



PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI
DIPARTIMENTO PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

**NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
alla scala 1:50.000**

foglio 235

PIEVEPELAGO

a cura di
G. Plesi¹ (coordinatore)

Contributi tematici:

G. Daniele², **S. Chicchi**², **G. Bettelli**³, **R. Catanzariti**¹, **A. Cerrina Feroni**⁴,
M.T. De Nardo⁵, **P. Martinelli**⁴, **G. Ottria**⁴, **F. Panini**³

Analisi biostratigrafiche:

E. Mochi², **S. Palandri**¹

Analisi petrografiche:

G. Daniele², **A. Di Giulio**⁵

¹ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

² Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

³ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena

⁴ Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Pisa

⁵ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia

Ente realizzatore



Direttore Vicario del Servizio Geologico d'Italia: N. Accardi

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia: F. Galluzzo

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Emilia-Romagna: R. Pignone

Comitato Geologico Nazionale (D.P.C.M. 23-3-1999 e 9-12-1999):

N. Accardi (presidente), **G. Arnone**, **A. Boscherni**, **S. Cocco**, **V. Coccolo**,
U. Crescenti, **L. Del Sordo**, **M. Grasso**, **P. Manetti**, **G. Mariotti**, **G. Pasquarè**,
R. Pignone, **R. Polino**, **A. Praturlon**, **M. Santantonio**, **F. Trincardi**

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico.

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

C. D'Ambrogio, **M. D'Orefice**, **R. Graziano**, **M. Rossi**

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coordinatore), **S. Falcetti**, **F. Pilato**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

D. Delogu, **M.C. Giovagnoli**, **R. Ventura**, **F. Visicchio**

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. Cosci, **D. Tacchia**

PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA:

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

A. Angelelli (direzione lavori), **S. Forni**, **S. Scappini** (collaudo)

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:

G.P. Artioli (responsabile), **A. Martini** (direzione lavori),

I. Pellegrino (collaudo)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati

a cura dell'ATI:

S.EL.CA. s.r.l., **SystemCart** s.r.l.

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia)

G. Falanga, **S. Stagni** (Regione Emilia-Romagna)

L'inquadratura marginale, su quattro colonne, del presente Foglio, è da considerarsi assolutamente eccezionale, in quanto accettato solo in ossequio alla memoria del professor G. Plesi.

Stampa: S.EL.CA. s.r.l., Firenze - 2002

INDICE

I	- INTRODUZIONE E CENNI STORICI	Pag. 7
II	- STRATIGRAFIA	» 13
1.	- DEPOSITI QUATERNARI	» 13
2.	- SUCCESSIONE EPILIGURE E SUCCESSIONI DELLE UNITÀ LIGURI	» 17
2.1.	- SUCCESSIONE EPILIGURE	» 18
2.1.1.	- <i>Brecce argillose di Baiso</i>	» 18
2.1.2.	- <i>Marne di Monte Piano</i>	» 19
2.1.3.	- <i>Formazione di Zermagnone</i>	» 19
2.1.4.	- <i>Formazione di Ranzano</i>	» 20
2.1.5.	- <i>Formazione di Pantano, Formazione di Antognola</i>	» 21
2.2.	- UNITÀ MONGHIDORO	» 22
2.2.1.	- <i>Argille variegata di Grizzana Morandi</i>	» 22
2.2.2.	- <i>Arenarie del Monte Roncovecchio</i>	» 22
2.2.3.	- <i>Formazione di Monte Venere</i>	» 24
2.2.4.	- <i>Formazione di Monghidoro</i>	» 26
2.3.	- UNITÀ VENANO	» 29
2.3.1.	- <i>Argilliti dell'Uccelliera</i>	» 29
2.3.2.	- <i>Arenarie del Poggio Mezzature</i>	» 29
2.4.	- UNITÀ OFIOLITICA DELLA VAL BAGANZA	» 30
2.4.1.	- <i>Ofioliti</i>	» 31
2.4.2.	- <i>Argille a Palombini, argille variegata</i>	» 31
2.4.3.	- <i>Brecce del Poggio Bianco Dragone</i>	» 32
2.4.4.	- <i>Formazione di Romanoro</i>	» 32
2.5.	- UNITÀ CAIO	» 35
2.5.1.	- <i>Argilliti di San Siro</i>	» 36
2.5.2.	- <i>Flysch di Monte Caio</i>	» 37
3.	- SUCCESSIONI DELL'UNITÀ SUBLIGURE	» 38
3.1.	- UNITÀ CANETOLO	» 38
3.1.1.	- <i>Arenarie di Petriagnacola</i>	» 38
3.1.2.	- <i>Argille e Calcari di Canetolo</i>	» 39
3.1.3.	- <i>Arenarie di Ponte Bratica</i>	» 39

4.	- SUCCESSIONI DELLE UNITÀ TOSCANE E ULTRATOSCANI, SCAGLIE DEL SECCHIA E SUCCESSIONE DEL CERVAROLA	»	40
4.1.	- UNITÀ MODINO: SOTTO-UNITÀ VENTASSO	»	40
4.1a.	- <u>Mélange delle Tagliole</u>	»	41
4.1a.1.	- <i>Successione argilloso-calcareo pre-campaniana (argille variegate, brecce argillitico-calcaree, Argille a Palombini)</i> ..	»	41
4.1a.2.	- <i>Formazione del Fosso della Cà</i>	»	43
4.1a.3.	- <i>Flysch dell'Abetina Reale</i>	»	45
4.1a.4.	- <i>Flysch di Sorba</i>	»	47
4.1b.	- <u>Parte intermedia della Successione del Monte Modino</u>	»	47
4.1b.1.	- <i>Argille di Fiumalbo</i>	»	47
4.1c.	- <u>Parte alta della Successione del Monte Modino</u>	»	53
4.1c.1.	- <i>Marne di Marmoreto</i>	»	53
4.1c.2.	- <i>Brecce di Tia</i>	»	55
4.1c.3.	- <i>Arenarie di Vallorsara</i>	»	55
4.1c.4.	- <i>Marne di Civago</i>	»	56
4.2.	- SCAGLIE DEL SECCHIA	»	57
4.2.1.	- <i>Quarziti della Rivaccia</i>	»	57
4.2.2.	- <i>Gessi di Sassalbo; Calcare cavernoso Auctt.</i>	»	58
4.3.	- SUCCESSIONE DEL MONTE CERVAROLA	»	58
4.3.1.	- <i>Marne di Civago</i>	»	59
4.3.2.	- <i>Formazione di Serpiano</i>	»	61
4.3.3.	- <i>Arenarie del Monte Cervarola</i>	»	62
4.4.	- UNITÀ MODINO: SOTTO-UNITÀ MODINO - PIEVEPELAGO	»	67
4.4a.	- <u>Mélange delle Tagliole</u>	»	67
4.4b.	- <u>Parte intermedia della Successione del Monte Modino</u>	»	68
4.4b.1.	- <i>Argille di Fiumalbo</i>	»	68
4.4c.	- <u>Parte alta della Successione del Monte Modino</u>	»	68
4.4c.1.	- <i>Marne di Marmoreto</i>	»	68
4.4c.2.	- <i>Arenarie di Vallorsara</i>	»	69
4.4c.3.	- <i>Arenarie del Monte Modino</i>	»	69
4.5.	- FALDA TOSCANA	»	71
4.5.1.	- <i>Gessi di Sassalbo; Calcare cavernoso Auctt.</i>	»	71
4.5.2.	- <i>Calcari a Rhaetavicula contorta</i>	»	72
4.5.3.	- <i>Calcare massiccio</i>	»	73
4.5.4.	- <i>Calcari ad Angulati</i>	»	74
4.5.5.	- <i>Rosso ammonitico</i>	»	75
4.5.6.	- <i>Calcare selcifero di Limano</i>	»	75
4.5.7.	- <i>Diaspri</i>	»	76
4.5.8.	- <i>Maiolica</i>	»	76

4.5.9.	- <i>brecce di Parecchiola</i>	»	76
4.5.10.	- <i>Scaglia toscana</i>	»	78
4.5.11.	- <i>Macigno</i>	»	80
5.	- FORMAZIONI INCERTAE SEDIS	»	82
5.1.1.	- <i>Ammassi di calcari a Lucine</i>	»	82
5.1.2.	- <i>Marne del Molino del Rosto</i>	»	83
5.1.3.	- <i>Arenarie di Primaore</i>	»	83
5.1.4.	- <i>Marne del Monte Regnolo</i>	»	83
5.1.5.	- <i>Arenarie di Gova</i>	»	85
III	- TETTONICA	»	87
1.	- LA SUCCESSIONE EPILIGURE E LE UNITÀ LIGURI ..	»	89
1.1.	- SUCCESSIONE EPILIGURE	»	90
1.2.	- UNITÀ MONGHIDORO	»	91
1.3.	- UNITÀ VENANO	»	93
1.4.	- UNITÀ OFIOLITICA DELLA VAL BAGANZA	»	94
1.5.	- UNITÀ CAIO	»	94
2.	- UNITÀ SUBLIGURE	»	96
2.1.	- UNITÀ CANETOLO	»	96
3.	- UNITÀ TOSCANE E ULTRATOSCANE, SCAGLIE DEL SECCHIA E SUCCESSIONE DEL CERVAROLA	»	96
3.1.	- UNITÀ MODINO: SOTTO-UNITÀ VENTASSO E SCAGLIE DEL FOSSO DEI BIBBI	»	96
3.2.	- SCAGLIE DEL SECCHIA	»	101
3.3.	- SUCCESSIONE DEL CERVAROLA	»	102
3.4.	- UNITÀ MODINO: SOTTO-UNITÀ MODINO PIEVEPELAGO	»	106
3.5.	- FALDA TOSCANA	»	107
4.	- GLI ELEMENTI STRUTTURALI TARDIVI NELLA FALDA TOSCANA E NEL COMPLESSO MODINO-CERVAROLA	»	107
4.1.	- ELEMENTI STRUTTURALI LUNGO LA TRASVERSALE DEL T. DOLO ..	»	110
4.2.	- ELEMENTI STRUTTURALI NELLA VALLE DEL T. SCOLTENNA	»	112
APPENDICE 1			
CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO			115
BIBLIOGRAFIA			124

PROGETTO
CARGO

“Penserosi noi si considerava con curiosità
l’Uomo Turchino dubitare dal quadro, ci si guardava e
da capo si ricominciava”

(Bertolt Brecht)

I - INTRODUZIONE E CENNI STORICI

La Carta Geologica del Foglio 235 - PIEVEPELAGO è basata sui rilevamenti originali in scala 1:10.000 o 1:5.000 condotti a partire dal 1986 nell’ambito del Progetto Cartografia Geologica della Regione Emilia-Romagna.

Il Foglio 235 si estende dal parallelo di Pievepelago a Sud a quello di Frassinédolo a Nord. A occidente è limitato dal meridiano di Ligonchio, a oriente da quello di Riolunato. Amministrativamente quest’area appartiene in gran parte alla Regione Emilia-Romagna (Province di Reggio Emilia e Modena), in parte minore alla Regione Toscana (Provincia di Lucca).

Si tratta di un’area per lo più montuosa o di alta collina attraversata dal crinale principale dell’Appennino nel tratto compreso fra il M. Sillano (nei pressi del Passo di Pradarena) e il Passo delle Radici. Il reticolo idrografico è costituito in Toscana dall’alta Valle del Serchio e relativi affluenti; in Emilia-Romagna comprende una parte del bacino del Secchia e relativi affluenti (in particolare l’Ozola, il Secchiello, il Dolo e il Dragone) e una parte del bacino dello Scoltenna, affluente del Panaro. Le cime più alte lungo il crinale sono rappresentate dal M. Sillano (1875), dalle Porraie (1834), dal M. Prato (2042), dal M. Giovarello (1752) e dall’Alpicella delle Radici (1680). La cima più elevata in assoluto è rappresentata dal M. Cusna (2123), circa due km a NE del crinale principale lungo la dorsale M. Cusna - Alpe di Vallestrina - M. Ravino, che limita a NE le alte Valli dell’Ozola e del Dolo.

Il rilevamento è stato condotto su basi litostratigrafiche, descrivendo le varie unità riconosciute sotto forma di formazioni e membri, ma utilizzando in legenda anche termini informali (es. “successione argilloso-calcareo pre-campaniana”), quando non è stato possibile, nel rilevamento, definire in maniera ubiquitaria i vari litotipi riconosciuti localmente, o contenitori non puramente stratigrafici (uso informale del termine *mélange*) per la comodità di indicare comprensivamente successioni stratigrafico-strutturali complesse.

Di pari passo si è proceduto alla definizione delle unità tettoniche e alla loro caratterizzazione (in senso geometrico, cronologico, stratigrafico, strutturale, paleogeografico ecc.). Da un punto di vista gerarchico oltre al termine di "Unità" tettonica (qui utilizzato nella sua accezione originaria come sinonimo di falda) vengono impiegati anche i termini di "Insieme" (inteso come gruppo di unità tettoniche affini e congeneri rimosse in blocco in una fase successiva), di "Sotto-Unità" ed "Elemento" (che indicano rispettivamente falde con successione non troppo differente da quella su cui poggiano o raddoppi all'interno della medesima successione o di una pila di unità già precostituita). Il termine "Scaglia" è riservato a lembi di dimensioni ettometriche o chilometriche limitati da superfici tettoniche per lo più suborizzontali. Secondo la nostra terminologia nel concetto di unità tettonica è dunque implicito anche il concetto di alloctonia, mentre le traslazioni relative agli elementi tettonici non comportano alloctonia. Nella legenda le varie formazioni e successioni sono raggruppate in unità tettoniche e per ogni unità, o insieme, negli schemi stratigrafici e strutturali è indicata la fase tettonica in cui l'unità stessa si è formata e il dominio paleogeografico cui l'unità viene attribuita. Le Arenarie del M. Cervarola sono considerate semiautoctone.

La realizzazione di questo prodotto di sintesi al 50.000 ha comportato varie revisioni e modificazioni dei 10.000 originari, eseguite fra il 1992 e il 1996, anche in relazione agli approfondimenti di tipo biostratigrafico e petrografico compiuti dopo il rilevamento. Il prodotto finale risulta quindi abbastanza diverso dai 10.000 di partenza, ma queste modifiche sono state reintrodotte, nei limiti del possibile, anche nei diecimila non ancora pubblicati alla fine della fase di revisione.

Nella convinzione di realizzare uno strumento più utile, gli Autori hanno scelto di conservare al massimo il dettaglio delle carte al 10.000, anche a costo di qualche difficoltà di lettura.

Il nuovo rilevamento della zona, e i vari tipi di analisi che lo hanno accompagnato, hanno permesso di affrontare su nuove basi i problemi di quest'area, che nel quadro della geologia appenninica risulta una delle più classiche e interessanti. Nell'area del Foglio 235 affiora uno spaccato dell'edificio appenninico che partendo dalla base della Falda toscana, comprende, oltre alla Falda stessa, il cosiddetto "Complesso di M. Modino - M. Cervarola" *Auctt.* nelle sue sezioni più significative, l'Unità Canetolo, l'Insieme ligure con le sue varie unità e una parte delle successioni epiliguri che lo sormontano. Nell'area del Foglio 235 affiora infine una parte delle successioni triassiche, costituite per lo più da gessi e anidriti, intercalate come grosse scaglie (Scaglie del Secchia) nella parte basale dell'alloctono (Unità Modino).

Come apparirà chiaro anche dalla esposizione successiva, per motivi di vario tipo, alcune tematiche sono state chiaramente privilegiate mentre altri temi, anche importanti, non sono stati approfonditi col medesimo dettaglio. Gli argomenti su cui maggiormente si è centrata l'attenzione, sia nella fase di rilevamento che nelle fasi successive di revisione e approfondimento, riguardano in particolare:

- l'inquadramento stratigrafico delle varie formazioni arenacee e marnose dell'Oligo-Miocene; la stratigrafia e l'assetto strutturale del "Complesso di

Monte Modino - M. Cervarola" *Auctt.*; i rapporti di questo complesso con la Falda toscana e le Liguridi.

- lo studio stratigrafico e strutturale dell'Insieme ligure dell'Appennino modenese e i rapporti con le analoghe unità dell'Appennino parmense.

Fra le tematiche che, invece, nell'ambito di questo lavoro non sono state approfondite a livello specialistico si possono citare tutti i problemi relativi alle coperture quaternarie, la stratigrafia e l'assetto strutturale delle successioni epiliguri, i problemi relativi alle ofioliti, l'analisi mesostrutturale delle Liguridi, l'analisi stratigrafica della parte mesozoico-eocenica della successione toscana.

È da sottolineare anche una sostanziale disomogeneità fra il rilevamento eseguito in Emilia-Romagna e quello relativo al settore toscano. Questa disparità è soprattutto evidente per ciò che riguarda la cartografia dei depositi di copertura: da un punto di vista tecnico essa riflette anche il differente grado di dettaglio topografico delle basi cartografiche emiliane rispetto a quelle toscane, che più in generale è espressione del diverso impegno scientifico delle due Regioni.

Crediamo comunque che anche in merito alle tematiche meno approfondite, e nelle aree a minor dettaglio, il nuovo rilevamento fornisca un contributo non indifferente di nuovi dati cartografici per chiunque si proponga di approfondire i vari problemi.

Per le analisi petrografiche, eseguite sulle areniti dei flysch ad Elmintoidi (a cura di G. DANIELE) e sui flysch oligo-miocenici (a cura di A. DI GIULIO), sono stati adottati i seguenti metodi. L'analisi modale è stata condotta al microscopio ottico tramite conteggio per punti. Per i flysch oligo-miocenici su ogni campione è stato effettuato un doppio conteggio. Il primo esteso a tutti i costituenti della roccia solida (ossatura + interstizio) protratto fino a caratterizzare almeno 250-300 grani essenziali dell'ossatura. Sulla base di questo primo conteggio è stata ricalcolata la Composizione Principale (espressa in forma di parametri QFL+CE e relativo diagramma). Il secondo conteggio ha invece riguardato i soli frammenti di roccia a tessitura fine (costituiti da cristalli < 0.062 mm) ed è stato protratto fino a caratterizzare almeno 200 di tali frammenti; sulla base di tali dati è stata ottenuta la Composizione della Frazione Litica dell'ossatura espressa in forma di parametri LmLvLs+CE (frammenti di rocce metamorfiche, vulcaniche, sedimentarie silicoclastiche+carbonatiche) e relativo diagramma. L'analisi di tale frazione dell'ossatura ha avuto lo scopo di evidenziare le sottili differenze esistenti tra le areniti dei diversi flysch oligo-miocenici dell'avanfossa appenninica. Per maggiori informazioni sul significato dei parametri adottati e delle classi composizionali usate si rimanda a DI GIULIO & VALLONI (1992) e CIBIN & DI GIULIO (1999).

Per i flysch cretacei è stato utilizzato il metodo GAZZI (1966), DICKINSON (1970) e ZUFFA (1980, 1985, 1987) effettuando un conteggio dell'intera componente scheletrica e di quella interstiziale; sono stati contati, per ogni campione, 500 punti, di cui almeno 250-300 dello scheletro. Le sezioni sono state colorate per la distinzione dei k-feldspati e dei plagioclasti e per la distinzione delle fasi carbonatiche. I risultati dell'analisi modale (espressi in termini di NCE-CE-CI+NCI e QFL+CE) hanno consentito di classificare i campioni in base alla na-

tura ed alla quantità delle componenti scheletriche. Sulle arenite dei flysch a Elmintoidi e delle formazioni liguri pre-flysch è stato effettuato anche uno studio della associazione a minerali pesanti, che si sono rivelati dei buoni *marker* per determinare la provenienza. Lo studio dei minerali pesanti (DANIELE & PLESI, in prep.; DANIELE & PLESI, 2000), associato alla analisi della composizione principale delle arenite analizzate, ha consentito di differenziare le formazioni studiate e di individuarne le aree sorgenti.

Per ciò che riguarda le analisi biostratigrafiche dei campioni delle varie formazioni analizzate, lo studio delle associazioni a nannofossili calcarei è stato condotto eseguendo un'analisi quantitativa che prevede due tipi di conteggio (RIO *et alii*, 1990b):

- un primo conteggio relativo a forme significative entro un numero totale di 500 individui (300 in caso di associazioni particolarmente impoverite);
- un secondo conteggio relativo a forme significative entro un numero totale di 100 individui appartenenti al genere *Sphenolithus* (50 oppure 20 nel caso di associazioni impoverite).

Gli schemi biozonali cui si è fatto riferimento sono quelli di SISSINGH (1977) per il Cretaceo (in PERCH-NIELSEN, 1985), MARTINI (1971) per il Paleogene, FORNACIARI & RIO (1996) per l'intervallo Oligocene sup. - Miocene inf. Lo schema bio-cronostratigrafico adottato è quello di BERGGREN *et alii* (1995) che utilizza la zonazione di MARTINI (1971); a questo sono state correlate le biozone a nannofossili calcarei utili per l'area mediterranea proposte da FORNACIARI & RIO (1996) e CATANZARITI *et alii* (1997b). La scala magnetostratigrafica (GPTS) e quella delle età assolute sono tratte da CANDE & KENT (1992).

Tutte le analisi biostratigrafiche relative alle successioni dell'intervallo Eocene superiore - Miocene medio e relative descrizioni sono state eseguite da SILVIA PALANDRI, salvo quelle della Successione epiligure eseguite da RITA CATANZARITI. Le analisi sulle successioni del Cretaceo e dell'Eocene inferiore-medio sono state eseguite da ELISA MOCHI.

Anche in virtù delle condizioni di esposizione generalmente buone l'area del Foglio 235 è stata oggetto in passato di tutta una serie di studi che sarebbe quasi impossibile citare in modo esaustivo. Ci limitiamo a ricordare brevemente quelli attinenti agli argomenti più discussi.

- ZACCAGNA (1884, 1898, 1932) si è occupato fra i primi del problema della giacitura dei gessi.

- ANELLI (1908, 1924, 1935a e b) il cui lavoro è stato prezioso sia nell'area del foglio che nelle aree limitrofe soprattutto nella analisi e distinzione stratigrafica delle varie formazioni che compongono l'alloctono ligure e subligure.

- AZZAROLI (1955) ha eseguito un rilevamento dell'area compresa fra il Passo di Pradarena e il Passo delle Forbici.

- ABBATE & BORTOLOTTI (1962) e successivamente SAGRI (1976), sulla scia delle interpretazioni di ELTER & SCHWAB (1959) relative al Macigno della Val Gordana, hanno proposto di interpretare la parte basale della successione del M. Modino come un olistostroma interposto fra la parte alta del Macigno e le Argille

di Fiumalbo.

- NARDI & TONGIORGI (1962) hanno effettuato le prime distinzioni all'interno delle arenarie oligo-mioceniche dell'Appennino modenese. Si deve a questi Autori la istituzione delle Arenarie del M. Modino e del M. Cervarola come formazioni separate dal Macigno. Successivamente NARDI (1964 a, b; 1965) e BERTOLLI & NARDI (1966) hanno pubblicato carte geologiche al 25.000 nelle Valli dello Scoltenna e del Dolo-Dragone, nonché uno schema interpretativo dell'area compresa fra il M. Cusna e il M. Cimone. Anche nella interpretazione di questi Autori la successione di M. Modino - M. Cervarola risulta in continuità con il Macigno tramite interposizione di olistostromi.

- Più o meno negli stessi anni i Geologi della Scuola di Berlino, e in particolare, per ciò che riguarda le zone interessate, KRAMPE (1964), GÜNTHER (1966), REUTTER (1969) e RENTZ (1971), hanno prodotto una massa imponente di nuovi dati cartografici, stratigrafici e strutturali, ponendosi come un punto di riferimento obbligato per tutte le ricerche successive. Si deve in particolare a Reutter (1969) la pubblicazione della carta geologica dell'alto Appennino emiliano fra Civago, Fanano e Corfino, corredata di una nota illustrativa ricca di dati e considerazioni interessanti.

- La redazione del Foglio 85 - CASTELNUOVO NE' MONTI al 100.000 (1968) ha evidenziato i problemi di questa zona appenninica, ma nell'insieme non ha comportato un salto qualitativo importante rispetto alla cartografia e alle nozioni già acquisite, sia perché non si è avvalso di rilevamenti di dettaglio su basi cartografiche nuove, sia perché l'analisi stratigrafica condotta con i foraminiferi sulle successioni appenniniche non ha potuto offrire una risoluzione adeguata ai problemi esistenti.

- BALDACCI *et alii* (1967a, b) hanno riproposto il problema del "Complesso di M. Modino M. Cervarola" nel quadro di una ipotesi generale di evoluzione dell'Appennino e riaffrontato il problema della giacitura dei gessi e metamorfiti dell'Ospedalaccio.

- MARTINI & PLESI (1988) hanno interpretato la successione di base del M. Modino come un corpo alloctono di origine ligure e subligure e riconosciuto l'esistenza, nell'alto Appennino reggiano, di una unità tipo Modino ("Unità Ventasso-Cisa") tettonicamente sovrapposta alle Arenarie del M. Cervarola.

- BETTELLI *et alii* (1989a) hanno pubblicato uno schema dell'alto Appennino in cui i rapporti fra le varie successioni vengono soprattutto risolti tramite contatti tettonici ad alto angolo che sono considerati espressione sia di fasi pre oligoceniche che di fasi post-oligoceniche.

- PLESI (1989) ha pubblicato una carta strutturale della Finestra di Gova.

- ANDREOZZI (1989) e ANDREOZZI & DI GIULIO (1994) hanno misurato alcune sezioni stratigrafiche nelle Arenarie del M. Cervarola giungendo alla definizione di alcuni sistemi deposizionali.

- CHICCHI & PLESI (1991b, 1992) hanno pubblicato uno schema stratigrafico strutturale dell'alto Appennino reggiano-modenese con relative sezioni geologiche, anticipando una parte dei risultati raggiunti col nuovo rilevamento.

12

- MOCHI *et alii* (1996) hanno raccolto dati biostratigrafici sulla parte basale della successione del M. Modino e tracciato un quadro strutturale della evoluzione dell'Unità stessa.

- DANIELE *et alii* (1996) hanno pubblicato una carta della zona di Frassinoro ridefinendo la giacitura e la composizione dell'Insieme ligure in quest'area.

PROGETTO
CARGO

II - STRATIGRAFIA

1. - DEPOSITI QUATERNARI

Durante il rilevamento sono stati distinti vari tipi di depositi di copertura quaternari. Accenniamo in questa sede solo agli aspetti e problemi più importanti relativi ai medesimi.

Frane in evoluzione e frane senza indizi di evoluzione (a₁, a₂)

La loro cartografia è stata eseguita in modo minuzioso soprattutto nella parte emiliana del 235, con minor dettaglio in Toscana a causa della mancanza di un supporto cartografico adeguato. Per ciò che riguarda la distinzione in frane attive e quiescenti è stato tenuto conto degli indizi morfologici osservati al momento del rilevamento, cioè sono state considerate attive solamente le frane che presentavano evidenti indizi di movimento o su cui esisteva una documentazione sicura di movimento al momento del rilevamento o comunque in tempi non lontani. Si tratta cioè di una distinzione di massima che ai fini pratici non è certo da considerare assoluta e definitiva. Zone attribuite a paleofrane si sono infatti riattivate e quindi hanno dovuto essere riclassificate anche nel corso del rilevamento stesso. La massima concentrazione di depositi e movimenti franosi riguarda notoriamente le Liguridi e in particolare i litotipi argilloso-calcarei e calcareo-marnosi delle medesime. I tipi di frana più frequenti sono rappresentati da colamenti e scoscendimenti semplici o multipli. Un po' meno frequenti, sia pure ancora ben rappresentate, sono le frane di crollo e di scivolamento in massa. Soprattutto ai bordi delle grandi placche di flysch ad Elmintoidi sono spesso presenti estese zone di roccia fratturata e più o meno collassata lungo il versante, che non sono sempre ben separabili dalla roccia in posto. Un esteso movimento franoso legato probabilmente ad una superficie profonda interessa il versante meridionale del M. Cusna (Costa delle Veline) (Fig. 1).



Fig. 1 - Versante occidentale del M. Cusna (Costa delle Veline) con coperture detritiche interessate da fenomeni di collasso in relazione ad un probabile movimento profondo.

Depositi di versante s.l e coltri eluvio-colluviali, detriti di falda (a₃, a₆)

I depositi di versante, eluviali e colluviali (a₃) sono stati unificati in un unico colore ma la classe largamente prevalente è quella dei sedimenti colluviali. Essi formano coperture a volte anche abbastanza estese lungo i versanti, soprattutto in corrispondenza di un substrato costituito da rocce non eccessivamente franose ma interessate da fratturazione spinta (marme, arenarie, masse più stabili dei flysch ad Emintodi ecc.). Sono stati cartografati solo nei casi in cui la loro potenza osservata o presunta era superiore ai due metri. Coltri eluviali di una qualche importanza sono presenti solamente in associazione con le strutture di origine carsica (doline, polje) associati ai Gessi di Sassalbo e al Calcare cavernoso; esse sono costituite da modesti spessori di terre rosse residuali alloggiate all'interno delle depressioni carsiche stesse. In altri tipi di substrato tali depositi sono molto rari. I detriti di falda (a₆) assumono particolare importanza nelle zone più rilevate.

Alluvioni recenti e attuali, alluvioni terrazzate (b₁, b_{2-n})

I corsi d'acqua di questa zona e delle zone limitrofe hanno per lo più un regime irregolare caratterizzato da portate rilevanti nelle stagioni più piovose e di scioglimento delle nevi (Primavera, Autunno) e periodi di relativa siccità molto accentuata soprattutto in estate. Questo regime e la relativa abbondanza e facilità di erosione dei materiali litoidi provenienti dai versanti più elevati danno luogo ad alvei incisi nel tratto montuoso, alluvionati, abbastanza estesi ed anastomosati ai piedi delle zone più rilevate (Fig. 2). Le alluvioni sospese rispetto al livello di scorrimento attuale non sono arealmente e volumetricamente molto rappresentate, probabilmente in funzione della accentuata energia del rilievo durante e dopo



Fig. 2 - L'alveo del Fiume Secchia nei pressi Talada.

la formazione delle stesse e della facile erodibilità del substrato. Entrambi i fenomeni hanno potuto contribuire ad una incisione verticale relativamente rapida, quindi con scarsa possibilità di espansione laterale dell'alveo e dei depositi relativi. Le alluvioni terrazzate dei vari ordini superiori al primo sono state distinte cartograficamente; considerato che le loro caratteristiche interne risultano del tutto analoghe, in legenda la descrizione risulta unificata (**b_{2-n}**).

Depositi glaciali e periglaciali, depositi palustri (c₁, f₁)

I depositi glaciali (c₁) sono estesamente rappresentati nella parte alta dell'area rilevata, più sul versante emiliano che su quello toscano, e sono unanimemente attribuiti al Würm. Indizi di depositi più antichi in questo settore della catena non sono stati evidenziati, come invece sembra risultare nel settore appena più nord-occidentale dell'alto Appennino reggiano (zone del M. Navert e del M. Casarola) dove sono ancora osservabili lembi di depositi più vecchi (Würm antico o Riss) comunque incongrui rispetto alla morfologia dei depositi glaciali tardo-wurmiani. In Toscana i depositi morenici più bassi arrivano a quote non inferiori a 1150 m, sul versante emiliano possono arrivare fino a circa 850 - 900 m di quota. Si tratta di sedimenti costituiti da ciottoli molto grossolani, eterometrici, a clasti subarrotondati e alterati in superficie costituiti soprattutto da arenarie (Macigno e Arenarie del M. Modino che costituiscono i litotipi più diffusi nella zona del crinale) inclusi in una matrice arenaceo-pelitica di colore rossiccio. Gli apparati glaciali meglio conservati per morfologia e abbondanza di depositi sono quelli dell'area del M. Cusna e del M. Prato (Fig. 3), dei dintorni di Civago e di Piandelagotti (in Emilia), dell'alta Valle del Fiume a Corte (in Toscana).

Soprattutto nell'area del M. Cusna e in alta Val Dolo sono chiari gli indizi morfologici che evidenziano le varie fasi stadiali del ritiro successivo all'ultima espansione würmiana. Associati ai depositi morenici sono ovunque presenti altri tipi di depositi di ambiente periglaciale come nivomorene, depositi da *debris flow*, depositi palustri (f₁) mantelli detritici accumulati per fenomeni di soliflusso, che non sono stati tutti distinti cartograficamente.



Fig. 3 - Morfologia glaciale würmiana nella zona del M. Prato.

LE SUCCESSIONI DEL SUBSTRATO PRE-QUATERNARIO

Le varie successioni stratigrafiche riconosciute nel substrato pre-quaternario sono descritte, formazione per formazione, a partire dal basso. Nella descrizione stratigrafica delle varie successioni riconosciute verrà seguito l'ordine delle relative unità tettoniche, partendo da quelle geometricamente più elevate.

2. - SUCCESSIONE EPILIGURE E SUCCESSIONI DELLE UNITÀ LIGURI

La successione epiligure, nell'area del Foglio 235, affiora in destra del F. Secchia tra Villa Minozzo e Toano e in un piccolissimo lembo in sinistra del Secchia, nei pressi di Frassinédolo. In destra del Secchia la successione è rappresentata esclusivamente dai suoi termini inferiori, riferibili alle Breccie argillose di Baiso, alle Marne Monte Piano, alla Formazione di Zermagnone, alla Formazione di Ranzano *Auctt.*. Nel piccolo lembo dei dintorni di Frassinédolo affiorano un frammento della successione Antognola - Bismantova ed uno della Formazione di Ranzano *Auctt.*.

L'Appennino reggiano-modenese costituisce invece una delle aree più significative per lo studio delle successioni liguri esterne. Si possono citare su questo argomento i classici lavori di MAXWELL (1959), BORTOLOTTI (1963), PAREA (1965), ABBATE (1969), BERTOLLI & NARDI (1966), HEYMANN (1968) REUTTER (1969), RENTZ (1971) PAPANI (1971) e quelli più recenti di TEN HAAF (1985), BETTELLI *et alii* (1989e), DANIELE *et alii* (1996). Da un punto di vista paleogeografico DANIELE & PLESI (2000) hanno separato le successioni più propriamente attribuibili al Ligure Esterno da quelle con un contenuto scarso o assente di materiali oceanici, la cui sedimentazione potrebbe perciò essere avvenuta su una crosta di tipo continentale (margini adriatico) sia pur frammentata e assottigliata ("zona o dominio emiliano"). Le unità tettoniche Liguri Esterne (la cui individuazione è nella nostra opinione precedente alla deposizione della successione epiligure) sono dall'alto le seguenti:

- 4) Unità Monghidoro;
- 3) Unità Venano;
- 2) Unità ofiolitica della Val Baganza;
- 1) Unità Caio.

Come risulta dalle sezioni geologiche e come meglio specificato in seguito, l'Insieme ligure, nell'area del Foglio 235, poggia per lo più sulla Sotto-Unità Ventasso (Unità Modino: CHICCHI & PLESI, 1995; MOCHI *et alii*, 1996) che a sua volta sormonta le Arenarie del M. Cervarola. L'Unità Canetolo, che normalmente si interpone fra l'Insieme ligure e la Sotto-Unità Ventasso, nell'area del Foglio 235 è presente solo localmente e sempre con spessori molto limitati.

18

2.1. - SUCCESSIONE EPILIGURE

2.1.1. - *Brecce argillose di Baiso*

Vengono attribuiti alla formazione delle Brecce argillose di Baiso tutti i depositi derivati da colate miste di fango e detrito ad alta densità (*mud flow* e *debris flow*) in ambiente marino profondo (melange sedimentari, olistostromi s.s.) che:

- a) costituiscono localmente la base della successione epiligure in estese aree dell'Appennino emiliano;
- b) non hanno al loro interno lembi riferibili (o non sono intercalati) a peliti della Formazione di Antognola (ANT);
- c) sono caratterizzati a qualsiasi scala da una tessitura clastica, ma a luoghi contengono lembi e/o livelli o "masse non dissociate" (*sensu* ELTER *et alii*, 1991) di unità liguri od epiliguri eoceniche o, dubitativamente, oligoceniche basali.

In base ai caratteri litologici, a loro volta diretta conseguenza delle formazioni liguri di origine, la formazione è stata interamente suddivisa in alcuni membri che non presentano quasi mai rapporti reciproci visibili, affiorando in areali distinti. Si può parlare perciò di una loro sorta di grossolana "eteropia laterale", desunta dalle comuni posizione stratigrafica e, probabilmente, età. Anche se dal punto di vista formale può non essere del tutto corretto considerare come membri della stessa formazione dei corpi geologici fisicamente separati tra loro e senza una comune diretta relazione genetica in termini di somma di singoli processi sedimentari, tale scelta (seguita in ambito regionale) è stata preferita per enfatizzare il loro significato comune in termini di "evento stratigrafico".

Nell'area del Foglio 235 l'unico membro della formazione presente (**BAI₃** - *Membro di Poggio Cavaliera*) affiora esclusivamente in limitate aree al margine nordorientale del foglio, nei pressi del M. Santa Giulia. Esso è costituito da brecce poligeniche a matrice argillosa e sabbiosa, spesso caratterizzate da un basso grado di compattazione, con clasti litici costituiti da arenarie grigio-marroni, da areniti calcaree e marne calcaree grigio-chiaro o biancastre e da argilliti fissili nerastre o grigio-scure. Come nell'area tipo dell'Appennino bolognese, i clasti presenti derivano in modo quasi esclusivo dalle Formazioni di Monte Venere e di Monghidoro e la distribuzione areale attuale del membro a scala regionale è strettamente legata a quella delle formazioni che costituivano l'area fonte dei clasti.

Alcuni degli affioramenti di questo membro sono delimitati da faglie ad andamento Est-Ovest o SW-NE che lo giustappongono alla Formazione di Monte Venere; solo per un piccolo affioramento tra Monchio e la vetta del M. Santa Giulia è possibile intuire l'appoggio stratigrafico discordante sulla stessa formazione ligure.

Lo spessore del Membro di Poggio Cavaliera affiorante nell'area del Foglio 235 può essere stimato in almeno alcune decine di metri; a scala regionale può raggiungere i 250 m.

