre-inverse a inverse) e relativa migrazione degli assi principali dello stress (da 1, 2, 3 a 1', 2', 3'); B: totale strie trascorrenti-destre e inverse (1=N180, 17S); C: movimenti normali tardivi (3=N102, 25SSW).

tipici della biostratigrafia a nanofossili calcarei, soprattutto in sedimenti torbiditici come quelli studiati, quali il rimaneggiamento, e permette di verificare se la mancanza di specie *marker* sia dovuta a motivi preservazionali o biostratigrafici; inoltre permette di raccogliere i dati in modo omogeneo sia rispetto ai vari ambienti deposizionali sia rispetto a operatori diversi.

Per gli scopi di questo lavoro sono stati eseguiti due tipi di conteggio:

- conteggio di forme significative entro un numero totale di 500 individui (300 nei casi in cui le associazioni risultano impoverite);

- conteggio di specie significative entro un numero prefissato di 100-150 individui (50-30 nei casi di associazioni impoverite) appartenenti al genere *Sphenolithus*.

I dati raccolti sono stati inseriti in tabelle (Figg. 7, 8, 9, 10 e 12) in cui sono indicati i valori di frequenza delle specie più significative espressi in percentuale secondo le modalità sopra indicate. Per alcune specie appartenenti al genere *Helicosphaera*, che risultano rarissime nelle associazioni studiate, è stata indicata solo l'eventuale presenza.

#### Schema cronostratigrafico

Lo schema cronostratigrafico adottato fa riferimento a studi prevalentemente inediti condotti negli ultimi anni da Rio e collaboratori sulla parte alta del Terziario, basati sul riconoscimento di eventi biostratigrafici quali FCO (*First common occurrence*), LCO (*Last common occurrence*), acmi e paracmi in vari ambienti deposizionali nell'area mediterranea. Tali eventi dovrebbero fornire una risoluzione biostratigrafica migliore rispetto agli eventi utilizzati negli schemi standard di Martini (1971) e di Okada & Bukry (1980) che sono validi per aree oceaniche e sedimenti pelagici.

Per l'Oligocene superiore-Miocene inferiore è stato adottato lo schema proposto recentemente da Fornaciari & Rio (1996), cui si rimanda per la discussione sugli eventi e sul limite Oligocene-Miocene; per l'Oligocene inferiore è stato fatto riferimento allo schema di Catanzariti & Rio (in preparazione). Lo schema-tempo completo è raffigurato in Fig. 16; sono rappresentate le biozone adottate, le zone di Martini (1971) per confronto, tutti gli eventi utilizzati, e, per correlazione, la scala delle inversioni del campo magnetico terrestre (GPTS) di Cande & Kent (1992), consapevoli del fatto che sia i limiti cronostratigrafici sia la GPTS subiranno delle modifiche.

Per l'Oligocene inferiore è opportuno fornire alcune informazioni per chiarire i concetti utilizzati per definire le biozone adottate. Lo schema, elaborato in Appennino settentrionale, ha valore molto locale, ma migliore risoluzione degli schemi standard, e in questo lavoro ne è stata verificata l'applicabilità. Lo schema prevede quattro biozone che occupano un intervallo cronologico che va dai 34.5 Ma ai 29 Ma (Fig. 16). La taratura assoluta degli eventi biostratigrafici è stata fatta indirettamente correlando eventi ricono-



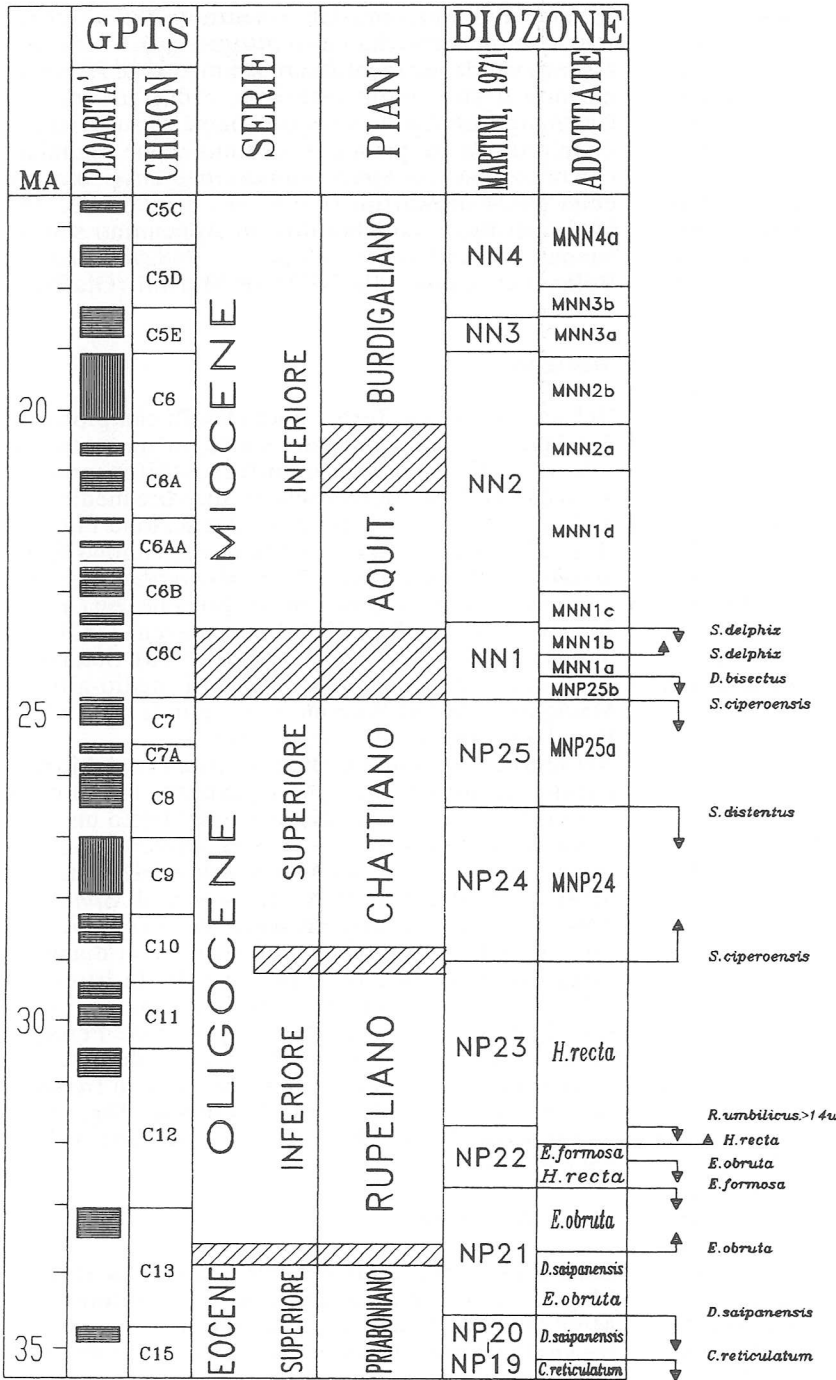


Fig: 16 - Schema cronostratigrafico adottato (modificato da Fornaciari & Rio, 1996 e Catanzariti & Rio, in preparazione).

sciuti in Appennino con eventi tarati nelle sezioni di Gubbio da Monechi e collaboratori in Premoli Silva *et al.* (1988).

La zona a *Discoaster saipanensis*-*Ericsonia obruta* viene posta tra la scomparsa di *D. saipanensis* e la comparsa di *E. obruta* ed è correlabile con parte della NP21 di Martini (1971). Entro tale biozona avviene il passaggio Eocene-Oligocene come proposto da

Nocchi *et al.* (1988) nella sezione Massignano (AN), attuale stratotipo del limite.

La zona ad *Ericsonia obruta* è posta tra la comparsa di *E. obruta*, continua con frequenze superiori all'1% (FCO, correlabile con l'acme di *E. obruta*; Monechi in Nocchi *et al.*, 1988), e la scomparsa di *Ericsonia formosa*. Tale zona è correlabile con parte della NP21 di Martini (1971).

La zona ad *Ericsonia formosa-Helicosphaera recta* è definita dalla scomparsa di *E. formosa* e dalla comparsa di *H. recta*. Viene considerata come scomparsa di *E. formosa* anche l'eventuale presenza sia continua che discontinua di forme con frequenze inferiori all'1% (LCO), che può essere dovuta a rimaneggiamento o a code di distribuzione, fenomeni che sono difficilmente distinguibili in sedimenti terrigeni e con campionature non fitte (Backmann, 1986). All'interno della biozona, a circa due terzi dalla base, si verifica la scomparsa di *E. obruta*. La zona è correlabile con parte della NP22 di Martini (1971).

La zona ad *Helicosphaera recta* viene definita con la comparsa di *H. recta*, forma utilizzata in letteratura per approssimare il limite fra la NP23 e la NP24 (Martini & Muller, 1986); in Appennino settentrionale l'evento sembra verificarsi prima della comparsa di *Sphenolithus ciperoensis* (marker della NP24), e anche in letteratura sono frequenti segnalazioni di *H. recta* in intervalli stratigrafici precedenti la comparsa di *S. ciperoensis* (Biolzi, 1982; Firth, 1989; Wei & Wise, 1989). La zona comprende parte della NP22 e tutta la NP23 di Martini (1971). Entro la parte bassissima della zona si verifica la fine della distribuzione comune e continua di *Reticulofenestra umbilicus* di diametro superiore a 14 micron (Backmann, 1987).

### Risultati

I risultati derivanti dallo studio dei nannofossili calcarei sono sintetizzati nello schema sinottico di Fig. 18; i dati biostratigrafici e le attribuzioni alle biozone vengono qui discussi sinteticamente con riferimento alle singole unità litostratigrafiche.

#### Scaglia toscana

La parte terminale della Scaglia, campionata nella sezione Maestà di Castelpoggio (Fig. 10) è riferibile al Paleocene superiore (biozona NP5) per la presenza di *Fasciculithus tympaniformis* in associazione con *Sphenolithus primus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Ericsonia formosa*, *Coccolithus pelagicus*. Nella sezione Val Pignone 1 (Fig. 12) i campioni fossiliferi raccolti nella Scaglia contengono un'associazione a nannofossili riferibile alla NC20 (Campaniano-Maastrichtiano; Roth, 1978) per la presenza di *Quadrum trifidum* e *Quadrum gothicum*. I dati analitici riguardanti la Scaglia non sono riportati nelle tabelle relative alle due sezioni.