Per quanto riguarda l'età delle Brecce argillose di Baiso gli unici dati indiretti possono essere forniti dai lembi di unità epiliguri inclusi stratigraficamente den-

tro le breccie; ulteriori indizi possono, inoltre, essere forniti dalla posizione stratigrafica occupata dalla formazione. Nell'area del foglio sono stati segnalati lembi di marne argillose che hanno fornito associazioni riferibili all'Eocene (BETTELLI, 1981). Sulla base della posizione stratigrafica della formazione a scala regionale e del fatto che non contiene inclusi più recenti del Bartoniano si ritiene che possa esserle attribuita un'età compresa tra il Luteziano sup. ed il Bartoniano.

La parte relativa alla stratigrafia della successione Monte Piano - Ranzano è a cura di A. CERRINA FERONI, P. MARTINELLI, G. OTTRIA - Biostratigrafia a cura di R. CATANZARITI⁽¹⁾.

2.1.2. - *Marne di Monte Piano (MMP)*

La formazione è costituita da argilliti e argilliti marnose rosse e da marne grigie. Le Marne di Monte Piano sormontano, in rapporti di probabile discordanza stratigrafica (il contatto non è esposto), un substrato costituito da formazioni diverse delle Liguridi (Formazioni di M. Venere e di Monghidoro). Precedute solo localmente (Monchio in Val Dragone e Villa Minozzo) da breccie a matrice argillosa a struttura caotica (Breccie argillose di Baiso, BETTELLI *et alii*, 1989d), le Marne di Monte Piano sono discontinuamente presenti alla base della successione epiligure. Lo spessore complessivo delle Marne di Monte Piano non supera gli 80 m.

La formazione è attribuibile all'Eocene medio-superiore (CATANZARITI *et alii*, 1997b; MARTELLI *et alii*, 1998) e all'Eocene medio-superiore-Oligocene inferiore (BETTELLI *et alii*, 1989d; 1989f). Verso l'alto le marne grigie della formazione passano con contatto netto alla Formazione di Zermagnone.

2.1.3. - *Formazione di Zermagnone (ZER)*

Nei dintorni di Quara sormonta stratigraficamente, con contatto netto, le Marne di Monte Piano. L'unità, molto mal esposta, è costituita da sequenze arenaceo-pelitiche, in strati medi e sottili; le arenarie, a granulometria fine, sono di colore grigio. Lo spessore è stimabile in circa 80 m. Da alcuni campioni raccolti lungo la strada Prèdolo-Quara proviene un'associazione a nannofossili calcarei caratterizzata dalla presenza di *D. bisectus*, *D. scrippsae*, *C. floridanus*, *C. pelagicus*, *C. formosus*, *R. umbilicus*, *R. daviesii*, *S. moriformis*, *I. recurvus*, *D. nodifer*, *D. tanii*, *D. barbadiensis* (raro), che consente l'attribuzione delle arenarie al passaggio tra le biozone MNP20-MNP21a del Priaboniano (CATANZARITI *et alii*, 1997b).

Questa unità arenaceo-pelitica è correlabile, per posizione stratigrafica, in quanto compresa fra le Marne di Monte Piano e la discordanza alla base della

⁽¹⁾ I dati biostratigrafici derivano dall'analisi di campioni raccolti lungo sezioni diverse da L. Martelli del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna.

20

Formazione di Ranzano, all'Unità Pizzo d'Oca di MUTTI *et alii* (1995) e alla Formazione Pizzo d'Oca di CATANZARITI *et alii* (1997). I livelli di cui si tratta sono stati viceversa attribuiti alla parte basale del membro della Val Pessola da MARTELLI *et alii* (1998).

2.1.4. - Formazione di Ranzano

Nell'area del Foglio 235, fra Villa Minozzo e Toano, la Formazione di Ranzano è rappresentata dal membro della Val Pessola, all'interno del quale sono state riconosciute e distinte cartograficamente diverse unità litostratigrafiche di rango inferiore.

litozona conglomeratica (RAN_{2a}). Alternanza di sequenze decametriche di banchi e strati molto spessi di conglomerati e di arenarie grossolane separati da interstrati pelitici molto subordinati che ne evidenziano la stratificazione. I conglomerati a matrice arenitica e le arenarie di colore verde per la presenza di abbondante detrito ofiolitico sono grossolanamente gradate. Nella zona ad Est di Prèdolo le sequenze a dominante arenacea sono state cartografate separatamente con la stessa sigla (RAN_{2b}) della litozona arenaceo-pelitica, che sormonta, con passaggio graduale, la litozona conglomeratica. La litozona conglomeratica RAN_{2a} è limitata alla base da una evidente superficie erosiva e discordante che conduce, nello spazio di pochi km, alla diretta sovrapposizione dei conglomerati, oltreché sulla Formazione di Zermagnone anche sulle Marne di Monte Piano e sulle Formazioni di Monghidoro e Monte Venere del substrato ligure. L'evento erosivo che precede il rapido accumulo dei conglomerati, il cui massimo spessore è stimabile in alcune centinaia di metri, sembra da collocare nell'ambito della biozona MNP21a (Priaboniano).

La superficie che limita alla base la litozona conglomeratica RAN_{2a} costituisce un importante limite di sequenza che rappresenta la base della Formazione di Ranzano. Essa è correlabile, forse con un limitato scarto cronologico, alla superficie di base della Unità Pessola (MUTTI *et alii*, 1995) e della Formazione della Valle dei Cavalieri (CATANZARITI *et alii*, 1997b); è inoltre correlabile alla discordanza che, tra la Val Pessola e la Val Secchia, cade all'interno del membro della Val Pessola (MARTELLI *et alii*, 1998).

litozona arenaceo-pelitica (RAN_{2b}). È discretamente esposta in destra del T. Secchiello per uno spessore complessivo di circa 100 m; si sovrappone con passaggio graduale alla litozona conglomeratica. È costituita da sequenze arenaceo-pelitiche in strati medi e spessi, complessivamente a geometria piano-parallela; le arenarie, di colore verdastro, hanno granulometria medio-fine e rapporto A/P circa uguale a 1.

Unitamente all'alternanza ciclica di conglomerati ed arenarie di RAN_{2a}, la litozona arenaceo-pelitica RAN_{2b} definisce un *trend fining-upward*, al limite

Eocene-Oligocene.

La parte inferiore della litozona è attribuibile al Priaboniano (biozona MNP21a) per la presenza (dintorni di Roncociso) di un'associazione a *C. formosus*, *R. umbilicus* e *I. recurvus*, e assenza dei Discoaster a rosetta (*D. saipanensis*, *D. barbadiensis*).

Dai livelli sommitali della litozona RAN_{2b} nei dintorni di Cerrè Marabino proviene una associazione a nannofossili calcarei (*R. umbilicus*, *D. bisectus*, *R. daviesii*, *E. obruta*, *S. distentus*, *S. predistentus*, *H. euphratis*, *H. reticolata*, *H. compacta*) riferibile (CATANZARITI *et alii*, 1997b) alla biozona MNP22 (Rupeliano).

litozona caotica, litofacies pelitica (RAN_{2c1}). È costituita da peliti grigio scure, a struttura spesso caotica (*slump*, intraformazionali) ben esposte nella fascia calanchiva che si sviluppa, in destra del T. Secchiello, per circa 2 km. Lo spessore della litofacies pelitica è valutabile intorno ai 100 m.

litozona caotica, litofacies arenacea (RAN_{2c2}). Si tratta di una litofacies a dominante arenacea con frequenza molto alta di livelli caotici e inclusi, di dimensioni anche notevoli, di lenti arenacee e conglomeratiche con deformazione allo stato non consolidato; le arenarie di colore grigio, giallastro per alterazione, presentano all'osservazione macroscopica un basso tenore in detrito ofiolitico. Questa litofacies occupa la posizione più alta nell'ambito della Formazione di Ranzano; in destra Secchia ha uno spessore di circa 250-300 m.

In peliti grigio scure, affioranti poco fuori carta in località Cà d'Inverno, riferibili alla litozona caotica, sono state rinvenute associazioni a nannofossili calcarei contenenti *H. recta* attribuibili alla biozona MNP23 (CATANZARITI *et alii*, 1997) del Rupeliano.

2.1.5. - *Formazione di Pantano (PAT), Formazione di Antognola (ANT)*

Il piccolo lembo epiligure sulla sinistra del Secchia, presso Frassinédolo, è costituito prevalentemente da calcareniti attribuibili al membro della Pietra di Bismantova (**PAT₅** - Formazione di Pantano). Esse lasciano intravedere alla loro base un piccolissimo affioramento riferibile alla Formazione di Antognola (**ANT**). Pare possibile che in questa zona la successione poggi direttamente sulle Liguridi. A causa della esiguità degli affioramenti riferibili alla parte più alta della successione epiligure, presenti nell'area del Foglio 235 nei pressi di Frassinédolo, per la trattazione delle relative formazioni rimandiamo ai fogli adiacenti. Le caratteristiche generali delle unità interessate sono comunque schematicamente illustrate in legenda.

22

2.2. - UNITÀ MONGHIDORO

Nell'area del Foglio 235 la successione stratigrafica di questa unità tettonica è composta da un flysch caratterizzato da torbiditi prevalentemente arenaceo-marnose alla base (Formazione di M. Venere) ed arenaceo-pelitiche al tetto (Formazione di Monghidoro). Nella zona di Poiano, in rapporti non esattamente definibili rispetto alla Formazione di M. Venere, compare una litofacies siltoso-marnosa in strati sottili che è stata indicata come litofacies del T. Lucola. Nello schema stratigrafico allegato alla carta sono state attribuite alla successione di base delle Formazioni di M. Venere e di Monghidoro le argille variegata che affiorano sporadicamente al di sotto della Formazione di M. Venere, come ad esempio quelle dei dintorni di Barigazzo (assimilate alle argilliti di Grizzana Morandi) e le arenarie del M. Roncovecchio, presenti solo nella località omonima. Queste ultime formazioni affiorano in condizioni molto precarie e non è possibile precisare né la loro esatta giacitura in rapporto alla Formazione di M. Venere né i loro rapporti reciproci. Per esse, come specificato in seguito, non sono quindi escluse altre possibili pertinenze paleogeografiche.

2.2.1. - Argille variegata di Grizzana Morandi (AVT)

Nell'area del Foglio 235 queste argilliti sono caratterizzate da pessimi affioramenti che non permettono una precisa descrizione e una valutazione dei rapporti con le unità limitrofe. Esse hanno colore verdastro o bruno e contengono straterelli siltitici o calcarei: per quanto è possibile osservare esse non sembrano differire molto da quelle dei complessi di base tipo Caio (Argilliti di S. Siro), eccetto forse per un minor grado di litificazione diagenetica e l'assenza di intercalazioni detritiche ofiolitiche. Spessore complessivo di alcune decine di metri. Non vi sono stati rinvenuti elementi biostratigrafici utili per il loro inquadramento.

2.2.2. - Arenarie del Monte Roncovecchio (ARH)

Queste arenarie affiorano esclusivamente nella Valle dello Scoltenna, nei pressi di Barigazzo, alla base dell'Unità Monghidoro.

Si tratta di arenarie torbiditiche di colore grigio o grigio-verdastro in strati di spessore compreso fra 10 e 80 cm intercalate a peliti verdastre relativamente spesse (rapporto arenaria/pelite poco superiore a 1) (Fig. 4). Gli strati hanno alla base grana per lo più fine e sono caratterizzati da sequenze di BOUMA per lo più di tipo Tce. Negli strati più grossolani si può notare macroscopicamente la presenza di rocce plutonico-gneissiche, metamorfiche e sedimentarie (fra cui frammenti di calcari, dolomie e diaspri rossi). L'attribuzione di queste arenarie al complesso di base della Formazione di M. Venere è suggerita solamente dalla loro attuale posizione geometrica che le vede alla base del flysch e in qualche modo associate



Fig. 4 - *Le arenarie del M. Roncovecchio affioranti lungo la statale 12 nei pressi della Santona.*

alle argilliti di Grizzana Morandi. In alternativa si potrebbe pensare che le arenarie in questione siano da correlare con la Pietraforte, cui sono simili sia da un punto di vista litologico che petrografico. In questo caso esse sarebbero verosimilmente da attribuire a domini paleogeografici più esterni di quello occupato dalle successioni tipo M. Venere-Monghidoro e dal loro substrato sedimentario. Al M. Roncovecchio raggiungono uno spessore di 50-100 m.

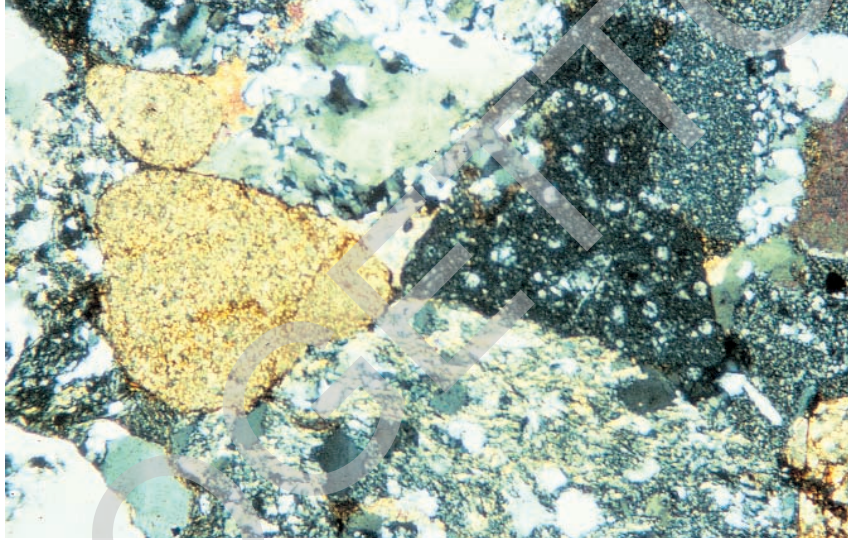


Fig. 5 - Arenarie del M. Roncovecchio: arenite a prevalenti granuli di dolomie, selci e siltiti non carbonatiche. In subordine granuli di quarzo policristallino.

L'analisi in sezione sottile ha permesso di precisare che si tratta di litareniti alimentate prevalentemente da rocce di copertura (Fig. 5); esse sono caratterizzate da un alto contenuto in frammenti di selci, siltiti carbonatiche e non carbonatiche, calcari, dolomie, argilliti. Fra i litici non sedimentari sono presenti metamorfiti di basso grado, rocce vulcaniche e subvulcaniche, subordinate le plutoniche/gneissiche. L'area sorgente di queste arenarie può essere identificata con il margine adriatico. Da un punto di vista biostratigrafico queste arenarie appaiono per lo più sterili. I pochi campioni fossiliferi (DANIELE *et alii*, 1996) hanno dato un'età non più antica del Santoniano per la presenza di *C. ovalis* e *M. decussata*.

2.2.3. - Formazione di Monte Venere (MOV)

La Formazione di M. Venere è caratterizzata dalla alternanza di due tipi di torbiditi: torbiditi prevalentemente arenaceo-marnose, con base arenitica fine, spessa fino a 50-60 cm; torbiditi arenaceo-pelitiche, meno rappresentate rispetto allo spessore complessivo, in cui la frazione arenitica può raggiungere occasionalmente anche una grana media. Con cadenza relativamente regolare nella Formazione di M. Venere compaiono megatorbiditi arenaceo-marnose con spessori fino a 15 m (Fig. 6). Nell'area del Foglio 235 sono state misurate alcune sezioni stratigrafiche: le torbiditi arenaceo-marnose costituiscono il 19% del



Fig. 6 - Megatorbiditi calcareo-marnose della Formazione di M. Venere intercalate in torbiditi meno spesse nei pressi delle Lamarine.

numero totale degli strati misurati, ed il 73% dello spessore totale misurato. Le torbiditi arenaceo-pelitiche rappresentano l'81% del numero totale degli strati misurati, ed il 27% dello spessore totale. Le torbiditi sono generalmente costituite dagli intervalli Tbe, Tce della sequenza di BOUMA; gli intervalli Ta, a granulometria arenitica media, sono meno frequenti.

Ai flysch del gruppo M. Venere-Monghidoro è stato riferito il Flysch di Solignano dell'Appennino Parmense (ZANZUCCHI, 1961; 1980; FONTANA *et alii*, 1991). Sia per i caratteri biostratigrafici (RIO & VILLA, 1983) che per quelli litostratigrafici questa analogia può valere ovviamente per la Formazione di Monte Venere ma non per quella di Monghidoro. FONTANA *et alii* (1991) ammettono una provenienza sardo-corsa per il materiale clastico delle Formazioni di Monte Venere e di Monghidoro e del Flysch di Solignano, ma su questa conclusione sono già state espresse cautele da parte nostra e anche da parte degli Autori stessi (PLESI *et alii*, 1994; FONTANA *et alii*, 1996). Sia sulla base della composizione principale che della associazione a minerali pesanti, DANIELE (1998) ha ritenuto che i flysch in questione siano stati alimentati dal margine austroalpino, rappresentato nell'area-fonte da rocce di basamento di grado basso e medio-alto e da coperture sedimentarie carbonatiche e non carbonatiche. Sulla base della composizione principale le arenite della Formazione di Monte Venere analizzate petrograficamente sono classificabili come arenarie ($NCE_{64-98,5}CE_{1-12,5}CI+NCl_{0-23,5}$). Esse appartengono prevalentemente al campo delle arcose; in subordine sono pre-

sentì subarcosi e arcosi litiche: i valori dei parametri QFL+CE sono i seguenti: $Q_{46.5-66}F_{17.5-42}L+CE_{5-34}$. La matrice è di tipo siltoso ed argilloso, subordinatamente carbonatica; il cemento è prevalentemente carbonatico di tipo ankeritico, subordinatamente quarzoso o cloritico. Fra i frammenti litici prevalgono quelli non sedimentari, rappresentati da metamorfiti di basso grado, vulcaniti, rocce plutonico-gneissiche; fra i litici sedimentari sono presenti dolomie, calcari a varia tessitura, *shale*, più rare siltiti non carbonatiche e selci. L'associazione a minerali pesanti è simile a quella che caratterizza la Formazione di Monghidoro. La Formazione di Monte Venere ha nell'area del Foglio 235 uno spessore di alcune centinaia di m. Non è chiaramente osservabile il passaggio alla litofacies del T. Lucola né il passaggio alla Formazione di Monghidoro.

I nannofossili calcarei delle sezioni della Formazione di M. Venere da noi campionate (DANIELE *et alii*, 1996), situate nei pressi del M. Cantiere e vicino alla confluenza Dolo-Dragone indicano un'età campaniana-superiore (*M. decussata*, *Q. trifidum*, *Q. gothicum*, *A. parvus*, *R. levis*, *R. anthophorus*) corrispondente alla biozona CC22 di SISINGH (1977).

La litofacies del T. Lucola (**MOV_a**) è costituita da torbiditi arenaceo-siltose e calcarenitico-marnose, micacee, per lo più a grana fine o molto fine in strati piano-paralleli con spessori compresi mediamente tra 15 e 70 cm, alternati a bancate spesse 1,5-2 m. Il rapporto A/P è quasi ovunque inferiore a 1. Sequenze di BOUMA incomplete alla base rappresentate dagli intervalli Tce. Colore d'insieme nocciola per alterazione. Un banco isolato calcareo-marnoso a base calcarenitica di circa 4 m affiora nei pressi del Molino di Poiano. Un intervallo calcareo-marnoso di colore biancastro, spesso circa 10 metri, del quale tuttavia non affiora la base, è presumibilmente intercalato stratigraficamente alla formazione nei pressi del M. Calvario. Spessore totale non inferiore a 150 m. La litofacies è stata considerata in successione stratigrafica con la Formazione di Monte Venere per la sua posizione geometrica ma i rapporti fra le due unità stratigrafiche non risultano, come detto, del tutto chiari. Età non definita.

2.2.4. - Formazione di Monghidoro (**MOH**)

La Formazione di Monghidoro affiora principalmente nei dintorni di Toano, Gusciola e lungo il T. Dragone. Essa è costituita da torbiditi prevalentemente silicoclastiche in strati spessi fino a 3 m, con basi arenitiche a grana anche grossolana (Fig. 7). In maniera più sporadica vi compaiono, soprattutto nella parte inferiore, torbiditi prevalentemente arenaceo-marnose o calcaree. Sulla base dello studio (DANIELE, 1998) di alcune sezioni stratigrafiche di dettaglio (misurate a Toano, Gusciola e lungo il T. Dragone) è stato possibile stabilire che le torbiditi arenaceo-marnose rappresentano mediamente il 20% del numero totale degli strati misurati e circa il 40% dello spessore totale misurato; le torbiditi arenaceo-pelitiche rappresentano circa il 79% del numero totale degli strati misurati e circa il



Fig 7 - Le arenarie della Formazione di Monghidoro nei pressi della località tipo.

60% dello spessore totale misurato; le torbiditi calcaree rappresentano l'1% del numero totale degli strati misurati. Gli intervalli basali delle torbiditi più spesse sono dei Ta della sequenza di BOUMA, privi di laminazioni ed a granulometria arenitica media o grossolana. Le torbiditi più sottili sono costituite dagli intervalli Tbe della sequenza di BOUMA.

Nella Formazione di Monghidoro le arenite analizzate petrograficamente sono classificabili (sulla base del diagramma del 1° ordine che include le componenti scheletriche carbonatiche e non carbonatiche, intra ed extrabacinali) come arenarie (*sensu* ZUFFA, 1985; 1987). Esse sono costituite prevalentemente da granuli extrabacinali non carbonatici ($NCE_{92-100}CE_{0,5-6,5}CI+NCl_{0,5-2,5}$); hanno composizione arcossica ed arcossico-litica, con moda detritica $Q_{50-58}F_{21-45}L+CE_{3-36}$. La matrice è prevalentemente siltosa ed argillosa, raramente carbonatica; il cemento è prevalentemente carbonatico. Fra i frammenti litici prevalgono quelli non sedimentari (plutonico-gneissici e metamorfici di basso grado, vulcanici e subvulcanici); fra i sedimentari è diffusa la presenza di dolomie e calcari a varia tessitura (Fig. 8); più rare le selci, le siltiti non carbonatiche e le argilliti. Fra i minerali pesanti sono presenti anche granato e staurolite. Spessore di alcune centinaia di metri.

La Formazione di Monghidoro, campionata nelle zone di Toano e Gombola (DANIELE *et alii*, 1996) è risultata attribuibile alle biozone NP3-NP4 di MARTINI (1971) del Paleocene inferiore per la presenza di *C. danicus*, *E. subpertusa*, *C. tenuis*, *N. perfectus*. Nella zona di Gusciola e lungo il T. Dragone le forme individuate sono indicative del Maastrichtiano superiore (*A. cymbiformis*, *L. quadratus* - biozona CC25 di SISSINGH, 1977).

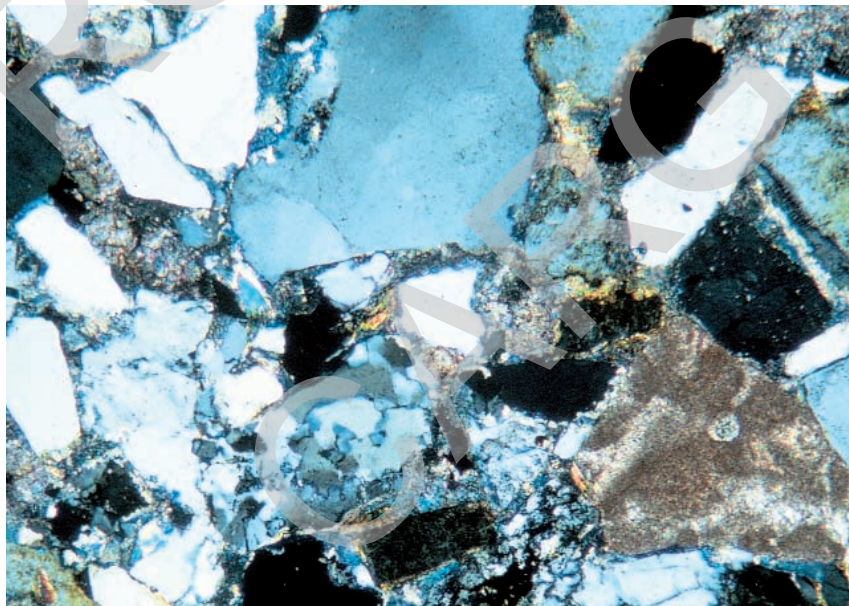


Fig. 8 - Arenarie della Formazione di Monghidoro: particolarmente abbondanti granuli di quarzo; sono presenti anche *k*-feldspati (giallo) e plagioclasti. In basso a sinistra un frammento di dolomia.

2.3. - UNITÀ VENANO

Con questo termine di recente introduzione (DANIELE *et alii*, 1996) è stata indicata un'unità tettonica la cui successione stratigrafica appare costituita da due termini: le Argilliti dell'Uccelliera e le Arenarie del Poggio Mezzature. Gli Autori tedeschi (REUTTER, 1969; RENTZ, 1971) avevano indicato le Arenarie del Poggio Mezzature come "Arenarie di Frassinoro", ma il toponimo appare inappropriato per il fatto che nella zona di Frassinoro affiora estesamente la Formazione di M. Venere. Il passaggio fra le argilliti e le arenarie, visibile nella zona del Poggio Mezzature, avviene per alternanze. Sulla base delle conoscenze attuali l'Unità Venano affiora nei dintorni di Romanoro e in esigui lembi in poche altre località del Modenese. Il rango di Unità tettonica potrebbe sembrare perciò eccessivo in riferimento a una coltre così limitata. Si è comunque preferito adottare tale terminologia sia perché nella letteratura la successione di questa unità è stata confrontata con quella dell'Unità Gottero sia perché, comunque si consideri la successione stessa, essa appare notevolmente diversa da quella delle unità limitrofe, implicando raccorciamenti di entità regionale.

2.3.1. - Argilliti dell'Uccelliera (AUL)

Si tratta di argille e argille siltose per lo più rosse, localmente verdine con intercalazioni, specie nella parte alta, di straterelli arenacei la cui composizione principale risulta del tutto confrontabile con quella delle arenarie sovrastanti (DANIELE, 1998). Nella parte inferiore la formazione diviene più variegata e vi sono intercalati strati da centimetrici a decimetrici di calcari e marne siltose. Passaggio per alternanze alle Arenarie del Poggio Mezzature. Età non definita.

2.3.2. - Arenarie del Poggio Mezzature (APM)

Si tratta di un deposito torbiditico arenaceo-pelitico in strati medi e sottili (rapporto arenaria/pelite sia maggiore che minore di 1) alternati a torbiditi spesse (fino a 4-5 m) e molto spesse con grana anche grossolana (rapporto arenaria/pelite maggiore di 1). Nella facies più fine gli intervalli della sequenza di Bouma più rappresentati sono i Tce e i Tde. Le arenarie sono grigie, ad alterazione grigio-scura o bruno-rossastra; le arenarie più grossolane sono grigio-bluastré, ad alterazione grigio-biancastra. Le sezioni più significative di queste arenarie affiorano in varie località del versante occidentale del M. Modino di Frassinoro e al Poggio Mezzature. Queste arenarie erano state assimilate, come accennato, da REUTTER & GROSCURTH (1978) alle Arenarie del Monte Gottero. I dati petrografici finora raccolti relativi alla composizione principale (piuttosto monotona e priva di elementi caratterizzanti) ed alla associazione a minerali pesanti, a noi non sembrano sufficienti per avvalorare questa ipotesi, che peraltro sembra esclusa anche dalla diversa età delle due formazioni. Nel settore mode-

nese dell'Appennino non risulterebbero dunque presenti, secondo la nostra ricostruzione, unità stratigrafico-strutturali riferibili al Dominio ligure interno.

Da un punto di vista petrografico la componente prevalente delle Arenarie del Poggio Mezzature è quella di tipo extrabacinale non carbonatico (rocce plutonico-gneissiche, metamorfiche per lo più di basso grado, vulcaniche e subvulcaniche). La frazione carbonatica, sia intra che extrabacinale è quasi assente ($NCE_{96-99}CE_{0-1.5}CI+NCl_{0.2}$). Le rare rocce sedimentarie sono rappresentate da siltiti non carbonatiche ed argilliti. Si tratta di arcosi ($Q_{46-59}F_{32-47}L+CE_{3-14.5}$) a matrice siltoso-cloritica o argillosa e cemento cloritico, micaceo o quarzoso. Sulla base della composizione principale e della associazione a minerali pesanti, si ritiene che queste arenarie siano state alimentate prevalentemente da un basamento continentale a plutoniti e metamorfiti, con scarse coperture sedimentarie. Il fatto che gli intervalli marnosi risultano in questa formazione rarissimi ha reso molto difficoltosa la campionatura e la datazione. Sulla base della presenza di *C. obscurus*, *M. decussata*, *M. furcatus*, *R. anthophorus*, *L. grillii* DANIELE *et alii* (1996) hanno attribuito questa formazione al Santoniano superiore - Campaniano inferiore (biozona CC17 di SISSINGH, 1977). Ricordiamo che MARRONI & PERILLI (1990) hanno attribuito le Arenarie del M. Gottero al Maastrichtiano - Paleocene inferiore.

2.4. - UNITÀ OFIOLITICA DELLA VAL BAGANZA

Forma una fascia continua anche se di spessore mai rilevante (mediamente poche centinaia di metri) in cui sono raggruppati una serie di litotipi: ofioliti (solo in qualche caso associate a frammenti della loro originaria copertura di Diaspri e Calcari a Calpionelle), breccie prevalentemente ofiolitiche e breccie a forte componente argilloso-calcareo, argille variegata, Argille a Palombini, Formazione di Romanoro. I rapporti reciproci fra questi vari litotipi non risultano mai visibili con precisione. Il problema maggiore riguarda la posizione e il significato delle ofioliti che, come quelle di altri settori dell'Appennino settentrionale in posizione simile (es: Unità Val Baganza del Foglio NEVIANO DEGLI ARDUINI e del Foglio FIVIZZANO) potrebbero essere considerate come blocchi imballati in breccie di età anche cretacea (BORTOLOTTI, 1963; REUTTER, 1969) o come frammenti di un originario substrato giurassico, secondo l'ipotesi formulata da MONTEFORTI (1972) e da PLESI *et alii* (1994) per le equivalenti ofioliti della Val Baganza. Nel primo caso si porrebbe anche il problema dell'entità di traslazione subita dai blocchi ofiolitici, che potrebbe essere ipotizzata come limitata (all'interno del bacino di origine) o più importante (ad esempio dal Dominio ligure interno, come è stato ipotizzato più a Nord). In questo secondo caso essi assumerebbero il significato di veri e propri olistoliti. Un altro interrogativo riguarda l'età delle breccie: se cioè esse siano da considerare tutte posteriori alla deposizione delle Argille a Palombini (considerato che abbastanza regolarmente contengono clasti che sembrano de-

rivare da tale formazione), o se esistano anche brecce di età più vecchia costituite di sole ofioliti, o di ofioliti associate ai termini più antichi della loro copertura sedimentaria e legate a fasi di diverso significato geodinamico. Il grado di dettaglio raggiunto con l'attuale rilevamento non permette di risolvere questi problemi che sarebbe interessante approfondire. Secondo la letteratura recente le ofioliti del Dominio ligure esterno avrebbero composizione geochemica diversa da quelle delle zone più interne (Bracco): si tratterebbe cioè di peridotiti meno impoverite associate a basalti che si avvicinano a quelli transizionali (T-MORB). Questo argomento può essere usato per sostenere l'ipotesi che queste ofioliti appartengono a un dominio paleogeografico diverso dal Dominio ligure interno.

2.4.1. - Ofioliti (Σ - *Serpentiniti*; β - *Basalti*)

Le masse più importanti di ofioliti dell'ordine di vari km³ e con spessori anche ettometrici, affiorano nei dintorni di Boccassuolo. Esse sono rappresentate principalmente da basalti (basalti massivi, lave a *pillow* e brecce di *pillow*), localmente da peridotiti serpentinite. Lave a *pillow* ben conservate sono ben esposte anche negli affioramenti del Sasso Tignoso. Negli affioramenti dei dintorni di Frassinoro le ofioliti conservano residui non cartografabili e molto frantumati della loro copertura sedimentaria originaria (Diaspri, Calcari a Calpionelle). Come accennato nell'introduzione, è già stato proposto, anche per questa zona (REUTTER, 1969) come per altri casi analoghi dell'Appennino, il problema se queste ofioliti possano rappresentare brandelli molto tettonizzati di un substrato oceanico giurassico dislocato solo tettonicamente o se i medesimi siano da considerare originari olistoliti intercalati in successioni cretache.

2.4.2. - *Argille a Palombini, argille variegata Auctt. (APP)*

Si tratta di affioramenti per lo più scadenti dei soliti litotipi largamente diffusi anche in altre unità dell'Appennino emiliano.

Uno degli affioramenti migliori di Argille a Palombini è sulla strada Romanoro - Farneta nei pressi di Romanoro. Le Argille a Palombini sono costituite da argilliti color grigio-piombo in livelli spessi diversi decimetri alternate a strati calcarei grigio-bluastri di spessore sottile e medio, di solito intorno ai 50 cm. Gli strati calcarei hanno normalmente grana molto fine, sono per lo più privi di strutture sedimentarie e sono caratterizzati da patine di alterazione grigio-verdastre. Non ci sono affioramenti che abbiano permesso di definire i rapporti fra le Argille a Palombini e le altre formazioni della successione descritta.

Col termine di *argille variegata* sono state da noi indicate argilliti brunoverdine o più raramente varicolori intercalate a strati siltoso-calcarei o, in certe sezioni, di arenarie fini gradate di chiara origine torbiditica. Questi litotipi

non appaiono sostanzialmente differenti dalle argille variegata di Grizzana Morandi né dalle argilliti che compaiono anche in altre unità liguri e nella parte basale dell'Unità Modino. Lo spessore di queste unità è di varie decine di metri. Sulla base del fatto che nelle argille variegata dell'Unità Modino sono contenuti livelli clastici a blocchi di calcari tipo palombini, MOCHI *et alii* (1996) hanno avanzato l'ipotesi che le argille variegata possano essere considerate più recenti delle Argille a Palombini ma i dati biostratigrafici finora ottenuti non confermano questa possibilità, nel senso che entrambe le formazioni sembrano rientrare nell'intervallo Barremiano - Albiano senza possibilità di ulteriori precisazioni.

La *litofacies della Colombara* (**APP_a**) è costituita da arenarie rappresentate in affioramenti di spessore limitato, non superiore ai 50 m. Gli strati sono sempre sottili con un rapporto arenaria/pelite poco superiore o uguale a 1. In certi affioramenti le intercalazioni pelitiche presentano una colorazione rossastra. A proposito di queste arenarie mancano attualmente sia dati di tipo petrografico che di tipo biostratigrafico. Secondo l'interpretazione qui fornita, esse potrebbero forse rappresentare una litofacies particolarmente arenacea delle argille variegata.

2.4.3. - *Brecce del Poggio Bianco Dragone* (**BPB**)

Le grosse masse ofiolitiche sono accompagnate quasi costantemente da cortei di brecce sedimentarie ofiolitiche che in certi casi possono avere percentuali più o meno rilevanti di clasti sedimentari (frammenti dei Calcari a Calpionelle, calcari silicei delle Argille a Palombini, argilliti e siltiti) deposte sotto forma di *debris flow* (Fig. 9). Non è stato finora eseguito, come detto, un tentativo di separare i vari tipi di brecce sulla base della loro composizione o posizione geometrico-stratigrafica né di verificare se esiste una relazione fra posizione e composizione litologica. Manca anche un esame dettagliato della composizione dei clasti nei vari affioramenti disponibili. Spessore di alcune decine di metri. Come accennato nella introduzione del capitolo, sulla base delle osservazioni macroscopiche finora disponibili non ci sembra da escludere la possibilità che le brecce possano rappresentare depositi di età e significato differente, precedenti e posteriori alla deposizione delle Argille a Palombini. In questo caso le brecce di età più antica potrebbero ancora risultare legate alle fasi di oceanizzazione e riflettere perciò una tettonica di tipo distensivo; le più recenti potrebbero invece risultare già legate ai movimenti compressivi iniziati probabilmente a partire dall'Albiano.

2.4.4. - *Formazione di Romanoro* (**ROA**)

È stata cartografata da RENTZ (1971) come "Alberese di Romanoro" e indicata come "marne nerastre" da REUTTER (1969). Essa è costituita da un'alternanza di torbiditi a prevalente componente calcareo-marnosa in strati di potenza molto



Fig. 9 - Breccie ofiolitiche argilloso-calcaree (breccie del Poggio Bianco Dragone) grossolanamente stratificate e a prevalenti elementi clastici provenienti dalle coperture sedimentarie liguri.

variabile e con basi arenitiche a grana fine o siltitica di colore grigio. Le torbiditi sono costituite prevalentemente dagli intervalli Tce e Tde della sequenza di BOUMA; le areniti sono grigie o grigio-scure ad alterazione ocra o nocciola; le marne sono grigie, grigio-verdi o nocciola, grigio-chiare o nocciola per alterazione (Fig. 10). Lo spessore massimo della formazione è di circa 100 m. Nella zona di Castellaccio nella Formazione di Romanoro è intercalato un livello spesso una



Fig 10 - Torbiditi siltoso-marnose in strati sottili della Formazione di Romanoro nei pressi della località tipo.

ventina di metri costituito da torbiditi siltoso-marnoso-pelitiche di colore nero.

Le areniti degli intervalli basali della Formazione di Romanoro sono ibride e fra i granuli carbonatici di provenienza extrabacinale prevalgono le dolomie (DANIELE, 1998); fra i litici non sedimentari sono presenti metamorfiti di basso grado, rocce plutonico-gneissiche, vulcaniti, rare serpentiniti; fra i sedimentari, oltre alle già citate dolomie, argilliti, selci e rare siltiti non carbonatiche. Sono

presenti anche frammenti di calcari micritici a Calpionellidi, risedimentati prima della completa litificazione (Fig. 11). L'associazione a minerali pesanti è caratterizzata dalla prevalenza di ultrastabili (zirconio, tormalina e rutilo); presente anche spinello. La Formazione di Romanoro risulta alimentata da aree-sorgenti caratterizzate prevalentemente dalla presenza di coperture sedimentarie (dolomie, alta quantità di zirconio, tormalina e rutilo) e zone ofiolitiche (serpentiniti, spinello); subordinate le aree sorgenti che rappresentano il basamento. Importante è l'apporto da aree intrabacinali che fornivano grandi quantità di bioclasti e i sopraccitati granuli di calcari a Calpionellidi.

Le determinazioni biostratigrafiche (DANIELE *et alii*, 1996) eseguite sulla Formazione di Romanoro hanno mostrato un'età coniaciana-inferiore (biozona CC13 di SISSINGH, 1977) per la presenza di *M. furcatus* e *C. ovalis* e l'assenza di *M. decussata*. Sulla base di questi dati, la Formazione di Romanoro può essere considerata come uno fra i più antichi depositi in facies di flysch finora noti.

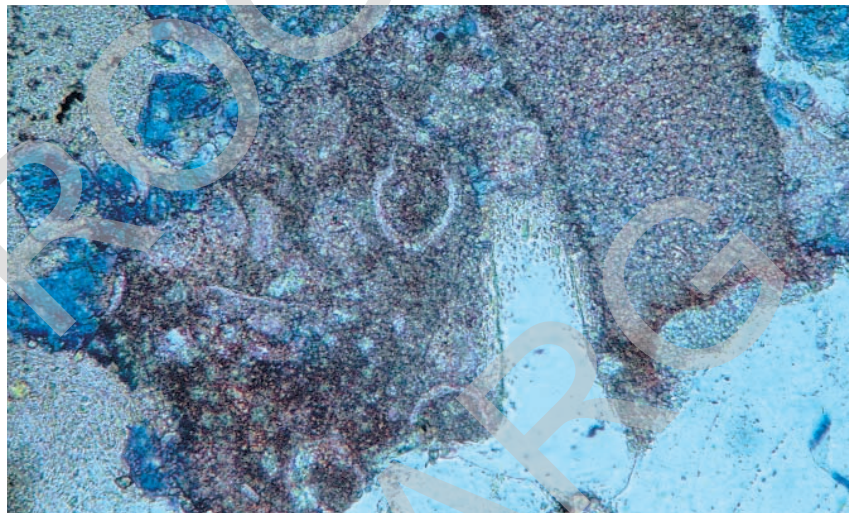


Fig. 11 - Arenite della Formazione di Romanoro: frammenti di calcari micritici a Calpionelle. Cemento di tipo ankeritico.

2.5. - UNITÀ CAIO

Della successione dell'unità fanno parte le Argilliti di S. Siro e il sovrastante Flysch di M. Caio. Il contatto fra le due formazioni è osservabile lungo il Fosso del Burione, in Val d'Asta. L'Unità raggiunge il suo massimo spessore nei dintorni di Febbio (M. Torricella), si assottiglia verso Sud-Est e non è più presente nella parte sud-orientale del Foglio 235.

36

2.5.1. - Argilliti di San Siro (SSI)

La successione di base del Flysch di M. Caio nella zona di Frassinoro è quasi assente. Soprattutto negli affioramenti della Val d'Asta, lungo il Fosso del Burione, si vede che essa è rappresentata da qualche decina di metri di argilliti rosso-violacee, brune o variegata, di solito manganesifere, con intercalazioni di calcilutiti e calcilutiti grigie e grigio-verdastre in strati sottili. Il contatto col flysch sovrastante è netto e senza alternanze.

Queste argilliti risultano abbastanza diverse dalle argille varicolori dell'Unità Cassio sia per i loro caratteri litologici (colorazione delle argilliti, contenuto in materiale clastico più grossolano ecc.) sia per il più alto grado diagenetico. Sembrano invece meno diverse dalle argilliti presenti alla base della Formazione di M. Venere (argille variegata di Grizzana Morandi). Alle Argilliti di S. Siro sono associati depositi di breccie sedimentarie (alimentate da *debris flow*) a matrice argillitica e clasti eterogenei: palombini, ofioliti e rocce granitoidi. In qualche caso breccie di composizione analoga si rinvengono anche intercalate ai più bassi strati di flysch.

Per questa formazione non disponiamo di dati biostratigrafici nuovi. Nell'Appennino parmense essa viene riferita al Cenomaniano? - Campaniano sup..



Fig. 12 - Flysch di M. Caio negli affioramenti del M. Torricella in Val d'Asta.

2.5.2. - *Flysch di Monte Caio (CAO)*

Gli affioramenti migliori di questa formazione si hanno in Val d'Asta (M. Prampa, M. Torricella, M. Penna; Fig. 12) e nei dintorni di Piandelagotti (Alpesigola, M. Rocca). Nella zona di Frassinoro l'Unità Caio è rappresentata soltanto da due piccolissimi lembi di flysch affioranti nei pressi di Case Facchini e Capannaccia, interessanti soprattutto per il fatto che costituiscono un *marker* geometrico della posizione dell'Unità Caio in questo settore dell'Appennino.

Il Flysch di M. Caio è costituito prevalentemente da torbiditi arenaceo-mar-nose di colore grigio, in strati spessi e molto spessi, a base arenitica fine o silti-tica e tetto pelitico. Nelle sezioni misurate esse rappresentano l'84% dello spessore totale misurato ed il 20% del numero totale degli strati misurati. Esse sono alternate a sequenze di torbiditi arenaceo-pelitiche (che rappresentano il 12% dello spessore totale misurato ed il 73% del numero totale degli strati misurati) ed a torbiditi calcareo-pelitiche (4% dello spessore totale misurato e 7% del numero totale degli strati misurati) grigio-chiare in strati sottili e medi. Gli intervalli basali presentano per lo più laminazione parallela o ondulata: intervalli Tbe e Tce della sequenza di BOUMA. Nella parte alta degli intervalli marnosi sono frequentemente presenti impronte di Elmintoidi. Nelle torbiditi prevalentemente carbonatiche l'intervallo basale non è rappresentato o è costituito da siltiti spesse pochi millimetri. Le emipelagiti, quando presenti, sono grigio-verdastre e sono prive di carbonato di calcio. Ciò che caratterizza principalmente questo flysch da un punto di vista litostratigrafico, in confronto con altri depositi dello stesso tipo (M. Cassio, M. Venere), è la relativa abbondanza di intervalli pelitici scuri, la presenza di torbiditi carbonatiche chiare, l'alternanza relativamente irregolare di torbiditi con spessore differente. Intercalati alla parte inferiore del Flysch di M. Caio sono talora presenti, e si tratta anche in questo caso di un carattere peculiare, depositi di breccie poligeniche ad elementi argillitici, calcarei, in qualche caso anche ofiolitici e granitici, originate da colate gravitative.

Le areniti del Flysch di M. Caio analizzate nell'ambito del Foglio 235 (DANIELE, 1998) sono simili a quelle di altri settori appenninici (FONTANA *et alii*, 1996; BIANCHI & DANIELE, 1995). Le componenti dello scheletro extrabacinali ed intrabacinali, carbonatiche e non carbonatiche sono comprese fra i valori $NCE_{66-92}CE_{0-10}CI+NCl_{0,5-24}$. Si tratta per lo più di arcosi ($Q_{47-72}F_{5-45}L+CE_{5-30}$) a matrice siltosa o argillosa e cemento prevalentemente carbonatico. Nel Flysch di M. Caio si distinguono abitualmente (FONTANA *et alii*, 1996) tre famiglie petrografiche: una caratterizzata da scarso contenuto in frammenti di rocce carbonatiche (fra i frammenti litici sono presenti per lo più rocce plutonico-gneissiche, metamorfite di basso grado, vulcaniti), una in cui aumenta il contenuto in frammenti di rocce sedimentarie (dolomie di varia tessitura, siltiti, argilliti), ed una caratterizzata da alto contenuto in frammenti di serpentiniti. Sulla base della composizione principale e della associazione a minerali pesanti, si può ritenere che le aree sorgenti del Flysch di M. Caio siano state caratterizzate dalla presenza di rocce plutoniche e metamorfiche di basso grado che fornivano de-

38

trito di crosta continentale, rocce carbonatiche, argillitiche e siltitiche che fornivano detrito di copertura, ed aree sorgenti intrabacinali caratterizzate dalla presenza di rocce di crosta oceanica che fornivano il detrito ofiolitico. Lo spessore massimo della formazione è di alcune centinaia di metri.

Le campionature finora effettuate (DANIELE *et alii*, 1996) nel Flysch di Monte Caio, negli affioramenti del M. Torricella, M. Rocca e Alpesigola, si riferiscono alla parte inferiore della formazione e hanno mostrato una associazione a *M. decussata*, *Q. gothicum*, *Q. trifidum*, *R. levis*, *R. anthophorus*, *A. parvus* attribuibili al Campaniano superiore (biozona CC22 di SISSINGH, 1977). Questi risultati sono in accordo con le determinazioni di RIO *et alii* (1983) per le equivalenti sezioni della Val Baganza.

3. - SUCCESSIONI DELL'UNITÀ SUBLIGURE

3.1. - UNITÀ CANETOLO

Nell'area del Foglio 235 l'Unità Canetolo affiora in modo limitato e discontinuo, ovunque con spessori molto limitati. Anche la qualità degli affioramenti risulta mediamente molto modesta.

SOTTO-UNITÀ 2

3.1.1. - Arenarie di Petrignacola (APE)

Gli affioramenti più significativi sono situati nella fascia compresa fra Roccapelago e Pian degli Ontani e sul versante nordoccidentale dell'Alpesigola.

Si tratta di arenarie torbiditiche per lo più a grana grossa e in banchi spessi, subordinatamente di conglomerati eterogenei, con componente vulcanica (andesiti?) più o meno abbondante. Associate alle torbiditi in strati spessi si hanno intervalli a torbiditi più sottili (in certi casi anche con intervallo Td marnoso-pelitico), depositi di *pebbly sandstone* e da *slumping*. Spessore di alcune decine di metri.

Sulla base delle datazioni più recenti (CERRINA FERONI *et alii*, 1990; PALANDRI & PLESI dati inediti relativi alle Arenarie di Petrignacola degli affioramenti del M. Campastrino) le Arenarie di Petrignacola sono state attribuite al Rupeliano (biozona NP23 di MARTINI, 1971) per la presenza comune di *D. bisectus*, *H. euphratis*, *H. perch-nielseniae*, *H. recta*, *S. predistentus*, *S. distentus*, *R. daviesii*. Esse sono perciò da considerare in rapporti tettonici con le sottostanti formazioni dell'Unità Canetolo il cui termine più recente (Arenarie di Ponte Bratica) è da riferire all'Oligocene superiore.

La datazione al Rupeliano (fra circa 31.5 e 30 Ma in termini assoluti) chiude l'annosa discussione relativa all'età delle Arenarie di Petrignacola, che da alcuni Autori erano ritenute eoceniche da altri addirittura langhiane, e consente di av-

vicinare anche cronologicamente i vari depositi a vulcaniti andesitiche del sistema Alpi-Appennino (Arenarie di Taveyannaz, di Annot e dello Champsaur nelle Alpi occidentali; Arenarie di Tusa in Sicilia; Arenarie di Petriagnola dell'Appennino) che potrebbero quindi derivare dallo smantellamento di un'unica serie di apparati vulcanici allineati lungo il margine apulo-adriatico e situati lungo il prolungamento degli apparati magmatico-vulcanici infraoligocenici delle Alpi. Nelle Alpi questo magmatismo è datato all'Oligocene inferiore e risulta posteriore alle fasi di chiusura della Tetide che hanno comportato un piano di subduzione immergente al di sotto del margine adriatico. La stessa geometria potrebbe a nostro parere essere ammessa, in questa fase, per la subduzione legata al settore appenninico. Le datazioni radiometriche (RUFFINI *et alii*, 1995) dei clasti di vulcaniti inclusi nelle Arenarie di Annot indicano un'età che si aggira intorno a 32.5 Ma. La fase vulcanica che avrebbe dato luogo agli originari depositi vulcanici risulterebbe dunque appena precedente allo smantellamento dei mesosimi e alla loro risedimentazione torbiditica.

SOTTO-UNITÀ 1

3.1.2. - *Argille e Calcari di Canetolo (ACC)*

Le Argille e Calcari di Canetolo (ZANZUCCHI, 1963; ELTER *et alii*, 1964; PLESI, 1975a) sono costituite da peliti prevalentemente nere alternate a calcilutiti grigio-scure, calcareniti gradate, brecciole bioclastiche (Nummuliti, Discocicline) e calcari marnosi a base calcarenitica. Gli affioramenti attribuiti a questa formazione (alcuni in maniera dubitativa) nell'area del Foglio 235 sono molto rari e di estensione e spessore limitati (poche decine di metri), distribuiti soprattutto nella zona di Piandelagotti. Secondo REUTTER (1969) le Argille e Calcari di Canetolo dell'area di Piandelagotti sarebbero da attribuire all'Eocene inferiore-medio. Non sono state effettuate analisi biostratigrafiche nel corso del presente lavoro.

3.1.3. - *Arenarie di Ponte Bratica (ARB)*

Nell'area del Foglio 235 la formazione è rappresentata in affioramenti molto esigui (alcuni metri) e per lo più mal esposti alla base del Flysch di M. Caio nella zona del M. Prampa e del M. Penna. Si tratta di arenarie torbiditiche a grana fine e molto fine costantemente in strati di spessore sottile e uniforme (10-20 cm), alternate a peliti grigio-verdine (10-15 cm). Le sequenze di BOUMA più frequenti sono di tipo Tce. I rapporti con le unità limitrofe risultano ovunque mal visibili.

Le Arenarie di Ponte Bratica sono state attribuite al Rupeliano p.p. - Chattiano (CERRINA FERONI *et alii*, 1990) negli affioramenti della località tipo. Nella zona di Strinati è stata analizzata una nannoflora anch'essa indicativa dell'Oligocene superiore.

40

4. - SUCCESSIONI DELLE UNITÀ TOSCANE E ULTRATOSCANE, SCAGLIE DEL SECCHIA E SUCCESSIONE DEL CERVAROLA

4.1. - UNITÀ MODINO: SOTTO-UNITÀ VENTASSO (CFR. UNITÀ SESTOLA-VIDICIATICO *AUCTT.*)

Le successioni stratigrafiche della Sotto-Unità Ventasso (*sensu* MARTINI & PLESI, 1988; CHICCHI & PLESI 1991b; 1992; 1995; MOCHI *et alii*, 1996) come mostra la legenda e gli schemi stratigrafici sono mediamente un pò diverse da quelle che caratterizzano la Sotto-Unità Modino-Pievepelago (vedi descrizione al capitolo specifico e CHICCHI & PLESI, 1995; MOCHI *et alii*, 1996). Le differenze più importanti sono rappresentate da:

- diversa litologia delle arenarie al tetto della successione (arenarie di Vallorsara nella Sotto-Unità Ventasso e nell'Elemento Pievepelago, Arenarie del M. Modino nell'Elemento Modino).
- presenza delle arenarie del membro del M. Sassolera nella Sotto-Unità Ventasso e loro assenza pressoché totale nelle successioni della Sotto-Unità Modino-Pievepelago.
- presenza in molte sequenze della Sotto-Unità Ventasso di depositi di *debris flow* e *slumping* (es: breccie del M. Le Coste, Fig. 13) o di breccie sedimentarie (breccie di Tia) che sostituiscono localmente le arenarie di Vallorsara.
- presenza di Marne di Civago al tetto di una parte delle successioni della Sotto-Unità Ventasso.



Fig. 13 - breccie del M. le Coste: breccie grossolane con prevalenza di ciottoli marnosi semiarrotondati alimentati dalle Marne di Marmoreto; in subordine clasti argillitico-calcarei di derivazione sub-ligure e ligure.

4.1a. - Mélange delle Tagliole

Rispetto alla parte superiore della successione del M. Modino (vedi avanti) in cui le formazioni si susseguono in un regolare ordine cronologico (Argille di Fiumalbo, Marne di Marmoreto, Arenarie del Monte Modino, ecc.), la parte inferiore della successione ha un assetto complesso e si configura come un vero e proprio *mélange* tettonico. È stato scelto di indicare informalmente questa parte basale della successione del M. Modino come “*mélange* delle Tagliole” proprio perché nei dintorni di questa località sono state descritte e cartografate le prime e meglio esposte successioni del *mélange* stesso. Sia nella Valle delle Tagliole sia a scala regionale nel *mélange* sono stati riconosciuti due gruppi di successioni stratigrafiche rispettivamente di tipo ligure e di tipo subligure (MARTINI & PLESI, 1988; CHICCHI & PLESI, 1992; MOCHI *et alii*, 1996). Delle successioni liguri fanno parte:

- una successione pre-Campaniana, di età Berriasiano? - Cenomaniano inf.? e significato abbastanza incerti, qui indicata informalmente come “successione argilloso-calcareo pre-campaniana” in cui si riconoscono localmente i litotipi delle Argille a Palombini, delle argille variegata e delle brecce argilloso-calcaree poligeniche a clasti di tipo ligure (a causa della difficoltà di separare sistematicamente i tre litotipi della successione essa è stata cartografata globalmente come un'unica unità stratigrafica);

- una successione campaniana (in cui sono state distinte la Formazione del Fosso della Cà e il Flysch dell'Abetina Reale).

Le successioni di tipo subligure paleoceno-eoceniche, incluse nel *mélange*, nell'area del Foglio 235 potrebbero essere rappresentate dal flysch di Sorba (vedi avanti). Nelle aree limitrofe (Fogli 234 e 250) sono presenti (MOCHI *et alii*, 1996) lembi abbastanza estesi di formazioni terziarie ad affinità subligure. Esse sono rappresentate da argille e calcari e da flysch calcareo-marnosi. Al Ponte Biola (nei pressi di Collagna, Foglio 234) questi lembi subliguri occupano la parte geometricamente più bassa della successione. Al M. La Nuda delle Tagliole essi sono intercalati tettonicamente all'interno della successione stessa (CIBIN, 1992 ; MOCHI *et alii*, 1996).

Questi lembi possono essere interpretati come scaglie tettoniche strappate dal Dominio subligure nelle fasi precoci di avanzata del prisma ligure verso l'esterno (fra la fine dell'Eocene medio e l'Oligocene inferiore).

4.1a.1. - *Successione argilloso-calcareo pre-campaniana (argille variegata, brecce argillitico-calcaree, Argille a Palombini) (AVP)*

A causa delle condizioni di affioramento quasi ovunque scadenti non è stato possibile, come detto, separare sistematicamente nel rilevamento i vari litotipi che costituiscono questa successione né chiarire esattamente i loro rapporti reciproci.

Le *Argille a Palombini* sono costituite da calcari e calcari marnosi, di colore

grigio-scuro alla frattura, giallastri o verdini all'esterno, silicizzati, intercalati ad argilliti grigio-piombo.

Le Argille a Palombini dell'Unità Bracco sono state attribuite per mezzo dello studio dei nannofossili all'Hauteriviano sup. - Aptiano sup. (COBIANCHI & VILLA, 1992). REUTTER (1969) ha attribuito un'età aptiano-albiana a livelli calcarenitici associati alle Argille a Palombini dell'Appennino modenese. Secondo le osservazioni dell'Autore questi strati calcarenitici contengono frammenti di Echinidi, Lamellibranchi, Foraminiferi bentonici e pelagici come *Hedbergella trocoidea*.

Le argille variegata sono costituite da argilliti di colore variabile, dal verdino, al rosso, al grigio-scuro, con sporadiche intercalazioni di calcari e calcari marnosi a base calcarenitica o arenitica fine, siltiti e marne (Fig. 14).

Se le argille variegata siano da considerare più recenti o più vecchie delle Argille a Palombini è un problema ancora aperto. MOCHI *et alii* (1996) hanno rinvenuto nelle argille variegata nannofossili attribuibili al Barremiano, ma sulla base della presenza di strati di breccie con clasti che sembrano derivati dalle Argille a Palombini hanno avanzato l'ipotesi che le argille variegata possano essere ritenute più recenti delle Argille a Palombini. Questa ipotesi sembrerebbe confermata dalle microfaune rinvenute da REUTTER (1969) nelle argille variegata del M. Lagoni: *Praeglobotruncana delrioensis*, *Ticinella roberti*, *Thalmaninella ticinensis*, *Rotalipora appenninica*, *Planomalina buxtorfi*, *Globigerina* sp. e *Globigerinella* indicative dell'Albiano sup. - Cenomaniano inf.. Ma non è da escludere la possibilità di livelli di argille variegata di diversa età e significato.



Fig. 14 - Litofacies delle argille variegata costituenti la parte inferiore del *mélange* delle Tagliole in un affioramento nei pressi di Romanoro.

Sulla base di queste scarse e frammentarie indicazioni sembrerebbe che la successione argilloso-calcareo pre-campaniana possa coprire, non sappiamo con quale continuità, l'intervallo cronologico che va dall'Hauteriviano al Cenomaniano inferiore.

Le breccie associate alle argille variegata e alle Argille a Palombini della Sotto-Unità Ventasso (*breccie argillitico-calcaree*) sono per lo più costituite da clasti argillitici e calcarei, in qualche caso vi compare anche del materiale ofiolitico.

Secondo MOCHI *et alii* (1996) la genesi delle breccie potrebbe essere più o meno direttamente collegata coi movimenti e le deformazioni di una o più fasi tettoniche pre-campaniane ("fasi paleoappenniniche" nella terminologia di REUTTER, 1969). È possibile dunque che in questa parte stratigraficamente più profonda e meno conosciuta del *mélange* siano riflessi sia episodi di deformazione e detritismo ancora collegati alle fasi estensionali di oceanizzazione, sia episodi più recenti già in relazione con fasi compressive.

La successione argilloso-calcareo pre-campaniana affiora in maniera molto estesa e continua nell'area del Foglio 235, anche se i suoi spessori non risultano mai molto rilevanti (200-300 m al massimo). Nell'ambito dell'Unità Modino o delle scaglie in cui l'unità stessa è suddivisa essa compare per lo più in posizione basale. La successione passa verso l'alto alle arenarie e breccie ofiolitiche della Formazione del Fosso della Cà. In tutte le sezioni in cui questo contatto è esposto (fra quelle analizzate in dettaglio la Sezione Civago e la Sezione del Fosso della Cà - MOCHI *et alii*, 1996) si nota che la successione argilloso-calcareo pre-campaniana risulta sempre molto più deformata delle formazioni campaniane sovrastanti. Sembra verosimile che questo contatto (attualmente a sua volta molto tettonizzato) corrispondesse in origine ad una *unconformity* importante che sigillava i movimenti delle fasi pre-campaniane.

4.1a.2. - Formazione del Fosso della Cà (AFC)

Questa formazione è molto ben rappresentata nell'area del Foglio 235 e può raggiungere spessori intorno ai 200 m. Anche in questo caso gli affioramenti della località tipo fanno parte della Sotto-Unità Modino - Pievepelago, ma la formazione stessa affiora estesamente anche nella Sotto-Unità Ventasso (Val Dragone e Scoltenna).

Nella letteratura la formazione in oggetto non è stata per lo più distinta da quelle limitrofe.

Nei lavori di ABBATE & BORTOLOTTI (1962), NARDI & TONGIORGI (1962), NARDI (1965), BERTOLLI & NARDI (1966), DALLAN NARDI & NARDI (1974), la successione argilloso-calcareo pre-campaniana e la Formazione del Fosso della Cà non sono state differenziate ("argille scagliose").

La Formazione del Fosso della Cà è costituita per lo più da alternanze arenaceo-pelitiche torbiditiche in strati sottili e medi, da breccie poligeniche (torbiditi,

44

flussi iperconcentrati e *debris flow*), in banchi spessi fino a qualche metro, anch'essi intercalati a peliti, grigio-scure o nerastre, manganesifere. Nella formazione sono anche intercalati strati pelitico-marnosi a base arenitica e micriti grigio-scure a patina di alterazione rossastra (Fig. 15). Fra i clasti delle breccie si riconoscono macroscopicamente elementi di basalti, serpentiniti e gabbri, frammenti di calcare grigio-chiaro e grigio-scuro (derivati dai calcari a Calpionelle e dalle Argille a Palombini), argilliti, calcari marnosi, selci e diaspri.

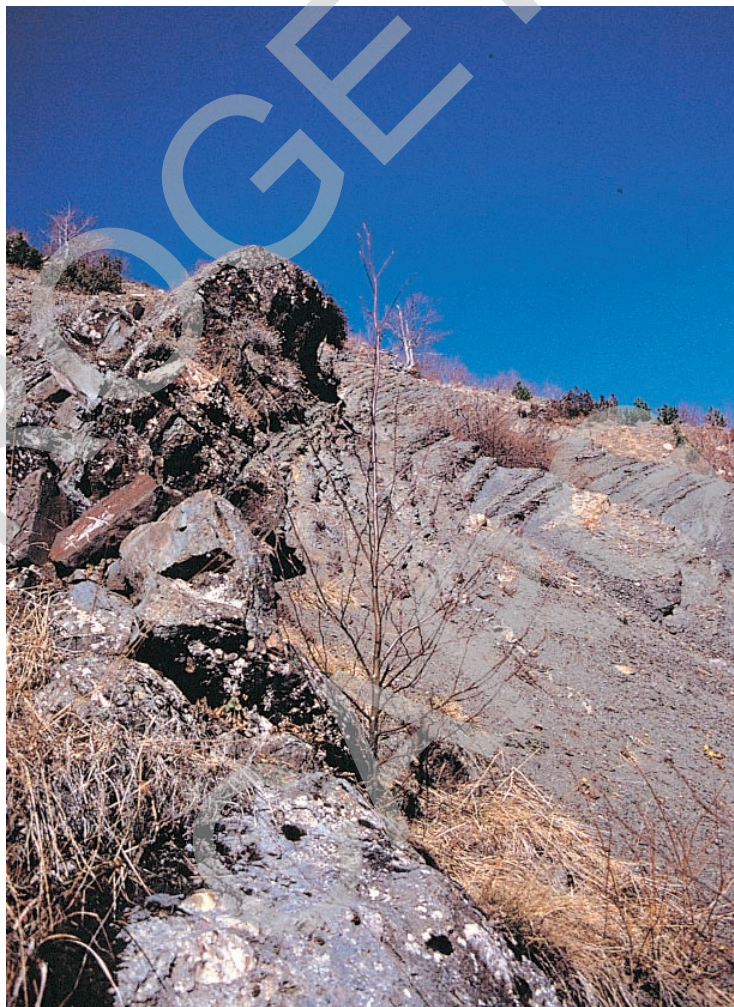


Fig. 15 - La Formazione del Fosso della Cù nella località tipo: strati di breccie ofiolitiche grossolane intercalate ad arenarie ofiolitiche più fini e a rari strati siltitico-marnosi.

Localmente il contenuto ofiolitico della formazione è molto ridotto e le breccie sono composte in maniera preponderante o esclusiva da clasti grossolani di argilliti e di calcari immersi in una matrice argillitica. La superficie di base della formazione corrisponde secondo le osservazioni di MOCHI *et alii* (1996) ad una discordanza sedimentaria importante. Sia nei dintorni di Cargedolo sia nella Valle delle Tagliole (Fosso della Cà, Fig. 16) il Flysch dell'Abetina Reale passa in basso per alternanze ad una formazione di breccie e arenarie ofiolitiche anch'essa del campaniano-superiore (Formazione del Fosso della Cà, MOCHI *et alii*, 1996).

Negli strati marnosi intercalati alle breccie è stata ritrovata (ABBATE & BORTOLOTTI, 1962) una fauna a *Globotruncanidae*, *Heterohelicidae* e *Hantkeninidae* che indica un'età cretaceo-superiore. MOCHI *et alii* (1996) nella sezione della località tipo, sulla base di una associazione a *M. decussata*, *A. parvus*, *C. obscurus*, *A. cymbiformis*, *R. anthophorus*, *C. aculeus*, *Q. gothicum* e *R. levis*, rinvenuta negli strati marnosi hanno attribuito la formazione al Campaniano superiore (biozona CC22 di SISSINGH, 1977).

4.1a.3. - Flysch dell'Abetina Reale (ABT)

Il termine Flysch dell'Abetina Reale fa riferimento agli affioramenti dell'alta Val Dolo, nei pressi del Rifugio Battisti, che fanno parte della Sotto-Unità Modino-Pievepelago, ma lembi significativi della stessa formazione si hanno anche nella Sotto-Unità Ventasso. Fra questi i più importanti sono quelli di Rovolo e Cargedolo in Val Dolo, di Riccovolto in Val Dragone, di Cà Malgari (nei pressi del M. Sassolera, nella Valle dello Scoltenna).



Fig. 16 - Passaggio sedimentario fra la Formazione del Fosso della Cà (in basso) e il Flysch dell'Abetina Reale (in alto) lungo il Fosso della Cà nei pressi delle Tagliole.

Nell'area del Foglio 235 questo flysch, ed altri analoghi, sono stati indicati in passato con il termine generico di "Alberese" o "Alberese di M. Modino" (Foglio 96 - MASSA; REUTTER, 1969) o con altre denominazioni di tipo locale (flysch di Cargedolo, flysch di Rovolo, ecc.). REUTTER (1969) ha descritto come Alberese di M. Modino il flysch che affiora nel Fosso della Cà nei pressi delle Tagliole (incluso nella Sotto-Unità Modino-Pievepelago) ed ha attribuito il medesimo al Cretaceo superiore per la presenza di Globotruncane. Nella legenda del Foglio 96 - MASSA il flysch della località tipo è stato attribuito al Paleocene - Eocene inferiore per la presenza (ma non sono specificate le località fossilifere) di microfauna a Globigerine e Globorotalie, associate a forme rimaneggiate cretacee e a macroforaminiferi eocenici.

Si tratta di una alternanza di torbiditi calcareo-marnose e calcaree a base calcarenitica, in strati spessi fino a 2-3 metri, e di straterelli arenacei con abbondante pelite scura (Fig. 17). Localmente sono presenti intercalazioni di strati gradati di arenarie, sia a composizione silicoclastica che ofiolitica. Al tetto gli strati marnosi presentano spesso tracce di Elmintoidi, Condriti, Fucoidi, impronte di vario tipo alla base e localmente resti di *Inoceramus*.

Negli affioramenti della località tipo e in altre sezioni dell'Appennino modenese (MOCHI *et alii*, 1996) il Flysch dell'Abetina Reale è stato attribuito con l'analisi dei nannofossili calcarei, al Campaniano superiore (biozona CC22 di Sissingh, 1977).



Fig. 17 - Il Flysch dell'Abetina Reale in un affioramento situato nei pressi di Civago. Deformazioni plicative simili a quelle illustrate in figura sono molto comuni in questa formazione.

Dato che nella sezione dell'Abetina, dall'esame dei nannofossili calcarei, non risultano flore terziarie pensiamo che l'associazione eocenica descritta nella legenda del Foglio 96 - MASSA non provenga dagli affioramenti dell'Abetina Reale.

Il Flysch dell'Abetina Reale affiorante nei pressi del M. Sassolera è stato erroneamente correlato da REUTTER (1969) col Flysch del Monte Cassio. Secondo l'Autore nella zona del Monte Sassolera sarebbero presenti anche i Conglomerati dei Salti del Diavolo. Il rilevamento di dettaglio della zona e l'analisi stratigrafica del flysch permettono di escludere queste possibilità.

Nel Flysch dell'Abetina Reale degli affioramenti di Cargedolo MARCUCCI (1966, 1967) ha descritto una associazione con Inocerami (*Inoceramus balticus*) associati a Foraminiferi oligocenici. REUTTER (1969) ha ipotizzato che questa associazione sia il risultato di una campionatura scorretta: i fossili oligocenici non provrebbero dal flysch, ma dalle sovrastanti Marne di Marmoreto.

BERTOLLI & NARDI (1966) hanno distinto il "flysch di Cargedolo" dalle "argille scagliose" e lo hanno collocato tra le formazioni *incertae sedis*. Gli Autori hanno citato il ritrovamento di un Inoceramo lungo il fosso dell'Albede, ma siccome il flysch risulterebbe "probabilmente compreso entro le marne di Pievepelago, di età oligocenica", hanno suggerito di interpretare "la strana associazione descritta da MARCUCCI (1966), come causata da olistostromi e olistoliti di età cretacea, ed in definitiva, con una sorta di rimaneggiamento degli Inocerami".

4.1a.4. - *Flysch di Sorba (SRB)*

È costituito da un flysch calcareo-marnoso distinto nell'area di Gova per la prima volta da RENTZ (1971) come "Tertiar-Alberese". Secondo l'Autore i lembi di questo flysch, litologicamente assimilabile ai Calcari del Groppo del Vescovo dell'Unità Canetolo, avrebbero rappresentato olistoliti intercalati nella "Formazione di Sestola Vidiciatico". Il flysch stesso affiora fra il M. Surame e Sorba e, in lembi più piccoli, nei dintorni di Cervarolo. Secondo le nostre osservazioni l'analogia di questa formazione con i calcari del Groppo del Vescovo non è molto stretta (sia la frazione calcarea che quella argillosa appaiono più scure, gli intervalli calcarei e calcarenitici appaiono meno sviluppati). Questi lembi terziari potrebbero però derivare da un dominio limitrofo rispetto a quello subligure di Canetolo e avere lo stesso significato paleogeografico-strutturale delle formazioni paleocenico-eoceniche associate al *mélange* delle Tagliole in altre aree.

4.1b. - Parte intermedia della Successione del Monte Modino

4.1b.1. - *Argille di Fiumalbo (FIU)*

Le Argille di Fiumalbo affiorano estesamente nell'ambito del Foglio 235 con spessori massimi di circa 300 m. Gli affioramenti più significativi si hanno nei pressi di Riccovolto e nella Valle dello Scoltenna. Esse costituiscono una forma-

48

zione complessa, costituita da vari membri più o meno sviluppati da zona a zona.

La parte bassa della formazione è costituita prevalentemente da argille varicolori, rosse o verdastre, con intercalazioni di straterelli calcarenitico-marnosi, spesso riuniti in sequenze di spessore decimetrico e con bioturbazione a Condriti e Fucoidi negli intervalli marnosi (Fig. 18). La parte alta è costituita da argilliti marnose grigio-cenere con intercalazioni di siltiti e areniti fini in strati sottili.

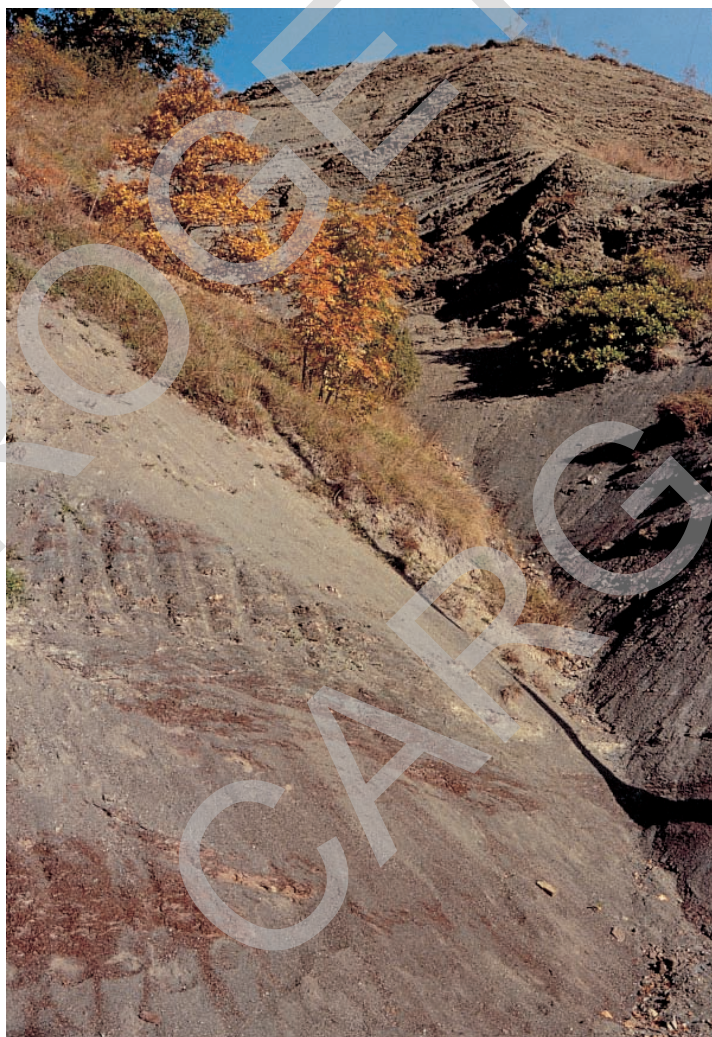
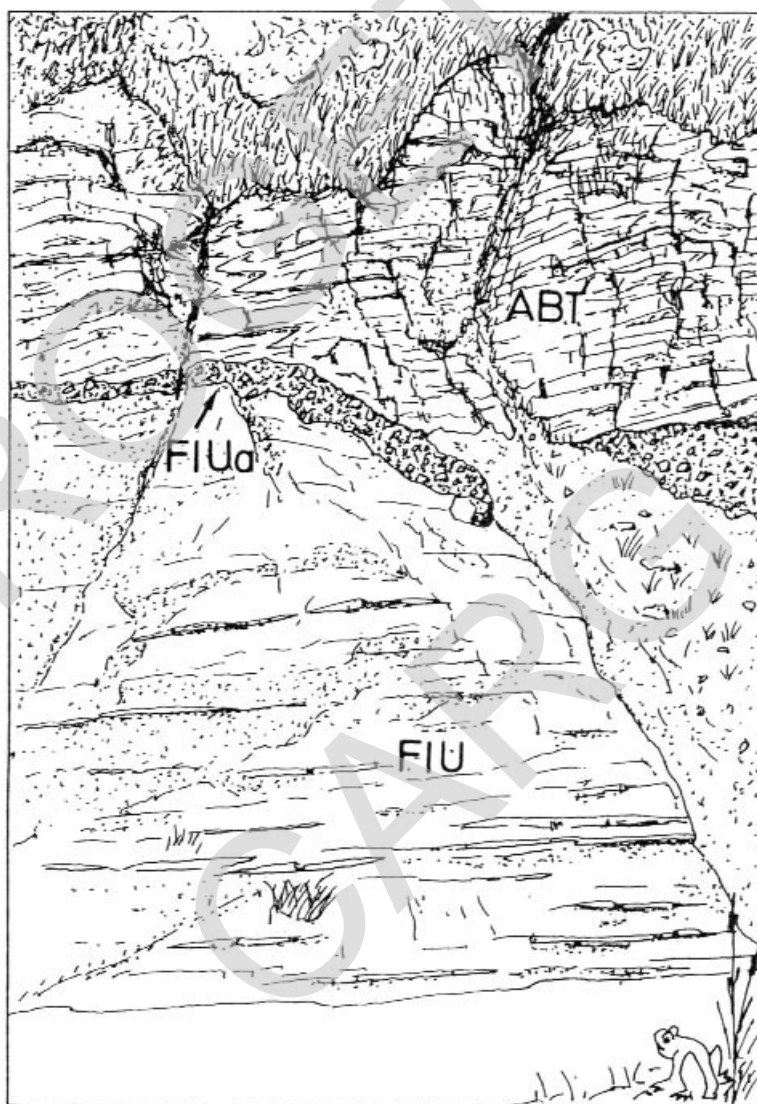


Fig. 18 - La parte basale delle Argille di Fiumalbo in un affioramento nei pressi di Riccovolto.