#### Marne di Rovaggio

Le Marne di Rovaggio sia nel settore Castelnuovo Magra-Carrara (sezione Maestà di Castelpoggio in Fig. 10) sia nel settore Cinque Terre (sezione Val Pignone 1 in Fig. 12) sono riferibili al Rupeliano superiore, in particolare alla biozona ad *Helicosphaera recta* di Catanzariti e Rio (in preparazione), correlabile con la biozona NP23 di Martini (1971). Nel materiale studiato la zona ad *H. recta* non è caratte-

rizzata dal marker, ma dall'assenza di *Reticulofenestra umbilicus* con diametro maggiore di 14 micron, assenza valida per identificare la biozona ad *H. recta*, ma non il suo limite inferiore, e dall'assenza di *Cyclicargolithus abisectus* con diametro superiore ai 10 micron, la cui presenza continua viene segnalata con la comparsa di *Sphenolithus ciperoensis*, marker della NP24 di Martini (Fornaciari *et al.* 1990, dati inediti di Rio e collaboratori in Appennino settentrionale) o nella parte alta della CP18 di Okada & Bukry correlabile alla NP23 di Martini (Olafsson, 1992).

#### Macigno

Nel settore Cinque Terre i pochi livelli campionabili del Macigno sono risultati sterili in nannofossili calcarei. Gli unici due campioni fossiliferi provengono da livelli pelitici presenti nella parte medio-alta della facies pelitico-arenacea della sezione Pignone (Fig. 12). Le associazioni studiate contengono *Sphenolithus ciperoensis* (Fig. 17g), *Sphenolithus distentus* e *Sphenolithus predistentus* in associazione con *Dictyococcites bisectus* (Fig. 17f), la cui presenza indica la biozona MNP24 (Fornaciari & Rio, 1996). Sulla base degli scarsi dati disponibili i livelli medio-alti del Macigno della Val Pignone sono quindi riferibili al Rupeliano sup.-Chattiano inferiore.

Nel settore Castelnuovo Magra-Carrara i dati biostratigrafici relativi al Macigno riguardano la sua parte terminale. La litofacies arenacea ha fornito un campione fossilifero nella sezione M. Olivero (Fig. 10) in cui l'associazione a nannofossili è riferibile alla biozona MNP 25b in base all'assenza di *Sphenolithus ciperoensis* e alla presenza di *Dictyococcites bisectus* e *Cyclicargolithus abisectus* con diametro maggiore di 10 micron (Fig. 17c). Nella litofacies pelitico-arenacea sono state riconosciute età corrispondenti alla biozona MNP 25b (sezione Percorso Salute; Fig. 8), alla biozona MNN1a, sulla base della presenza di *Dictyococcites bisectus* con frequenza inferiore all'1% (sezione M. Olivero; Fig. 10), e alle biozone MNP25b ed MNN1a (sezione Vallecchia 1; Fig. 7).

#### Marne di Pontecchio

Sono state riconosciute nel solo settore Castelnuovo Magra-Carrara con età comprese tra la sottobiozona MNP25b (livelli inferiori della litofacies marno-siltosa nella sezione Percorso Salute) e la sottobiozona MNN1a nelle sezioni M. Olivero, Vallecchia 2 e Rizieri (Fig. 7, 8 e 10). In quest'ultima sezione viene raggiunta la sottobiozona MNN1b per la presenza, nell'associazione a nannofossili calcarei di un unico campione, della specie marker *Sphenolithus delphix* (Fig. 17h-i).

In rapporto ai risultati complessivi delle altre sezioni, ed in particolare della sezione Vallecchia 1 dove nella litofacies pelitico-arenacea del Macigno è documentato il passaggio MNP25b-MNN1a, la presenza della sottobiozona MNP25b nelle Marne di Pontecchio della sezione Percorso Salute solleva qualche

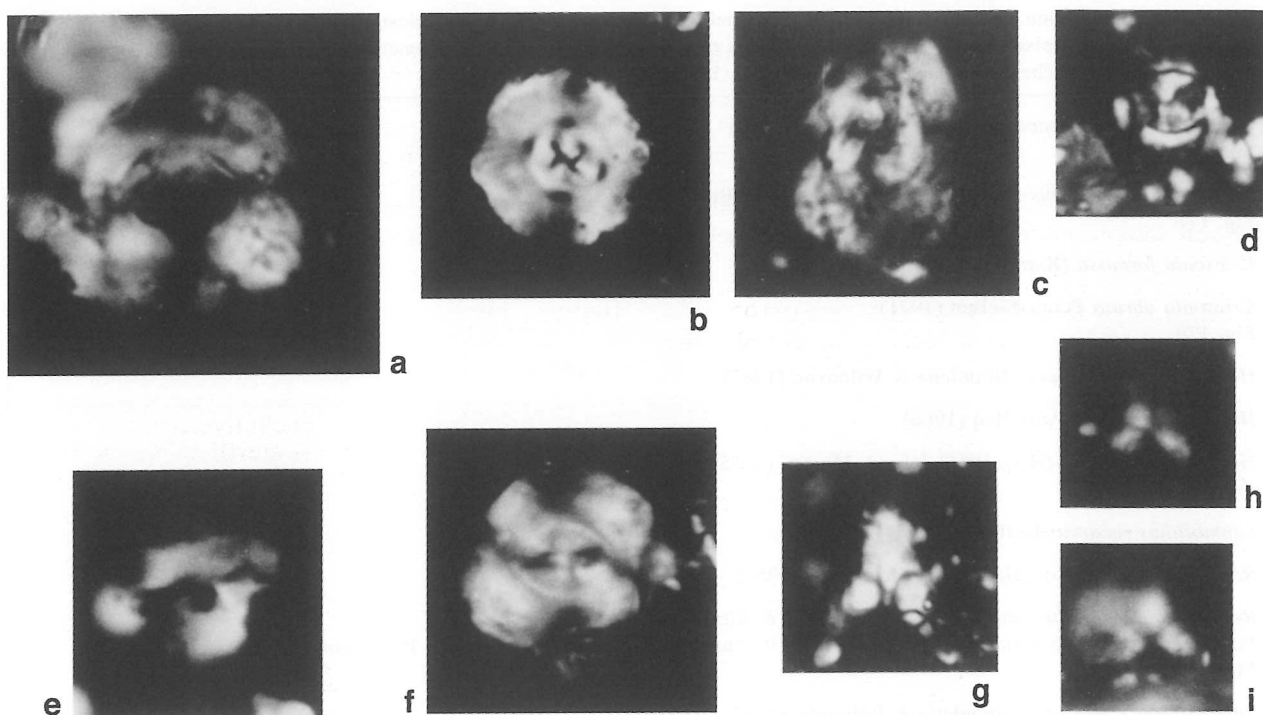


Fig. 17 - Le specie rappresentate sono a circa 2400 ingrandimenti.  
 a: *Reticulofenestra umbilicus* (Levin) Martini & Ritzkowski. Sezione Val Pignone 2, campione 664.  
 b-c: *Cyclicargolithus abisectus* (Muller) Wise. b: diametro inferiore ai 10 micron; sezione Fossola, campione 551. c: diametro superiore ai 10 micron; sezione Case Pollazzo, campione 680.  
 d: *Ericsonia obruta* Perch-Nielsen. Sezione Rizieri, campione 720.  
 e: *Helicosphaera recta* (Haq) Jafar & Martini. Sezione Fossola, campione 548.  
 f: *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler & Wade) Bukry & Percival. Sezione Fossola, campione 549.  
 g: *Sphenolithus ciperoensis* Bramlette & Wilcoxon. Sezione Case Pollazzo, campione 680.  
 h-i: *Sphenolithus delphix* Bukry. h: asse lungo a 0°, i: asse lungo a 45°. Sezione Rizieri, campione 661.

interrogativo. In assenza di evidenze di rimaneggiamento sembrerebbe necessario ammettere una eteropia tra le due facies, forse possibile in ambiente di avanzata sottoalmentata. Occorre comunque tener presente che la sezione Percorso Salute, benchè nell'insieme discretamente esposta, non è biostratigraficamente risolta nel suo tratto superiore con ripercussioni negative anche riguardo alla definizione del tratto inferiore da cui provengono le associazioni a nanfossili calcarei riferibili alla sottobiozona MNP25b.

#### Marne del T. Pignone

Nel settore delle Cinque Terre sono presenti sia nella sezione Case Pollazzo che nella sezione Val Pignone 2. Nella sezione Case Pollazzo i livelli geometricamente più alti sono attribuibili alla biozona MNP24 per la presenza dei due *marker* *Sphenolithus ciperoensis* e *Sphenolithus distentus* (campione 680 di Fig. 12). Per i campioni sottostanti esiste incertezza fra la biozona MNP24 del Chattiano e la biozona ad *H. recta* del Rupeliano; le associazioni studiate contengono *Cyclicargolithus abisectus* di dia-

metro superiore ai 10 micron, con continuità e consistenza compatibili con l'attribuzione alla biozona MNP24 (si veda discussione al paragrafo Marne di Rovaggio); in assenza dei *marker* della biozona MNP24 propendiamo tuttavia per l'attribuzione alla biozona ad *H. recta*.

Nella sezione Val Pignone 2 due campioni fossiliferi raccolti nella parte sommitale delle marne sembrano riferibili alla biozona ad *Ericsonia formosa*-*Helicosphaera recta* del Rupeliano, determinata dalla presenza, nell'associazione, di *Reticulofenestra umbilicus* di diametro maggiore di 14 micron (Fig. 17a) e dall'assenza concomitante di *E. formosa*, *Ericsonia obruta* ed *H. recta*. Si deve però sottolineare che se la mancanza di *H. recta* fosse dovuta a motivi preservazionali (si noti a tale proposito che il genere *Helicosphaera* nelle associazioni studiate è in generale sottorappresentato) i campioni sarebbero riferibili alla biozona ad *H. recta*. Nelle marne sottostanti i dati raccolti indicano una progressione biostratigrafica che implica il passaggio alla biozona ad *H. recta* (in Fig. 12 i campioni senza *R. umbilicus* > di 14 micron e senza *C. abisectus* > di 10 micron) e forse alla MNP24 (in Fig. 12 i campioni con *C.*

Tab. 1 - Elenco in ordine alfabetico delle specie citate nel testo e nelle tabelle dei dati biostratigrafici. Le specie riconosciute sono raffigurate in Perch-Nielsen (1985), alla quale si rimanda per la classificazione a livello generico e sopragenerico della maggior parte di esse. E' indicato anche il riferimento alle foto di Fig. 17.