Fig. 19a e 19b - a) *Discordanza sedimentaria fra le Argille di Fiumalbo (FIU) e il Flysch dell'Abetina Reale (ABT) in un affioramento del T. Dragone nei pressi di Riccovolto. Tutte le formazioni sono rovesciate. Il Flysch dell'Abetina Reale risulta molto più deformato delle Argille di Fiumalbo. Fra le due formazioni è interposto un livello di breccie (FIU_a - breccie di Riccovolto) in contatto sedimentario sia con le argille che con il Flysch.*

I rapporti fra le Argille di Fiumalbo e il substrato più antico risultano spesso tettonizzati e non molto decifrabili. In Val Dragone, nei pressi di Riccovolto, MOCHI *et alii* (1996) hanno descritto una situazione che forse potrebbe fornire la chiave per l'interpretazione della giacitura delle argille. Nella località citata si riconoscono infatti i seguenti termini a partire dall'alto (Fig. 19a e b):



(Fig. 19b tratta da MOCHI *et alii*, 1996)

- un flysch ad Elmintoidi (tipo Cargedolo o Abetina Reale) molto deformato e complessivamente rovesciato;
- un livello di breccie ad elementi prevalentemente calcarei spesso da 50 cm a circa 2-3 m (per questo livello di breccie è stata proposta la denominazione informale di *breccie di Riccovolto* (**FIU_a**);
- Argille di Fiumalbo rovesciate e nettamente meno deformate del flysch.

I contatti tra i tre livelli sembrano tutti di tipo sedimentario e in particolare le breccie di Riccovolto incrostono il flysch ad Elmintoidi lungo una superficie irregolare che può essere interpretata come una discordanza sedimentaria. Secondo MOCHI *et alii* (1996) la base delle Argille di Fiumalbo corrisponderebbe dunque ad una *unconformity* di significato regionale: la fase tettonica che ha preceduto la deposizione delle Argille di Fiumalbo è stata correlata con la fase ligure.

Locali intercalazioni di arenarie grossolane in strati spessi e molto spessi (*membro del Monte Sassolera* - **FIU₁**) e di torbiditi arenacei a cemento calcareo in strati più o meno spessi (*membro del Rio Acquicciola* - **FIU₂** cfr. arenarie di Fiumalbo *Auctt.*) sono presenti rispettivamente nella parte medio-alta della formazione e al tetto della parte argillitica varicolore.



Fig. 20 - Particolare delle arenarie del membro del M. Sassolera: affioramenti dei dintorni di Algara. Si notino i frammenti rossi di diaspri liguri e i frammenti verde-scuro di ofioliti.

Le arenarie del *membro del Monte Sassolera* (FIU₁) (Fig. 20) raggiungono nella località tipo uno spessore di circa 200 m, altrove il loro spessore è più ridotto o risultano assenti. Probabilmente costituiscono lenti canalizzate. Si tratta di arenarie grossolane e conglomerati in strati spessi la cui composizione, oltre che da materiale cristallino, è caratterizzata dalla presenza di ofioliti e diaspri rossi. La loro somiglianza con i litotipi grossolani della formazione di Ranzano è impressionante. Le associazioni a nannofossili analizzate hanno rivelato la presenza comune delle specie *C. protoannulus*, *C. formosus*, *D. barbadiensis*, *E. obruta*, *H. bramlettei*, *H. compacta*, *I. recurvus*, *R. umbilicus* e perciò attribuibili alle biozone NP 19/20 e NP 21 di MARTINI (1971) (Priaboniano/Rupeliano p.p.).



Fig. 21 - Arenarie del membro del Rio Acquicciola nei pressi di Costalta.

Le arenarie del *membro del Rio Acquicciola* (**FIU₂**) (Fig. 21) hanno giacitura lentiforme e spessori limitati, in molti casi sono ridotte a pochi strati. È possibile ma non dimostrato, che costituiscano più di un livello stratigrafico. Si tratta di arenarie a cemento calcareo, molto compatte, di colore grigio leggermente rosato, grana e potenza degli strati abbastanza variabile. Le associazioni a nannofossili analizzate sono riferibili alla biozona NP21 (MARTINI, 1971) per la presenza comune di *C. formosus*, *D. bisectus*, *E. obruta*, *I. recurvus*, *R. umbilicus*, *S. predistentus*, *S. pseudoradians* (Priaboniano/Rupeliano p.p.).

La formazione delle Argille di Fiumalbo è stata attribuita ad un ambiente di scarpata; forse riflette una zona più profonda di quella delle Marne di Marmoreto.

Una sezione completa delle Argille di Fiumalbo, priva però degli orizzonti arenacei più grossolani è stata studiata nella zona del M. Cisa. Nei numerosi campioni analizzati è stato possibile riconoscere associazioni a nannofossili riconducibili alle biozone NP16 (relativa solo ai primi 5 m di affioramento) NP17, NP18, NP19/20, NP21, NP22 ed NP23 di MARTINI (1971) evidenziate dalla stessa regolare progressione di eventi nota dalle zonature *standard*. L'età della formazione di Fiumalbo risulta quindi compresa fra il Bartoniano e il Rupeliano p.p..

4.1c. - Parte alta della Successione del Monte Modino

4.1c.1. - *Marne di Marmoreto* (**MMA**)

La formazione delle Marne di Marmoreto è stata istituita da KRAMPE (1964) in Val Secchia. Gli affioramenti più tipici nell'ambito della Sotto-Unità Ventasso sono quelli della zona di Costalta, del M. le Coste, di varie località situate fra Fontanaluccia e Frassinoro, dei dintorni di Cargedolo. Le Marne di Marmoreto (spessore massimo di 60-70 m) hanno di solito un contenuto in silt abbastanza elevato, un colore grigio e un aspetto massiccio. Rari straterelli arenacei anche di origine vulcanoclastica (PLESI, 1975a) si rinvengono sporadicamente nella formazione. Soprattutto nella parte basale è in alcuni casi presente un livello spesso pochi metri costituito da torbiditi a base arenacea molto fine e tetto marnoso.

Sempre nella parte bassa si rinvengono con una certa frequenza depositi di breccie grossolane argilloso-calcaree (*breccie del Rifugio Battisti* - **MMA_a**) (Fig. 22) che MOCHI *et alii* (1996) mettono in relazione a movimenti di età rupeliana. Come conseguenza della stessa fase le Marne di Marmoreto sono considerate discordanti sulle Argille di Fiumalbo, ma gli effetti di questa discordanza appaiono per lo più mal espressi sia a causa della struttura massiva delle marne sia a causa del frequente scollamento delle marne stesse rispetto al substrato.



Fig. 22 - Breccie argilloso-calcaree (clasti di origine ligure-subligure) intercalate sedimentariamente nella parte basale delle Marne di Marmoreto in alta val d'Ozola nei pressi del Rifugio Battisti (breccie del Rifugio Battisti).

Le breccie del Monte Le Coste (MMA_b) costituiscono depositi spessi alcune decine di metri e sono discontinuamente intercalate nella parte medio-alta delle Marne di Marmoreto. Esse sono costituite da clasti eterometrici (fino ad alcuni decimetri) argilloso-calcarei alimentati, come nel caso delle breccie del Rifugio Battisti, dalle formazioni basali della successione, mescolati con abbondanti clasti subarrotondati provenienti dalle Marne di Marmoreto stesse. Si tratta anche in questo caso di depositi molto prossimali originati da *slumping* e *debris flow*. Le numerose analisi biostratigrafiche, condotte sia nell'area del Foglio 235 che in altre aree dell'Appennino (PALANDRI & PLESI, dati inediti), hanno generalmente rivelato associazioni ricche di nannofossili e in buono stato di conservazione, caratterizzate dalla presenza comune di *D. bisectus*, *C. abisectus*, *H. recta*, *H. euphratis*, *H. perch-nielseniae*, *R. daviesii*, *S. distentus*, *S. ciperoensis*, che hanno consentito di attribuire alle Marne di Marmoreto un'età compresa fra il Rupeliano p.p. e il tetto del Chattiano p.p. (biozone NP23 di MARTINI, 1971 - MNP25b di FORNACIARI & RIO, 1996).

Esse sono state attribuite in letteratura ad un ambiente di scarpata.

4.1c.2. - Breccie di Tia (BRT)

Questo tipo di deposito è presente, almeno con i suoi caratteri tipici, solo in un'area ristretta fra Tia e i dintorni del M. Le Coste (Sezione Romanoro). Esso poggia stratigraficamente sulle Marne di Marmoreto ed è costituito da una successione spessa circa 50 m di breccie (a elementi centimetrici e millimetrici) e arenarie grossolane in strati di varia potenza in matrice arenacea o siltosa. Gli strati sono caratterizzati da una gradazione irregolare e solo qualcuno di essi sfuma al tetto in una pelite marnosa. Nel complesso questo livello presenta le caratteristiche di un deposito originato da *debris flow* abbastanza evoluti. I clasti sono per lo più costituiti da rocce sedimentarie di tipo ligure (calcari delle Argille a Palombini e altri tipi di calcari, frammenti di argilliti e marne, fra questi ultimi anche frammenti attribuibili per litologia ed età alle Marne di Marmoreto). La composizione delle breccie di Tia non sembra sostanzialmente diversa da quella degli *slumping* e detriti costituenti le breccie del M. le Coste anche se variano i caratteri sedimentologici e il grado di distalità del deposito stesso. Sia le une che le altre sono nella nostra opinione da collegare a fenomeni di instabilità della scarpata che hanno provocato la rideposizione sia di materiali già da tempo litificati sia di sedimenti marnosi appena deposti e forse non ancora del tutto consolidati. L'unico campione marnoso che è stato possibile raccogliere nelle breccie di Tia ha mostrato una percentuale di *D. bisectus* < all'1% e la presenza di qualche esemplare di *H. carteri*. Dubbia la presenza di una forma attribuibile a *S. cfr. delphix*. Questo livello di breccie è dunque riferibile genericamente alla biozona MNN1 (Chattiano p.p. - Aquitaniano), senza possibilità di precisazioni ulteriori.

4.1c.3. - Arenarie di Vallorsara (VLR)

Distinte e cartografate per la prima volta da MARCUCCI (1966) queste arenarie costituiscono tipicamente (dove non sono geometricamente sostituite dalle breccie di Tia o da depositi da *slumping*) il tetto stratigrafico della successione del M. Modino della Sotto-Unità Ventasso.

Si tratta di arenarie silicoclastiche di colore grigio, a grana fine o molto fine, in strati per lo più sottili o medi, intercalati ad interstrati pelitico-marnosi di potenza relativamente spessa. Depositi da *slumping* di spessore non elevato sono, in tutta la formazione, abbastanza frequenti. Queste arenarie assomigliano molto a quelle che si ritrovano al tetto delle successioni tipo Modino che caratterizzano l'Elemento Pievepelago, arenarie che nella letteratura (NARDI & TONGIORGI, 1962; NARDI 1964a e b) erano state indicate come "arenarie della Borra". Lo spessore massimo della formazione è di circa 150 m.

Relativamente alle arenarie di Vallorsara non sono disponibili dati biostratigrafici o petrografici derivati da studi recenti. Dai campioni relativi alle arenarie affioranti alla Borra (PALANDRI & PLESI, dati inediti) provengono associazioni caratterizzate dalla presenza di rari esemplari di *C. abisectus*, *H. carteri* e *S. co-*

56

nicus e da percentuali di *D. bisectus* inferiori all'1%. Sono assenti gli Sfenoliti tipici dell'Oligocene superiore. Le arenarie affioranti alla Borra sono genericamente attribuibili alla biozona MNN1 (Chattiano *p.p.* - Aquitaniano) senza possibilità di ulteriori precisazioni.

4.1c.4. - *Marne di Civago (CIV)*

Le Marne di Civago (GHELARDONI *et alii*, 1965; GHELARDONI, 1966) che compaiono al tetto della successione della Sotto-Unità Ventasso sono rappresentate solo in affioramenti poco estesi e successioni di spessore limitato. Fra i più significativi sono da ricordare quelli di Rocchicciola e della finestra di Gova. In particolare per ciò che riguarda questi ultimi è da citare un piccolo affioramento situato nei pressi di Isola (PALANDRI & PLESI dati inediti) dove sono a nostro giudizio conservati gli originari rapporti sedimentari fra le marne e il loro substrato stratigrafico, rappresentato in generale dalle formazioni dell'Unità Modino già traslate e, nel caso specifico, dalla formazione delle Marne di Marmoreto, passante nella parte alta ad un deposito caotico tipo breccie del Monte Le Coste. Una situazione non dissimile è rappresentata negli affioramenti di Rocchicciola. L'esiguità degli spessori delle Marne di Civago deposte in tale posizione (10-20 m, al massimo) è verosimilmente legata al fatto che il loro substrato corrispondeva probabilmente alla parte più mobile del sistema ed esse venivano incorporate nell'edificio strutturale precocemente, dopo brevi episodi di sedimentazione interrotti dai sovrascorrimenti legati alle fasi di avanzata del prisma. Si tratta comunque di litotipi abbastanza omogenei da un punto di vista litologico anche quando si considerano livelli che occupano posizioni geometriche diverse. Essi risultano del tutto confrontabili anche con le Marne di Civago che costituiscono la base della successione del Cervarola (vedi al capitolo specifico). Tutti questi depositi marnosi tipo Civago che compaiono al tetto della Sotto-Unità Ventasso sono stati perciò indicati e cartografati come Marne di Civago, anche se verosimilmente le marne che compaiono in tale posizione non costituivano già in origine una successione stratigrafica continua.

I campioni relativi alle Marne di Civago degli affioramenti di Isola hanno mostrato associazioni a nannofossili generalmente povere e mal conservate caratterizzate dalla rara presenza di *C. floridanus*, *C. pelagicus*, *S. moriformis*, *Z. bijugatus*. Nannoflore dell'Oligocene superiore (*D. bisectus*, *C. abisectus*, *H. perch-nielseniae*, *S. distentus*, *S. ciperoensis*) sono invece diffusamente presenti nei clasti marnosi inclusi nella parte basale delle Marne di Civago che derivano dalla rielaborazione delle Marne di Marmoreto sottostanti. Questi elementi potrebbero far supporre un'età aquitaniana delle marne dell'affioramento di Isola.

4.2. - SCAGLIE DEL SECCHIA

All'interno della Sotto-Unità Ventasso (limitate da *thrust* minori o contatti diapirici che in qualche caso risalgono fin dentro le Liguridi) e trascinate lungo faglie recenti di tipo distensivo che attraversano varie unità, sono spesso presenti in Emilia (Val Secchia e affluenti) grosse masse di formazioni triassiche, in cui sono stati cartografati:

- un livello di quarziti bianco-rosa (qui indicate come quarziti della Rivaccia).
- un livello di evaporiti, a gessi e dolomie, localmente associate al Calcare cavernoso, indicato come Gessi di Sassalbo (vedi più avanti).

Le formazioni triassiche affioranti in Emilia sono identiche a quelle che si vedono in Toscana, in particolare a Sassalbo, all'Ospedalaccio e nella zona di Soraggio, alla base della Falda toscana.

Alle Scaglie del Secchia potrebbero forse essere attribuiti i piccoli lembi di arenarie e marne affioranti nei pressi di Primaore (arenarie di Primaore e marne del Monte Regnolo, vedi avanti) che da alcuni Autori (ANDREOZZI *et alii*, 1989) sono stati correlati con lo Pseudomacigno e gli Scisti sericitici delle unità metamorfiche toscane. Per l'insufficienza di dati a sostegno di tale ipotesi in questa sede è stato preferito classificare le arenarie di Primaore e le marne del Monte Regnolo come *incertae sedis*.

4.2.1. - Quarziti della Rivaccia (AQU)

Sono state raggruppate sotto questa denominazione le quarziti triassiche delle Scaglie del Secchia e quelle identiche che compaiono alla base della Falda toscana soprattutto nell'area del Foglio 234. Gli affioramenti migliori di quarziti appartenenti alle Scaglie del Secchia sono quelli situati nei pressi di Collagna, fra Ponte Biola e Castellonchio; gli affioramenti migliori di quarziti alla base della Falda toscana si hanno lungo i Fossi della Rivaccia e del Tuagallo e nella zona dei Passi del Cerreto e dell'Ospedalaccio.

Nell'area del Foglio 235 questo litotipo è rappresentato solo dai piccoli affioramenti situati nei dintorni di Talada. Si tratta di quarziti a prevalente struttura blastopsammitica, il cui grado metamorfico è stato assimilato (RICCI, 1968; DI SABATINO *et alii*, 1979) con quello della successione della Falda toscana. Esse sono costituite quasi esclusivamente da granuli di quarzo a grana medio-fine di colore grigio-rosato o localmente verdino. Le quarziti appaiono di solito ben stratificate, con strati sottili e medi, raramente spessi, e le loro strutture interne risultano generalmente mal visibili. Secondo PASSERI (1977) esse rappresentano depositi continentali e/o di transizione. Potrebbero forse essere correlate col membro delle quarziti bianco-rosa della Formazione del M. Serra ed essere indirettamente riferite al Carnico sulla base di questa analogia.

58

4.2.2. - Gessi di Sassalbo (GSB); Calcare cavernoso Auctt. (GSB_a)

La formazione dei gessi triassici, che in questa sede proponiamo di indicare come Gessi di Sassalbo, è costituita per lo più da alternanze di gessi (microcristallini e saccaroidi, più raramente macrocristallini) di colore bianco o grigiastro in strati di potenza metrica, che in sezione sottile risultano più o meno anidritizzati, e di dolomie nere in strati da sottili a spessi. Questi depositi esprimono, secondo PASSERI (1977) un ambiente di *sabkha* costiera e di bacino evaporitico e sarebbero alternati a cicli tidali non evaporitici.

L'originario deposito evaporitico è localmente trasformato in breccie a elementi dolomitici e cemento carbonatico (Calcare cavernoso Auctt.).

I migliori affioramenti dei Gessi di Sassalbo e del Calcare cavernoso si hanno in Val Secchia e Val d'Ozola fra Ligonchio e Poiano.

In associazione con le evaporiti e col Calcare cavernoso sono inoltre spesso presenti breccie di varia origine: sedimenti di origine carsica (CERRINA FERONI *et alii*, 1976, con bibl.) e vari tipi di depositi gravitativi recenti e attuali, fatti a spese delle evaporiti o del Calcare cavernoso, che in qualche caso potrebbero essere confuse col Calcare cavernoso stesso. In genere in questi depositi sedimentari recenti si ritrovano, più o meno abbondanti, clasti di altre formazioni, in qualche caso derivati anche dalle successioni liguri.

4.3. - SUCCESSIONE DEL MONTE CERVAROLA

La successione del Monte Cervarola affiora estesamente nell'area del Foglio 235 in finestre tettoniche più o meno ampie e specificamente nelle finestre dell'Ozola, del Rio Grande, del Dolo (Civago e Gazzano), del Dragone e del Rio Cavo e infine nella Valle dello Scoltenna.

Sulla attribuzione delle arenarie di Gova (vedi avanti) esistono a nostro parere ancora delle perplessità per cui è stato preferito, in questa sede, tenerle distinte dall successione del Cervarola *s.s.*

In tutto il settore considerato il passaggio stratigrafico fra la parte basale della successione del M. Cervarola e la parte più alta affiora solamente a Civago e nelle finestre del Dragone e del Rio Cavo. La parte più bassa è costituita dalle Marne di Civago (GHELARDONI *et alii*, 1965; GHELARDONI 1966; PLESI, 1975a) e dal membro dei Poggi di Fontanaluccia (siltiti dei Poggi di Fontanaluccia di CHICCHI & PLESI, 1992; 1995). È abbastanza comune trovare scaglie composte dalle formazioni basali sovrapposte tettonicamente alle Arenarie del M. Cervarola (Scaglie del Fosso dei Bibbi) come è stato ad esempio dettagliatamente documentato per le finestre di Gova e di Gazzano (PLESI, 1989; CHICCHI & PLESI, 1995). Nella Valle dello Scoltenna nelle successioni che vanno a comporre le Scaglie del Fosso dei Bibbi oltre alle Marne di Civago e alle siltiti del membro dei Poggi di Fontanaluccia compaiono (nella parte stratigraficamente più alta) litofacies di arenarie fini che qui sono indicate come "membro di

Castellino". In attesa di uno studio più approfondito di tali successioni le arenarie del membro di Castellino e le siltiti del membro dei Poggi di Fontanaluccia per le loro affinità sedimentologiche sono considerate membri della formazione di Serpiano. Situazioni stratigrafiche e strutturali simili a quelle tratteggiate sopra sono state documentate anche nelle finestre di Pracchiola e di Bobbio (PLESI *et alii*, 1998; LABAUME, 1992).

Nella nostra opinione il substrato originario della successione del Cervarola era rappresentato, almeno in parte, dall'Unità Modino (e in particolare dalla successione dell'Elemento Pievepelago) già sovrascorsa sul Macigno. Soprattutto nelle scaglie sovrapposte alle arenarie della Finestra di Gova sembra conservato l'originario contatto sedimentario fra le Marne di Civago e la sottostante, più antica, successione tipo Modino.

4.3.1. - Marne di Civago (CIV)

Definite per la prima volta da GHELARDONI *et alii* (1965), GHELARDONI (1966). Si tratta di marne o marne siltose di colore grigio ed elevato contenuto in silice. I prodotti di alterazione risultano spesso costituiti, come nel caso delle siltiti del membro dei Poggi di Fontanaluccia, da schegge appiattite a bordi taglienti. Anche in questo caso il contenuto siliceo è, in certi affioramenti, espresso in forma di liste di selce nera. Le Marne di Civago hanno spesso una stratificazione evidente, mostrata da leggere variazioni sia di colore che di grana del sedimento. Localmente vi sono intercalati strati arenacei gradati e lateralmente discontinui (Fig. 23). Vi sono stati segnalati anche strati di origine vulcanoclastica (CHICCHI & PLESI, 1995; ADREZZI *et alii*, 1996). In varie località, oltre che nei dintorni della località tipo, nella parte inferiore delle Marne di Civago sono intercalati orizzonti di potenza plurimetrica di breccie grossolane poligeniche ad elementi per lo più argillitici e calcarei di origine in prevalenza ligure (*breccie del Rio Rumale - CIV_a*). Queste breccie possono essere interpretate come depositi di *debris flow*, originate dal collasso superficiale del prisma su cui si deponiva la successione del M. Cervarola. I campioni delle Marne di Civago della località tipo mostrano associazioni a nannofossili generalmente povere e poco diversificate, caratterizzate dalla rara presenza di *H. carteri*, *C. abisectus*, e dalla specie *D. bisectus*, presente in percentuali inferiori all'1%; questo consente di attribuire genericamente l'intera formazione alla biozona MNN1 (Chattiano p.p. - Aquitaniano); in particolare, la presenza di un esemplare di *S. disbelemnus* rinvenuto in un campione al tetto dell'affioramento potrebbe restringere l'intervallo di appartenenza alla sottozona MNN1d (Aquitaniano).



Fig. 23 - Le Marne di Civago in uno degli affioramenti della località tipo.



Fig. 24 - Le torbiditi fini con liste di selce nera che costituiscono il membro dei Poggi di Fontanaluccia nella località tipo.

4.3.2. - Formazione di Serpiano

membro dei Poggi di Fontanaluccia (SRP₁). Oltre che nella località tipo i migliori affioramenti di questo membro si hanno nelle finestre di Gazzano, Riccovolto, e nella Valle del T. Scoltenna. Si tratta di torbiditi a grana siltitica o arenitica fine in strati sottili e medi. La base degli strati è spesso contrassegnata da impronte rotondeggianti di dimensioni millimetriche, più raramente da sistemi regolari di *flute cast* di piccola taglia. Il contenuto siliceo della formazione è mediamente piuttosto elevato e si manifesta anche nella forma dei prodotti di alterazione, costituiti da scaglie appiattite a bordi taglienti. In alcuni affioramenti questo elevato contenuto siliceo è espresso da una variazione di colore verso i toni più scuri o direttamente da selci listate con lamine millimetriche o centimetriche che ricalcano ed evidenziano le strutture sedimentarie delle torbiditi originarie (Fig. 24).

membro di Castellino (SRP₂). Le arenarie riferite a questo membro affiorano nella Valle dello Scoltenna per lo più in posizione relativamente interna e in fianchi inversi accavallati tettonicamente su sottostanti successioni arenacee riferibili alle Arenarie del M. Cervarola s.s.. Si tratta di arenarie torbiditiche, a grana per lo più fine o media, in strati di spessore sottile e medio, intercalate a siltiti e peliti più o meno marnose. Il rapporto arenaria/pelite è < 1. Localmente in questo orizzonte sono presenti livelli o singoli strati fortemente silicizzati o con selce nera chiaramente visibile. Negli affioramenti dello Scoltenna le arenarie di

questo livello sembrano inquadrate fra due contatti tettonici e non sono stati per il momento evidenziati passaggi sedimentari ad altri termini. Per i loro caratteri litostratigrafici e la loro posizione geometrica le arenarie di questo membro non sembrano comunque avere un significato sedimentologico molto diverso da quello delle siltiti del membro dei Poggi di Fontanaluccia da cui differiscono per la grana, appena più grossolana, e per una percentuale di carbonati mediamente più elevata. Si tratta comunque in entrambi i casi, di un tipo di deposito torbiditico che nella nostra ipotesi caratterizzava il margine del bacino, dove la batimetria relativamente poco profonda impediva l'accumulo di depositi grossolani e determinava un relativo arricchimento in silice.

4.3.3. - Arenarie del Monte Cervarola

Fra le varie successioni torbiditiche silicoclastiche dell'Appennino settentrionale quella delle Arenarie del Monte Cervarola risulta a tutt'oggi una di quelle più complesse e meno note. Questo si deve soprattutto ai seguenti fattori negativi:

- una relativa complessità della successione stratigrafica che risulta più articolata in rapporto a quella di altre successioni torbiditiche.
- una strutturazione complessa che in molti casi ha modificato o mascherato la stratigrafia originaria.
- il fatto che questa successione affiori soltanto in finestre che mostrano per lo più solo una parte della successione originaria e che queste finestre siano separate fra loro da superfici tettoniche importanti.
- una relativa povertà di resti organici utili per la correlazione e la definizione biostratigrafica dei vari livelli. Anche il contenuto in nannofossili calcarei si è rivelato, almeno in certe litofacies, decisamente più scarso in rapporto a quello degli altri flysch oligo-miocenici.

Le difficoltà sopra elencate hanno favorito una disparità di opinioni abbastanza accentuata sui caratteri e sul significato del deposito. I punti di maggiore divergenza fra le varie interpretazioni riguardano:

- l'estensione del bacino del Cervarola: per molti esso si estenderebbe ampiamente anche a Sud dell'Arno, fino a comprendere gli affioramenti arenacei del M. Falterona e del L. Trasimeno (GIANNINI & TONGIORGI, 1962; NARDI, 1965; DALLAN NARDI & NARDI, 1974; BOCCALETTI & COLI, 1982; BOSCHERINI *et alii*, 1982; ABBATE & BRUNI, 1989). Per altri (PLESI, 1975a; COSTA *et alii*, 1991; COSTA *et alii*, 1998) il bacino avrebbe una estensione molto più limitata e non oltrepasserebbe, almeno per ciò che riguarda le facies arenacee, la latitudine del Mugello.
- la distribuzione spaziale delle varie litofacies nelle aree tipo e la loro articolazione in sistemi deposizionali. Anche gli studi di stratigrafia fisica di ANDREOZZI (1992) hanno evidenziato queste difficoltà e comunque non hanno permesso una ricostruzione della originaria geometria del bacino. GÜNTHER & REUTER (1986) sulla base del fatto che nelle varie finestre di una stessa trasversale sembrano affiorare, dall'interno all'esterno,

successioni torbiditiche litostratigraficamente abbastanza differenti, hanno suggerito la possibilità che le varie successioni appartengano a bacini diversi progressivamente più recenti verso l'esterno. Così ad esempio, nella trasversale del Dolo, le successioni di Civago, Gazzano e Gova vengono distinte, da un punto di vista stratigrafico, come ipoteticamente riferibili a tre bacini differenti. L'ipotesi che emerge dai vari tipi di dati da noi raccolti (a parte la più problematica successione di Gova e fatta salva la necessità di uno studio stratigrafico più completo e dettagliato di tutto il Cervarola dell'Appennino) è che non esistano variazioni litologiche solo in senso trasversale alla catena ma anche e soprattutto in senso longitudinale, cioè nella direzione di alimentazione delle varie litofacies torbiditiche.

Per superare queste difficoltà e cercare di risolvere questi problemi è stato avviato un lavoro organico di raccolta di nuovi dati litostratigrafici, biostratigrafici e petrografici lungo sezioni misurate, basato sui rilevamenti di dettaglio delle aree tipo.

Sulla base dei dati disponibili le Arenarie del Cervarola del Foglio 235 sono state da noi suddivise in un membro ed una litofacies, indicati rispettivamente membro del T. Dardagna (cfr. membro degli Amorotti *Auctt.*) e litofacies arenaceo-pelitica (cfr. membro del Fosso Campamparda *Auctt.*). Le arenarie affioranti nella Valle dello Scoltenna, che nella letteratura venivano ancora attribuite alla formazione delle Arenarie del Monte Cervarola, in questa sede sono state separate dalla formazione stessa e attribuite come detto alla formazione di Serpiano sulla base di una differenza litologica abbastanza marcata rispetto al membro e alla litofacies prima ricordati e della possibilità che esse possano appartenere ad un sistema deposizionale precedente a quello del T. Dardagna - Amorotti (vedi avanti).

Sulla base dei dati in nostro possesso la successione del M. Cervarola affiorante nell'Appennino tosco-emiliano fra Pracchiola e il Passo della Futa (sempre escludendo le arenarie di Gova e quelle affioranti a Granaglione e Castiglione dei Pepoli) sembra avere un'età non più vecchia della biozona MNN2a (Aquitano p.p. - Burdigaliano p.p.) (presenti, se pur rari, *S. disbelemnus*, *H. carteri*, *H. mediterranea*) e non più recente della MNN3b (Burdigaliano p.p.) (*S. disbelemnus*, *S. belemnus*, *H. carteri*, assente *S. heteromorphus*). Questo range cronologico appare in accordo con l'ipotesi che la sedimentazione della successione sia successiva alla deposizione del Macigno e alla tettonizzazione precoce del Dominio toscano (messa in posto della Falda toscana sull'Autoctono e sovrascorrimento dell'Unità Modino su buona parte del dominio toscano interno).

membro del T. Dardagna (cfr. membro degli Amorotti Auctt.) (CEV₁). È stato descritto strato per strato in località "Torre degli Amorotti" da ANDREOZZI (1992) e può essere considerato come il livello più profondo delle Arenarie del M. Cervarola in senso stretto (dal momento che come accennato in precedenza sulla base dei dati attuali sembra preferibile inserire il membro delle arenarie di Castellino nella formazione di Serpiano insieme alle siltiti del membro dei Poggi di Fontanaluccia). Le arenarie degli affioramenti di Torre Amorotti, che si è qui deciso di attribuire al membro del T. Dardagna (dove la successione affiora con migliore esposizione) per maggiore omogeneità di nomenclatura a livello regionale,

si sono deposte in corrispondenza del margine interno del bacino del Cervarola. Esse hanno una giacitura in *offlap* rispetto al substrato (siltiti del membro dei Poggi di Fontanaluccia) identica a quella delle arenarie di S. Salvatore della finestra di Bobbio (REUTTER & SCHLUETER, 1968; PLESI, 1974). Si tratta di torbiditi grossolane in strati talora spessi e molto spessi alternati con depositi più fini e con potenti livelli da *slumping* (Fig. 25 e Fig. 26) in qualche caso contenenti anche ciottoli di conglomerati. Lo stesso membro caratterizza, nella nostra opinione, buona parte degli affioramenti dell'Ozola, la parte inferiore della finestra di Gazzano ("membro del Rio Muschioso" di CHICCHI & PLESI, 1995) e la parte geometricamente più bassa delle finestre del Dragone e del Rio Cavo. A NE del Foglio 235 livelli simili a quello del T. Dardagna affiorano agli Schiocchi del Cerreto e nella finestra intermedia del Rio Scuro (PLESI *et alii*, 2000). Oltre che per la giacitura in rapporto al substrato il membro del T. Dardagna è litostratigraficamente e biostratigraficamente confrontabile con le arenarie di S. Salvatore della finestra di Bobbio. Le arenarie del membro hanno, in località Amorotti uno spessore di 800 m e passano alla base, con un contatto discordante, al membro dei Poggi di Fontanaluccia le cui siltiti mostrano peraltro una grana progressivamente più grossolana (arenitica fine) nella parte alta. Il contatto basale fra le arenarie del membro Amorotti e le siltiti affiora estesamente anche nelle finestre del Dragone e del Rio Cavo. Si tratta in tutti i casi di un passaggio decisamente brusco e discordante (*offlap*). In tutte le località finora citate (salvo la finestra di Gazzano, dove le arenarie del membro del T. Dardagna passano a quelle del litofacies arenaceo-pelitica), la sedimentazione della formazione delle Arenarie del M. Cervarola termina con questo membro grossolano perché interrotta precocemente dall'arrivo dell'alloctono.



Fig. 25 - Arenarie del M. Cervarola (membro del T. Dardagna). Controimpronte di flute e groove cast alla base di uno strato arenaceo nei pressi di Torre degli Amorotti.



Fig. 26 - Arenarie del M. Cervarola (membro del T. Dardagna): deposito da slumping al tetto della successione di Torre Amorotti.

Da un punto di vista petrografico sono stati analizzati in questa sede alcuni campioni provenienti dalla parte inferiore della finestra di Gazzano. Queste arenite presentano un contenuto medio in matrice, attorno al 3% del totale roccia, ed una composizione feldspatico-litica, corrispondente ad una moda detritica media di Q50F28L+CE22 e Lm70Lv5Ls+CE25. Questa composizione riflette apporti da rocce cristalline di basamento con limitati contributi dalle loro coperture sedimentarie di tipo principalmente carbonatico. Tra i minerali autigeni domina la

calcite, presente come tipo di cemento dominante e come plaghe di sostituzione diagenetica, ma è presente anche cemento cloritico.

Le arenarie del membro del T. Dardagna campionate in località Amorotti sono risultate appartenere alla biozona MNN3 (Burdigaliano) per la presenza diffusa, anche se non costante in tutti i campioni, delle specie *S. disbelemnus*, *S. belemnus* ed *H. carteri*.

litofacies arenaceo-pelitica (cfr. membro del Fosso Campamparda di CHICCHI & PLESI, 1995) (CEV_{1a}). Questa litofacies corrisponde alla parte stratigraficamente più elevata della successione del Cervarola nell'area del Foglio 235. Essa è presente nella Finestra di Gazzano e manca in tutti gli affioramenti più interni. Nella parte esterna della finestra di Gazzano questa litofacies raggiunge uno spessore massimo di circa 150 m. La parte bassa è costituita da una alternanza di torbiditi in strati medio-spessi e di livelli a torbiditi sottili organizzate in sequenze *thinning-upwards* (Fig. 27). Nella parte intermedia, per uno spessore complessivo di 30-40 m, alle torbiditi sottili tornano a intercalarsi torbiditi in strati spessi e a grana grossolana (in qualche strato fino a ruditica). La parte alta è caratterizzata dalla scomparsa degli apporti detritici grossolani e risulta costituita esclusivamente da strati sottili e medi di arenarie molto fini e siltiti con tetto pelitico o pelitico-marnoso. Età non definita.



Fig. 27 - Visione panoramica delle Arenarie del M. Cervarola (*litofacies arenaceo-pelitica*) negli affioramenti della Val Dolo appena a valle della diga di Gazzano. Poco sopra il livello dell'alveo il contatto col sottostante membro del T. Dardagna.

4.4. - UNITÀ MODINO: SOTTO-UNITÀ MODINO-PIEVEPELAGO

4.4a. - Mélange delle Tagliole

Nell'ambito del Foglio 235 non ci sono sostanziali differenze nella parte più profonda dell'Unità Modino fra le successioni della Sotto-Unità Ventasso e quelle della Sotto-Unità Modino - Pievepelago. La parte più profonda della successione (*mélange* delle Tagliole costituito da **AVP** - *argille variegata, breccie argillitico-calcaree e Argille a Palombini*) affiora estesamente fra la zona del M. Cusna e il Passo delle Radici. Nelle stesse località compaiono anche i migliori affioramenti della parte campaniana della successione (**AFC** - *Formazione del Fosso della Cà* e **ABT** - *Flysch dell'Abetina Reale*).

Nelle argille variegata della Strada del Duca del vicino Foglio 250, sono contenuti due tipi di breccie sotto forma di banchi più o meno spessi:

- a - alcuni livelli di breccie a prevalenti clasti calcarei (tipo palombini) verosimilmente sedimentate come *debris flow* molto prossimali.
- b - un livello di breccie con clasti grossolani in prevalenza di dolomie e selci verdi (Fig. 28) originate da un flusso iperconcentrato corrispondente alla facies F2 di MUTTI (1992) (breccie della Strada del Duca, MOCHI *et alii*,



Fig. 28 - Lo strato di breccie granulo-sostenute e a clasti poco arrotondati affioranti alla Strada del Duca e zone limitrofe. Lo strato è intercalato nelle argille variegata della parte basale della successione del M. Modino.

68

1996), che probabilmente sono state alimentate dalle coperture sedimentarie triassico-giurassiche del margine adriatico e che niente hanno a che vedere con le facies tipo Verrucano (SAGRI, 1976). Mentre le breccie della Strada del Duca sono esclusive della zona citata gli altri tipi di breccie si rinvencono frequentemente come costituenti della successione pre-campaniana nell'area del Foglio 235, sia come strati all'interno delle argille variegata sia in posizione indefinita.