<i>Cyclicargolithus abisectus</i> (Muller, 1970) Wise (1973) Figg. 17b-c
<i>Dictyococcites bisectus</i> (Hay, Mohler & Wade, 1966) Bukry & Percival (1971) Fig. 17f
<i>Ericsonia formosa</i> (Kamptner, 1963) Haq (1971)
<i>Ericsonia obruta</i> Perch-Nielsen (1971) Fig. 17d
<i>Helicosphaera compacta</i> Bramlette & Wilcoxon (1967)
<i>Helicosphaera euphratis</i> Haq (1966)
<i>Helicosphaera recta</i> (Haq, 1966) Jafar & Martini (1975) Fig. 17e
<i>Isthmolithus recurvus</i> Deflandre (1954)
<i>Reticulenestra daviesii</i> (Haq, 1968) Backmann (1980)
<i>Reticulofenestra umbilicus</i> (Levin, 1965) Martini & Ritzkowski (1968) Per il riconoscimento della specie è stato seguito il concetto tassonomico utilizzato da Backmann (1987). Fig. 17a
<i>Sphenolithus ciperoensis</i> Bramlette & Wilcoxon (1967) Fig. 17g
<i>Sphenolithus conicus</i> Bukry (1971)
<i>Sphenolithus delphix</i> Bukry (1973) Figg. 17h-i
<i>Sphenolithus distentus</i> Martini (1965) Bramlette & Wilcoxon (1967)
<i>Sphenolithus dissimilis</i> Bukry & Percival (1971)
<i>Sphenolithus predistentus</i> Bramlette & Wilcoxon (1967)

*abisectus* > di 10 micron, continuo e con frequenze superiori all'1%).

Nel settore Castelnuovo Magra-Carrara le Marne del T. Pignone più antiche sono state rinvenute nella sezione Rizieri con età riferibile alla biozona ad *E. formosa*-*H. recta*, per la presenza di *R. umbilicus* > di 14 micron e di *E. obruta* con frequenze superiori all'1% (Fig. 8); nella sezione Bettigna e nella sezione Vallecchia 1 (Fig. 7) le marne hanno età riferibile alle biozone *E. formosa*-*H. recta* e *H. recta*. Nella sezione M. Olivero (Fig. 10) le marne sono riferibili alla sola zona ad *H. recta*, mentre nelle sezioni Moneta e Fossola (Fig. 9) sono rappresentate le biozone ad *H. recta* e MNP24.

#### LA LITOFACIES MARNO-SILTOSA NEL SISTEMA OLIGO-AQUITANIANO «FRONTE DI CATENA-MARGINE INTERNO DI AVANFOSSA»

Nell'area di affioramento della Falda toscana, ad occidente dell'allineamento M. Orsaro-Val di Lima

(Fig. 1), marne siltose, massive e a clivaggio pervasivo sono presenti in tre posizioni distinte:

- alla base del Macigno della FT (Marne di Rovaggio);
- al tetto del Macigno (Marne di Ponteccio);
- in rapporti tettonici con il Macigno, interposte tra questo e le Argille e Calcari dell'Unità di Canetolo (Marne del T. Pignone).

I tre tipi di marne, e in modo particolare le ultime due, sono praticamente indistinguibili sulla base dei caratteri macroscopici e della petrofacies.

Da una valutazione della letteratura, che non può essere in alcun modo considerata esaustiva delle diverse situazioni soprattutto in quanto non riesaminate direttamente, sembra ancora possibile ammettere l'esistenza sia delle Marne di Ponteccio (con significato quindi di tetto stratigrafico del Macigno) sia di Marne del T. Pignone anche ad est delle Cinque Terre e del settore Castelnuovo Magra-Carrara. In particolare ci sembra verosimile che in Garfagnana possano coesistere entrambi i tipi di marne sotto la denominazione originaria di Marne di Ponteccio (Günther e





Rentz, 1968) mentre potrebbero essere da riferire al tetto stratigrafico del Macigno le Marne di Pontecchio della sezione di M. Casarola e della sezione di M. Acuto attribuite da Chicchi e Plesi (1990), pur in assenza di «olistostromi», alla base geometrica della soprastante Unità Modino (UM). Riguardo all'età delle Marne di Pontecchio della Garfagnana non si dispone di alcun dato recente con la sola eccezione di una microfauna a foraminiferi bentonici proveniente dai dintorni di Castelnuovo Garfagnana e attribuita all'Aquitaniense (Hagn in Günther e Rentz, 1968). In altri settori centrali e «frontali» del DT (Lunigiana, Val Gordana) il recente lavoro di Costa *et al.* (1992) documenta, in cinque distinte sezioni stratigrafiche, l'esistenza di marne di età oligocenica tettonicamente sovrapposte, con o senza l'interposizione di brecce e/o livelli stratificati di Argille e Calcari di Canetolo, al Macigno della FT il cui tetto di età aquitaniana, in facies di arenarie secondo gli autori citati, tende a ringiovanire verso l'esterno fino a raggiungere (Bagnone-M. Sillara) la parte alta della biozona MNN1 di Martini (1971). In nessun caso viene tuttavia descritto dagli autori citati un tetto marno-siltoso del Macigno dal momento che tutte le litofacies analoghe soprastanti sono interpretate come tettonicamente indipendenti dal Macigno stesso. La loro età, sempre contenuta entro la biozona NP25, risulterebbe così più recente di quella delle Marne del T. Pignone dei settori più interni, riferibili, in base ai nostri dati, e facendo sempre riferimento alla scala di Martini (1971), agli intervalli NP22, NP23 e NP24. Nei Monti del Chianti le Marne di S. Polo (Merla *et al.*, 1967; Decandia e Lazzarotto, 1972; Dallan Nardi e Nardi, 1974; Centamore *et al.*, 1979; Castellucci e Cornaggia, 1980) sembrano poter svolgere lo stesso ruolo delle Marne di Pontecchio della Garfagnana ed è quindi probabile che anche in questo caso sotto la stessa denominazione rientrino sia le facies di tetto del Macigno sia quelle di origine più interna tettonicamente sovrapposte, anche in questo caso associate a materiali subliguri piuttosto che liguri. La rassegna di questi dati esaurisce sostanzialmente il quadro delle conoscenze sull'argomento nell'area di affioramento del Macigno della FT all'interno dell'allineamento strutturale M. Orsaro-Val di Lima-Monti del Chianti confermando, secondo l'interpretazione di Costa *et al.* (1992) che, anche nel versante tirrenico della catena, tra l'Unità Canetolo e la Falda Toscana si interpone un'unità strutturale caratterizzata dalla presenza di marne siltose massive, non dissimili da quelle di chiusura della successione di avanfossa, e associate a litofacies argillose o argilloso-calcaree, in livelli continui o in brecce, riferibili alla formazione delle Argille e Calcari di Canetolo. Per questa unità viene qui proposta la denominazione di Unità delle Cinque Terre (UCT), in considerazione della discreta esposizione, in questo settore, del contatto tettonico con il Macigno della FT. I nostri dati, integrati dai dati della letteratura, suggeriscono per l'UCT un rapporto molto basso tra volumi (spessori) e superfici (estensione trasversale) dal momento che l'UCT stessa è rappresentata, dal Promontorio occidentale del Golfo di La Spezia

fino al M. Sillara in Lunigiana, da spessori sempre estremamente ridotti di marne siltose oligoceniche discontinuamente associate a livelli argilloso-calcarei, non datati, riconducibili alla formazione delle Argille e Calcari di Canetolo. Questa unità strutturale pellicolare, interposta tettonicamente tra Unità di Canetolo (UC) e FT, documenta l'articolazione del Dominio subligure (DSL) in due sottodomini (DSL interno e DSL esterno) dai quali derivano rispettivamente le unità strutturali UC e UCT.

Ammettendo quindi, secondo una procedura classica, che anche il trasporto tettonico della UCT avvenga secondo la direzione SW-NE, l'UCT stessa andrebbe riposizionata paleogeograficamente tra i settori interni del DT (La Spezia-versante occidentale apuano) e la parte più esterna del DSL interno da cui deriva l'UC che in tutta l'area di affioramento della FT è assai meno conosciuta rispetto al settore emiliano dell'Appennino settentrionale.

L'UCT viene a corrispondere per posizione geometrica, significato strutturale e analogie di contenuto stratigrafico, all'Unità Coli-Sanguinetto (o Unità Coli o Unità Marra) dei settori esterni al DT s.s., ad est e nord-est dell'allineamento «frontale», dalla quale sembra tuttavia differenziarsi per uno sviluppo volumetrico delle marne sensibilmente inferiore e per l'assenza nelle stesse marne di livelli di età più recente dell'Oligocene presenti viceversa quanto meno in Val Trebbia (Marne di Valle e Marne di Monte La Croce di età anche aquitaniana, delle unità Coli II e I) (Labaume, 1992; Labaume & Rio, 1994) e nelle marne, oligo-aquitaniense, che, in Val Taro, sormontano tettonicamente le Arenarie di M. Zuccone interponendosi tra queste e l'Unità di Canetolo (dati inediti degli autori).

Una seconda considerazione di carattere generale riguarda il ruolo delle litofacies marno-siltose, di età oligo-miocenica inf., nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale del sistema «fronte di catena-marginale interno di avanfossa». Limitando per il momento l'osservazione al solo DT s.s., le strette analogie della litofacies marno-siltosa di età già aquitaniana, presente al tetto del Macigno nel settore Castelnuovo Magra-Carrara, con quella delle marne subliguri di età oligocenica, tettonicamente soprastanti (Marne del T. Pignone dell'UCT), unitamente al ringiovanimento verso nord-est di queste marne che replica il ringiovanimento del tetto del Macigno, suggerisce la possibilità che, a partire dallo stadio di individuazione dell'avanfossa oligocenica del DT, la litofacies marno-siltosa costituisca l'elemento di raccordo tra il fronte della catena e il margine interno dell'avanfossa. Questa litofacies si deporrebbe nel sistema in evoluzione spazio-temporale tanto sul margine interno dell'avanfossa (litofacies marno-siltosa in espansione diacrona) quanto sulle parti frontali della catena costituite dagli elementi assottigliati del DSL esterno in progressiva disattivazione per ricoprimento tettonico delle falde liguri e subliguri (Unità di Canetolo) di origine più interna (litofacies marno-siltosa in contrazione diacrona) (Fig. 19, stadio II e III). Il sistema sedimentario delle litofacies marno-siltose di età oligocenica si completa verso l'esterno con

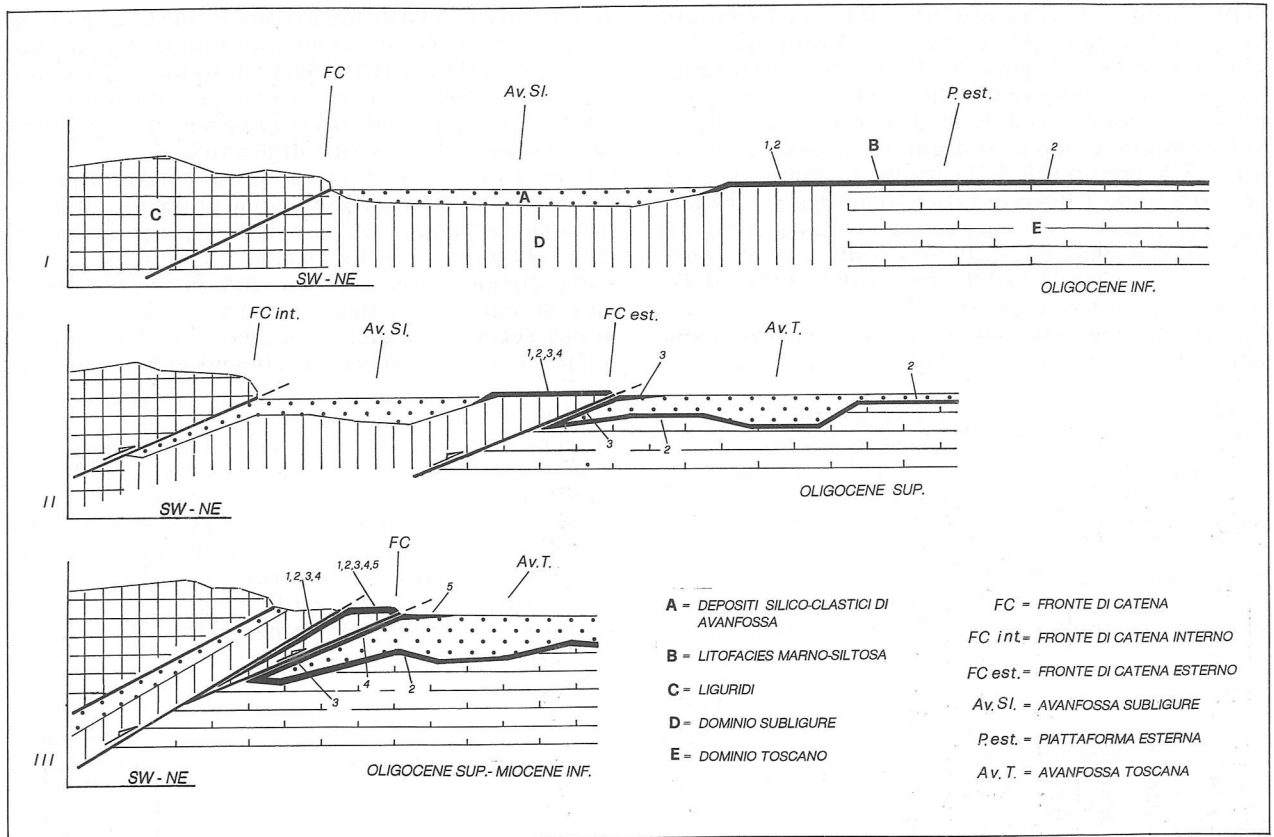


Fig. 19 - Possibile distribuzione della litofacies marno-siltosa nel sistema progradante "fronte di catena-margine di avanfossa" tra l'Oligocene inf. e il limite Oligocene sup.-Miocene inf. Nell'Oligocene sup. (stadio II) è ipotizzata la scomposizione del fronte di catena e l'esistenza di due avanfosse contigue. Biozone: 1 - *E. formosa*-*H. recta*; 2 - *H. recta*; 3 - MNP24; 4 - MNP25a e MNP25b; 5 - MNN1a.

una terza componente costituita dalla formazione delle Marne di Rovaggio, alla base del Macigno della FT, per le quali è ammissibile l'originaria continuità laterale con i livelli coevi (biozona ad *H. recta* e MNP24) delle Marne del T. Pignone. Questa terza componente definisce, unitamente ai livelli più antichi (biozona ad *E. formosa*-*H. recta*) delle Marne del T. Pignone, uno stadio precoce (pre-avanfossa) cui corrisponde la massima estensione della litofacies (Fig. 19, stadio I).

All'esterno dell'allineamento «frontale» della FT, i dati biostratigrafici e probabilmente anche geologici più significativi, riguardo alle relazioni tra fronte di catena e margine di avanfossa, e al ruolo della litofacies marno-siltosa in questo sistema, provengono dal recente studio della struttura di Bobbio (Val Trebbia) (Labaume, 1992; Labaume & Rio, 1994). Anche in questo caso, che riguarda un segmento di avanfossa più giovane del Macigno per l'età integralmente miocenica (Aquitano-Burdigaliano; Fornaciari e Labaume, 1992) della successione torbiditica, si registra una distribuzione latero-verticale della litofacies marno-siltosa simile alla precedente essendo la stessa presente sia al tetto della succes-

sione di avanfossa (Argilliti di Peli al tetto delle Arenarie di S. Salvatore del Burdigaliano) sia al tetto delle due unità, subliguri, sovrapposte e impilate tettonicamente sulla successione di avanfossa della sinclinale rovesciata della Val Trebbia (marne di Valle e di M. La Croce delle unità Coli II e I).

È da notare che anche in Val Trebbia, così come nel DT s.s. in precedenza analizzato, il substrato della litofacies marno-siltosa alloctona in rapporto all'avanfossa (Marne di Valle e Marne di M. La Croce) è costituito, ancora secondo l'interpretazione di Labaume (1992), dalle Argille e Calcari di Canetolo e che l'insieme strutturale Coli II e Coli I si interpone tra la successione di avanfossa e l'Unità di Canetolo, individuando così anche in questo caso un dominio marginale all'avanfossa, di pertinenza subligure per la natura del substrato, ma ancora «aperto» verso l'esterno al Burdigaliano in evidente contrasto con il grosso del DSL, espresso strutturalmente in questo settore appenninico dall'Unità Aveto la cui età oligocenica inferiore (Catanzariti, 1993) implica una disattivazione molto anticipata da parte della messa in posto delle Liguridi.

La distribuzione spazio-temporale della litofacies

marno-siltosa tra DSL esterno e DT tra l'Oligocene inf. e il passaggio Oligocene sup.-Miocene inf. è schematizzata in Figura 20. Il quadro, ricostruibile con diverse incertezze che dipendono in buona parte dal grado molto variabile di affidabilità dei dati della letteratura, tende a configurare, in assenza di soluzioni di continuità della litofacies marno-siltosa, una sola unità litostratigrafica diacrona, a substrato disomogeneo e variabile, il cui sviluppo comporta stadi di espansione e di contrazione in un contesto cinematico controllato dalle fasi evolutive iniziali del sistema catena-avanfossa.

Lo schema ipotizzato per la posizione e l'evoluzione spazio-temporale della litofacies marno-siltosa che tra l'Oligocene e il Miocene inf. si sviluppa nella zona di congiunzione tra il fronte assottigliato della catena (Dominio subligure esterno) e il margine interno dell'avanfossa (Arenarie di San Salvatore in Val Trebbia) contiene impliciti riferimenti al modello in più occasioni proposto da Ricci Lucchi (Ricci Lucchi, 1984, 1986a, 1986b, 1987; Ricci Lucchi e Ori, 1985; Amorosi *et al.*, 1995).

Esaminando il problema, come nel nostro caso che muove dai dati bio- e litostratigrafici del settore apuano

di nord-ovest, ad una scala di un ordine di grandezza inferiore a quella, di significato regionale, del modello dei cunei clastici di Ricci Lucchi, sembra confermata l'esistenza di una facies pelitica (litofacies marno-siltosa) di chiusura (*draping muds*) al tetto della successione silicoclastica di avanfossa.

La scala di osservazione adottata permette poi di dettagliare la distribuzione della litofacies attraverso la sua articolazione in episodi deposizionali distinti nel tempo e nello spazio in parte documentati e in parte ipotizzati sulla base di una possibile rilettura dei dati della letteratura. Questo diverso punto di osservazione consente, nel caso del Macigno, la trasformazione da isocrona a diacrona dell'interfaccia «*clastic fills-draping muds*» del modello di Ricci Lucchi.

In rapporto al modello dell'autore non abbiamo sufficienti elementi per confermare o smentire la diacronia prevista per l'inizio della sedimentazione silicoclastica di avanfossa. In base al confronto tra i risultati delle sezioni interne (Val Pignone, Maestà di Castelpoggio) e della sezione delle Porraie, in Garfagnana, al «fronte» della FT, dove la base del Macigno è attribuibile alla biozona MNP25a (Catan-