4.4b. - Parte intermedia della Successione del Monte Modino

4.4b.1. - *Argille di Fiumalbo (FIU)*

Le Argille di Fiumalbo della Sotto-Unità Modino - Pievepelago mostrano ottime esposizioni nei dintorni del Passo delle Radici e del Passone. Un buon affioramento è presente anche in Toscana (finestra di Soraggio) nei pressi di Case La Costa. I loro caratteri generali non differiscono da quelli già descritti per le successioni della Sotto-Unità Ventasso salvo come detto il fatto che nelle Argille di Fiumalbo di questa Sotto-Unità sono pressoché assenti intercalazioni di arenarie del membro del M. Sassolera. Un piccolo affioramento di arenarie di questo tipo è comunque presente appena fuori dell'area del Foglio, nell'Elemento Pievepelago, lungo la strada dell'Abetone fra il bivio per Fiumalbo e Ponte Modino. In altre località sono stati rinvenuti, nei depositi di copertura, clasti isolati di queste arenarie, peraltro molto tipiche, senza che sia stato possibile individuare le località di provenienza dei clasti stessi. Nell'ambito della Sotto-Unità Modino-Pievepelago sono state studiate biostratigraficamente due sezioni contenenti le Argille di Fiumalbo cadenti rispettivamente nell'area del Foglio 250 (Sezione del Rio Acquicciola nei pressi di Fiumalbo) e Sezione La Borra lungo la strada Le Tagliole Pievepelago nell'area del Foglio 235. Nella sezione del Rio Acquicciola la parte più bassa della sezione è rappresentata da argilliti rosse di un'età priaboniana (Biozone NP18 ed NP19-20). La parte basale del membro del Rio Acquicciola può essere attribuita alla biozona NP21 (Priaboniano - Rupeliano p.p.). Nella sezione della Borra le Argille di Fiumalbo compaiono in varie scaglie tettoniche. La loro età è compresa fra le biozone NP21 ed NP23 (Priaboniano - Rupeliano p.p.).

4.4c. - Parte alta della Successione del Monte Modino

4.4c.1. - *Marne di Marmoreto (MMA)*

Gli affioramenti più tipici di questi depositi nell'ambito dell'Unità Modino - Pievepelago affiorano intorno al Passone e al Rifugio Battisti dove sono intercalate anche le breccie omonime (Fig. 22). In Toscana sono da segnalare gli affio-

ramenti di Case La Costa e del Fosso del Calamone.

Le *brecce del Rifugio Battisti (MMA_a)* affiorano con ottime esposizioni nella parte altissima del T. Ozola circa 300 m a NE del Rifugio e sulla testata del T. Dolo. Si tratta di accumuli di spessore metrico o decametrico a volte debolmente stratificati, per lo più matrice-sostenuti e con clasti fino a dimensioni decimetriche. La loro intercalazione sedimentaria dentro alle marne è specialmente evidente nell'affioramento dell'alta Val d'Ozola. Le sezioni stratigrafiche relative alle Marne di Marmoreto della Sotto-Unità Modino - Pievepelago finora studiate sono quelle del Passone (Foglio 235) e del M. Modino (Foglio 250). In generale mentre in alcune sezioni dell'Unità Modino (es. M. Cisa) i campioni relativi al tetto delle Marne di Marmoreto hanno rivelato associazioni caratterizzate dalla presenza comune di *D. bisectus*, *C. abisectus*, *H. perch-nielseniae*, *H. recata*, *R. daviesii*, *S. ciperoensis*, indicative della sottozona MNP25a (Chattiano p.p.) (in corrispondenza della MNP25b inizia già la sedimentazione delle Arenarie del Monte Modino), in altre (es. Passone e alcune sezioni relative alla Sotto-Unità Ventasso) l'età delle Marne di Marmoreto si estende fino alla sottozona MNP25b (Chattiano p.p.).

Per le altre informazioni relative alla formazione si rimanda a quanto già detto nel paragrafo relativo alla Sotto-Unità Ventasso.

4.4c.2. - *Arenarie di Vallorsara (VLR)* (nell'Elemento Pievepelago)

Per la descrizione vedere Sotto-Unità Ventasso (§ 4.1c.3).

4.4c.3. - *Arenarie del Monte Modino (MOD)* (nell'Elemento Modino)

Le sequenze più complete e meglio esposte di *Arenarie del M. Modino* sono visibili negli affioramenti del M. Cusna, del Passone, del M. Ravino, del M. Giovarello, Cima La Nuda, Colle dei Laghi, Alpicella delle Radici e della Valle dello Scoltenna. Si tratta di arenarie torbiditiche silicoclastiche a grana media e grossolana in strati spessi alternati a pacchi di torbiditi più sottili. Negli intervalli a grana grossolana le sequenze torbiditiche più ricorrenti sono di tipo Tad o Tae, spesso prive degli intervalli centrali in particolare dell'intervallo Tb. La parte basale di queste torbiditi comprende spesso anche depositi microconglomeratici o sabbiosi deposti da correnti ad alta densità: intervalli F4-F7 di MUTTI (1992). Negli intervalli a torbiditi più sottili il tipo di sequenza più comune è il Tce. Le torbiditi a composizione mista o calcarenitico-marnosa sono in questa successione abbastanza rare ma non assenti: si veda ad esempio la potente torbidite calcarenitico-marnosa degli affioramenti del Passone (Fig. 29). Sezioni di *Arenarie del M. Modino* complete di analisi biostratigrafiche e petrografiche sono state studiate da PALANDRI *et alii* (in preparazione). La sedimentazione torbiditica sembra iniziare in questa zona all'Oligocene superiore (biozona MNP25b, evidenziata



Fig. 29 - Le Arenarie del M. Modino (rovesciate) affioranti nei pressi del Rifugio Battisti. Lo strato più spesso ha una potente parte basale calcarenitica con lamine ondulate.

dalla presenza comune di *D. bisectus*, *C. abisectus*, *S. conicus*, *H. perch-niel-seniae*, *R. daviesi*; assente *S. ciperoensis*) per passare poi rapidamente ad arenarie di età aquitaniana, attribuibili alla biozona MNN1d in base alla presenza di *H. carteri*, *H. euphratis*, *S. conicus*, *S. disbelemnus*.

Petrograficamente sono state studiate tre sezioni di Arenarie del Monte Modino: la Sezione delle Tagliole, la Sezione del Passone e la Sezione del M. Cisa.

- Le arenite della Sezione Le Tagliole (Foglio 250) hanno contenuto in matrice molto variabile (da > 10% a < 1% del totale roccia); la composizione è invece omogenea, di tipo feldspatico-litico, molto poco dispersa attorno ad una moda detritica media di Q52F30L+CE18 e Lm87Lv6Ls+CE7; la provenienza dei clasti risulta essere quasi esclusivamente da rocce cristalline di crosta superiore; quasi assenti i frammenti di rocce carbonatiche e del tutto assenti i clasti carbonatici intrabacinali. I minerali autigeni risultano essere costituiti in prevalenza da un cemento cloritico associato a calcite sia in posizione intergranulare, sia sotto forma di plaghe di sostituzione di altri costituenti della roccia.
- Le arenite della Sezione del M. Cisa presentano un'incidenza della matrice relativamente variabile attorno ad un valore medio di circa 2% del totale roccia; la composizione è feldspatico-litica espressa dalla moda detritica Q54F31L+CE15 e Lm84Lv7Ls+CE9 che rispecchia una provenienza del

detrito quasi esclusivamente da rocce di basamento cristallino; quasi del tutto assenti risultano i clasti carbonatici sia terrigeni sia indigeni (bioclasti). Tra i costituenti autigeni prevale decisamente un cemento di natura cloritica, cui si associa in subordinate della calcite di neoformazione sviluppata in plaghe di sostituzione su altri costituenti della roccia.

- Le arenite della Sezione Passone presentano un contenuto in matrice molto variabile che porta i campioni occasionalmente ad avere una tessitura addirittura fango-sostenuta; la moda detritica media è Q47F34L+CE19 e Lm88Lv6Ls+CE6 e la provenienza del detrito appare sempre da rocce di basamento cristallino; sempre assenti o rarissimi i clasti carbonatici di qualsivoglia natura. I cementi risultano equamente ripartiti tra cloritico e carbonatico a cui si aggiunge con incidenze modeste della calcite in plaghe.

4.5. - FALDA TOSCANA

Nei nuclei di Corfino e di Soraggio (quadrante sud-occidentale del Foglio 235) affiorano successioni toscane che possono essere indicate, almeno per ciò che riguarda le successioni giurassiche e del Cretaceo inferiore, sia come “condensate” (spessori di alcune formazioni molto più bassi che in altre aree) sia come “ridotte” (locale mancanza di alcuni termini della successione, con sporadica presenza di breccie sedimentarie alimentate dai termini mancanti). Si tratta come noto di fenomeni comuni nell’ambito delle successioni mesozoiche perimediterranee di margine passivo. Si ammette normalmente che la deposizione sia avvenuta in regime di subsidenza meccanica dal Trias superiore al Malm (nel caso della successione toscana dalle evaporiti del Trias al Calcare selcifero superiore) in regime di subsidenza termica dal Malm al Cretaceo inferiore (corrispondente in altre aree all’intervallo di deposizione dei Diaspri e della Maiolica, formazioni che in questi nuclei sono assenti o molto ridotte). La forte frammentarietà delle successioni precedenti al Malm e l’assenza o forte riduzione delle formazioni del Giurese superiore - Cretaceo inferiore fa sì che in molte zone la deposizione della Scaglia toscana avvenga praticamente in discordanza rispetto alle formazioni sottostanti, venendo a poggiare su termini più bassi fino al Rosso Ammonitico. La parte superiore della successione (Scaglia toscana - Macigno) è interpretata come un deposito di margine attivo in ambiente rispettivamente di base-scarpata e di avanfossa.

4.5.1. - Gessi di Sassalbo (GSB); *Calcare cavernoso* Auctt. (GSB_a)

La formazione dei Gessi di Sassalbo è rappresentata in alta Val di Serchio, nell’area del Foglio 235, da rari ma importanti affioramenti (Case La Costa, Fosso della Corbella) costituiti da alternanze di gesso di colore biancastro e dolomie scure, fetide, in strati sottili. Essi sono uguali alle masse più cospicue affioranti nella zona di Sassalbo (Fig. 30) e nella Valle del Secchia. Localmente la



Fig. 30 - *I Gessi di Sassalbo nella località tipo.*

formazione è sostituita dal Calcare cavernoso (inteso al solito come breccia monogenica ad elementi dolomitici e cemento carbonatico di origine tettonica e quindi verosimilmente legata alle fasi deformative di età oligo-miocenica). I rapporti stratigrafici fra la formazione dei Gessi di Sassalbo, di base della Falda toscana, e le formazioni limitrofe risultano per lo più nascosti dai depositi di copertura.

Nel Fosso di Camporanda (BALDACCI & PLESI, 1989) è ben esposto il contatto di sovrapposizione del Calcare cavernoso, di base della Falda toscana, e le argille variegata dell'Unità Modino affioranti nella finestra di Soraggio. Nel Fosso della Corbella si osserva invece la sovrapposizione dei Gessi di Sassalbo sulle medesime argille variegata.

4.5.2. - *Calcari a Rhaetavicula contorta* (RET)

Si ritrovano solo negli affioramenti posti alla base della Pania di Corfino e nella parte terminale del Fiume a Corte in località Seminabbia. In entrambe le località i rapporti stratigrafici con il sovrastante Calcare massiccio appaiono normali e indisturbati. La formazione è rappresentata in queste zone da calcari dolomitici fetidi alla percussione, massicci o grossolanamente stratificati, normalmente a grana fine, di colore grigio-scuro sulle superfici fresche, grigio-chiaro su quelle alterate, alternati a sottili intercalazioni di marne scure.

Oltre a *Rhaetavicula contorta*, presente in vari affioramenti dalla Liguria alla Toscana, BOCCALETTI *et alii* (1969), a Balzo Lezza in Val di Lima, hanno segnalato tra i Foraminiferi: *Glomospirella friedli*, *Agathammina austroalpina*, *Triasina* cfr. *hantkeni*, *Semiinvoluta* sp., *Frondicularia* cfr. *woodwardi*, *Frondicularia* sp. e *Textularia* sp.. Questa associazione sarebbe indicativa dell'intervallo cronologico Retico-Hettangiano basale. FAZZUOLI *et alii* (1988) nella stessa località hanno segnalato anche *Gandinella appenninica*, *Glomospirella* sp., *Alghe Dasycladaceae*. L'associazione indicherebbe un'età norico-retica ad eccezione del campione con *Triasina hantkeni*., che indicherebbe il Retico in senso stretto.

Gli stessi Autori hanno esaminato, da un punto di vista stratigrafico e sedimentologico, nove sezioni di Calcari a *Rhaetavicula contorta* in Liguria orientale e nella Toscana nord-occidentale. I dati raccolti hanno permesso loro di affermare che a partire dal Calcare cavernoso *Auctt.* esistono, dal basso verso l'alto, quattro unità appartenenti al Trias superiore:

- a) un'unità dolomitico-quarzosa, presente solo a La Spezia;
- b) un'unità carbonatica inferiore, corrispondente all'orizzonte datato in Val di Lima e alla successione affiorante alla Pania di Corfino (che gli Autori hanno denominato formazione della Pania di Corfino);
- c) un'unità carbonatico-marnosa (assente in Val di Lima) già individuata da CIARAPICA & ZANINETTI (1984) e denominata formazione di La Spezia;
- d) un'unità carbonatica superiore, denominata informalmente dagli Autori formazione della Turrite Secca.

I Calcari a *Rhaetavicula contorta* si sarebbero depositi in lagune protette della piattaforma carbonatica e in lagune di tipo evaporitico (BOCCALETTI *et alii*, 1969).

4.5.3. - *Calcare massiccio (MAS)*

Il Calcare massiccio rappresenta la formazione mesozoica più largamente rappresentata nel nucleo di Soraggio-Corfino, con ottime e potenti esposizioni lungo i versanti orientali del M. La Ripa ed attorno al massiccio della Pania di Corfino.

I calcari hanno aspetto ceroidi e struttura massiccia; solo localmente appaiono stratificati. Il colore è grigio-chiaro esternamente, grigio più scuro al taglio fresco, la frattura concoide. Presso il Bastardino è presente una litofacies di calcari nettamente stratificati, con strati dello spessore di circa 50 cm, privi di interstrati marnosi.

Per quanto riguarda l'ambiente di sedimentazione gli stessi Autori vi hanno distinto due facies: una alla base, simile a quella del Calcare a *Rhaetavicula contorta*, tipica di un ambiente di laguna ed una soprastante tipica di un ambiente di piattaforma carbonatica.

Fenomeni di dissoluzione carsica superficiale minori (scannellature, solchi e docce) e maggiori (doline) sono osservabili in tutti gli affioramenti di questo litotipo carbonatico. In particolare doline di poche decine di metri di diametro sono presenti presso la vetta della Pania di Corfino.

La formazione è attribuita in letteratura all'Hettangiano-Sinemuriano. BOCCALETTI *et alii* (1969) fra i foraminiferi più rappresentativi hanno individuato: *Glomospirella friedli*, *Agathammina austroalpina*, *Triasina* sp., *Aulotortus* (?) sp., *Spirillina* sp., *Turrispirillina altissima*, *Turrispirillina conoidea*, *Conicospirillina* sp., *Lasiodiscus* sp., *Trocholina* cfr. *multispira*, *Nodosaria* sp., *Frondicularia* sp., e *Frondicularia* cfr. *woodward*.

4.5.4. - *Calcari ad Angulati* (ANL)

Gli affioramenti migliori della formazione sono osservabili lungo la galleria sulla strada presso il Lago di Vicaglia, lungo il Fosso della Corbella e nel Canale di Linara.

Come in altre successioni della Falda toscana la formazione è costituita da calcari e calcari marnosi grigio-scuri, con patina d'alterazione grigiasta o nocciola-chiaro, in strati dello spessore di qualche decimetro, con regolari intercalazioni argillose scure spesse alcuni cm (giallo-ocra per alterazione) (Fig. 31). Il contatto col sottostante Calcere massiccio, osservabile nei pressi del Lago di Vicaglia, è parallelo alle superfici di strato dei Calcari ad Angulati. Nelle successioni ridotte al tetto dei Calcari ad Angulati si ritrovano direttamente sia la Maiolica (Lago di Vicaglia) che il Calcere selcifero di Limano (Canale di Linara).



Fig. 31 - *Affioramento di Calcari ad Angulati*.

4.5.5. - Rosso ammonitico (RSA)

Affiora alle Piagge di Parecchiola, sulla vetta e sulle pendici orientali della Pania di Corfino. Alle Piagge di Parecchiola la formazione è risultata fossilifera. FUCINI (1908) segnala in particolare tra le Ammoniti: *Phylloceras* sp., *Arietites* sp., *Arnioceras* sp., *Vermicesas* sp., *Schlotheimia* sp..

La facies più comune è costituita da calcari ceroidi nodulari rossi e rosati, regolarmente stratificati in strati di spessore generalmente decimetrico, con interstrati di argilliti rosse.

Tanto negli affioramenti della Pania di Corfino, quanto in quelli delle Piagge di Parecchiola, sono state osservate modeste forme di dissoluzione carsica associate a doline delle dimensioni medie di circa 30 m di diametro.

La formazione è comunemente attribuita in letteratura al Sinemuriano e la sua sedimentazione segna il momento di annegamento dei precedenti depositi di mare basso.

Al Colle del Lupo poggia direttamente sul Calcere massiccio, altrove fra le due formazioni sono interposti i Calcari ad Angulati.

4.5.6. - Calcere selcifero di Limano (LIM)

Questa formazione è stata indicata in letteratura con vari sinonimi: Calcere selcifero inferiore (LOSACCO, 1953), Calcari grigi con selce (GIANNINI & NARDI, 1965); Calcere selcifero di Limano (BOCCALETTI *et alii*, 1969), adottata in questa sede, con sezione tipo ubicata sul versante orientale del M. Prato Fiorito in località Madonna di Carpineta.

Affioramenti di questo litotipo si hanno presso la vetta del M. La Ripa, in località Piagge di Parecchiola, al Colle del Lupo, lungo il Canale di Linara, in località Valli Calde, in un modesto affioramento presente lungo la strada per il Rifugio M. Prato.

Si tratta di calcari grigi e grigio-scuri al taglio fresco, in straterelli regolari dello spessore di qualche decimetro, con liste e noduli di selce nera, rossa e più raramente bianca.

Essi sono stati attribuiti al Calcere selcifero di Limano (GÜNTHER & RENTZ, 1968) perché appaiono in concordanza con il Rosso ammonitico. La porzione di successione corrispondente alle Marne a Posidonia e al Calcere selcifero superiore sembra dunque assente nella zona esaminata a causa di una lacuna sedimentaria al Lias superiore. La formazione è attribuita al Sinemuriano? - Toarciano per la presenza di *Tetrataxis conica*, *Dentalina* sp., *Frondicularia* cfr. *woodwardi*, *Frondicularia* sp., *Nodosaria* sp., *Spirillina* cfr. *infima*, Radiolari, Ostracodi, spicole di Spugne e Lamellibranchi (BOCCALETTI *et alii*, 1969). L'ambiente di sedimentazione è considerato di tipo pelagico (BOCCALETTI *et alii*, 1969).

76

4.5.7. - *Diaspri* (**DSD**)

La formazione affiora, con spessore limitato, solo sul versante destro del Serchio di Soraggio a monte di Camporanda. I caratteri sono quelli tipici anche di altre località della Toscana, con radiolariti rosse in strati poco potenti (intorno agli 80 cm), alternate a sottili interstrati pelitici anch'essi di colore rosso. La formazione viene di solito riferita in letteratura al Batoniano - Titonico.

4.5.8. - *Maiolica* (**MAI**)

Affiora lungo il Canale di Linara e a Camporanda, presso il Lago di Vicaglia, lungo il Fosso della Corbella e al Prato del Bizzo. A Camporanda (AZZAROLI, 1955) la formazione ha uno spessore di 40-50 m. Lo spessore medio è comunque anche un po' minore, intorno a 20-30 m.

Si tratta normalmente di calcari a grana molto fine, di colore da nocciola-chiaro a bianco-porcellanaceo, in strati piano-paralleli dello spessore variabile da pochi centimetri fino a circa due metri con liste e noduli di selce grigia (Fig. 32). Non è stata segnalata in questa zona la presenza di sedimenti più grossolani. Localmente si osservano liste di selce di colore rosso-scuro o grigio-scuro (Canale di Linara e Camporanda). Il tetto della formazione è marcato, solo in località Dagliola, da un orizzonte continuo di marne argillose rosse e calcari marnosi rossi a liste di selce rossa, dello spessore di circa 2 m.

BELLINCIONI (1959), BOCCALETTI *et alii* (1969) e FAZZUOLI *et alii* (1994) attribuiscono la Maiolica della Val di Lima all'intervallo Titonico-Neocomiano sulla base del ritrovamento (MURCHISON, 1851, fide BELLINCIONI, 1959) di una impronta di *Crioceras* al M. Prato Fiorito e della presenza di associazioni a Tintinnidi, Radiolari e *Stomiosphaera moluccana*.

L'ambiente di deposizione della formazione è da ritenere pelagico. L'assenza di depositi grossolani (strati calcarenitici torbiditici e livelli di breccie alimentate da *debris flow*, presenti nelle zone più depresse: es Val di Lima) è in accordo con i caratteri generali della successione, che sono come detto espressione di un'area relativamente sollevata nell'ambito del dominio toscano interno.

4.5.9. - *breccie di Parecchiola* (**BSP**)

Alle Piagge di Parecchiola, fra il Rosso Ammonitico e la Scaglia, sono localmente interposti livelli brecciati spessi pochi metri con clasti angolosi costituiti da vari tipi di calcari, grigi e rosati, riconducibili alle formazioni del Rosso Ammonitico, del Calcare Selcifero di Limano e forse del Calcare Selcifero superiore, del Calcare Massiccio e dei Diaspri. I clasti sono legati da una matrice carbonatica di colore rosato. Tale passaggio è osservabile direttamente lungo il fosso presso la condotta di Lamarossa e alle Piagge di Parecchiola.



Fig. 32 - Strati di Maiorca con liste di selce boudinate e boudin ruotati in una zona di taglio obliqua rispetto alla direzione degli strati.

Si tratta di un livello di breccie sedimentarie poligeniche variamente interpretato in letteratura: AZZAROLI (1955) aveva considerato questo livello appartenente alla formazione dei Diaspri. REUTTER (1969), GÜNTHER & RENTZ (1968) e gli Autori del Foglio 96 - MASSA lo hanno invece considerato come un livello indipendente ("bs" - breccie sedimentarie poligeniche) di età cenomaniana o comunque cretacea, posteriore alla sedimentazione di almeno una parte della Maiolica. Il problema della giacitura e significato delle breccie nel-

L'ambito delle successioni toscane ridotte o condensate non è mai stato affrontato sulla base di studi sistematici di dettaglio. A livello di ipotesi generale è stato ammesso che esse siano collegate alle fasi di distensione crostale attive soprattutto durante il Giurassico e fino all'inizio del Cretaceo. Anche nel caso che una parte di questi sedimenti clastici sia da ritenere relativamente recente (e cioè posteriore all'inizio del processo di riavvicinamento fra paleo-Africa e la paleo-Europa) non ci sembra da escludere la possibilità che la loro origine e la loro evoluzione sedimentaria sia iniziata quando il processo distensivo era ancora in atto. Esse potrebbero costituire cioè un prodotto in qualche modo ereditato dalle passate fasi distensive, solo in parte rielaborato successivamente quando i movimenti di chiusura erano già iniziati. L'espressione sedimentaria del mutamento di regime geodinamico da distensivo a compressivo si rifletterebbe dunque, più che nella sedimentazione delle breccie nella variazione generale del tipo di sedimentazione cioè nel passaggio dalla deposizione bacinale carbonatica della Maiolica alla sedimentazione pelitica di base-scarpata della Scaglia toscana.

4.5.10. - *Scaglia toscana*

Nell'area del Foglio 235 i migliori affioramenti attribuiti alla formazione della Scaglia toscana si hanno nella Valle del Serchio di Soraggio e nei dintorni di Vernasco. Nella Scaglia toscana sono state distinte tre litofacies i cui rapporti reciproci non appaiono ben definiti sia per la limitazione che per la non buona esposizione degli affioramenti. Per gli stessi motivi ci è sembrato inappropriato qualificare le medesime col rango di membri. Il confronto con le unità stratigrafiche distinte nell'area del Chianti (CANUTI *et alii*, 1965) ha quindi un valore puramente litologico.

Nella parte alta della Scaglia (Crogiolo, Fosso Canal Secco, Fosso Le Brancie, Fosso di Spatola, Sargiana, Porraie) in corrispondenza del contatto con il Macigno è stata cartografata una litofacies simile alle cosiddette *marne del Canale di Rovaggio (STO_c)* (KRAMPE, 1964) (Fig. 33). In questo livello la sedimentazione pelagica della Scaglia si alterna e cede gradualmente il posto alla sedimentazione silicoclastica del Macigno. In molte zone si tratta di una alternanza di torbiditi siltitico-marnose e più raramente calcarenitico-marnose e arenaceo-pelitiche con sedimenti intertorbiditici fini. Nella parte alta possono comparire anche torbiditi silicoclastiche in strati sottili. Da un punto di vista sedimentologico questa formazione, costituita per lo più da sedimenti di evidente origine torbiditica, va tenuta chiaramente distinta dalle formazioni marnose che segnano la base di altre successioni silicoclastiche come ad es. le Arenarie del Monte Modino e le Arenarie del Monte Cervarola (Marne di Civago e Marne di Marmoreto). Mentre la sedimentazione delle Marne di Civago e di Marmoreto avviene come detto su una scarpata che è l'espressione di un prisma attivo, le

marne di Rovaggio si depongono nel dominio della futura avanfossa e segnano il momento del passaggio dalla sedimentazione pelagica della Scaglia alla sedimentazione di avanfossa in senso stretto. Al contrario delle prime, che esprimono un innalzamento del substrato, queste ultime corrispondono dunque più verosimilmente ad un approfondimento del bacino di sedimentazione, collegato con gli stadi iniziali della flessione della litosfera adriatica. Nella Sezione delle Porraie le marne del Canale di Rovaggio hanno età rupeliana (biozona NP23) evidenziata dalla presenza di *C. abisectus*, *D. bisectus*, *H. euphratis*, *S. predistentus*, *S. distentus*.

La seconda litofacies (*calcareniti di Vicaglia - STO_b*) affiora lungo la strada per Vicaglia al ponte sul Rio Rimonio, nella parte bassa del Fosso di Spatola, nei dintorni di Capanne di Vibbiana e di Sella di Campaiana, lungo il Fosso dei Lagoni e nei dintorni di Pratoscella. È rappresentata da calcareniti grigie, grossolane, passanti localmente a microbreccie stratificate, in banchi di spessore metrico, fossilifere (Nummuliti, Orbitoidi e Lepidocicline). Le calcareniti e le breccie sono intercalate, a varie altezze stratigrafiche, ad argilliti simili a quelle descritte per la litofacies precedente ed appaiono lateralmente discontinue. Questa litofacies potrebbe corrispondere complessivamente alle calcareniti di Dudda e di Montegrossi di CANUTI *et alii* (1965).



Fig. 33 - La parte basale del Macigno e il passaggio alle sottostanti marne del Canale di Rovaggio negli affioramenti delle Porraie (alta Val di Serchio).

La litofacies più comune (*argilliti dell'Orecchiella - STO_a*) affiora presso il Centro visitatori del Parco Orecchiella, sulle pendici occidentali del M. Bocca di Scala, fra le località Incisa e Macchia Secca, in località Cavatopo, lungo la sponda destra del Fiume a Corte, sulle pendici orientali del M. Orecchiella, lungo il Canale di Linara, lungo i fossi di Metello e della Corbella. Essa è costituita da argilliti dal rosso-scuro al grigio-verdastro, fissili, spesso suddivise in prismi o aghetti. Negli affioramenti dell'Orecchiella, del Canale di Linara, del Fiume a Corte dei Fossi di Metello e della Corbella alle argilliti sono intercalati sottili strati di calcilutiti o calcareniti di spessore centimetrico, più o meno continui. Questa litofacies può essere litologicamente correlata con le argilliti di Brolio (CANUTI *et alii*, 1965).

La base della formazione (GÜNTHER & RENTZ, 1968; Foglio 96 - MASSA) è stata assegnata al Cenomaniano sulla base di associazioni a *Ticinella roberti*, *Rotalipora apenninica*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Thalmaninella ticinensis* e *Planomalina buxtorfi*.

Sulla base dei dati disponibili in letteratura la deposizione della Scaglia toscana nell'area del Foglio 235 potrebbe dunque coprire l'intervallo di tempo che intercorre fra il Cenomaniano e il Rupeliano, anche se manca attualmente, come detto, una stratigrafia di dettaglio della formazione in questa zona.

4.5.11. - Macigno (MAC)

Le migliori esposizioni si hanno generalmente lungo il crinale appenninico, tra le cime M. Prato - M. Vecchio - M. Cella e lungo la vallata del Fosso di Castiglione (loc. Penne d'Arciana). Frequentemente, come già osservato da AZZAROLI (1955), e in particolare alle Capanne di Caprignana, a Frappola, nella zona del M. Aquilano e nella fascia Col d'Arciana - Casone di Profecchia - Costa Roncacci, l'andamento della stratificazione è obliterato da una fratturazione pervasiva. Questa particolarità strutturale ha favorito la formazione di diffuse ed estese coperture eluvio-colluviali che ricoprono ampiamente il substrato.

Una sezione stratigrafica di Macigno è stata misurata e campionata per la petrografia e la biostratigrafia nella zona delle Porraie a partire dalle Marne di Rovaggio e per i primi 180 m della successione arenacea sovrastante.

Il primo livello dal basso della formazione del Macigno, che segna il passaggio alle marne sottostanti, è spesso circa 3 metri, ed è costituito da torbiditi arenaceo-pelitici in strati sottili. Seguono 145-150 m di arenarie in strati spessi generalmente più di un metro, a base grossolana e limiti spesso indistinti, interrotte soltanto nella parte medio bassa da un sottile livello di torbiditi fini calcarenitico-marnose. In questo livello intermedio la maggior parte delle torbiditi non riflette solo la sequenza di BOUMA classica ma anche depositi di flussi ad alta densità, arenitici e microconglomeratici, corrispondenti agli intervalli F4-F7 di MUTTI (1992).

La parte alta della successione (circa 30 m) è costituita da torbiditi in strati medio spessi, piano paralleli, alternati a torbiditi più sottili. Alcuni di questi

strati hanno composizione mista con base calcarenitico-bioclastica e tetto pelitico-marnoso.

Anche in altre aree le litofacies prevalenti nella formazione del Macigno corrispondono a quelle ora descritte nella successione delle Porraie. Livelli a grana grossolana sono osservabili ad esempio presso Serra della Spessa, lungo la strada situata sul versante destro del Fiume a Corte e lungo il Fosso Faretta presso la strada per Foce di Terrarossa. Gli intervalli basali degli strati hanno in qualche caso clasti il cui diametro può arrivare ad 1 cm. Nella sezione delle Porraie, corrispondente alla parte basale del Macigno, l'esame dei nannofossili calcarei ha mostrato un'età chattiana (biozona MNP25a, evidenziata dalla presenza comune di *C. abisectus*, *D. bisectus*, *H. perch-nielseniae*, *S. ciperensis*).

Nel Foglio 235 e aree adiacenti la parte alta del Macigno ha litofacies simili a quelle della parte alta della successione delle Porraie. Le successioni campionate (Rio Re nei pressi di Ligonchio - Foglio 234 e Sezione M. Giovo nel Foglio 250) hanno mostrato un'età aquitaniana (biozona MNN1d, evidenziata dalla presenza di *D. bisectus*, *C. abisectus*, *D. deflandrei*, *H. carteri*, *R. daviesii*, *S. disbelemmos*).

La direzione media di alimentazione del Macigno negli affioramenti dell'Alpe di Succiso è intorno a N116 (CHICCHI & PLESI, 1991a).

L'analisi petrografica dei campioni della Sezione Porraie ha mostrato la presenza di due tipi di areniti torbiditiche a composizione nettamente distinta. Le areniti di gran lunga prevalenti sono francamente silicoclastiche con scarsa matrice (mediamente < 1% della roccia) e composizione feldspatico-litica espressa dalla moda detritica poco dispersa attorno ad un valore medio di Q53F26L+CE21 e Lm72Lv19Ls+CE9; la sorgente dei clasti è da riferire a rocce di basamento continentale, a cui si aggiungono con incidenza modesta frammenti di rocce vulcaniche prevalentemente a composizione intermedia. Quasi assenti risultano i clasti carbonatici sia terrigeni che intrabacinali (bioclasti). Dal punto di vista diagenetico le areniti appaiono fortemente compattate e cementate in prevalenza da clorite, cui si associa calcite autigena verosimilmente tardiva sviluppata in prevalenza come plaghe di sostituzione sui diversi costituenti della roccia.

Alternate alle precedenti, ma con incidenza decisamente inferiore, sono presenti areniti a composizione ora ibrida-mista (miscela di silicoclasti terrigeni e grani carbonatici intrabacinali), ora francamente ibrida-carbonatica (miscela di grani carbonatici intrabacinali e terrigeni) associate a sequenze torbiditiche a tetto pelitico-marnoso molto sviluppato.

Le areniti della sezione Rio Re (parte alta del Macigno, Foglio 234) hanno matrice molto scarsa (< 1% della roccia) e composizione molto omogenea con moda detritica media Q51F33L+CE16 e Lm83Lv11Ls+CE6; la sorgente principale dei clasti è da rocce di basamento continentale con un marginale contributo da vulcaniti prevalentemente intermedie, mentre del tutto assenti risultano i clasti carbonatici. I costituenti diagenetici appaiono rappresentati quasi esclusivamente da un diffuso cemento cloritico associato, in percentuali modeste, a calcite autigena in forma di plaghe.

Le areniti della Sezione M. Giovo (Foglio 250) hanno matrice variabile da >

82

10% a < 1% del totale roccia e composizione feldspato-litica rappresentata da una moda detritica media di Q54F29L+CE17 e Lm88Lv6Ls+CE6 che ricalca quasi esattamente quella della arenite affioranti al M. Modino; la provenienza dei clasti è ancora da rocce di basamento cristallino. Le fasi mineralogiche di neoformazione sono anche in questo caso rappresentate da un prevalente cemento cloritico associato a subordinata calcite in posizione intergranulare o sotto forma di plaghe.

5. - FORMAZIONI INCERTAE SEDIS

5.1.1. - *Ammassi di calcari a Lucine (CLC)*

Nei pressi di Barigazzo, al tetto delle Arenarie del M. Cervarola, ma in rapporti non definibili con le arenarie stesse e con le successioni circostanti, sono da tempo conosciuti (TAVANI, 1945) depositi di marne, calcari marnosi, e marne siltose con abbondanti resti di Lucine, cui localmente possono associarsi Gasteropodi e Aturie, ricristallizzati in calcite o aragonite (Fig. 34). Nella letteratura più antica ai depositi in questione veniva attribuito un interesse stratigrafico (SACCO, 1901) che è stato molto ridimensionato nei lavori più recenti, dal momento che le Lucine sembrano presenti in tutti i piani del Miocene. È stato molto sottolineato invece il significato paleogeografico e tettonico dei depositi stessi (CLARI *et alii*, 1988, con bibliografia). Secondo questi Autori gli ammassi



Fig. 34 - Particolare degli ammassi dei calcari a Lucine affioranti nei pressi di Barigazzo.

di Calcari a Lucine dell'Appennino e del Monferrato si formerebbero sul fondo marino subito al di sotto dell'interfaccia acqua-sedimenti, in corrispondenza di zone a forte concentrazione di anidride carbonica, derivata dall'ossidazione del metano ad opera di batteri. Queste zone di fuoriuscita di fluidi metaniferi costituirebbero la sede privilegiata di colonie di organismi bentonici di vario tipo e la loro distribuzione sarebbe direttamente collegata a zone di frattura. Nel caso specifico le fratture potrebbero corrispondere con le linee di emersione dei *thrust* legati alla messa in posto dell'alloctono (Sotto-Unità Ventasso). Le condizioni di affioramento al contorno degli ammassi di calcare marnosi a Lucine non consentono purtroppo ulteriori precisazioni sulla geometria e la cinematica delle superfici tettoniche legate alla formazione di questi depositi e neanche di escludere la possibilità che si tratti di depositi in qualche modo rimaneggiati.

5.1.2. - *Marne del Molino del Rosto (MMS)*

Queste marne furono distinte per la prima volta da KRAMPE (1964) e correlate con quelle di un affioramento della zona del M. Ventasso dove avrebbero potuto rappresentare il tetto stratigrafico delle Arenarie del M. Modino. Le marne della località tipo affiorano alla base dei Gessi di Sassalbo della Val Secchia, sono leggermente siltose ed hanno colore grigio-verdognolo, nocciola all'alterazione, con focature rosso cupo. La stratificazione è per lo più indistinta, solo a tratti evidenziata da intercalazioni di arenarie fini, di siltiti gradate verdastre o livelli lentiformi di calcari grigi, duri, molto ricristallizzati. Sempre secondo KRAMPE (1964) queste marne sarebbero caratterizzate da una microfauna di tipo miocenico con esemplari di *Globigerinoides triloba* e di *Orbuline*. In altri affioramenti si tratta di marne rosse o verdine stratificate e intercalate a straterelli calcarei o calcarenitici.

5.1.3. - *Arenarie di Primaore (PRM)*

Arenarie torbiditiche quarzoso-feldspatiche in strati medi e spessi con grana da medio-grossolana a molto fine. Il *fabrie* mostra un intenso grado di compattezza fisica e alterazione chimica. Hanno uno spessore massimo di circa 15 m e sono imballate nelle evaporiti triassiche. Non sono segnalati rapporti significativi con altre formazioni. ANDREOZZI *et alii* (1989) hanno correlato queste arenarie con lo pseudomacigno apuano. L'età della formazione non è nota.