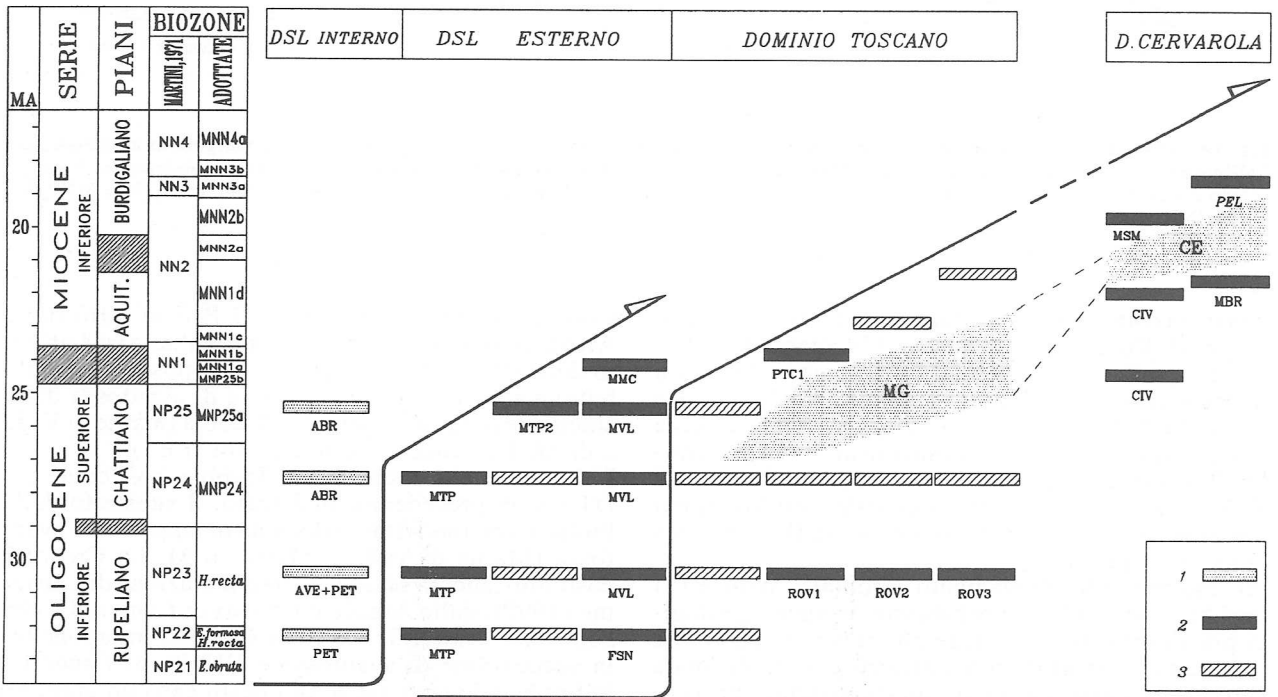


Fig. 20 - Schema della distribuzione spazio-temporale, tra l'Oligocene inf. e il Miocene inf., della litofacies marno-siltosa tra il Dominio Subligure esterno e il Dominio del Cervarola. Nella figura i rettangoli sono posizionati in corrispondenza del punto medio delle biozone (documentate o presunte). 1-depositi di avanfossa; 2-litofacies marno-siltosa, biozone documentate; 3-litofacies marno-siltosa, biozone presunte. E' inoltre schematizzato il cuneo clastico al margine occidentale dell'avanfossa dell'Oligocene sup.-Miocene inf. limitato dalla litofacies marno-siltosa in evoluzione. MG-Macigno; CE-Arenarie di M. Cervarola; ABR-Arenarie di Ponte Bratica; AVE-Arenarie della Val d'Aveto; PET-Arenarie di Petignacola; MTP-Marne del T. Pignone (settori Cinque Terre, Alpi Apuane); MTP2-Marne del T. Pignone (settore Val Gordana); MMC-Marne di M. La Croce; MVL-Marne di Valle; FSN-Formazione di Salsominore; PTC1-Marne di Pontecchio (settori Cinque Terre, Alpi Apuane); ROV1-Marne di Rovaggio (settori Cinque Terre, Alpi Apuane); ROV2-Marne di Rovaggio (settore Val Gordana); ROV3-Marne di Rovaggio (settore Porraie); MSM-Marne di S. Michele; CIV-Marne di Civago; PEL-Argilliti di Peli; MBR-litofacies marnosa delle Argilliti di Brugnello.



zariti, 1988), l'inizio della sedimentazione silicoclastica risulterebbe sensibilmente anticipata all'interno malgrado la distribuzione isocrona (biozona ad *H. recta*) delle Marne di Rovaggio; ciò dipende dall'esistenza nella sezione delle Porraie di una lacuna documentata in corrispondenza della biozona MNP24 (Catanzariti, 1988) di cui tuttavia ignoriamo l'estensione a livello regionale. In rapporto all'ipotesi del ringiovanimento verso NE della fase di instaurazione dell'avanfossa, importanza particolare rivestono i dati relativi all'età della base del Macigno in posizione intermedia (Lunigiana) tra le sezioni estreme del DT. I dati al riguardo sono incompleti e controversi.

Risultati inediti (Andreozzi, Catanzariti, Rio) relativi alla sezione della Val Gordana documentano ancora la biozona ad *H. recta* e la biozona MNP25a a circa metà altezza del Macigno sovrastante. Questi risultati si discostano sensibilmente da quelli di Costa *et al.* (1992) che attribuiscono le Marne di Rovaggio della Val Gordana, così come quelle delle Cinque Terre, alla biozona MNP25b; questa attribuzione impone agli autori citati, in relazione ai vincoli imposti dai risultati della sezione delle Porraie (Catanzariti, 1988), un modello spazio-temporale invertito per l'attivazione dell'avanfossa toscana che risulterebbe ritardata all'interno. Questa conclusione sembra risentire di una certa disomogeneità nella raccolta e nella valutazione dei dati biostratigrafici. Facendo riferimento invece all'insieme dei dati, metodologicamente più omogeneo, di questo lavoro e del lavoro inedito relativo alla Val Gordana (Andreozzi, Catanzariti, Rio) le conclusioni possibili sono sensibilmente diverse in quanto, anche se non risulta documentata con certezza la diacronia da SW a NE della base del Macigno, certamente non è confermato il ringiovanimento verso occidente sostenuto da Costa *et al.* (1992). Il ringiovanimento da SW a NE della base del Macigno era stata d'altra parte già documentato da Montanari e Rossi (1983) sulla base dell'analisi dell'apparato embrionale di *Lepidocyclone* rinvenute da autori diversi in alcune località (Promontorio di La Spezia, Pontremoli, Barga).

## CONCLUSIONI

Uno dei maggiori problemi posti dal riconoscimento della pertinenza subligure, e della possibile distribuzione, dell'Unità delle Cinque Terre riguarda le relazioni tra il Dominio subligure esterno e il Dominio delle Arenarie di M. Modino e della sua successione basale cretaceo-paleogenica (Krampe, 1964; Reutter, 1969; Chicchi e Plesi, 1991) che nell'alto Appennino tosco-emiliano si sovrappongono geometricamente al Macigno «frontale» della FT.

A questo problema si ricollega quello, di ordine superiore, dei rapporti tra il Macigno della FT e il sistema «Modino-Ventasso» originariamente unitario e attualmente scomposto in due distinte unità strutturali (Martini e Plesi, 1988). Su questi rapporti, ed in particolare sulle modalità della transizione dal Macigno della FT alle soprastanti Arenarie di M. Modino, esiste una vastissima letteratura che riflette

l'importanza che questi rapporti rivestono per la ricostruzione della paleogeografia dell'avanfossa oligo-aquitania nell'Appennino settentrionale.

Ormai da alcuni decenni, a partire dal lavoro fondamentale svolto su questo tema dai geologi della Scuola di Berlino negli anni '60 (Günther e Rentz, 1968; Reutter, 1968, 1969; Reutter e Schlüter, 1968), si discute riguardo alla natura sedimentaria o tettonica di questi rapporti. A noi pare, senza entrare in valutazioni specifiche, che siano stati prodotti da parte di autori diversi (Plesi, 1974, 1975b; Martini e Plesi, 1988; Bettelli *et al.*, 1987) convincenti argomenti a favore della seconda soluzione (rapporti tettonici) già sostenuta dagli autori tedeschi e in tempi più recenti riconfermata da Reutter e Groscurth (1978).

Riconosciuta, o anche semplicemente preferita per comodità di ragionamento, la natura tettonica di questi rapporti, rimangono tuttavia ancora possibili due soluzioni limite, alternative, per quanto riguarda l'integralità, o la parzialità, dell'allocatione dell'Unità Modino.

La prima soluzione, che prevede alloctonia dell'intera successione di M. Modino dalla sua base infracretacea (Argille a palombini) alle Arenarie di M. Modino, di età miocenica (Aquitano; Catanzariti, 1988), gode attualmente di scarso credito e sembra urtare in particolare proprio con l'età aquitania delle arenarie che implicherebbe, tra M. Modino e Macigno, rapporti spazio-temporali invertiti rispetto al modello della progradazione verso l'esterno del sistema delle avanfosse.

La seconda soluzione, che comporta alloctonia integrale della sola successione basale (dalle Argille a palombini del Cretaceo inf. alle Marne di Marmoreto dell'Oligocene) sicuramente più antica del tetto aquitano del Macigno, sembra a prima vista più soddisfacente e tende a identificare nelle Arenarie di M. Modino un deposito ad alloctonia parziale (*piggy-back*?) e, forse, verticalmente decrescente (Martini e Plesi, 1988; Chicchi e Plesi, 1991) in rapporto alla avanfossa del Macigno. Questa soluzione tende, in apparenza, ad identificarsi con quella della continuità sedimentaria Macigno-M. Modino (con l'intermediario di olistostromi) al progressivo ridursi del grado di alloctonia delle Arenarie di M. Modino. In realtà le differenze relative ai meccanismi di messa in posto dei terreni della «successione basale» di M. Modino (per gravità nel caso di olistostromi, per contrazione nel caso di tettonica attiva) non hanno valore solo formale. Nel secondo caso, infatti, la successione basale assumerebbe il ruolo di elemento frontale della catena e la sua messa in posto dovrebbe accompagnarsi allo spostamento dell'asse depresso e delle facies marginali dell'avanfossa, che risulterebbe però contraddetta proprio dalla ripresa della sedimentazione silico-clastica ad alimentazione longitudinale delle Arenarie di M. Modino sulla successione basale in un settore ormai abbandonato dalla avanfossa in migrazione. Questa contraddizione è evidenziata dall'esistenza di facies pelitiche, marginali, di chiusura al tetto del Macigno da noi ipotizzate, a partire dai dati del settore Castelnuovo Magra-Carrara, in tutto il DT.



Al crescere, viceversa, del grado di alloctonia delle Arenarie di M. Modino rispetto al Macigno si riduce lo scarto rispetto alla alloctonia della sua successione basale (necessariamente integrale) e di riflesso si riduce lo scarto concettuale tra le due soluzioni discusse.

Anche la seconda soluzione (semialloctonia delle Arenarie di M. Modino) sembra quindi presentare alcune difficoltà di applicazione espresse sostanzialmente da una maggiore compatibilità con la sedimentazione di avanfossa, delle Arenarie di M. Modino, piuttosto che con la sedimentazione in *piggy back* imposta da messa in posto per tettonica contrazionale (*thrust* frontali) della successione di base pre-aquitana.

La sovrapposizione certa dell'Unità Modino (UM) sul Macigno della FT è però limitata alla struttura «frontale» e la distribuzione longitudinale della UM, non omogenea, evidenzia la tendenza di questa unità a ridursi verso NW. Anche se non possiamo ritenere acquisiti tutti i dati geologici e biostratigrafici necessari, è probabile che l' Unità Modino non esista sia nell'area del ricoprimento apuano sia nella Toscana meridionale (Toscana a sud del F. Arno) dove

il Macigno della FT, quando preservato unitamente al suo substrato meso-cenozoico dagli effetti della tettonica estensionale a basso angolo, pre-messiniana, responsabile della «Serie ridotta» (Carmignani *et al.*, 1994b), è ricoperto direttamente, come nell'area nord-occidentale del DT, da elementi del Dominio subligure (Giannelli *et al.*, 1965).

Anche il sostanziale confinamento dell'Unità Modino nella zona «frontale» della FT, non si accorda facilmente con una provenienza interna della UM stessa rispetto al Dominio toscano soprattutto in relazione alla diretta sovrapposizione di unità subliguri sul Macigno della Falda toscana nei settori ad occidente del «fronte».

Questa difficoltà è enfatizzata dal riconoscimento della pertinenza subligure dell'Unità delle Cinque Terre (DSL esterno nella nostra interpretazione) e naturalmente della sua estensione regionale. Il problema dei rapporti delle due unità, Canetolo e Modino, con il Macigno del DT era stato ben compreso dagli Autori tedeschi che, nell'Appennino tosco-emiliano, ponevano in Garfagnana il limite tra due situazioni strutturali contrapposte, caratterizzate l'una, ad occidente, dalla sovrapposizione tettonica dell'Unità di Ca-

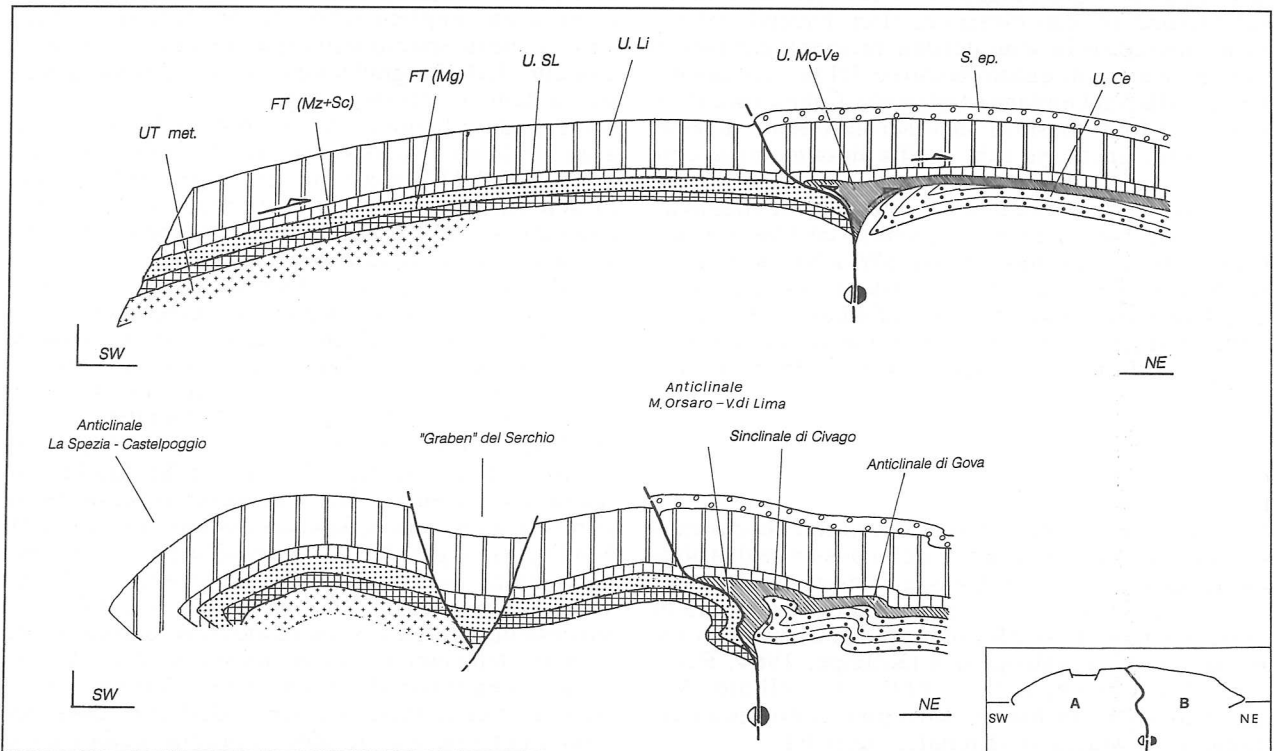


Fig. 21 - Sezioni geologiche sintetiche dal margine tirrenico al versante padano dell'Appennino settentrionale. Nel rettangolo in basso a destra è schematizzato l'accoppiamento per trascorrenza longitudinale destra dei blocchi tirrenico (A) e padano-adriatico (B) (vedi testo). La Successione epiligure e le unità Modino-Ventasso e Cervarola sono presenti nel solo blocco padano-adriatico. L'accavallamento dell'Unità Modino-Ventasso sul Macigno della Falda toscana è confinato sul "fronte" della Falda toscana stessa e si realizza per transpressione nella zona di trascorrenza destra (stadio I post-Langhiano). Nello stadio II (post-raccorciamento tortoniano) la zona di trascorrenza destra risulta coinvolta nella struttura "frontale" della Falda toscana.

UTmet.: Unità toscane metamorfiche; FT(Mz+Sc): Falda toscana (Mesozoico+Scaglia toscana); FT(Mg): Falda toscana (Macigno); U.SL: Unità Subliguri; U.Li: Unità Liguri; U.Mo-Ve: Unità Modino-Ventasso; S.ep.: Successione epiligure; U.Ce: Unità Cervarola.

netolo, di origine interna, sul Macigno della FT e l'altra, ad oriente, dalla sovrapposizione al Macigno stesso di materiali (olistostromi) derivanti da una ruga esterna al limite tra DT e il bacino di M. Modino (Günther e Rentz, 1968). Questa soluzione si collocava nel modello teorico di un «Bacino emiliano» esterno rispetto al Dominio toscano che da sempre urta contro seri motivi di ordine generale (Elter *et al.*, 1966) ma partiva dalla necessità, motivata, di conciliare la diretta sovrapposizione sul Macigno della FT di due unità stratigrafico-strutturali (UC ed UM) a diversa distribuzione geografico-strutturale.

Entrambe le soluzioni (origine interna ed esterna) hanno in comune l'adozione della sola direzione trasversale (SW-NE) come direzione di trasporto tettonico delle unità alloctone della catena. Questa soluzione non è sostenuta da dati strutturali di carattere analitico particolarmente solidi nè possono considerarsi del tutto soddisfacenti le soluzioni paleogeografiche (non soltanto relative alle unità oligo-aquitaniiane di avanfossa) derivanti obbligatoriamente dal riposizionamento delle unità in caso di alloctonia trasversale pura.

Una terza soluzione risiede nella possibilità di ammettere un'alloctonia prevalentemente longitudinale, con limitata componente di sovrascorrimento trasversale a vergenza occidentale (transpressione), del sistema Modino-Ventasso rispetto al Macigno della FT. Questa soluzione, illustrata attraverso la sezione geologica schematica di Fig. 21, si colloca, con specifico riferimento ai rapporti tra il sistema Modino-Ventasso e il Macigno della FT, all'interno della ipotesi di trascorrenza longitudinale destra avanzata alcuni anni fa alla scala dell'intero Appennino settentrionale (Cerrina Feroni, 1988). Nella soluzione illustrata dalla sezione geologica si ammette che il sistema Modino-Ventasso, solidale, sia di origine interna rispetto all'avanfossa infra-miocenica del Cervarola (nella sezione il Cervarola di Civago-Gova) in rapporto alla quale viene riconosciuta un'alloctonia prevalentemente trasversale, ma non interna rispetto al Macigno della FT cui l'intero sistema Modino-Ventasso-Cervarola, già strutturato anche in rapporto alle soprastanti unità subliguri e liguri, si affianca con alloctonia prevalentemente longitudinale e limitata sovrapposizione del suo elemento più interno (Unità Modino) (transpressione destra).

Questa interpretazione cinematico-strutturale imporrebbe per il sistema Modino-Ventasso (e per l'avanfossa del Cervarola s.l. ad esso adiacente verso l'esterno) una collocazione non ad occidente ma piuttosto sul prolungamento verso nord della avanfossa oligo-aquitaniiana del Macigno del DT; ciò comporterebbe, date le affinità liguri della successione basale delle Arenarie di M. Modino e subliguri (s.l.) di quella delle Arenarie del M. Ventasso, una interferenza tra l'asse dell'avanfossa oligo-aquitaniiana e l'asse delle zone isopiche pre-avanfosse (successioni meso-cenozoiche pre-oligoceniche) che determinerebbe verso nord il trasferimento della avanfossa da un substrato di tipo sudalpino (successione pre-Macigno del DT) ad un substrato di tipo ligure e/o subligure (successioni di base delle Arenarie di M. Modino e M. Ventasso).

Nell'ambito di questa soluzione le Marne di Pievepelago, oligoceniche, tettonicamente sovrapposte alle Arenarie di M. Modino (Chicchi e Plesi, 1991), perderebbero il ruolo di *draping muds* al tetto dell'avanfossa del Macigno previsto dal modello di Ricci Lucchi (1986a, 1986b, 1987) (del resto incompatibile con la natura tettonica stessa dei rapporti Modino-Macigno) per assumere piuttosto in rapporto all'Unità Modino il ruolo svolto dall'Unità delle Cinque Terre rispetto al Macigno della FT.

L'interpretazione strutturale esposta a titolo speculativo offre forse una soluzione più agevole per i rapporti del sistema Modino-Ventasso con il Macigno della Falda toscana, mentre non sembra migliorare l'approccio con altri interrogativi e tra questi proprio con il problema delle affinità liguri della successione di base delle Arenarie di M. Modino che non dovrebbe ammettere all'interno, nella paleogeografia pre-oligocenica elementi subliguri (Unità di Pievepelago, UP, se correlata alla UCT).

Rimane comunque da approfondire la possibilità che l'Unità Modino sia inserita, nella complessa geometria del «fronte» della FT, come elemento di una *flower-structure*, strutturato in *back thrust*, nella zona di transpressione destra da cui potrebbe derivare l'indipendenza della UM, non solo dal Macigno della FT, ma anche dalle unità ad essa collegate di pertinenza subligure accertata (UC, UV) o presunta (UP) che per i vincoli imposti dalle relazioni geometriche in atto ostacolano, per il momento, la definizione dei rapporti reciproci, primari, nella paleogeografia oligo-aquitaniiana.