5.1.4. - *Marne del Monte Regnolo (MRE)*

Si tratta di marne e marne calcaree grigio-giallognole o verdastre, incluse nelle evaporiti e senza evidenti rapporti con altre formazioni. ANDREOZZI *et alii* (1989)

84

hanno considerato anche questa formazione leggermente metamorfica (epizona o base dell'anchizona sulla base del grado di cristallinità dell'illite) e hanno proposto di correlarle con gli scisti sericitici delle unità metamorfiche toscane.



Fig. 35 - *Le arenarie della Finestra di Gova in Val Dolo.*

5.1.5. - Arenarie di Gova (GOV)

Abbiamo adottato questa denominazione informale per le arenarie della finestra di Gova perché, come accennato, non ci sembra che esistano al momento elementi decisivi che confermino, come supposto da molti Autori (PLESI, 1989; con bibliografia) la loro appartenenza al sistema deposizionale del Cervarola s.s.. In alternativa queste arenarie potrebbero forse essere interpretate come un deposito già di tipo umbro o quanto meno come un sistema successivo rispetto a quello del Cervarola vero e proprio, come sembrerebbe indicare anche la loro età decisamente più recente (MNN4b, Langhiano). Nello spaccato del Dolo e nelle finestre minori limitrofe queste arenarie sono caratterizzate da una litofacies relativamente monotona caratterizzata da torbiditi per lo più in strati spessi, grana grossolana, matrice argilloso-marnosa e scarsa percentuale di intervalli fini pelitici e marnosi (Fig. 35).

Le areniti affioranti nella finestra di Gova hanno un contenuto in matrice piuttosto variabile (da < 1% a > 15% del totale roccia) ma generalmente superiore al 2% del totale roccia; la loro composizione è feldspatico-litica con una moda detritica media di Q58F29L+CE13 ed Lm82Lv4Ls+CE14. Nel suo insieme l'associazione detritica denuncia una provenienza dei clasti in grande prevalenza da rocce di basamento continentale con un piccolo ma significativo contributo da coperture sedimentarie prevalentemente carbonatiche. Per quanto attiene ai minerali di neoformazione, la fase nettamente prevalente è costituita da cemento e plaghe calcitiche associate a subordinato cemento fillosilicatico.

PROGETTO
CARGO

III - TETTONICA

Come hanno mostrato i capitoli precedenti, nell'area del Foglio 235 affiora uno degli spaccati più interessanti e completi dell'Appennino settentrionale che si configura naturalmente come un'area chiave anche per l'analisi di molte problematiche strutturali. Ai fini di una migliore descrizione dell'assetto strutturale del settore analizzato e della sua evoluzione è stata fatta la scelta di distinguere unità tettoniche di vario rango e significato e differenziare con diverse simbologie i relativi contatti basali. L'individuazione delle "unità tennoniche" *s.l.* può, come in altri settori, essere ricondotta a due processi strutturali distinti:

- una successione di fasi tettoniche che hanno interessato essenzialmente le successioni del Dominio oceanico ligure culminando nell'Eocene medio con la costruzione dell'impilamento delle Unità Liguri (Insieme ligure): la geometria complessiva dell'edificio, la caratterizzazione e la vergenza dei movimenti in questa fase, l'immersione del relativo piano di subduzione sono state e sono ancora oggetto di discussione (BOCCALETTI *et alii*, 1971; ELTER & PERTUSATI, 1973; HACCARD *et alii*, 1972; PRINCIPI & TREVES, 1984; ELTER & MARRONI, 1992; PLESI *et alii*, 1994).

- un processo di tettonizzazione, essenzialmente ensialico, posteriore all'Eocene superiore, che per le unità del settore interessato ha avuto i suoi momenti culminanti all'Oligocene superiore-Miocene inferiore medio (BOCCALETTI *et alii*, 1981; CARMIGNANI *et alii*, 1978; CHICCHI & PLESI, 1991b; 1992), dando luogo al sovrascorrimento dell'Insieme ligure sui domini esterni e alla individuazione delle unità subliguri e toscane *s.l.*. Durante questa stessa fase è avvenuto il processo di segmentazione della Falda toscana, della successione del Cervarola e di una parte delle unità già sovrascorse su di esse in una serie di "elementi tettonici" collegati con sovrascorrimenti minori ma comunque di ordine chilometrico (Fig. 36). Questa strutturazione che ha dato luogo agli elementi tettonici appare, da un punto di vista puramente geometrico, come tardiva in rapporto alla individuazione

88

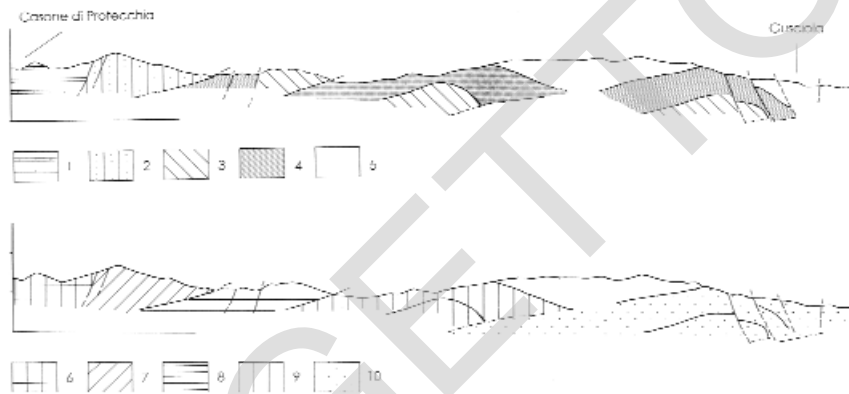


Fig. 36 - Distinzione fra Unità ed Elementi tettonici esemplificata lungo la Sezione M. Ravino - Gova. 1: Fada toscana. 2: Sotto Unità Modino - Pievepelago. 3: Successione del M. Cervarola e Scaglie del Fosso dei Bibbi. 4: Sotto-Unità Ventasso. 5: Insieme ligure. 6: Elemento M. Prato. 7: Elemento M. Ravino. 8: Elemento Civago. 9: Elemento Gazzano. 10: Elemento Gova.

delle superfici di *thrust* che delimitano le unità tettoniche, ma nella nostra opinione essa è di fatto pressoché congenere della medesima e la accompagna in modo regolare verso l'esterno, configurando un modello di duplex e una sequenza tipo *piggy back* nell'ordine di individuazione dei *thrust*. Un ruolo fondamentale nella messa in posto dell'alloctono sulle successioni di avanfossa toscano-umbre è stato svolto dall'Unità Modino che fra il limite Oligo-Miocene e la fine del Burdigaliano (o inizio del Langhiano) ha sempre funzionato come livello di scorrimento principale sul fronte e alla base dell'alloctono stesso, secondo lo schema della Fig. 37 (da COSTA *et alii*, 1998). Sulla base dei dati stratigrafici e strutturali raccolti durante il rilevamento, in parte esposti nel capitolo della stratigrafia, noi riteniamo che la parte basale delle successioni tipo Modino non sia rappresentata (come sostenuto da una parte della letteratura sull'argomento) solo da depositi di olistostromi e olistoliti, ma che vi sia rappresentato anche e soprattutto un substrato di origine ligure-subligure tettonicamente traslato sul dominio toscano. Le differenze che i due tipi di interpretazione comportano sono discriminanti per la definizione dell'evoluzione strutturale e dei processi geodinamici effettivamente operanti.

I paragrafi successivi (non potendo prendere in considerazione e trattare singolarmente le innumerevoli tematiche strutturali) saranno dedicati alla illustrazione delle principali strutture legate alle unità e agli elementi tettonici e ad una breve indicazione dei temi e problemi più importanti relativi al settore. La trattazione avrà pertanto un carattere sintetico rimandando alla letteratura per tutte le informazioni utili all'approfondimento dei singoli argomenti.

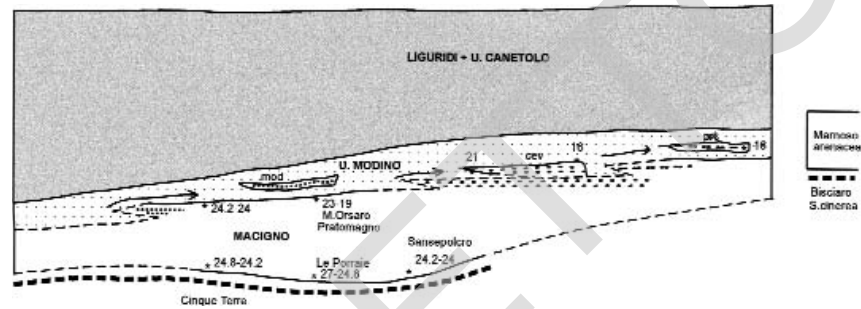


Fig. 37 - Posizione schematica delle varie successioni silicoclastiche oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale e loro relazioni con la messa in posto dell'alloctono s.s. (Unità Canetolo e Liguridi). Sul disegno sono anche approssimativamente indicate le età in milioni di anni di inizio e fine della sedimentazione torbiditica lungo le varie verticali come sono state desunte dalle datazioni biostratigrafiche (da COSTA et alii, 1998).

1. - LA SUCCESSIONE EPILOGURE E LE UNITÀ LIGURI

I temi strutturali relativi a questo Insieme e gli interrogativi che purtroppo ancora rimangono a proposito della evoluzione strutturale delle Liguridi riguardano:

- la completa definizione delle unità tettoniche che compongono l'edificio e la loro correlazione con quelle dei settori adiacenti dell'Appennino. In merito a questo tipo di problemi pensiamo che proprio la compilazione di questo foglio possa rappresentare un contributo notevole.
- la definizione dell'assetto strutturale delle unità liguri nelle varie fasi della loro evoluzione post-sedimentaria.

In merito a questo secondo aspetto il problema più interessante si riferisce alla strutturazione precoce cioè quella che ha preceduto la deposizione della successione di Ranzano. Essa ha dato luogo, in varie aree dell'Appennino, e anche nella zona del Foglio 235, a grosse pieghe, con angoli di apertura intorno a 30°, per lo più appenniniche e ad estesi fianchi inversi, di cui molto spesso non è possibile precisare il significato. Esiste a nostro avviso la possibilità che in questa deformazione si sommino gli effetti di più fasi tettoniche, fra cui un evento più antico a vergenza "alpina". Più in particolare è nostra opinione che la strutturazione a pieghe e alternanze di fianchi dritti e rovesci sopra menzionata potrebbe essere stata preceduta da un evento anteriore, importante, di impilamento a vergenza alpina delle unità, con scarsa deformazione del corpo principale delle falde e confinamento della deformazione stessa nei livelli di scollamento situati nel complesso di base. L'ipotesi di una prima fase di impilamento a vergenza alpina, che sostanzialmente si ispira alla ricostruzione proposta da HACCARD *et alii* (1972) non è in disaccordo con i modelli di *offscraping* frontale proposti nella letteratura (MOORE & SAMPLE,

1988; MOORE, 1989; PLATT *et alii*, 1985). Questo risulterebbe in effetti il modo più semplice per dare ragione della disposizione complessiva delle varie unità liguri nell'edificio strutturale, disposizione che vede, come rimarcato più volte anche in altri lavori (PLESI *et alii*, 1994; DANIELE *et alii*, 1996; DANIELE & PLESI, 2000) le unità "oceaniche" in posizione più bassa e le unità "continentali" o "emiliane" (ad alimentazione prevalentemente insubrica) in posizione più alta. Il fatto che almeno in certi casi la fase a pieghe strette pre-Ranzano, citata sopra, coinvolga (PLESI *et alii*, 1994) contatti tettonici precoci fra unità tettoniche, è una testimonianza in favore di questa possibilità. Altri indizi in questo senso, peraltro non risolutivi, sembrano forniti dall'analisi mesostrutturale:

- pieghe a vergenza occidentale localizzate nel *footwall* di raddoppi importanti (zona di Coriano. Vedi Sezione A-A'),
- strutture fragili minori indicative di direzioni di raccorciamento diverse da quelle relative alla deformazione appenninica,
- giacitura del clivaggio, che non è sempre coerente con la geometria delle megastutture plicative appenniniche.

Altre possibilità di soluzione del problema dell'evoluzione strutturale delle Liguridi, anche più complicate di quella qui proposta e almeno altrettanto difficili da dimostrare sulla base dei dati attuali, sono state indicate nella letteratura (REUTTER, 1969; ELTER & MARRONI, 1992; ZANZUCCHI, 1988).

1.1. - SUCCESSIONE EPILIGURE

La successione epiligure è stata considerata in origine come un deposito quasi indeformato che era inteso da molti come una sorta di neautoctono esterno. Il rilevamento e l'analisi strutturale di questi depositi hanno mostrato al contrario che almeno la parte inferiore di questa successione è interessata da una tettonica compressiva ben espressa sia da pieghe, anche rovesciate, che da superfici di sovrascorrimento: questo tipo di strutturazione ben si accorda con l'origine necessariamente interna di questi depositi. Fra i lavori di tipo strutturale si possono citare quelli di BERTELLI *et alii* (1984) nella zona tipo, di COSTA (1985) nella placca del Barigazzo, di COSTA & FRATI (1997) nella placca del T. Pessola. In ognuna di queste zone è stato dimostrato un raccorciamento considerevole a carico della successione epiligure, espressione delle fasi post-oligoceniche, durante le quali la successione stessa è stata ampiamente traslata insieme al proprio substrato, composto dalle unità liguri già deformate. Mancano invece per il momento lavori più specifici in aree significative, che mostrino l'evoluzione delle strutture che interessano solo il substrato e di quelle che passano anche nella successione epiligure.

Nell'area del Foglio 235 la successione epiligure affiora per una estensione limitata e con esposizioni modeste, strutture significative non sono direttamente osservabili in affioramento.

1.2. - UNITÀ MONGHIDORO

I motivi strutturali legati a questa unità, allo stato attuale delle conoscenze, destano notevole interesse ma non lasciano intravedere uguali possibilità di soluzioni positive. I dati attualmente disponibili sono sintetizzabili come segue.

L'Unità Monghidoro è l'unità ligure più alta nell'area del Foglio 235 e sormonta l'Unità ofiolitica della Val Baganza o, dove presente, l'Unità Venano. Essa è costituita a livello megastrutturale da una alternanza di fianchi dritti e rovesciati che si susseguono verticalmente e orizzontalmente per distanze e aree relativamente grandi. Non ci sono elementi per stabilire con certezza se tale strutturazione rappresenti l'effetto di una o più fasi tettoniche. Più in particolare la parte basale dell'Unità Monghidoro è spesso rappresentata da una successione dritta: essa affiora ad esempio nei pressi della Madonna del Calvario, in Val Dragone ed è costituita dalla sola Formazione di M. Venere che immerge di una ventina di gradi verso Nord. La parte intermedia dell'unità è costituita da una potente successione rovesciata in cui compaiono sia la Formazione di M. Venere, in posizione superiore, che la Formazione di Monghidoro, in posizione inferiore. Questa parte dell'unità affiora, con esposizioni anche molto buone, in Val Dolo e in Val Dragone e alla confluenza dei due torrenti. Il flysch ha in queste zone inclinazioni di solito abbastanza blande e immersioni variabili sia verso NW che verso Nord e NE. Sopra questa parte rovesciata soprattutto nella zona di Toano affiora, in una blanda sinclinale, una successione di nuovo dritta costituita almeno in buona parte dalla sola Formazione di Monghidoro.

Sulla base dei dati sopra esposti sono possibili alcune considerazioni. Il fatto che le cerniere di raccordo fra fianchi dritti e rovesci non affiorino e che ciascun fianco sia rappresentato da successioni più o meno incomplete fa presumere che le originarie cerniere siano state tranciate da superfici di taglio. Una considerazione ulteriore è desumibile dalla misura delle impronte di corrente nei vari fianchi (Fig. 38 a e b) che mostrano in tutti i casi orientazioni fra N160 e NS. Questo fa presumere che le cerniere delle pieghe originarie dovessero avere a loro volta questa direzione (altrimenti le direzioni nei vari fianchi dovrebbero risultare differenti oppure con verso opposto). Questo argomento è già stato usato da TEN HAAF (1975) per le analoghe strutture della Formazione di M. Venere dell'Appennino Bolognese, dove sono state in questo modo documentate originarie cerniere di direzione NS, perciò abbastanza vicine in direzione a quelle dell'area considerata. Sulla vergenza di queste strutture non sono possibili, almeno per il momento risposte definitive per insufficienza di dati mega e mesoscopici e neanche sul fatto che esse rappresentino un'unica fase. Le geometrie descritte sembrerebbero comunque escludere fasi plicative importanti non coassiali con questa fase a pieghe NS e precedenti alla medesima. Dalla immersione molto variabile delle varie successioni dritte e rovesciate sopra descritte si può ritenere invece che esse siano state coinvolte nel loro insieme in fasi di deformazione e piegamento successive a quelle della individuazione dei vari fianchi, che l'alternanza di fianchi dritti e rovesci sia cioè conseguenza di

92

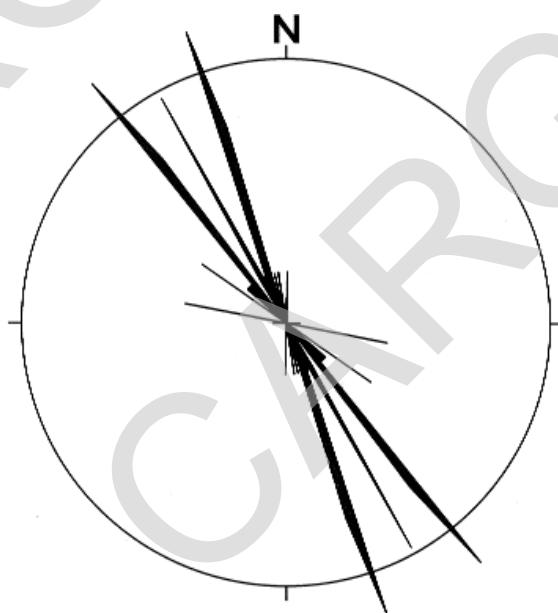


Fig. 38a e 38b - a) Impronte di corrente alla base di uno strato arenaceo della Formazione di Monghidoro. b) La rosacea allegata illustra le direzioni di apporto ricavate da misure effettuate in fianchi dritti e rovesciati della Val Dolo, Dragone e nella zona del M. Cantiere. Il verso di provenienza è quasi costantemente da SE.

uno o più eventi relativamente precoci. Anche sulla base della letteratura relativa ad altre aree sembra ragionevole presumere che la strutturazione in fianchi dritti e rovesci, simile a quella visibile nei dintorni di Montefiorino, si fosse già almeno in gran parte realizzata nelle fasi liguri prima della sedimentazione della successione di Ranzano. La tettonica di quest'area è stata trattata in un lavoro generale anche da BETTELLI & PANINI (1992b). Secondo questi Autori i fianchi dritti della Madonna del Calvario e quello rovescio della confluenza Dolo-Dragone avrebbero costituito in origine (prima di una dislocazione di tipo distensivo ipotizzata dagli stessi Autori a tagliare la struttura) la continuazione di quelli che in Val Rossenna vanno a costituire la "sinclinale" chilometrica omonima. Questa struttura (la cui zona di cerniera non affiora forse perché tranciata (al pari di tutte le altre megastrutture della zona) è visibile, fuori dell'area del Foglio 235, per un tratto di circa 15 km, fra Polinago e Levizzano. Il suo andamento cartografico non è presumibilmente molto diverso da quello strutturale, considerato che in entrambi i fianchi le impronte di corrente hanno direzione intorno a N145. Nella interpretazione degli Autori citati la "sinclinale" della Val Rossenna sarebbe da interpretare, "sulla base di considerazioni che si riferiscono alla geometria delle pieghe parassite e alla alimentazione dei depositi caotici presenti nel nucleo", come una struttura polifasica ultracoricata a vergenza occidentale. Questa ipotesi (anche se come detto indimostrabile sulla base dei dati attuali) è interessante perché permetterebbe di inquadrare in un contesto unitario e armonico la strutturazione dell'Unità Monghidoro nella Val Rossenna, la interruzione dell'Unità Monghidoro verso NE nella zona di Serramazzone e la giacitura dell'Unità ofiolitica della Val Baganza e dell'Unità Cassio sempre nella zona di Serramazzone. Nei dintorni di Serramazzone l'Unità Monghidoro non è più presente e l'Unità Cassio sormonta direttamente l'Unità ofiolitica della Val Baganza. In questo quadro si potrebbe in definitiva ipotizzare una possibile relazione fra la chiusura dell'Unità Monghidoro e una possibile megastruttura a vergenza alpina. L'allineamento della Val Rossenna potrebbe cioè corrispondere con la struttura più interna a vergenza occidentale della fase ligure visibile nell'Unità Monghidoro al di sotto del sovrascorrimento dell'Unità Cassio.

1.3. - UNITÀ VENANO

L'Unità Venano è stata introdotta nella letteratura solo recentemente (DANIELE *et alii*, 1996). Il termine è giustificato dal fatto che nei dintorni di questa località affiora la parte più cospicua dell'unità stessa. L'unità è rappresentata, nell'area del Foglio 235, solo da fianchi inversi di Arenarie del Poggio Mezzature e Argilliti dell'Uccelliera che raggiungono uno spessore massimo di circa 600 m. Nei dintorni di Frassinoro l'unità si assottiglia fino a chiudersi completamente nello spazio di alcuni Km, ma ricompare sotto forma di lenti molto esigue in varie altre località dell'Appennino modenese. Come mostra la Sezione B-B' la strutturazione di questa unità risulta dalla sovrapposizione di due scaglie

94

rovesciate costituite entrambe da arenarie ed argilliti. La pila rovesciata è tagliata alla base da un contatto i cui rapporti con la stratificazione hanno geometrie diverse passando da W a E (contatto più inclinato della stratificazione nel settore più sud-occidentale, meno inclinato della stratificazione nel settore più nord-orientale). È da notare che questo contatto, come tutte le altre superfici che separano le unità tettoniche principali, risulta blandamente implicato nella strutturazione del substrato.

1.4. - UNITÀ OFIOLITICA DELLA VAL BAGANZA

È presente in tutta l'area del Foglio 235 ma sempre con spessori più o meno ridotti. Si passa infatti da uno spessore massimo di 200-300 m a spessori non più alti di alcune decine di metri. L'unità è caratterizzata, oltre che da un assetto stratigrafico originario abbastanza indefinito, da un grado di deformazione elevato ed eterogeneo e da una relativa abbondanza di litotipi (depositi da *debris flow* grossolani) su cui l'analisi strutturale è ostacolata dall'assenza di *marker* sedimentari. Questo insieme di circostanze negative non ha per il momento incoraggiato la raccolta di dati strutturali: attualmente non sono disponibili perciò informazioni dettagliate a proposito dell'unità stessa. Nella zona di Romanoro dove in associazione con gli altri litotipi a dominanza argillitica compare anche il flysch calcareo-marnoso (Formazione di Romanoro) la struttura a scaglie dell'unità è delineata con più evidenza. Secondo le nostre ricostruzioni il settore paleogeografico occupato dalla Successione della Val Baganza poteva all'incirca corrispondere col margine sudorientale del Dominio oceanico in senso stretto.

1.5. - UNITÀ CAIO

È presente nella parte nordoccidentale del Foglio 235 con spessori relativamente alti ma tende ad assottigliarsi verso SE tanto che nella zona di Frassinoro è rappresentata solo da due lembi isolati. Ancora più a SE sembra scomparire del tutto: questa unità non è infatti più presente nel settore bolognese dell'Appennino. Nell'area del Foglio 235 l'Unità Caio è rappresentata prevalentemente da fianchi dritti solo apparentemente poco deformati, come ad esempio quello del M. Torricella in Val d'Asta. Estesi fianchi rovesciati sono presenti nei dintorni di Piandelagotti. Come nel caso dell'Unità Monghidoro e Venano il passaggio fra fianchi dritti e rovesci non sembra avvenire il più delle volte tramite megastrutture plicative evidenti e quindi allo stesso modo bisogna presumere che esse siano state tranciate. È da ritenere che questa strutturazione rappresenti un momento abbastanza precoce dell'evoluzione strutturale, ma probabilmente non il primo evento in assoluto e a nostra opinione neanche il più importante. L'unica megastruttura plicativa evidente nell'ambito del Foglio 235 affiora in Val d'Asta fra Governara e Villa Minozzo (Fig. 39). Si tratta di una



Fig. 39 - Sinclinale rovesciata di asse N120 nel Flysch di M. Caio del T. Secchiello, legata ad una fase a vergenza appenninica verosimilmente pre-Monte Piano.

sinclinale rovesciata con asse di direzione N120 e vergenza padana. Per il momento non esistono argomenti per stabilire se e quali tipi di relazioni esistano fra questa tettonica a grosse pieghe appenniniche e la formazione dei lunghi fianchi inversi, anche se sembrerebbe logico presumere che almeno in certi casi quest'ultimo fenomeno costituisca l'evoluzione del precedente: almeno una parte dei rovesciamenti potrebbe essere immaginata cioè come evoluzione di una tettonica plicativa a vergenza padana.

Anche nel caso dell'Unità Caio esistono comunque indizi di una fase ancora più precoce a vergenza occidentale. Nei pressi di Coriano esiste ad esempio una sottile e discontinua intercalazione di Argilliti di S. Siro all'interno del Flysch di M. Caio, abbastanza estesa arealmente. Essa ha un andamento subparallelo rispetto alla stratificazione del flysch e indica un raddoppio importante in seno alla successione (Sezione A-A'). La superficie di accavallamento ha mediamente nel tratto visibile direzione appenninica e inclinazione verso NE ma si tratta verosimilmente di una giacitura acquisita anche per effetto di fasi tettoniche tardive. Nel footwall del thrust sono visibili uncinature e brandelli di strati rovesciati lungo superfici di movimento che hanno strie con direzione variabile fra N50 e N120. Esse indicano un verso di movimento del blocco superiore mediamente verso Ovest (ma lo stesso piano è stato riutilizzato anche da movimenti più tardivi a destinazione padana). Indizi di una fase a vergenza alpina testimoniati da thrust di piccola taglia sono stati osservati anche in altre località. Per tentare di stabilire in modo più generale le direzioni di raccorcia-

96

mento precoci è stato iniziato uno studio statistico dei joint. In particolare si è cominciato ad analizzare la giacitura delle superfici di jointing che risultano ortogonali rispetto alla stratificazione, che hanno quindi buone probabilità di rappresentare gli stadi iniziali del raccorciamento delle fasi più precoci. Dalle indicazioni fornite dai joint si deducono tre direzioni di raccorciamento principali: una prima direzione di raccorciamento compresa fra N120 e N150, una seconda che si aggira fra N60 e N70, una terza che varia fra N10 e N30. In affioramenti in cui si vedono più generazioni di fratture sovrapposte è stato in qualche caso possibile verificare che le direzioni di raccorciamento N120-150 corrispondono alle fratture più antiche, le N60-70 a quelle intermedie, le N10-30 a quelle più recenti. Le prime potrebbero coincidere dunque con il σ_1 delle fasi alpine, le seconde con il σ_1 delle fasi appenniniche precoci, le terze con il σ_1 delle fasi appenniniche tardive. Si tratta comunque di dati ancora troppo scarsi che dovranno essere integrati da ulteriori osservazioni.

2. - UNITÀ SUBLIGURE

2.1. - UNITÀ CANETOLO

L'Unità Canetolo è scarsamente rappresentata nell'area del Foglio 235. Essa forma una stretta fascia di appena pochi metri alla base dell'Unità Caio nella zona del M. Torricella. Più a SE essa è ancora presente in lembi limitati nei dintorni di Roccapelago. In questa zona l'unità è rappresentata quasi esclusivamente dalle Arenarie di Petriagnacola. L'esiguità dello spessore dell'Unità Canetolo in questa e altre zone non consente l'ipotesi di una sua messa in posto autonoma, ma suggerisce al contrario l'idea che al momento del sovrascorrimento sulle unità del substrato, essa fosse già inglobata nell'edificio ligure. Gli studi a carattere strutturale che riguardano l'Unità Canetolo non sono molti e l'area del Foglio 235 non rappresenta in ogni caso una situazione ideale. È ancora da verificare in modo convincente se l'assottigliamento e la chiusura dell'Unità Canetolo nell'area del Foglio 235 coincida con la definitiva scomparsa dell'unità stessa verso SW o se siano ancora riferibili alla Unità Canetolo s.s. gli affioramenti che compaiono in aree più meridionali come ad esempio quelli della Provincia di Firenze e della Toscana meridionale.

3. - UNITÀ TOSCANE E ULTRATOSCANE, SCAGLIE DEL SECCHIA E SUCCESSIONE DEL CERVAROLA

3.1. - UNITÀ MODINO: SOTTO-UNITÀ VENTASSO E SCAGLIE DEL FOSSO DEI BIBBI

Di una unità strutturale tipo Modino sovrapposta alle arenarie del M. Cervarola (Unità Ventasso-Cisa) hanno parlato per la prima volta MARTINI &



Fig. 40 - Il potente fianco inverso di Arenarie del M. Modino affiorante al M. Cisa (al tetto delle arenarie è anche ben esposta una parte della successione basale composta in questa zona dalle Marne di Marmorato e dalle Argille di Fiumalbo). Questa successione rovesciata costituisce una grossa scaglia tettonica inclusa nella Sotto-Unità Ventasso. La struttura è rappresentata dalla Sezione A-A'.

PLESI (1988) nell'area del M. Ventasso, di Ligonchio e del M. Cisa (Fogli 234 e 235). Sia nell'area del M. Ventasso che al M. Cisa (Sezione A-A') è in effetti molto evidente che una potente successione tipo Modino, costituita sia da fianchi dritti che rovesci (Fig. 40 e Sezione A-A') si interpone fra le Arenarie del M. Cervarola e l'Unità Canetolo. Anche nella restante parte del Foglio 235, al tetto di tutte le finestre delle Arenarie del M. Cervarola, come anche più a Sud nell'alto Appennino bolognese, una unità tipo Modino è sempre presente con spessori rilevanti. I Geologi di Berlino (HEMMER, 1971; REUTTER, 1969; RENTZ, 1971) avevano indicato questa unità come "Formazione di Sestola-Vidiciatico" nella convinzione che i rapporti fra le Arenarie del M. Cervarola e le successioni sovrastanti fossero da considerare stratigrafici. Come specificato in vari lavori recenti (BETTELLI *et alii*, 1989b; PLESI, 1989; CHICCHI & PLESI, 1991b; 1992; 1995 ecc.) il contatto di tetto delle Arenarie del M. Cervarola risulta in effetti uno dei contatti tettonici più significativi e meglio esposti (Fig. 41) dell'intero edificio strutturale nord-appenninico. Esso è uno dei pochi sovrascorrimenti che ha



Fig. 41 - Particolare del contatto tettonico fra Arenarie del M. Cervarola e argilliti con calcari appartenenti alla Sotto-Unità Ventasso in un affioramento situato nei pressi di Lizzano in Belvedere. Si noti la netta discordanza fra la stratificazione delle argilliti e quella delle arenarie (subparallela al piano di contatto). In corrispondenza della superficie tettonica indicata dalla bussola è presente un velo di calcite striata spesso alcuni mm, che indica probabilmente una riutilizzazione tardiva del contatto stesso.

permesso finora tutta una serie di osservazioni, anche di dettaglio (PLESI, 1989; BETTELLI *et alii*, 1989b; CHICCHI, 1990; CHICCHI & PLESI, 1991a e b, 1992, 1995), utili a definire le modalità e le direzioni di movimento (Fig 42), gli stili deformativi e le strutture minori (Fig 43) che caratterizzano questo livello strutturale. Tenendo conto della posizione complessiva dell'Unità Modino in rapporto al suo substrato, nei nostri lavori più recenti è stato deciso di assegnare il rango di Sotto-Unità a quella parte delle successioni tipo-Modino che sono sovrascorse sulle Arenarie del M. Cervarola, indicandole appunto come Sotto-Unità Ventasso (che viene perciò a corrispondere grosso modo con la "Formazione o Unità Sestola-Vidiciatico" della letteratura). Sono state indicate come Scaglie del Fosso dei Bibbi quei lembi traslati, costituiti soprattutto da Marne di Civago e dalle siltiti del membro dei Poggi di Fontanaluccia, che derivano dalla parte marginale del bacino delle Arenarie del M. Cervarola e che risultano interposti tettonicamente fra le Arenarie del M. Cervarola stesse e la Sotto-Unità Ventasso (Fig. 44). Anche questi lembi hanno in qualche caso alla loro base stratigrafica formazioni della successione del M. Modino e quindi non è sempre agevole una distinzione fra Scaglie del Fosso dei Bibbi e Unità Ventasso *s.s.*. In questa sede è stato deciso di assegnare alle Scaglie del Fosso dei Bibbi tutte le successioni che comprendono anche facies di margine di bacino tipo Fontanaluccia-Castellino e di inserire nella Sotto-Unità



Fig. 42 - Aspetto abituale delle strie di movimento in materiali marnosi. Figure di questo tipo sono ampiamente utilizzabili per la determinazione della direzione e del verso di movimento.

Ventasso, oltre alle successioni tipo Modino s.s., anche quelle che comprendono le Marne di Civago come termine stratigrafico più elevato. Negli Schemi strutturali e Sezioni Geologiche sono attribuite alle Scaglie del Fosso dei Bibbi anche le estese lame di Marne di Civago che sormontano tettonicamente (Fig. 45) le arenarie di Gova, la cui attribuzione al Cervarola s.s. è come detto abbastanza incerta. Della strutturazione dell'Unità Modino e Scaglie del Fosso dei Bibbi e del significato geodinamico di queste unità è stato trattato in vari lavori recenti. Ad essi rimandiamo per tutte le informazioni strutturali di dettaglio.



Fig. 43 - Joint coniugati nelle Arenarie del M. Cervarola (membro del T. Dardagna) immediatamente sotto al contatto con le Scaglie del Fosso dei Bibbi. Essi hanno intersezione ortogonale alla direzione di movimento sulla superficie di thrust e inclinazione simmetrica rispetto alle superfici di strato. Sono verosimilmente da interpretare come strutture compressive (potenziali faglie inverse) fatte al momento del sovrascorrimento stesso.

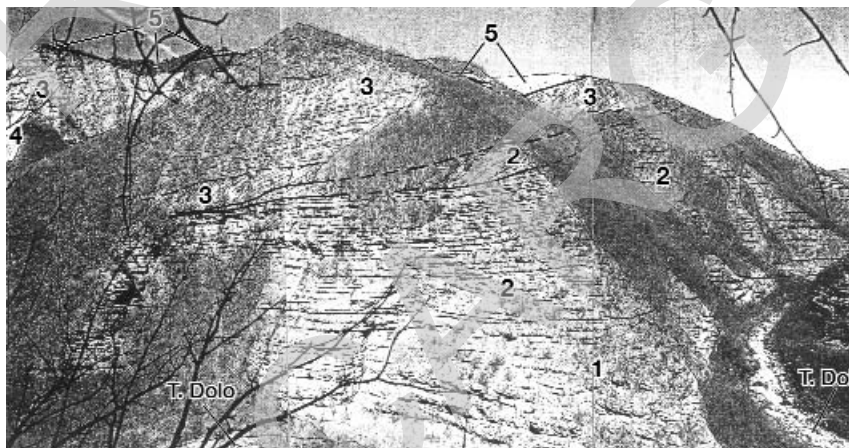


Fig. 44 - Le scaglie tettoniche interposte fra Arenarie del M. Cervarola e Sotto-Unità Ventasso (Scaglie del Fosso dei Bibbi) nella finestra di Gazzano. Situazioni più o meno simili caratterizzano anche tutte le altre finestre di Arenarie del M. Cervarola. 1: Arenarie del M. Cervarola (membro del T. Dardagna). 2: Arenarie del M. Cervarola (litofacies arenaceo-pelitica) sia in normale successione con le arenarie sottostanti, sia separate dalle medesime da superfici di taglio. 3: siltiti del membro dei Poggi di Fontanaluccia. 4: Marne di Civago. 5: Argilliti e marne della Sotto-Unità Ventasso (da CHICCHI & PLESI, 1995).



Fig. 45 - Contatto tettonico fra arenarie di Gova (GOV) e Marne di Civago (CIV) al Ponte di Cadignano in Val Dolo. Da notare la rampa nelle arenarie e la forte scagliosità nella parte basale delle marne. In corrispondenza del contatto stesso è presente inoltre una sottile fascia cataclastica (fc) costituita da materiale arenaceo del footwall rimobilizzato (da PLESI, 1989).

Da un punto di vista generale la caratteristica più peculiare della strutturazione di queste unità è rappresentata dalla loro suddivisione in scaglie tettoniche di estensione latero-verticale più o meno grande, che determinano alternanze più o meno fitte di fianchi dritti e rovesciati. Queste ripetizioni coinvolgono tutti i termini della successione fino alle arenarie e devono perciò essere considerate di età miocenica, perciò contemporanee o appena precedenti alla messa in posto dell'Unità Modino sui domini più esterni.

Nell'Unità Modino sono però abbastanza evidenti anche gli effetti di fasi tettoniche precedenti sia di età cretacea che terziaria. In particolare, come detto nella stratigrafia, nei dintorni di Riccovolto è stata riconosciuta una discordanza che potrebbe corrispondere ai movimenti della fase ligure. Le scaglie tettoniche che compongono la Sotto-Unità Ventasso sono infine ovunque ampiamente coinvolte nella strutturazione delle sottostanti Arenarie del M. Cervarola.

3.2. - SCAGLIE DEL SECCHIA

Il problema della giacitura delle formazioni triassiche in Val Secchia e dei loro rapporti con le equivalenti formazioni in Toscana è stato affrontato già nella letteratura geologica di fine ottocento (ZACCAGNA, 1884; 1898). Le varie ipotesi che cercano di spiegare il motivo per cui litotipi in tutto identici (gessi, calcari cavernosi e quarziti triassiche con locali aggiunte di lembi metamorfici sia di età ercinica che eventualmente appenninica) compaiano sia nella zona di Sassalbo e del Passo del Cerreto, alla base della Falda toscana, sia intercalate alle unità alloctone del versante emiliano, sono riconducibili a tre modelli principali.

Secondo ZACCAGNA (1884) e BERTOLANI (1948) i gessi potrebbero essere il risultato della trasformazione metasomatica di originari calcari sia toscani che liguri.