#### BIBLIOGRAFIA

- Abbate, E., 1969. Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levante (Liguria Orientale). Mem. Soc. geol. ital., 8: 923-1014.
- Amadesi, E., 1968. Schema strutturale e tettonico dell'Appennino settentrionale fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli. Giorn. Geol., ser. 2, 34(2): 353-380.
- Amorosi, A., Ricci Lucchi, F. e Tateo, F., 1995. The Lower Miocene siliceous zone: a marker in the paleogeographic evolution of the northern Apennines. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 118: 131-149.
- Backmann, J., 1980. Miocene-Pliocene nannofossils and sedimentation rates in the Hatton-Rockall basin, NE Atlantic Ocean. Acta Univ. Stockholm. Contr. Geol., 36 (1): 1-91.
- Backmann, J., 1986. Accumulation patterns of Tertiary calcareous nannofossils around extinction. Geol. Rdsch., 75: 185-196.
- Backmann, J., 1987. Quantitative calcareous nannofossil biochronology of middle Eocene through early Oligocene sediment from DSDP Sites 522 and 523. Abh. geol. Bundesanst., 39: 21-31.
- Backmann, J. and Shackleton, N. J., 1983. Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannoplankton from the Atlantic, Indian and Pacific Oceans. Marine Micropaleontology, 8: 141-170.
- Barbieri, F. & Zanzucchi, G., 1963. La stratigrafia della Valle di Roccaferarra (Appennino Parmense). Atti Soc. it. Sci. nat., 102: 155-210.
- Bellinzona, G., Boni, A., Braga, G., Casnedi, R. e Marchetti, G., 1968. Carta Geologica della «Finestra di Bobbio». Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 19.
- Bernini, M., 1991. Le strutture estensionali della Lunigiana (Appennino settentrionale): proposta di un modello deformativo. Atti. ticin. Sci. Terra, 34: 29-38.

- Bettelli, G., Bonazzi, U., Fazzini, P. e Gelmini, R., 1987. Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenarie di Monte Cervarola del crinale appenninico. *Mem. Soc. geol. ital.*, 39: 1-18.
- Bettelli, G. e Panini, F. 1991. Liguridi, mèlanges e tettoniti nel Complesso caotico lungo la «linea del Sillaro» (Appennino settentrionale, Province di Firenze e Bologna). *Mem. Descr. Carta geol. Ital.*, 46: 387-415.
- Biolzi, M., 1982. The Oligocene-Miocene boundary in the Equatorial Atlantic. DSDP Site 354. Results of studies on planktic foraminifera and calcareous nannofossils. *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 37: 303-378.
- Boccaletti, M. e Coli, M. (Eds.), 1982. Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale a scala 1:250.000. Progetto Finalizzato Geodinamica, Mod. Strutt. Ap. Sett., S.EL.CA., Firenze.
- Braga, G. e Marchetti, G., 1971. Sulla presenza di arenarie tufacee nella Liguria orientale e dati sulla loro età (Appennino di La Spezia). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 21: 116-122.
- Cande, S.C. & Kent, D.V., 1992. A new Geomagnetic Polarity Time Scale for late Cretaceous and Cenozoic. *J. geophys. Res.*, 97(13): 917-951.
- Caputo, R., 1989. FAULT: a programme for structural analysis. 55 pp., Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze.
- Carmignani, L., Cerrina Feroni, A., Del Tredici, S., Fantozzi, P. L., Giglia, G., Martinelli, P., Meccheri, M. e Robbiano, A., 1994a. Considerazioni sul profilo La Spezia. *Reggio Emilia. Stud. geol. camerti*, vol. spec. 2 (App.) CROP 1-1A: 17-29.
- Carmignani, L., Decandia, F.A., Fantozzi, P. L., Lazzarotto, A., Liotta, D. e Meccheri, M., 1994b. Terziary extensional tectonics in Tuscany (northern Apennines, Italy). *Tectonophysics*, 238: 295-315.
- Carmignani, L., Fantozzi, P. L. e Meccheri, M., 1991. La vergenza «sin» e «post-nappe» della Falda Toscana nelle strutture di Pescaglia e di Castelpoggio (Alpi Apuane). *Boll. Soc. geol. ital.*, 110: 351-364.
- Carmignani, L., Giglia, G. and Kligfield, R., 1978. Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy. *J. Geol.*, 86: 487-504.
- Carmignani, L., Giglia, G. e Kligfield, R., 1980. Nuovi dati sulla zona di taglio ensialica delle Alpi Apuane. *Mem. Soc. geol. ital.*, 21: 93-100.
- Carmignani, L. and Kligfield, R. 1990. Crustal extension in the Northern Apennines: transition from compression to extension in the Alpi Apuane Core Complex. *Tectonics*, 9: 1275-1303.
- Carosi, R., Montomoli, C. e Pertusati, P.C., 1994. Zone di taglio nel Dominio Toscano Interno (Appennino settentrionale). *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 101: 187-200.
- Castellucci, P. & Cornaggia, F., 1980. Gli olistostromi nel Macigno dei Monti del Chianti: analisi stratigrafico-strutturale. *Mem. Soc. geol. ital.*, 21: 171-180.
- Catanzariti, R., 1988. Biostratigrafia a nannofossili calcarei ed età dei flysch oligo-miocenici (Macigno e Modino) nell'alto Appennino reggiano-modenese. Tesi di laurea inedita, 184 pp., Università degli Studi, Pisa.
- Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:50.000, F.217-Neviano degli Arduini. Regione Emilia-Romagna, 1990, S.EL.CA., Firenze.
- Catanzariti, R., 1993. Biostratigrafia a Nannofossili calcarei dell'Eocene superiore-Oligocene inferiore dell'Appennino Settentrionale. Tesi di dottorato, 150 pp., Università degli Studi, Padova.
- Centamore, E., Chiocchini, U., Cipriani, N. & Manganelli, V., 1979. Segnalazione di alcuni livelli vulcanoclastici nelle «Marne di S. Polo» del Macigno del Chianti (Toscana). *Rend. Soc. geol. ital.*, 2: 15-16.
- Cerrina Feroni, A., 1988. La duplicazione della catena a falde per trascorrenza longitudinale, nell'Appennino settentrionale: una soluzione alternativa. *Rend. Soc. geol. ital.*, 11: 325-329.
- Cerrina Feroni, A., Martinelli, P. e Ottria, G., 1995. La posizione dei flysch ad Elmintoidi (formazione del M. Antola e formazione di Ortonovo) nella piega Castelpoggio-Ortonovo a NW delle Alpi Apuane. *Accademia Nazionale delle Scienze detta dei XL, scritti e documenti*, 14: 181-193.
- Chicchi, S. e Plesi, G., 1990. Sovrascorrimenti e strutture associate dell'alto Appennino emiliano fra il Passo di Lagastrello e il M. Cimone. *Stud. geol. camerti*, vol. speciale: 99-108.
- Chicchi, S. e Plesi, G., 1991. Il Complesso di M. Modino-M. Cervarola nell'alto Appennino emiliano (tra il Passo di Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda Toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi. *Mem. Descr. Carta geol. Ital.* 46: 139-163.
- Coli, M., 1989. Time and mode of uplift of the Apuane Alps Metamorphic Complex. *Atti ticin. Sci. Terra*, 32: 47-56.
- Coli, M., Nicolich, R., Principi, G. and Treves, B., 1991. Crustal delamination of the Northern Apennines thrust belt. *Boll. Soc. geol. ital.*, 110: 501-510.
- Costa, E., Di Giulio, A., Plesi, G. e Villa, G., 1992. Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre-Val Gordana-M. Sillara (Appennino Settentrionale): implicazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria. *Stud. geol. camerti*, vol. spec. 2, CROP 01-1A: 229-248.
- Dallan Nardi, L. e Nardi, R., 1974. Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale. *Mem. Acc. Lunig. Sc. «G. Capellini»*, 42: 1-212.
- Decandia, F.A., Federici, P.R. e Giglia, G., 1968. Contributo alla conoscenza della serie toscana: la zona di Castelpoggio e Tenorano. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 75: 102-124.
- Decandia, F.A. & Lazzarotto, A., 1972. Ritrovamento di macroforaminiferi oligocenici nella parte superiore del Macigno del Chianti in località Farnetella (Siena). *Boll. Soc. geol. ital.*, 91: 511-521.
- Elter, G., Elter, P., Sturani, C. & Wiedmann, M., 1966. Sur la prolongation du domaine de l'Appennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chaiblaisiennes. *Arch. Soc. Phys. Nat. Genève*, 19: 1002-1012.
- Elter, P., 1958. Nuove osservazioni sull'Arenaria superiore nella regione di La Spezia e di Carrara. *Boll. Soc. geol. ital.*, 77: 133-166.
- Elter, P., Ghiselli, F., Marroni, M. e Ottria, G., (in stampa). Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 197-Bobbio, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.
- Elter, P., Gratziu, C. & Labesse, B., 1964. Sul significato dell'esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. geol. ital.*, 83(2): 373-394.
- Elter, P. & Schwab, K., 1957. Geologia della regione fra Vara e Magra (Appennino ligure-toscano). *Boll. Soc. geol. ital.*, 76(2): 157-169.
- Federici, P.R. & Raggi, G., 1975. Una nuova interpretazione della tettonica dei monti della Spezia. *Boll. Soc. geol. ital.*, 94: 945-960.
- Firth, J.V., 1989. Eocene and Oligocene calcareous nannofossils from the Labrador Sea, ODP Leg 105. In S.P. Srivastava, M.A. Arthur *et al.* (Eds.), *Proceedings of the ocean drilling project, College Station, TX*: 262-286.
- Fornaciari, E. and Labaume, P., 1992. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Bobbio Formation (NW Apennines, Italy). *Mem. Sc. geol.*, 44: 109-126.
- Fornaciari, E. and Rio, D., 1996. Latest Oligocene to Early Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean Region. *Micropaleontology*, 42(1).
- Fornaciari, E., Raffi, I., Rio, D., Villa, G., Backman, J. and Olafsson, G., 1990. Quantitative distribution patterns of Oligocene and Miocene calcareous nannofossils from the western equatorial Indian Ocean. In: R.A. Duncan, J. Backman, L.C. Peterson *et al.* (Eds.), *Proc. ODP, Sc. Results*, 115: 237-253.
- Franceschelli, M., Leoni, L., Memmi, I. and Puxeddu, M., 1986. Regional distribution of Al-silicates and metamorphic zonation in the low-grade Verrucano metasediments from the Northern Apennines, Italy. *J. metam. Geol.*, 4: 309-321.
- Giammarino, S. & Giglia, G., 1990. Gli elementi strutturali della piega di La Spezia nel contesto geodinamico dell'Appennino Settentrionale. *Boll. Soc. geol. ital.*, 109: 683-692.
- Giannelli, L., Lazzarotto, A. e Mazzanti, R., 1965. Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana marittima. 2. Studio



- geologico e micropaleontologico di una sezione tra Sassetta e Monteverdi Marittimo (F° 119-Massa Marittima). *Boll. Soc. geol. ital.*, 84(3): 1-45.
- Günther, K., 1966. Zur geologie der zone zwischen den nordlichen Apuaner Alpen ind dem Apenin. Hauptkamm. Inaug. Diss. Freie Universitat, 176 pp., Berlin.
- Günther, K. e Rentz, K., 1968. Contributo alla geologia della catena principale dell'Appennino tosc-emiliano tra Ligonchio, Civago e Corfino. *Ateneo Parm. (Acta Nat.)*, 4(1): 67-87.
- Günther, K. & Reutter, K. J., 1985. Il significato dell'unità di M. Modino-M. Cervarola tra il passo delle Radici e il M. Falterona in relazione alla tettonica dell'Appennino settentrionale. *Giorn. Geol.*, ser. 3, 47: 15-34.
- Kligfield, R., Dallmeyer, R.D., Hunziker, J. e Schamel, S., 1980. Implicazioni tettoniche dell'età assoluta (K/Ar e Ar/Ar) di metasedimenti a deformazione multipla delle Alpi Apuane. 70° Congresso Soc. geol. ital., Riassunti, 6-11 ottobre 1980, Siena.
- Kligfield, R., Hunziker, J., Dallmeyer, R. e Schamel, S., 1986. Dating of deformation phases using K-Ar & 40Ar/39Ar techniques: results from the Northern Apennines. *J. struct. Geol.*, 8: 781-798.
- Krampe, K.D., 1964. Zur geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza. Diss. Freie Universitat, 161 pp., Berlin.
- Labaume, P., 1992. Evolution tectonique et sedimentaire des fronts de chaine sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Francaises et de Sicile. These pour obtenir le grade de Docteur d'Etat. Universite Montpellier II, Montpellier.
- Labaume, P. & Rio, D., 1994. Relationships between the subligurian allochthon and the tuscan foredeep turbidites in the Bobbio Window (NW Apennines). *Mem. Soc. geol. ital.*, 48: 309-315.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *J. sediment. Petrol.*, 52(1): 279-297.
- Marini, M., 1966a. Rapporti tra «Macigno» e argilloscisti l.s. dell'alta Lunigiana (Massa Carrara). *Boll. Soc. geol. ital.*, 85: 675-680.
- Marini, M., 1966b. Sulla posizione delle «Argille e Calcari» nell'alta Lunigiana (Appennino tosc-emiliano). *Mem. Acc. Lunig. Sc. «G. Capellini»*, 36: 1-50.
- Martini, E., 1971. Standard Terziary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: A. Farinacci (Ed.), *Proceedings II Planktonic Conference*, 2: 739-785.
- Martini, E. & Muller, C., 1986. Current Terziary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations. *Newsl. Stratigr.*, 16(2): 99-112.
- Martini, G. e Plesi, G., 1988. Scaglie tettoniche divelte dal Complesso di Monte Modino e trascinate alla base delle Unità subligure e ligure: gli esempi del M. Ventasso e del M. Cisa (Appennino reggiano). *Boll. Soc. geol. ital.*, 107: 71-191.
- Merla, G., 1969. Marne di Pievepelago. In: *Studi illustrativi della Carta geologica d'Italia. Formazioni geologiche*, Servizio Geologico d'Italia, fasc. 2: 87-93.
- Merla, G., Bortolotti, V. & Passerini, P., 1967. Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, F. 106-Firenze. Istituto e Zecca del Poligrafico dello Stato.
- Miller, K.G., Fairbanks, R.G. and Mountain, G. S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 2: 1-19.
- Montanari, L. & Rossi, M., 1983. Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali del Nord Appennino. 2 Macigno s.s. e Pseudomacigno. Nuovi dati cronostratigrafici e loro implicazioni. *Mem. Soc. geol. ital.*, 25: 185-217.
- Monteforti, B. e Raggi, G., 1975. Per la geologia dell'entroterra di La Spezia tra Sarzana e Zignago. *Boll. Soc. geol. ital.*, 94: 927-943.
- Nocchi, M., Monechi, S., Coccioni, R., Madile, M., Monaco, P., Orlando, M., Parisi, G. and Premoli Silva, I., 1988. The extinction of Hantkeninidae as a marker for recognizing the Eocene-Oligocene boundary: a proposal. In: I. Premoli Silva, R. Coccioni and A. Montanari (Eds.), *The Eocene-Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*. *Int. Subcomm. Paleog. Strat.*, E/O Meeting, Ancona, Oct. 1987, spec. pubbl., 1: 249-252.
- Okada, H. & Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973;1975). *Marine Micropaleontology*, 5 (3): 321-325.
- Olafsson, G., 1992. Oligocene/Miocene morphometric variability of the Cyclicargolithus group from the equatorial Atlantic and Indian Oceans. *Mem. Sci. geol.*, 43: 283-295.
- Ottria, G., Pandolfi, L. & Barbieri, R., 1996. Le unità liguri e subliguri delle Colline del Candia (Alpi Apuane): litostratigrafia ed assetto tettonico. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Serie A*, 102: 137-146.
- Pagani, G. e Zanzucchi, G., 1970. Osservazioni sul contatto fra il «Macigno» e l'«unità delle argille e calcari». *Ateneo parm. (Acta nat.)*, 6(1): 1-40.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In: H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (Eds.), *Plankton stratigraphy*. Cambridge Univ. Press: 427-554.
- Plesi, G., 1968. La natura sedimentaria e il significato tettonico degli olistostromi intercalati al «Macigno» dell'Appennino settentrionale. *Mem. Acc. Lunig. Sc. «G. Capellini»*, 38: 1-27.
- Plesi, G., 1974. L'Unità di Canetolo nella struttura di Bobbio, Montegrosso e lungo la trasversale Cinque Terre-Pracchiola. *Atti Soc. tosc. Sci. nat. Mem., Ser. A*, 81: 121-151.
- Plesi, G., 1975a. La nappe de Canetolo. *Bull. Soc. Geol. France*, 17: 979-983.
- Plesi, G., 1975b. La giacitura del complesso Bratica-Petrignacola nella serie del Rio Roccaferrara (Val Parma) e dei flysch arenacei tipo Cervarola dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. geol. ital.*, 94: 157-176.
- Plesi, G., 1989. Geometrie di un sovrascorrimento piegato: la struttura della finestra di Gova (Val Dolo, Appennino emiliano). *Mem. Acc. Lunig. Sc. «G. Capellini»* 62-63: 55-75.
- Premoli Silva, I., Orlando, M., Monechi, S., Madile, M., Napoleone, G. and Ripepe, M., 1988. Calcareous Plankton Biostratigraphy and Magnetostratigraphy at the Eocene-Oligocene transition in the Gubbio Area. In: I. Premoli Silva, R. Coccioni and A. Montanari (Eds.), *The Eocene-Oligocene Boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)*, *Interdisciplinary studies presented at «The Eocene-Oligocene boundary: ad Hoc meeting»*: 137-161, Ancona.
- Reutter, K.J., 1968. Die Tektonischen Einheiten des Nordapennins. *Eclogae geol. Helv.*, 61(1): 183-224.
- Reutter, K.J., 1969. La geologia dell'alto Appennino Modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sull'Unità di M. Modino-M. Cervarola. *Ateneo parm. (Acta nat.)*, 5(2): 1-88.
- Reutter, K.J. and Groscurth, J., 1978. The piles of nappes in the Northern Apennines. In: *Alps, Apennines, Hellenides*. *Int. Union Com. Geodyn. Sc. Rep.*, 38: 234-243.
- Reutter, K.J. e Schlüter, H.U., 1968. La struttura delle arenarie dell'unità di M. Modino-M. Cervarola nella zona di Bobbio (Piacenza) e nell'Appennino Modenese. *L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia*, 4: 1-23.
- Ricci Lucchi, F., 1984. Flysch, molassa, cunei clastici: tradizione e nuovi approcci nell'analisi dei bacini orogenici dell'Appennino Settentrionale. In: «Cento anni di geologia italiana», vol. giub. I Centenario Soc. geol. ital.: 279-295.
- Ricci Lucchi, F., 1986a. The foreland basin system of the northern Apennines and related clastic wedges: a preliminary outline. *Giorn. Geol.*, ser. 3, 48(1): 165-185.
- Ricci Lucchi, F., 1986b. The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines. In Ph. Allen and P. Homewood (Eds.), *Foreland basins*, International Association of Sedimentologists, spec. publ., 8: 105-140.
- Ricci Lucchi, F., 1987. Semi-allochthonous sedimentation in the Apenninic thrust belt. *Sediment. Geol.*, 50: 119-134.
- Ricci Lucchi, F. and Ori, G.G., 1985. Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland: examples from Emilia-Romagna region, Northern Apennines. In: Ph. Allen, P. Homewood and G. William (Eds.), *International Symposium on Foreland Basins, Excursion Guidebook*: 137-176, Friburg.

- Rio, D., Fornaciari, E. and Raffi, I., 1990. Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nannofossils from western equatorial Indian Ocean. In: R.A. Duncan., J. Backman., L.C. Peterson *et al.* (Eds.), Proc. ODP, Sc. Results, 115: 175-235.
- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. In: W. E. Benson, R. E. Sheridan *et al.* (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 44: 731-759.
- Storti, F., 1995. Tectonics of the Punta Bianca promontory: Insights for the evolution of the Northern Apennines-Northern Tyrrhenian Sea basin. *Tectonics*, 14(4): 832-847.
- Wei, W. & Wise, S.W. Jr., 1989. Paleogene calcareous nannofossil magnetobiochronology: results from South Atlantic DSDP Site 516. *Marine Micropaleontology*, 14: 119-152.
- Zaccagna, D., 1935. La Geologia del Golfo della Spezia. Mem. Acc. Lunig. Sc. «G. Capellini», 16: 63-90.
- Zanzucchi, G., 1963. La geologia dell'alta Val Parma. Mem. Soc. geol. ital., 4: 131-167.

(*ms. pres. il 5 febbraio 1997; ult. bozze il 26 giugno 1997*)