Si tratta di un'ipotesi che non tiene conto di alcuni dati significativi e che gli

studi successivi hanno mostrato insostenibile. Si devono soprattutto ad ANELLI (1935b) le argomentazioni che hanno dimostrato l'origine sedimentaria e l'età triassica delle formazioni sopra citate.

Un secondo schema interpretativo, anomalo rispetto al modo di porsi del problema, è quello suggerito da KRAMPE (1964). Esso prevede che i gessi e le formazioni loro associate, benché sostanzialmente identiche in Toscana ed Emilia, costituissero la base di due domini paleogeografici diversi: il Trias di Sassalbo sarebbe da assegnare alla successione toscana, quello affiorante in Emilia alla successione del Dominio emiliano. L'ipotesi è stata in seguito abbandonata dallo stesso Autore (KRAMPE, 1969).

Il terzo gruppo di ipotesi fa capo ad ANELLI (1935b): come condizione iniziale si assume in questo caso che le formazioni triassiche affioranti in Toscana ed Emilia appartenessero in origine ad un unico dominio. Nella letteratura è stata finora accettata la possibilità che i gessi appartengano alla successione toscana, ipotesi che anche a noi sembra la più sostenibile. In alternativa si potrebbe considerare anche quella di una possibile origine umbra. Nell'ipotesi di un'origine toscana delle formazioni triassiche la successiva inclusione nelle successioni alloctone del versante emiliano sarebbe avvenuta, a seconda degli Autori, con meccanismi diversi: le due varianti principali si riferiscono rispettivamente alla possibilità di una traslazione tettonica sotto forma di scaglie (CHICCHI *et alii*, 1986; BALDACCI & PLESI, 1989) o ad una messa in posto di tipo sedimentario sotto forma di olistostromi e olistoliti franati dal fronte della Falda toscana (BALDACCI *et alii*, 1967b). Un'ultima possibilità è quella di una risalita diapirica dei gessi a partire da un livello profondo, toscano o umbro, che però non appare troppo compatibile con la giacitura in lame suborizzontali della maggior parte dei gessi emiliani. La nostra opinione è che le lame di Trias affioranti in Emilia siano state divelte dal mesozoico della Falda toscana durante le fasi di messa in posto dell'alloctono. Il fenomeno avrebbe avuto luogo in corrispondenza di megastrutture estensionali a carico della Falda toscana (soprattutto in corrispondenza della struttura estensionale del Passo del Cerreto). Successivamente le successioni triassiche sarebbero state trascinate verso NE insieme alle unità alloctone e tettonizzate ulteriormente in vario modo nelle fasi tardive.

3.3. - SUCCESSIONE DEL CERVAROLA

L'assetto strutturale dei depositi tipo Cervarola e il loro significato nell'ambito della evoluzione della catena sono stati oggetto di studi dettagliati nella letteratura recente, ma rimangono problemi irrisolti anche di importanza non secondaria. L'opinione dei vari Autori si diversifica infatti anche su questioni importanti, come l'entità della traslazione e il significato geodinamico del deposito. Le differenti opinioni sono largamente condizionate dal fatto che, come già detto, non tutti ricostruiscono la successione del M. Cervarola allo stesso modo.

In particolare tutti gli Autori che legano le Arenarie del M. Cervarola al sistema sedimentario del Falterona e del Trasimeno sono indotti a considerare le arenarie stesse come un deposito di avanfossa non diverso dal Macigno e incluso in una unità tettonica (l'“Unità Falterona-Cervarola” *Auctt.*) profondamente accavallata sulla Formazione Marnoso-Arenacea. Se si considera che nelle sezioni sismiche le successioni umbre si riconoscono in profondità fino alle trasversali del M. Cetona (come mostrano del resto anche i dati di campagna dal momento che la Formazione Marnoso-Arenacea affiora fino alle vicinanze di Orvieto) questo accavallamento non potrebbe risultare inferiore a 35 km. Immaginando di spostare a ritroso di una simile distanza le Arenarie del M. Cervarola delle aree tipo, anche senza svolgere le pieghe e gli accavallamenti che le interessano, il margine interno del bacino delle Arenarie del M. Cervarola andrebbe a cadere ben a occidente della attuale culminazione apuana. Una possibilità di questo tipo implicherebbe però problemi difficilmente superabili a proposito delle modalità e dei tempi del metamorfismo delle unità toscane. A noi sembra più verosimile l'ipotesi, del resto espressa da molti Autori, che le Arenarie del M. Cervarola delle aree tipo si siano deposte all'esterno del nucleo delle Apuane, quando la Falda toscana e il prisma rappresentato dalle unità subliguri e liguri *s.l.* erano già sovrascorsi sul Dominio apuano: questo di fatto equivale ad ammettere per le Arenarie del M. Cervarola traslazioni post-sedimentarie relativamente limitate, dal momento che il margine interno del bacino è attualmente esposto lungo l'allineamento Civago-alta Val Fellicarolo, cioè poco al di là degli affioramenti del metamorfico toscano. Anche la strutturazione della successione torbiditica arenacea pare in accordo con questa ipotesi nel senso che non appare sostanzialmente dissimile da quella della parte interna della Formazione Marnoso-Arenacea. Un discorso un po' diverso è da fare per le facies marginali e di scarpata del bacino del Cervarola (Mane di Civago e membro dei Poggi di Fontanaluccia) che invece sono state interessate da traslazioni più importanti sia prima che dopo la deposizione delle facies bacinali (PLESI *et alii*, 1998). Una strutturazione delle facies marginali e di scarpata anteriore alla deposizione delle Arenarie del Cervarola sembra suggerita dalla giacitura discordante delle Arenarie del M. Cervarola rispetto alla successione Civago-Fontanaluccia e dalla frequente maggiore complicazione delle strutture presenti nella successione Civago-Fontanaluccia rispetto a quelle delle Arenarie del M. Cervarola. La relativa maggiore traslazione post-sedimentaria delle facies di scarpata e margine di bacino rispetto alle arenarie è dimostrata anche dal sovrascorrimento precoce delle prime sulle seconde. Si tratta anche in questo caso di sovrascorimenti di entità non trascurabile dal momento che scaglie di formazioni di questo tipo sono arrivate fino sul bordo interno della Formazione Marnoso-Arenacea affiorante nella zona di Firenzuola (BETTELLI & PANINI, 1992a).

La strutturazione delle Arenarie del M. Cervarola è normalmente espressa da grosse pieghe appenniniche a vergenza padana per lo più rovesciate e legate a superfici di *thrust* (Fig. 46 e relativa Sezione A-A'). Anticlinali e sinclinali non hanno sempre lo stesso significato anzi è frequente il caso che le



Fig 46 - Megapieghe nelle Arenarie del M. Cervarola affioranti lungo la sezione della Valle dell'Ozola alla base del sovrascorrimento del M. Cusna (confronta Sezione A-A'). Pieghe di questo tipo sono tipicamente associate a thrust tardivi immergenti a SW.

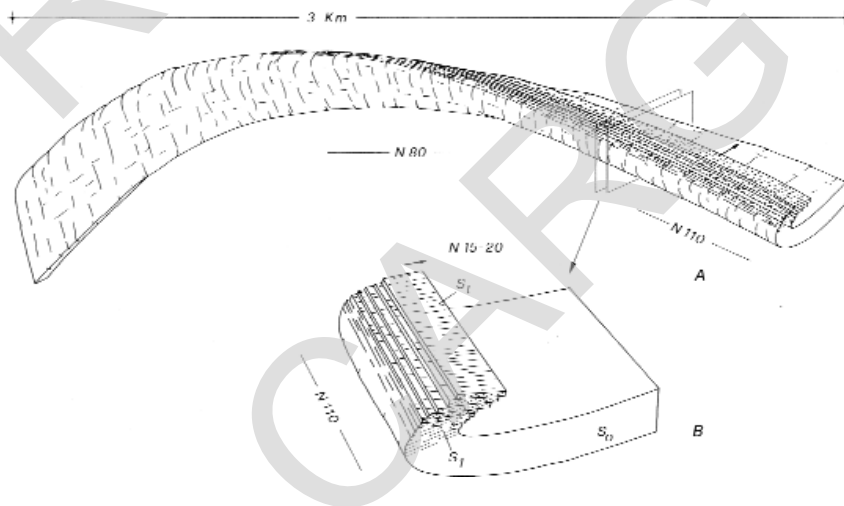


Fig. 47 - Geometria e caratteri strutturali delle sinclinali di footwall alla base del contatto tettonico che delimita in alto le arenarie di Gova ("Thrust di Gova"). Da notare il ripiegamento della sinclinale precoce di direzione N110 in una antiforme tardiva N80 e le strutture minori (superfici di taglio e clivaggio) associate alla superficie di thrust principale. So: stratificazione. S₁: Clivaggio. St: Strie sulle superfici di taglio (da PLESI, 1989).

anticlinali appartengano a fasi più tardive delle sinclinali. Un esempio molto chiaro in questo senso è rappresentato dalla struttura della finestra di Gova e si tratta di un caso tutt'altro che isolato (Fig. 47). Una strutturazione analoga è stata recentemente documentata anche nella finestra di Pracchiola (PLESI *et alii*, 1998). Le anticlinali risultano spesso rovesciate verso l'Adriatico e hanno la linea di cresta in posizione più interna rispetto alla linea di cerniera. Le sinclinali (presenti con una certa frequenza nel muro dei *thrust* di 'prima fase', cioè legate alla tettonica precoce che ha condotto la Sotto-Unità Ventasso a sovrascorrere sulle Arenarie del M. Cervarola) sono spesso disassate rispetto alle anticlinali prospicienti e in vari casi ripiegate dalle anticlinali stesse. Queste geometrie esprimono chiaramente la successione degli eventi tettonici, che può essere interpretata, in tutti i casi finora esaminati, come una normale sequenza tipo *piggy back*. Tipicamente il fianco rovescio della sinclinale è interessato da superfici di taglio a basso angolo rispetto alla superficie di *thrust*, che conducono a uno smembramento più o meno accentuato della stratificazione e costituiscono insieme alle strie un ottimo *marker* della direzione e del verso di movimento. Nell'ambito del Foglio 235 le direzioni di movimento misurate al tetto della successione del Cervarola variano fra N15 e N30.

La geometria delle pieghe è di tipo parallelo negli strati più resistenti, mentre nei livelli meno resistenti si nota spesso un assottigliamento dei fianchi rispetto alle cerniere. Il modello di piegamento è principalmente quello dello scioglimento flessurale come è mostrato dai *marker* cinematici che evidenziano costantemente un movimento degli strati dai fianchi verso le zone di cerniera.

Un problema particolare riguarda l'interpretazione delle arenarie di Gova che, come visto, si differenziano per la loro facies dalle arenarie di tutte le altre finestre. Per litologia ed età queste arenarie possono essere confrontate con quelle di Castiglione dei Pepoli che sembrano a loro volta del tutto identiche alla Formazione Marnoso-Arenacea che affiora nei dintorni di Firenzuola. Anche la struttura generale della finestra di Gova è molto simile a quella della Formazione Marnoso-Arenacea e delle unità che la sovrastano nella località citata. Bisogna ricordare a questo proposito che un substrato carbonatico di tipo umbro è stato incontrato in sondaggio sotto l'anticlinale di Castiglione dei Pepoli (ANELLI *et alii*, 1994). Pur mantenendo l'incertezza circa l'esatta attribuzione della successione di Gova la nostra opinione è per il momento che le medesime possano costituire un membro della Formazione Marnoso-Arenacea, ipotesi che è però da verificare e precisare lungo sezioni più meridionali.

Alla luce delle osservazioni precedenti la successione del Cervarola potrebbe essere definita come un deposito semimesoautoctono (CHICCHI & PLESI, 1992; COSTA *et alii*, 1998). Più che ai tipici depositi di *foredeep* le Arenarie del M. Cervarola, almeno per la loro parte più interna, sembrano appartenere alla categoria dei bacini satellite o di *piggy back*, anche se non è facile applicare tale tipo di nomenclatura a depositi antichi. Va comunque ribadito il diverso grado di traslazione dei depositi emipelagici e a torbiditi sottili rispetto a quello delle torbiditi bacinali.

3.4. - UNITÀ MODINO: SOTTO-UNITÀ MODINO PIEVEPELAGO

Come noto nella interpretazione di molti Autori i rapporti fra il Macigno e la successione del M. Modino-Pievepelago andrebbero interpretati come sedimentari. In questa logica verrebbe negata l'esistenza della Sotto-Unità in parola e ipotizzata una successione sedimentaria che conterrebbe oltre a depositi "normali" (torbidity ed emipelagici) anche intercalazioni di olistostromi e olistoliti. I dati cartografici, biostratigrafici e strutturali prodotti durante il rilevamento del Foglio 235 e dei fogli adiacenti hanno secondo noi dimostrato a sufficienza la natura tettonica del contatto di base e l'esistenza di molteplici superfici di raddoppio tettonico anche all'interno della Sotto-Unità stessa. Come la Sotto-Unità Ventasso (o Sestola Vidiciatico) anche la Sotto-Unità Modino-Pievepelago ha una struttura a scaglie che è il risultato di molteplici fasi strutturali sia precedenti che contemporanee alla messa in posto dell'unità sulle successioni del Dominio tosco-umbro. Nell'area del Foglio 235 la Sotto-Unità Modino-Pievepelago affiora estesamente lungo il crinale principale fra il M. Cusna e il M. Giovarello e nei dintorni di Pievepelago.

Gli affioramenti di Pievepelago costituiscono il prolungamento verso Est di quelli dell'area tipo (M. Modino e Valle delle Tagliole). Sia al M. Modino che nella Valle delle Tagliole si vede che il corpo principale di Arenarie del M. Modino fa parte di una scaglia tettonica che è separata dal sottostante Macigno da una scaglia ancora più profonda costituita, per quanto è possibile vedere in affioramento, da Arenarie del M. Modino e da argille variegato-Argille a Palombini ("fascia delle Tagliole" di NARDI & TONGIORGI, 1962). Sopra il corpo principale di Arenarie del M. Modino si sovrappone la successione dell'Elemento Pievepelago ("Formazione di Pievepelago" *Auctt.*): le esposizioni migliori della superficie di base di questo elemento si hanno nella valle del Perticara e nei dintorni di Pievepelago. Si tratta in tutti i casi di un contatto chiaramente tettonico su cui sono state misurate direzioni di movimento variabili fra N20 e N35 (con verso di movimento da SW a NE). Anche l'Elemento Pievepelago è suddiviso in varie scaglie tettoniche più o meno estese e che contengono successioni più o meno complete. Questa articolazione in scaglie è ad esempio molto evidente lungo la strada delle Tagliole, a monte del paese della Borra (appena fuori dell'area del Foglio 235) dove la ripetizione tettonica di almeno tre scaglie sovrapposte può essere documentata anche biostratigraficamente. Situazioni analoghe sono comunque molto comuni anche in altre aree.

Nella zona del crinale fra il M. Cusna e il M. Giovarello l'Unità Modino giace per lo più al di sotto del fronte del Macigno toscano anche se per lunghi tratti i rapporti fra Macigno e Unità Modino sono modificati dagli effetti di una faglia normale tardiva. Non va dimenticato comunque che l'Unità Modino lungo queste trasversali si spinge anche in Toscana, almeno fino ai dintorni di Pontecchio, dove sopra le marne omonime o direttamente sopra al Macigno sono presenti estesi lembi di successioni da riferire all'unità stessa. È da ricor-

dare anche che lungo la superficie di base dell'unità sia nella zona del crinale principale (al M. Acuto e al M. Casarola; CHICCHI & PLESI, 1988) sia nella zona di Pontecchio sono stati misurati *marker* cinematici che indicano una direzione di movimento intorno a N30 e verso da SW a NE su superfici sub-parallele alla stratificazione o che tagliano *upsection* la stratificazione stessa. Si tratta di evidenze strutturali contrarie alla ipotesi di un contatto di tipo transpressivo fra Macigno e Unità Modino nel senso immaginato da CATANZARITI *et alii* (1997a).

3.5. - FALDA TOSCANA

Il limite esterno della Falda toscana coincide nell'area del Foglio 235 con l'allineamento che corrisponde alla zona di cerniera di una grande anticlinale rovesciata di asse appenninico, in certe zone un po' affossata da faglie normali sub-parallele all'asse della piega. Sotto al fianco inverso della struttura sopra descritta affiorano nella finestra di Soraggio formazioni riferibili alla successione del M. Modino.

Questo elemento strutturale (Elemento M. Prato, vedi avanti e Fig. 48) è stato considerato storicamente come il fronte della Falda toscana. In realtà il Macigno della Falda toscana affiora (CHICCHI & PLESI, 1992; BALDACCI *et alii*, 1992) anche più all'esterno della struttura stessa (al Balzo delle Rose e al M. Lagoni: Elemento del M. Lagoni). Le scaglie ad affinità Modino della finestra di Soraggio possono essere interpretate quindi come scaglie tettoniche comprese fra due *horse* della Falda: L'Elemento M. Prato e L'Elemento M. Lagoni. La presenza dell'Unità Modino negli affioramenti della finestra di Soraggio potrebbe far sorgere la domanda se oltre all'Unità Modino possano essere pizzicate nella struttura anche unità più alte (Unità di Canetolo e Liguridi). L'eventualità di un coinvolgimento delle Liguridi non può essere esclusa a priori ma ci sembra poco probabile, anche sulla base dell'osservazione di aree circostanti, dove la strutturazione della Falda toscana non coinvolge mai profondamente unità più alte dell'Unità Canetolo.

4. - GLI ELEMENTI STRUTTURALI TARDIVI NELLA FALDA TOSCANA E NEL COMPLESSO MODINO-CERVAROLA

Le sezioni schematiche allegate alla carta mostrano la struttura complessiva dell'Appennino reggiano-modenese lungo le varie trasversali ed evidenziano i motivi strutturali più importanti che interessano l'alloctono e le unità del substrato.

A livello dell'Insieme ligure alla scala del Foglio 235 (e lo sarebbe ancor di più in sezioni più complete) è già evidente la corrispondenza fra posizione strutturale e origine paleogeografica delle varie unità (unità più interne rappresentate nelle zone più interne, unità più esterne che compaiono progressivamente verso l'esterno). Questa disposizione generale delle unità liguri (una successione di



Fig. 48 - La piega rovesciata nel Macigno del M. Prato. La terminazione dell'affioramento verso destra corrisponde ad una importante faglia normale che mette in contatto il fianco inverso affiorante con il fianco normale della originaria piega rovesciata.

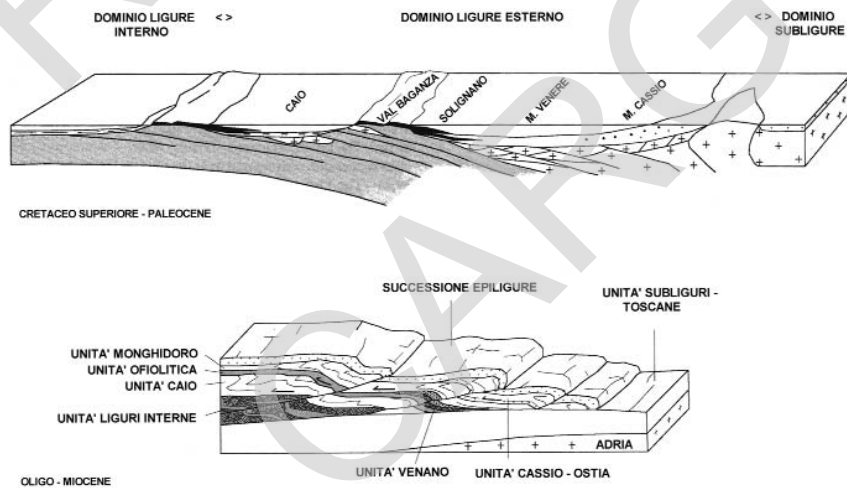


Fig. 49 - Ricostruzione paleogeografica del dominio ligure esterno e assetto strutturale generale delle Liguridi Esterne nella trasversale dell'Appennino modenese, secondo l'interpretazione da noi proposta (da DANIELE & PLESI, 2000).

embrici complessivamente immergenti verso la pianura padana e discordanti sul loro substrato) può essere immaginata come l'effetto di una traslazione lungo una superficie di sovrascorrimento basale tardiva originariamente immergente a W, che ha ritagliato *upsection* un precedente impilamento con immersione opposta. Nella nostra interpretazione questa particolare geometria costituisce la naturale espressione del trasporto in blocco a vergenza padana di un edificio originario già strutturato con vergenza alpina (Fig. 49).

A livello delle unità più profonde il motivo strutturale più appariscente è rappresentato dalla regolare scomposizione in *horse* della Falda toscana e della successione del Cervarola. CHICCHI & PLESI (1991b; 1992) hanno avanzato l'ipotesi che questa particolare strutturazione possa essere espressione di un doppio binario di scorrimenti di prim'ordine, corrispondenti rispettivamente con la base delle Liguridi e con la base delle unità toscane (Fig. 50). Il livello di scorrimento inferiore è solo ipotetico in quanto mai effettivamente affiorante. Il livello di scorrimento superiore coincide con la fascia intensamente deformata che corrisponde all'Unità Modino.

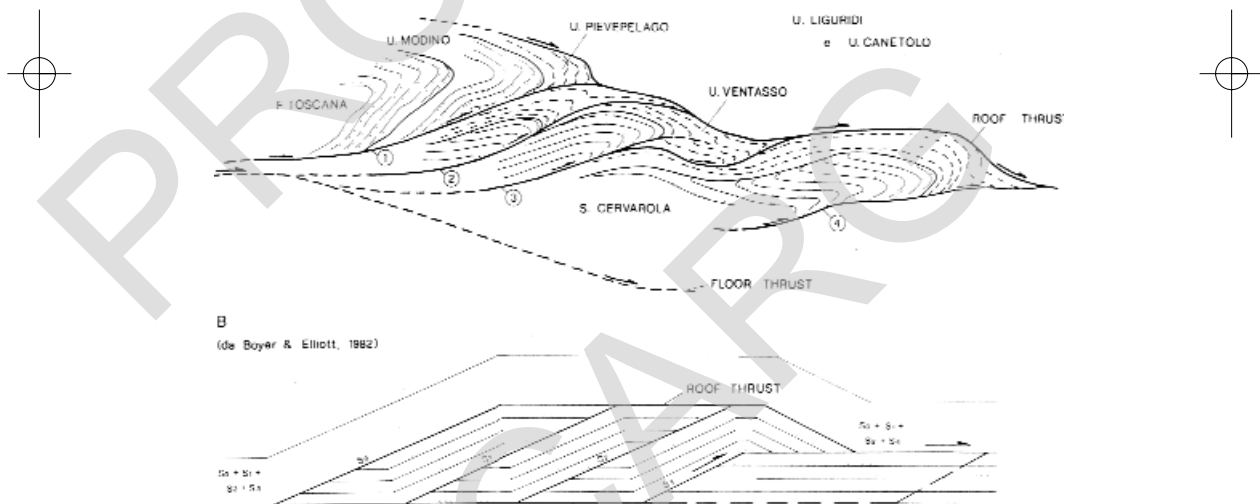


Fig. 50 - La struttura generale dell'Appennino emiliano confrontata con il modello di duplex proposto da BOYER & ELLIOT (1982). Il roof thrust è rappresentato dalla superficie di base delle Liguridi, il floor thrust è immaginato in corrispondenza di un livello evaporitico profondo toscano o umbro. L'immersione a Est delle superfici dei thrust principali può essere giustificata da un sollevamento tardivo delle unità metamorfiche toscane in corrispondenza del nucleo apuano (da CHICCHI & PLESI, 1991b).

110

4.1. - ELEMENTI STRUTTURALI LUNGO LA TRASVERSALE DEL T. DOLO

Elemento M. Prato

Le strutture di questo elemento (si tratta, schematizzando, di una grande anticlinale rovesciata con un fianco inverso lungo almeno 2 km, interpretata nella vecchia letteratura come “fronte della Falda toscana”) si allineano con quelle del M. Orsaro, di Corfino, della Cima Dell’Omo e della Val Di Lima. Il fianco normale della struttura affiora in prevalenza sul versante toscano dell’Appennino. Il fianco inverso è ben esposto in alta Val d’Ozola, al M. Prato e nei dintorni delle Radici. Esso è troncato dalla superficie tettonica che segna la base dell’elemento stesso. Questa superficie appare attualmente deformata da una blanda antiforme di *roll-over* connessa alla distensione plio-pleistocenica (Sezione A-A’). Questa stessa tettonica estensionale ha determinato la frequente giustapposizione dei due fianchi della piega, come ad esempio avviene al M. Prato. La zona di cerniera è comunque visibile nei dintorni delle Porraie (località Tre Canali) dove le misure di strato definiscono un asse di direzione N116-5NW. Lungo il Serchio di Soraggio la direzione assiale della piega è N105-10SE (BALDACCI & PLESI, 1989). Alla mesoscala, soprattutto in vicinanza delle zone di cerniera, si osserva un clivaggio di tipo *slaty* nei livelli argillitico-marnosi (soprattutto nelle marne di Rovaggio e nella Scaglia toscana) che diviene più distanziato nei livelli arenacei e scompare del tutto nella parte più grossolana del Macigno. La giacitura dei piani di clivaggio dei due fianchi tende a configurare un ventaglio di tipo chiuso nei litotipi meno resistenti, più aperto in quelli più resistenti. Le lineazioni di intersezione sono parallele agli assi delle mesopieghie misurate.

Elemento M. Ravino

È compreso fra l’Elemento M. Prato e L’Elemento Civago. Fra L’Elemento M. Prato e L’Elemento M. Ravino, nella zona del Rifugio Battisti, sono presenti anche alcune scaglie tettoniche di piccolo spessore che conducono a ripetizioni tardive. Il contatto di base dell’Elemento M. Ravino è visibile sul versante Est del M. Cusna e porta strie di direzione intorno a N50-60. La struttura principale dell’elemento è costituita da un’antiforme coricata e blandamente ripiegata che deforma la successione del M. Modino ottimamente esposta fra il M. Cusna e il M. Giovarello. La cerniera principale è osservabile al M. Cusna, al M. Ravino e al M. Giovarello. L’asse mantiene costantemente una direzione appenninica. La blanda antiforme che deforma la struttura principale è ben visibile, al livello del fianco inverso della struttura precedente, fra il Rifugio Battisti e il M. La Piella.

Elemento Civago

La superficie di base dell’Elemento Civago, anche se ben espressa a livello morfologico, in Val Dolo è sempre coperta. Più a Sud questa superficie prosegue alla base del versante orientale dei Poggi di Fontanaluccia e nel *thrust* tardivo passante per Riccovolto, Rio Cavo ecc. (Sezione 3). È possibile, come presunto nella

carta geologica, ma non assolutamente certo, che lo stesso *thrust* attraversi anche la parte occidentale dell'Unità Monghidoro al M. Cantiere. In alternativa si potrebbe pensare che le due porzioni di flysch a inclinazione diversa, affioranti nei pressi del M. Cantiere, siano separate da una superficie tettonica diversa da quella illustrata sopra, magari anche con un senso di movimento contrario. Fra la Torre del T. Dardagna e la Valle del Dolo uno degli effetti più appariscenti legati al *thrust* di Riccovolto è rappresentato dalla verticalizzazione degli strati di Arenarie del M. Cervarola nel tetto del *thrust* e del contatto tettonico che separa le arenarie stesse dalla Sotto-Unità Ventasso (con conseguente rotazione della sinclinale precoce presente nel *footwall* della sotto-unità stessa, che diventa in questo modo una struttura *downward facing*) (Sezione B-B' e Fig. 51). Nella Valle del Dragone, nei pressi di Riccovolto, la superficie di *thrust* è ben evidente soprattutto fra Riccovolto e il Rio Cavo dove mette a contatto un fianco inverso costituito dalla successione Marne di Civago-membro dei Poggi di Fontanaluccia-Arenarie del M. Cervarola (al tetto del *thrust*) con le Argille di Fiumalbo o con la Formazione del Fosso della Cà (nel muro). Lungo la strada Riccovolto-Case Pazzaglia è anche ben visibile una sinclinale di *footwall* di asse circa E-W interessata da un bel clivaggio di piano assiale. Lungo il Fosso delle Masnede, nel muro dello stesso *thrust*, sono visibili antiformi di direzione ancora intorno ad E-W che interessano la successione rovesciata Formazione del Fosso della Cà- Flysch dell'Abetina Reale.



Fig. 51 - Visione panoramica della finestra di Civago. La generale verticalizzazione degli strati è in relazione a una probabile superficie di *thrust* tardivo che taglia alla base gli strati stessi. Nella parte alta della struttura è localmente ben esposta una uncinatura degli stessi strati che definisce una sinclinale precoce *downward facing*, fatta al muro del contatto tettonico con la Sotto-Unità Ventasso, anch'esso verticalizzato tardivamente sul bordo nord-orientale della finestra.

112

Elemento Gazzano

Le strutture relative a questo elemento e più in generale alla finestra di Gazzano sono state illustrate da CHICCHI & PLESI (1995) cui rimandiamo per le notizie di dettaglio. L'elemento di Gazzano potrebbe correlarsi verso NW con le strutture analoghe della Val d'Ozola e del Cerreto, verso Sud con l'Elemento Strettara.

Elemento Gova

È l'elemento più esterno della sezione del Dolo (Fig. 52). Corrisponde probabilmente più a Sud, anche stratigraficamente, con l'anticlinale di Castiglione dei Pepoli e le arenarie di questo elemento sono già da considerare verosimilmente di pertinenza umbra. Le strutture dell'Elemento Gova sono state dettagliatamente descritte nel lavoro di PLESI (1989).

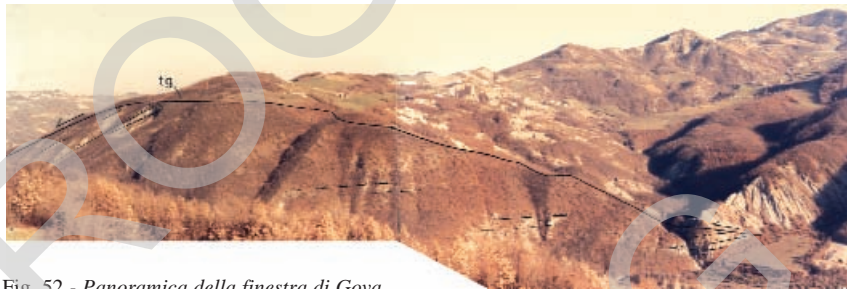


Fig. 52 - Panoramica della finestra di Gova con indicazione del contatto tettonico al tetto delle arenarie di Gova (Thrust di Gova: tg).

4.2. - ELEMENTI STRUTTURALI NELLA VALLE DEL T. SCOLTENNA

Elementi La Fola, Capanne Serra e Riolunato

Le strutture relative a questi elementi sono soprattutto evidenti fra Pievepelago e Riolunato, al livello delle Arenarie del M. Modino, ma interessano anche le sovrastanti scaglie dell'Elemento Pievepelago già sovrascorse precocemente sulle arenarie stesse. Si tratta di due anticlinali rovesciate (anticlinale del Ponte Vecchio della Fola e anticlinale di Capanne Serra) di asse appenninico limitate alla base dai relativi *thrust*. Soprattutto nella struttura di Capanne Serra sono evidenti le relazioni fra la stratificazione del fianco inverso, che è subverticale, e la superficie di *thrust*, che immerge di circa 30° verso SW: questo, come in altri casi simili, sembra implicare che il sovrascorrimento stesso sia relativamente tardivo rispetto alla piega.

Nel *footwall* della struttura di Capanne Serra, sul fondovalle dello Scoltenna, sono presenti due ulteriori scaglie tettoniche che ripetono la successione del M. Modino (Elementi Riolunato I e II). La più interna è ben evidente sotto al Ponte

di Riolunato dove affiora anche il contatto tettonico che separa le Arenarie del M. Modino dal sovrastante Elemento Pievepelago. Gli elementi della sezione compresa fra La Fola e Riolunato potrebbero corrispondere, nella sezione del Dolo, all'Elemento del M. Ravino e scaglie minori ad esso associate, ma una correlazione precisa delle varie strutture non è documentabile a livello cartografico. La sequenza dei *thrust* descritti è interrotta, a valle di Riolunato, da una faglia normale che decorre lungo l'allineamento Castello - Roncobrellaio - Serpiano, faglia che mette a contatto gli elementi della sezione La Fola - Riolunato con gli Elementi Castellino - Ronca.

Elementi Castellino e Ronca

Si tratta di due scaglie tettoniche ricavate da un precedente fianco inverso costituito soprattutto da arenarie della formazione di Serpiano. Esse appartengono dunque a quel complesso di scaglie tettoniche, presente quasi ovunque al tetto delle Arenarie del M. Cervarola, da noi definito come Scaglie del Fosso dei Bibbi. Nel fianco inverso dell'Elemento Castellino oltre alle arenarie della formazione di Serpiano compaiono Marne di Civago ed estesi affioramenti di una successione tipo Modino che poteva costituire il substrato sedimentario delle facies marginali del bacino del Cervarola *s.l.*. Attualmente il contatto stesso appare però molto tettonizzato e, anche per la non buona esposizione, non sembra possibile documentare in questa zona l'esistenza di rapporti sedimentari fra successioni tipo Modino e successioni tipo Cervarola, come esplicitamente ammesso nelle interpretazioni di NARDI (1964 a e b).

Elemento Strettara

La parte dorsale di questo *horse* affiora fra Borra di Ronca e Strettara. Nella parte inferiore è composto da varie facies delle Arenarie del M. Cervarola, nella parte intermedia dalle Scaglie del Fosso dei Bibbi, nella parte superiore dall'Unità Ventasso. Esso sembra correlarsi con l'Elemento Gazzano della Valle del Dolo. Le successioni di questo Elemento, e la loro strutturazione, risultano molto interessanti ma affiorano solo in modo molto marginale nell'area del Foglio 235: esse saranno oggetto di un prossimo lavoro da parte nostra.

PROGETTO
CARGO

APPENDICE 1

CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO

(a cura di Maria Teresa De Nardo)

1. - CONTRIBUTI IN MATERIA DI PIANIFICAZIONE TERRITORIALE, GESTIONE DEI VINCOLI E VALUTAZIONE DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO

La cartografia geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:10.000, della quale i fogli 1:50.000 rappresentano la sintesi, trova molteplici utilizzi in campo applicativo sia come carta di inquadramento generale (preliminare a rilevamenti di maggiore dettaglio), sia come base per elaborazioni tematiche a scale inferiori.

In questo capitolo verranno sinteticamente trattati i principali ambiti di applicazione delle informazioni geologiche derivabili dal foglio oggetto di queste note illustrative (con le precisazioni di cui sopra in merito alla scala), fornendo al lettore gli estremi dell'eventuale normativa di riferimento (con speciale attenzione a quella regionale, meno facilmente reperibile) ed evidenziando i collegamenti con l'area rappresentata nel foglio geologico oggetto di queste Note Illustrative.

Questi gli argomenti trattati:

- pianificazione territoriale
- gestione dei vincoli idrogeologico e sismico
- gestione delle attività estrattive
- valutazione del dissesto idrogeologico

1.1. - PIANIFICAZIONE TERRITORIALE

In base alla legge regionale (in seguito, L.R.) n.47 del 7-12-78 "Tutela e uso del territorio", la pianificazione territoriale si attua secondo due livelli:

- regionale, con riferimento al Piano Territoriale Regionale (PTR, i cui contenuti sono riassunti dall'art. 5 della L.R. n.36 del 5-9-88) e strumenti di settore ad esso collegati. Al PTR è riconosciuto il compito di unificazione e coordinamento della pianificazione di settore (sub-regionale) in materia di ambiente, trasporti, attività produttive.

- sub-regionale, con riferimento principalmente ai Piani Regolatori comunali (PRG) e strumenti di dettaglio, necessariamente conformi alle norme generali stabilite dai precedenti. Relativamente alla documentazione geologica da produrre a corredo dei piani urbanistici comunali, il riferimento normativo è dato dalla circolare regionale n.1288 dell'11-2-83, per molti aspetti superata ed in attesa di indispensabili aggiornamenti (si veda, a tale scopo, la creazione di un'apposito gruppo di lavoro da parte dell'Ordine dei Geologi dell'Emilia-Romagna). Per i Comuni dell'Appennino emiliano-romagnolo, la cartografia geologica a scala 1:10.000 è stata spesso utilizzata dai professionisti incaricati come riferimento per l'inquadramento geologico generale.

Nella già citata L.R. 47/78 sono contenuti specifici riferimenti circa l'acquisizione di dati geologici sul territorio, finalizzati alla determinazione di "zone di tutela" (art. 33 sulle aree soggette a dissesto idrogeologico). Tale filosofia è sviluppata successivamente nella formulazione del Piano Territoriale Paesistico Regionale (vedi oltre).

La successiva legge dello Stato sulla difesa del suolo (183/89) ha dato ulteriormente impulso alla pianificazione regionale, applicata tuttavia a settori tanto numerosi ed articolati da rendere tutt'ora inattuata la formulazione dei previsti piani di bacino.

Per il settore ambiente, il PTR prevede l'adozione dei seguenti piani, relativamente ai quali è indispensabile l'informazione geologica:

- il Piano Territoriale Paesistico Regionale (PTPR, la prima versione del quale risale al 1988, adottato in forma definitiva con delibere n.1388 del 28-1-93 e n.1551 del 14-7-93).
- i piani di tutela delle acque *s.l.* (riferimenti: L.R. n.9 dell'1-2-83 "piano territoriale regionale per il risanamento e la tutela delle acque"; legge dello Stato n. 845 del 10-12-80 "legge speciale per Ravenna" sul controllo degli emungimenti dal sottosuolo nelle aree soggette a subsidenza), finalizzati all'utilizzo ottimale delle risorse idriche ed alla regolamentazione dei prelievi dal sottosuolo nelle aree soggette a subsidenza.
- i Piani delle attività estrattive di ambito provinciale e comunale, regolamentate dalla L.R. n.13 del 2-5-78, sostituita recentemente dalla L.R. n.17 del 18-7-91. Quest'ultima stabilisce l'elaborazione di "piani infraregionali delle attività estrattive" (PIAE) da parte delle Province, basati sulla quantificazione del fabbisogno di materiale per l'arco di tempo di un decennio,

l'individuazione di poli delle attività estrattive, la formulazione di direttive per la coltivazione ed il successivo ripristino, esteso anche alle cave abbandonate senza sistemazione. Ai PIAE si uniformeranno i piani delle attività estrattive (PAE) elaborati dai singoli Comuni.

- il Piano di smaltimento dei rifiuti (adottato con L.R. n.6 del 27-1-86), assunto come riferimento per l'elaborazione di analoghi piani a carattere infraregionale.

La recente L.R. n.6 del 30-1-95 delega alle Province le competenze regionali in materia di pianificazione territoriale, obbligandole a dotarsi di un Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale (PTCP), coerente con i contenuti del PTR, a cui si dovranno uniformare gli strumenti urbanistici comunali.

1.2. - IL PIANO TERRITORIALE PAESISTICO REGIONALE: CONTENUTI ED AGGIORNAMENTI PREVISTI

Tra gli strumenti sopra citati, il PTPR merita particolare attenzione per l'utilizzo dei dati geologici ai fini della pianificazione.

Il PTPR deriva dalle disposizioni della legge 431/85 in materia di pianificazione regionale ed è costituito da una raccolta di cartografie di riferimento a scala 1:25.000 e relativa normativa. Sono individuate aree di tutela specifiche (perimetrate nelle tavole di riferimento), regolamentate da articoli della normativa, dei quali si elencano quelli sicuramente attinenti agli aspetti geologici del territorio (riferimento alla versione definitiva del 1993):

- art. 17: "zone di tutela dei caratteri ambientali di laghi, bacini, corsi d'acqua" (fasce di tutela fluviale *s.l.*)
- artt. 26 e 27: zone con fenomeni di dissesto, instabilità e potenziale instabilità (individuate dalla carta del dissesto pubblicata negli anni '70 dall'Ufficio Cartografico della Regione Emilia-Romagna)
- art. 29: prescrizioni riguardanti gli abitati da consolidare e trasferire, relativamente ai quali è pubblicato un elenco aggiornato rispetto al nucleo originariamente definito dalla L. n.445 del 9-7-1908.

Specifico per le aree di pianura è invece l'art. 28 sulla tutela dei corpi idrici superficiali e sotterranei, mirato alla protezione delle aree di ricarica degli acquiferi principali. In aree montuose non sono previste aree di tutela, eccettuate le fasce di rispetto di pozzi e sorgenti di uso idropotabile dimensionate in base alla L.236/88.

La disponibilità di dati relativamente al settore appenninico, ottenuta attraverso il rilevamento della Carta Geologica a scala 1:10.000 (parzialmente completa all'epoca della prima formulazione del Piano), rende necessario un aggiornamento (attualmente in corso) delle 48 tavole della carta del dissesto allegata al PTPR. Essendo quest'ultima una carta essenzialmente fotointerpretata, il confronto con la cartografia derivata dal rilevamento di campagna ha per-

118

messo il notevole raffittimento dei corpi franosi rappresentati, migliorando i criteri di perimetrazione delle relative zone di tutela e risolvendo localmente situazioni di ambiguità.

Rimane aperto il problema della revisione, su base finalmente idromorfologica-idraulica, delle fasce di tutela fluviale regolamentate dall'art. 17 e perimetrate nelle 47 tavole della prima serie allegate al PTPR. Si consideri, a tale proposito, la zonazione approvata dall'Autorità di bacino del fiume Po nel gennaio '96, relativa alle aree alluvionate nel novembre '94.

1.3. - GESTIONE DEL VINCOLO IDROGEOLOGICO E SISMICO

Si tratta dei vincoli "storici" relativi all'utilizzo del territorio, istituiti e gestiti inizialmente a livello nazionale in base al Regio Decreto n. 3267 del 30-12-1923 (vincolo idrogeologico) ed alla legge n. 64 del 2-2-74 (vincolo sismico), quindi interamente delegati alle Regioni. In Emilia-Romagna i vincoli sono gestiti dalle Province, attraverso i Servizi Provinciali di Difesa del Suolo.

Sono soggetti a vincolo idrogeologico i Comuni delle aree di montagna, ivi compresi quelli ricadenti nell'area del foglio geologico in questione; contraddittoria (e quindi da rivedere) appare invece la perimetrazione nella fascia pedepenninica, essendo esclusi dal vincolo settori dove affiorano terreni particolarmente predisposti al dissesto. Maggiori informazioni sullo stato della gestione di tale vincolo e sulle prospettive di revisione di perimetrazione e normativa sono riportate nel volume "Indagine conoscitiva sulla applicazione e gestione del vincolo idrogeologico in Emilia-Romagna" (1995), a cura della sezione regionale dell'Ordine dei Geologi.

Relativamente al vincolo sismico, regolamentato dalla L. 64/74, esso interessa 98 Comuni classificati sismici di 2^a categoria, localizzati prevalentemente nelle province romagnole.

Considerando la Provincia di Reggio Emilia, nella quale è compresa parte dell'area del Foglio 235, i Comuni classificati sismici in base alla suddetta normativa sono Busana, Castelnovo nei Monti, Collagna, Ligonchio, Ramiseto, Toano, Vetto, Villa Minozzo.

Relativamente alla Provincia di Modena, nella quale si completa il Foglio in questione, i Comuni classificati sismici sono Frassinoro e Pievepelago.

1.4. - IL CATASTO CAVE

Negli anni '80 è stato effettuato, da parte della Regione e d'intesa con le Province, un censimento delle cave esistenti.

Per ciascuna cava è stata predisposta una scheda informativa, inserita in una banca dati appartenente ad un più completo archivio delle attività estrattive. La raccolta dei dati, continuamente aggiornata, avviene sulla base della scheda ca-

ve (censimento delle cave esistenti suddivise per Province e Comuni, con localizzazione cartografica, specificazione del tipo di materiale estratto e la formazione interessata, con riferimento alla cartografia geologica 1:10.000) e di una scheda impianti (censimento di impianti di lavorazione e frantumazione dei materiali ghiaiosi, con localizzazione e schema grafico). Il catasto cave è stato rilevato in base ai dati disponibili presso i Comuni (PAE ed autorizzazioni rilasciate), verificati successivamente in campagna. Il catasto degli impianti è derivato direttamente da sopralluoghi. È infine disponibile una terza scheda PAE, che ne censisce contenuti e varianti evidenziando l'evoluzione delle aree soggette ad escavazione nei singoli Comuni.

I dati di seguito riportati sono stati forniti dall'Ufficio Attività Estrattive dell'Assessorato Territorio, Programmazione e Ambiente della regione Emilia-Romagna. Allo stesso modo sono ivi reperibili le schede informative relative alle cave censite.

Si elenca il numero (e la percentuale sul totale, per ciascun anno di riferimento) delle cave attive censite, localizzate in provincia di Reggio Emilia, distinte per tipo di materiale estratto (anni 1989-1992)

Ghiaia e sabbia alluvionali

1989 14 (34.1%)
1990 9 (24.3%)
1991 10 (26.3%)
1992 4 (13.3%)

Sabbia di monte

1989 4 (9.7%)
1990 4 (10.8%)
1991 4 (10.5%)
1992 3 (10.0%)

Argilla

1989 20 (48.7%)
1990 21 (56.7%)
1991 22 (57.8%)
1992 20 (66.6%)

Arenaria

1989 0
1990 0
1991 1 (3.3%)
1992 0

Ofiolite

1989 1 (2.4%)
1990 1 (2.7%)
1991 1 (2.6%)
1992 1 (3.3%)

Gesso

1989 2 (4.8%)
1990 2 (5.4%)
1991 1 (2.6%)
1992 1 (3.3%)

Il numero (complessivo) delle cave attive censite sul territorio provinciale è riportato per gli anni di riferimento:

1989: n. 41 1990: n. 37 1991: n. 38 1992: n. 30

120

Gli stessi dati, per la Provincia di Modena, riferiti al periodo 1989-1992:

<i>Ghiaia e sabbia alluvionali</i>	<i>Sabbia di monte</i>
1989 36 (63.1%)	1989 2 (3.5%)
1990 25 (52%)	1990 3 (6.2%)
1991 22 (53.6%)	1991 2 (4.8%)
1992 20 (60.6%)	1992 3 (7%)
<i>Argilla</i>	<i>Arenaria</i>
1989 15 (26.3%)	1989 2 (3.5%)
1990 15 (31.2%)	1990 3 (6.2%)
1991 12 (29.2%)	1991 3 (7.3%)
1992 7 (21.2%)	1992 3 (9%)
<i>Ofiolite</i>	
1989 2 (3.5%)	
1990 2 (4.1%)	
1991 2 (4.8%)	
1992 2 (6%)	

In totale 1989. n. 57 1990: n. 48 1991: n. 41 1992: n. 33

Si rimanda al paragrafo "Attività estrattive" per notizie di carattere storico e segnalazione di cave non censite dalla banca dati regionale.

In particolare, nell'area del Foglio 235 sono censite le seguenti cave (aggiornamento al 1996):

- Comune di Villa Minozzo, fraz. Case Zobbi, loc. Bottaccio (estr. ofiolite, stato delle cava: sospesa)
- Comune di Frassinoro, fraz. Scolastica, loc. La Miniera (Sez. 235070, estr. ofiolite; stato della cava: sospesa)
- Comune di Frassinoro, fraz. P. Mezzature (Sez. 235070, estr. argilla, stato delle cava: sospesa)
- Comune di Palagano, fraz. Boccassuolo, loc. Cinghi (Sez. 235120, estr. ofiolite, stato delle cava: attiva)
- Comune di Riolunato, fraz. Centocroci (Sez. 235120, estr. arenarie, stato della cava: sospesa)

1.5. - VALUTAZIONE DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO

L'Appennino emiliano-romagnolo è particolarmente interessato dal dissesto (determinato da frane ed intensa erosione nelle aree calanchive), come dimostra il numero elevato di abitati dichiarati da consolidare (R.D.L. 445/1908): 128, con una media di 1 ogni 57 kmq. A questi si aggiungono altri 107 centri che, al di là

delle classificazioni amministrative (che comportano vincoli per l'espansione dei centri abitati: si veda l'art. 29 del PTPR), sono comunque interessati da fenomeni franosi di rilevanti proporzioni secondo i dati riferiti al 1993 (Atlante dei centri abitati instabili del progetto CNR/SCAI; per il substrato sono stati utilizzati i dati delle carte geologiche regionali a scala 1:10.000).

Nell'area del Foglio 235 i centri abitati instabili (sia dichiarati da consolidare che censiti come dissestati) sono i seguenti:

- Comune di Ligonchio: Capoluogo, Cinquecerri, Caprile, Piolo
- Comune di Toano: Cavola, Cerredolo, Manno
- Comune di Villaminozzo: Case Bagatti, Case Stantini, Febbio, Riparotonda, Roncopianigi, Cà de'Ferrari- Calizzo, Carniana-Meruzzo, Carù, Coriano, Morsiano, Secchio
- Comune di Frassinoro: Fontanaluccia, Piandelagotti, Romanoro, Rovolo
- Comune di Montefiorino: Capoluogo
- Comune di Palagano: Boccassuolo
- Comune di Pievepelago: S. Andrea Pelago
- Comune di Riolunato: Capoluogo, Groppo, Roncombrellaro

In ambito regionale, una delle principali cause predisponenti si identifica nella diffusione areale delle formazioni argillose: principalmente le unità che presentano aspetto caotico (blocchi litici in argillite caratterizzata da "scagliosità") e secondariamente alcune facies torbiditiche pelitico-arenacee. Entrambe sono ben rappresentate nell'area del Foglio 235, dove le frane possono interessare estensioni anche maggiori del 20-30% dell'area di affioramento di queste formazioni (valore medio stimato a scala regionale).

A conclusione di questo paragrafo introduttivo, si indirizza il lettore alla consultazione della "carta del rischio geoambientale" a scala 1:250.000, pubblicata dal Servizio cartografico della Regione Emilia-Romagna (PRETI & VIEL, 1994) e relativa all'intero territorio regionale. Vi troverà una sintesi delle informazioni derivate dalle cartografie geotematiche regionali, elaborate in relazione alle problematiche applicative e di pianificazione territoriale.

1.5.1. - *Valutazione qualitativa della propensione al dissesto delle unità affioranti nell'area del Foglio 235*

Nella tavola 218 SE "Carpineti" della carta del Dissesto Geologico Attuale (BERTOLINI, 1994), pubblicata dal Servizio Cartografico e Geologico, le formazioni affioranti sono state suddivise in raggruppamenti, sulla base di una stima qualitativa della loro propensione al dissesto. Il criterio (semplificativo) utilizzato è quello litologico, mediato da una speditiva valutazione delle aree complessivamente occupate da accumuli franosi.

Applicando tale classificazione alle unità cartografate nel Foglio 235, si ottengono i raggruppamenti di seguito elencati.

122

I quattro gruppi così ricavabili (ciascun elenco segue per quanto possibile l'ordine stratigrafico, altrimenti quello cronologico), indicano una crescente propensione al dissesto, essendo massima per le unità comprese nel gruppo D.

Gruppo A

Unità conglomeratiche, arenitiche, arenitiche con ridotta porzione pelitica, generalmente ben stratificate; unità arenitiche a stratificazione indistinta. La stabilità dei versanti è fortemente condizionata dalla disposizione e caratteristiche di stratificazione e fratturazione, che localmente possono determinare situazioni critiche (frammenti per crollo).

- PAT₅ - Formazione di Pantano, membro della Pietra di Bismantova
- ZER - Formazione di Zermagnone
- RAN_{2a} - Formazione di Ranzano, membro della Val Pessola, litozona conglomeratica
- GOV - Arenarie di Gova
- CLC - Ammassi di calcari marnosi a Lucine
- CEV₁ - Arenarie di Monte Cervarola, membro del T. Dardagna
- CEV_{1a} - Arenarie di Monte Cervarola, litofacies arenaceo-pelitica
- SRP₁ - Formazione di Serpiano, membro dei Poggi di Fontanaluccia
- SRP₂ - Formazione di Serpiano, membro di Castellino
- MOD - Arenarie di Monte Modino
- MAC - Macigno
- APE - Arenarie di Petriagnacola,
- FIU₁ - Argille di Fiumalbo, membro del Monte Sassolera
- FIU₂ - Argille di Fiumalbo, membro del Rio Acquicciola
- BPB - Breccie del Poggio Bianco Dragone
- MAI - Maiolica
- DSD - Diaspri
- LIM - Calcare selcifero di Limano
- RSA - Rosso Ammonitico
- ANL - Calcari ad Angulati
- MAS - Calcare massiccio
- RET - Calcari a Rhaetavicula contorta
- AQU - Quarziti della Rivaccia

Gruppo B

Unità pelitiche e marnose a stratificazione indistinta, variabile grado di fratturazione. Danno origine a frane prevalentemente superficiali, che interessano lo spessore di alterazione.

- CIV - Marne di Civago
- MMA - Marne di Marmoreto
- FIU - Argille di Fiumalbo
- STO - Scaglia toscana
- ANT - Formazione di Antognola

- MMS - Marne del Molino del Rosto
 AUL - Argilliti dell'Uccelliera

Gruppo C

Unità a stratificazione ben definita e di apprezzabile continuità laterale, data da alternanze di strati e banchi calcareo-marnosi e pacchi di strati pelitico-arenacei. Questi ultimi formano orizzonti preferenziali di scivolamento, in presenza di acqua. Il grado di fratturazione è variabile, comunque elevato. Si determinano il tal modo mobilizzazioni di spessori anche elevati di ciascuna formazione. Presenti anche scorrimenti superficiali, a carico dello spessore di alterazione.

- VLR - Arenarie di Vallorsara
 ARB - Arenarie di Ponte Bratica
 RAN_{2b} - Formazione di Ranzano, membro della Val Pessola, litozona arenaceo-pelitica
 SRB - Flysch di Sorba
 MOH - Formazione di Monghidoro
 MOV - Formazione del Monte Venere
 CAO - Flysch del Monte Caio
 ABT - Flysch dell'Abetina Reale
 AFC - Formazione del Fosso della Cà
 APM - Arenarie del Poggio Mezzature
 ARH - Arenarie del Monte Roncovecchio
 ROA - Formazione di Romanoro

Gruppo D

Unità argillose od argillitiche a struttura caotica; unità pelitico-arenacee a stratificazione medio-sottile; evaporiti.

- c₄ - Depositi morenici
 a₃ - Detrito di versante *s.l.*
 MMA_a - Marne di Mormoreto, breccie del Rifugio Battisti
 MMA_b - Marne di Mormoreto, breccie del Monte Le Coste
 FIU_a - Argille di Fiumalbo, breccie di Riccovolto
 RAN_{2c1} - Formazione di Ranzano, membro della Val Pessola, litozona caotica, litofacies pelitica
 RAN_{2c2} - Formazione di Ranzano, membro della Val Pessola, litozona caotica, litofacies arenacea
 MMP - Marne di Monte Piano
 BAI - Breccie argillose di Baiso
 AVT - Argille variegata di Grizzana Morandi
 SSI - Argilliti di San Siro
 AVP - "Successione argilloso-calcareo pre-campaniana"
 APP - Argille a Palombini
 GSB - Gessi di Sassalbo

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. (1969) - *Il Gruppo della Val di Sambro (Serie di Monghidoro Auct.) ed i terreni sovrastanti (Appennino modenese e bolognese)*. - Dati preliminari. Boll. Soc. Geol. It., **88** (4): 637-644.
- ABBATE E. & BORTOLOTTI V. (1962) - *Tentativo di interpretazione dei livelli di "Argille Scagliose" intercalate nella parte alta del "Macigno" lungo l'allineamento M. Prado-Chianti (Appennino Sett.) mediante colate sottomarine*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (2): 335-342.
- ABBATE E. & BRUNI P. (1989) - *Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine Nord-appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 19-33.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*. In: G. Sestini (Ed.): *Development of the Northern Apennines*. Sedim. Geol., **4**: 251-340.
- AIELLO E. (1975) - *Le Arenarie dell'Aveto, di Petriagnicola e di M. Senario (Appennino settentrionale)*. Osservazioni sedimentologiche e petrografiche. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 797-825.
- AMADESI E. & MARABINI F. (1967) - *Lineamenti strutturali e tettonici dell'Appennino Settentrionale fra l'Abetone e Fanano*. Giornale di Geologia, Bologna, (2) **34**: 1-13.
- AMADESI E. (1966) - *Considerazioni generali sulla stratigrafia e l'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli*. Giornale di Geologia, **34**: 411-446.
- AMADESI E. (1967) - *Schema strutturale e tettonico dell'Appennino Settentrionale (versante emiliano) fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli*. Giornale di Geologia, Bologna, **34** (2).
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1993) - *Le unità epiliguri nel settore emiliano dell'Appennino settentrionale*. Biostratigrafia, stratigrafia sequenziale e implicazioni litostratigrafiche. Paleopelagos, **3**: 209-240.
- ANDREOZZI M. (1989) - *Stratigrafia fisica delle arenarie del Cervarola (settore NW - Appennino Sett.) e relative osservazioni biostratigrafiche basate sui Nannofossili calcarei*. Tesi di Dottorato. Università di Parma.
- ANDREOZZI M. (1992) - *Stratigrafia fisica delle Arenarie di M. Cervarola nel settore Nord-Occidentale dell'Appennino settentrionale tra la Val Secchia (RE) e la Val Panaro (MO)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 269-285.
- ANDREOZZI M., CASANOVA S., CHICCHI S., FERRARI S., PATERLINI P., PESCI M. & ZANZUCCHI G. (1989) - *Riflessioni sulle evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia (RE)*. Mem. Soc. Geol. It., **37** (1987).
- ANDREOZZI M. & DI GIULIO A. (1994) - *Stratigraphy and petrography of the Mt. Cervarola Sandstone in the type area, Modena Province*. Mem. Soc. Geol. It., **48** (1): 351-360.
- ANDREOZZI M., DINELLI E. & TATEO F. (1996) - *Volcanoclastic key beds and megaturbidites in an early-Miocene turbidite system, Mt. Cervarola Fm. (Northern Apennines)*. Giornale di Geologia Ser 3, **57** (1995): 159-178.
- ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1994) - *Subsurface well data in the Northern Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 461-471.
- ANELLI M. (1908) - *L'Eocene nella vallata del Parma*. Boll. Soc. Geol. It., **27** (2): 124-158.
- ANELLI M. (1924) - *Tettonica dell'Appennino parmense e reggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **42** (1923): 277-398.
- ANELLI M. (1935a) - *Sezioni geologiche attraverso l'Appennino parmense*. Giornale di Geologia, **10**: 1-27.
- ANELLI M. (1935b) - *Considerazioni sulla posizione tettonica del Trias nell'alta Val di Secchia*. Atti Soc. Mat. Fis. e Sc. Nat. Modena, **66**.
- AUTORI VARI (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale a scala 1: 250.000*. S.EL.CA., Firenze.
- AUTORI VARI (1987) - *Note illustrative alla Carta strutturale dell'Appennino settentrionale a scala 1: 250.000*. Tipografia senese.
- AUTORI VARI (1968) - *Carta Geologica d'Italia, Fogli Castelnuovo ne' Monti (85), Modena (86), Massa (96), S. Marcello Pistoiese (97)*.

- AUTORI VARI - *Carta Geologica della R.E.R., sezioni Collagna (234080); Sassalbo - Capanne di Sillano (234110-234120), Camporaghena - M. Bocco (234070-234060).*
- AZZAROLI A. (1950) - *Tettonica della catena principale dell'Appennino lunigianense tra il Passo di Pradarena e il Passo di Lagastrello.* Boll. Soc. Geol. It., **69**: 366-391.
- AZZAROLI A. (1955) - *L'Appennino tosco-emiliano dal Passo di Pradarena al Passo delle Forbici e i nuclei mesozoici di Corfino e Soraggio.* Boll. Soc. Geol. It., **74** (2): 1-72.
- BALATRI R. - *L'unità del M. Cimone e i suoi rapporti geometrico-strutturali con il Macigno e con il complesso M. Modino-M. Cervarola.* Tesi di laurea inedita, Univ. di Pisa, A.A. 1988/89
- BALDACCI F., BRANDI G., NARDI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1967a) - *Sulla giacitura dei Calcari Cavernosi e Gessi di Sassalbo, del Passo del Cerreto e della Val Secchia (Appennino Tosco-Emiliano).* Mem. Soc. Geol. It., **6**: 199-211.
- BALDACCI F., CARMIGNANI L., FANTOZZI P., MECCHERI M. & PLESI G. (1992) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali lungo la trasversale Alpi apuane - Appennino reggiano-modenese.* Studi Geol. Camerti. **Vol. Spec.**: 31-49.
- BALDACCI F., CERRINA FERONI A. & PLESI G. (1982) - *Una nuova interpretazione della struttura della Val di Lima.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, **88** (1981): 159-168.
- BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967b) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino settentrionale.* Mem. Soc. Geol. It., **6**: 213-244.
- BALDACCI F. & NARDI R. (1967) - *Sulla presenza di una finestra tettonica nella serie toscana della valle di Soraggio.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, **74** (1).
- BALDACCI F. & PLESI G. (1989) - *Sul significato della Finestra tettonica di Soraggio e sui rapporti fra i flysch arenacei oligo-miocenici lungo la sezione Valle di Soraggio - M. Cusna - M. Prampa.* Mem. Soc. Geol. It., **39**: 46-56.
- BALLY A.W. & SNELSON S. (1980) - *Realms of subsidence.* In: Miall A. D. (Ed.), *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence.* Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir, **6**: 9-94.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310.
- BARCHI M., MINELLI G. & PIALLI G. (1998) - *Synthesis of the results of the CROP-A3 seismic profile.* Mem. Soc. Geol. It., **52**: 383-400.
- BARBIERI F., PAGANI G. & ZANZUCCHI G. (1968) - *Considerazioni stratigrafiche e tettoniche sull'alto Appennino ligure-emiliano.* L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **4**: 1-40.
- BARBIERI F. & ZANZUCCHI G. (1963) - *La stratigrafia della Valle di Roccaferara (Appennino Parmense).* Atti Soc. It. Sc. Nat., **102**: 155-210.
- BELLINCIONI P. (1959) - *Il Nucleo Mesozoico della Val di Lima.* Boll. Soc. Geol. It., **78** (2): 14-72.
- BELLINZONA G., BONI A., BRAGA G., CASNEDI R. & MARCHETTI G. (1968) - *Carta geologica della "finestra" di Bobbio.* Atti Ist. Geol. Univ. Pavia.
- BERGGREN W., KENT D.V., SWISCHER C.C. III & AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy.* In BERGGREN W., KENT D.V., AUBRY M.P. and HANDBOL J. (Eds.), *Geochronology time scales and global stratigraphic correlation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **54**: 212 pp.
- BERNOULLI D. & WINKLER W. (1990) - *Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland): source terranes and paleotectonic implications.* Eclogae Geol. Helv., **83** (2): 287-310.
- BERTACCHINI M. - *La geologia dell'alta Val Dolo.* Tesi inedita, Università di Modena, A.A. 1984/85.
- BERTACCHINI M. (1992) - *Transizione tra le arenarie di M. Cervarola e la Formazione Marnoso-arenacea nell'Appennino bolognese e toscano.* Giornale di Geologia, Ser. 3ª, **54** (1): 195-205.
- BERTACCHINI M. & BONACINI P. (1993) - *Le ofioliti dell'Emilia Romagna: aspetti geologici e storici.* Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **123**: 57-94.
- BERTELLI V., CERRINA FERONI A., PLESI G. & FONTANESI G. (1984) - *Deformazione semiduttile nelle Arenarie di Ranzano della media Val D'Enza (Appennino reggiano); un tentativo di analisi della fratturazione associata al piegamento concentrico.* Boll. Soc. Geol. It., **103**: 601-614.

- BERTOLANI M. (1948) - *Ricerche sulla formazione gessoso-calcareo dell'alta Val Secchia*. L'Universo, **29** (3).
- BERTOLLI A. & NARDI R. (1966) - *Geologia delle valli del Dolo e del Dragone (Appennino toscano-emiliano)*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (2).
- BETTELLI G. (1981) - *Carta geologica*. In: A. Carton (Ed.) "Studio coordinato interdisciplinare sulla stabilità ed interventi di difesa nell'area di M. S. Giulia (Val Rossenna-Appennino modenese)". Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **111** (1980): 16-29.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P., GASPERI G., GELMINI R. & PANINI F. (1989a) - *Nota illustrativa alla Carta geologica dell'Appennino modenese e zone limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 487-498.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1989b) - *I Flysch terziari del crinale appenninico (Macigno, Modino, Cervarola)*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987).
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1989c) - *Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenaria di M. Cervarola del crinale appenninico emiliano*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 1-18.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1989d) - *Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 215-246.
- BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1989e) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 91-126.
- BETTELLI G., CAPITANI M. & PANINI F. (1996) - *Origine della struttura a "blocchi in pelite" e dell'estensione parallela alla stratificazione nelle formazioni smembrate liguri del Supergruppo del Baganza affioranti nel settore sudorientale dell'Appennino emiliano*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi, **15**: 261-298.
- BETTELLI G., CONTI S. & PANINI F. (1995) - *Brecce poligeniche a matrice argillosa alla base della Successione epiligure della coltre della Val Marecchia (Appennino tosco-marchigiano)*. Atti Tic. Sc. Terra, **37** (1994): 111-131.
- BETTELLI G., FIORONI C., FREGNI P. & PANINI F. (1992) - *Nuovi dati stratigrafici sulla successione epiligure eo-oligocenica della Val di Setta (Appennino bolognese)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 221-227.
- BETTELLI G., FREGNI P. & PANINI F. (1989f) - *Età delle Marne di Monte Piano a tetto delle Arenarie di Loiano nella zona di Marzabotto (Appennino bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 277-284.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1989) - *I mélanges dell'Appennino settentrionale, dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 187-214.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1992a) - *Liguridi, melanges e tettoniti nel Complesso caotico lungo la "linea del Sillaro" (Appennino settentrionale, provincie di Firenze e Bologna)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 387-416.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1992b) - *Nota illustrativa ad una sezione geologica attraverso l'Appennino modenese*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (1992/2): 65-74.
- BIANCHI L. & DANIELE G. (1995) - *Petrografia del Flysch della Valmozzola (media Val di Taro, Appennino settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **101** (1994): 153-165.
- BLOW W.H. (1969) - *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. "Proc. First Intern. Conf. Plankt. Microfossils", Geneva 1967, **1**: 199-422, Leiden.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, 4 Fogli, CNR 429.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 359-373.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Polarità strutturali delle Alpi e dell'Appennino settentrionale in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica*. Mem. Soc. Geol. It., **10**: 371-378.
- BOCCALETTI M., FAZZUOLI M. & MANETTI P. (1975) - *Caratteri sedimentologici del Calcare Massiccio a Nord dell'Arno*. Boll. Soc. Geol. It., **94**.

- BOCCALETTI M., FICCARELLI G., MANETTI P. & TURI A. (1969) - *Analisi stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche delle formazioni mesozoiche della Val di Lima (Prov. di Lucca)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 847-922.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1966) - *Lacune della Serie Toscana. 2 Breccie e lacune al passaggio Maiolica - Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima*. Mem. Soc. Geol. It., **5**: 19-66.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1967) - *Olistostromi e olistoliti di Maiolica negli scisti policromi della Val di Lima (Provincia di Lucca)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 525-535.
- BOCCHI G., CALANCI N., DAL RIO G. & VIANELLO G. (1976) - *Studio chimico-petrografico delle ofioliti comprese tra le valli del T. Sillarò e del F. Panaro (Appennino bolognese - modenese)*. Rend. Cl. Sc. Fis., Atti Ist. Acc. Sc., ser. 13, **3**: 165-200.
- BONAZZI U. (1971) - *Le Arenarie di Ranzano: caratteristiche sedimentarie e analogie con altre arenarie paleogeniche emiliane*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **102**: 1-32.
- BONI A., BRAGA G. & MARCHETTI G. (1968) - *Nuovi dati sulla età della "Formazione di Bobbio" e della "Formazione di Val d'Aveto" (Appennino ligure-emiliano)*. Rend. Sc., Ist. Lombardo, A **102**.
- BORSETTI A. M. (1965) - *Microfaune del Langhiano superiore nel "Macigno" di Lizzano in Belvedere (Appennino Bolognese)*. Giornale dei Geologia, Bologna, (2) **33**: 131-142.
- BORTOLOTTI V. (1962) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte - Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (2): 225-314.
- BORTOLOTTI V. (1963) - *Osservazioni preliminari sulla posizione delle rocce ofiolitiche nelle zone di Berceto (Parma), di Boccassuolo (Modena), dei M. Livornesi e di Pomarance (Pisa)*. Boll. Soc. Geol. It., **82**: 259-264.
- BORTOLOTTI V. & PIRINI C. (1965) - *Nota preliminare sull'età della base del Macigno (Serie tra il Passo del Cerreto e la bassa valle del Serchio)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6).
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The Miogeosynclinal Sequences. In: Development of the Northern Apennines Geosyncline*. Sestini G. (Ed.), Sediment. Geol. **4**, 3/4.
- BOSCHERINI A., NOCCHI M. & PIALI G. (1982) - *Geologia della Riva Etrusca del Tevere tra le confluenze del T. Niccone e del T. Nese*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Nat. Soc. Naz. Sc. e Lett. Napoli, **48** (4): 409 - 438.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust systems*. AAPG Bull., **66** (9).
- BRUNI P. (1973) - *Considerazioni tettoniche e paleogeografiche sulle serie dell'Appennino bolognese tra le valli dell'Idice e del Santerno*. Mem. Soc. Geol. It., **12** (2): 157-185.
- BRUNI P., CIPRIANI N., FALCO E. & PANDELI E. (1992) - *Nuovi dati sedimentologici e petrografici delle formazioni torbiditiche oligo-mioceniche del Dominio toscano*. Riassunti del Convegno di Firenze del 1992.
- BUTLER J.R. (1982) - *The terminology of structures in thrust belts*. Jour. Struct. Geol., **4** (3).
- CALZOLARI M.A., FERRARI S., PATERLINI P.E. & ZANZUCCHI G. (1989) - *Segnalazione di metasedimenti tra le evaporiti triassiche dell'Alta Val Secchia*. Mem. Soc. Geol. It. **39** (1987).
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A New geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. Journal of Geoph. Research, **97** (10): 13917-13951.
- CANUTI P., FOCARDI P. & SESTINI G. (1965) - *Stratigrafia, correlazione e genesi degli Scisti Policromi nei Monti del Chianti*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6): 93-166.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G., KLIGFIELD R. & MECCHERI M. (1993) - *Tettonica di crosta media e di crosta superiore nelle Alpi Apuane: un modello per l'interpretazione dei profili sismici a riflessione dell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, CROP 1/1A, Volume speciale (1992/2): 211-226.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1984) - *"Autoctono apuano" e Falda toscana: sintesi dei dati e interpretazioni più recenti*. In: Cento anni di Geologia Italiana. Vol. Giub. I Centenario S.G.I.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) - *Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation*. Journal of Geology, **86**.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1981) - *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialica delle Apuane*. Mem. Soc. Geol. It., **21**.

- CASTELLARIN A., EVA C. & CAPOZZI R. (1994) - *Tomografie sismiche e interpretazione geologica profonda dell'Appennino settentrionale - nord occidentale*. Studi Geologici Camerti, CROP 1-1A, Volume speciale (1992/2) appendice: 85-98.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1986) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giornale di Geologia, **47** (1-2) (1985): 47-75.
- CATANZARITI R. - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei ed età dei flysch oligo-miocenici (Macigno e Modino) nell'alto Appennino reggiano-modenese*. Tesi di Laurea inedita, Univ. di Pisa, A.A. 1988/1989.
- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1997a) - *Le marne dell'Oligocene-Miocene inferiore al limite tra Dominio subligure e Dominio toscano: dati biostratigrafici ed evoluzione spazio temporale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **103** (1996): 1-30.
- CATANZARITI R., CIBIN U., TATEO F., MARTELLI R., & RIO D. (1993) - *Segnalazione di livelli vulcanoderivati nella formazione di Ranzano: età oligocenica inferiore del vulcanesimo andesitico dell'Appennino settentrionale*. Gruppo Inform. di Sedimentol. del C.N.R., Terzo Conv. ann., Salice Terme 4-6/10/93, Riassunti, p.15.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997b) - *Late Eocene to Oligocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. Mem. Sci. Geol., **49**: 207-253.
- CERRINA FERONI A., ELTER P., PLESI G., RAU A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1990) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1: 50.000. F.° 217 "Neviano degli Arduini"*. Edizione sperimentale. S.EL.CA., Firenze.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & PERILLI N.M.L. (1992) - *Stratigrafia e struttura dell'Unità di Canetolo in Val Cedra (Appennino parmense)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 301-312.
- CERRINA FERONI A. & PATACCA E. (1975) - *Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del Dominio Toscano interno tra il Trias superiore e il Miocene medio*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **82**: 43-54.
- CERRINA FERONI A., NUTI S., PERTUSATI P.C. & PLESI G. (1976) - *Sulla probabile origine carsica delle brecce sedimentarie associate al Calcarea Cavenoso dell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1161-1174.
- CHICCHI S. - *La struttura geologica dell'alta Val Secchia - 2*. Tesi di laurea inedita, Univ. di Parma, A.A. 1982/83.
- CHICCHI S. (1990) - *Studio strutturale (scala mega e meso) del "complesso" di M. Modino - M. Cervarola e dei suoi rapporti con la Falda toscana tra la Valle del Secchia e la Valle del Dolo*. Tesi Dottorato, Univ. Parma.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1988) - *Le unità tettoniche dell'Alpe di Succiso (Appennino reggiano) e i loro rapporti geometrici*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 513-530.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991a) - *Sedimentary and tectonic lineations as markers of regional deformation: an example from the Oligo-Miocene arenaceous flysch of Northern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 601-616.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991b) - *Sovrascorimenti e strutture associate dell'alto Appennino emiliano fra il Passo del Lagastrello e il M. Cimone*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1990**: 99-108.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1992) - *Il Complesso di M. Modino nell'alto Appennino emiliano (tra il Passo del Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 139-163.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1995) - *La struttura della finestra di Gazzano (Val Dolo, Appennino reggiano-modenese)*. Accad. Naz. delle Scienze, Scritti e Documenti, **14**: 195-227.
- CHICCHI S., PLESI G. & SARTINI G. (1986) - *Il contatto tra Calcarea Cavernosa e rocce incassanti ("Scisti di Pinte Biola") in un sondaggio eseguito a Collagna (Reggio Emilia)*. Rend. Soc. Geol. It., **8**.
- CIARAPICA G. & ZANINETTI L. (1984) - *Foraminifères et biostratigraphie dans le Trias supérieur de la série de La Spezia (Dolomies de Coregna et Formation de La Spezia, nouvelles formations), Apennin septentrional*. Revue de Paléobiologie, **3** (1): 117-134. Genève.
- CIBIN U. (1992) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1: 10.000 Sezione 250040 - Fiumalbo*. Regione Emilia-Romagna.

- CIBIN U. (1993) - *Evoluzione composizionale delle areniti nella successione epiligure eo-oligocenica (Appennino settentrionale)*. *Giornale di Geologia*, **55** (1): 69-92.
- CIBIN U. & DI GIULIO A. (1999) - *Proposte di normativa per l'analisi microscopica della composizione delle areniti nell'ambito della Carta Geologica d'Italia a scala 1: 50.000*. *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, **115**.
- CIPRIANI C. & MALESANI P.G. (1964a) - *Ricerche sulle arenarie: 9. Caratteristiche e distribuzione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4** (1): 339-374.
- CIPRIANI C., MALESANI P. & MANETTI P. (1964) - *Ricerche sulle arenarie: XI le arenarie di Monghidoro*. *Acc. Toscana Sci. Lett. La Colombaria*, 1-39.
- CLARI P., GAGLIARDI C., GOVERNA M. E., RICCI B., ZUPPI G.M. (1988) - *I Calcari di Marmorito: una testimonianza di processi diagenetici in presenza di metano*. *Boll. Mus. reg. Sc. nat. Torino*, **6** (1): 197-216.
- COBIANCHI M. & VILLA G. (1992) - *Biostratigrafia del Calcare a Calpionelle e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (Val Graveglia, Appennino ligure)*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **35**: 199-211.
- COCCIONI R. & WEZEL F.C. (1981) - *Nuovi dati micropaleontologici sull'Unità Modino - Cervarola e sul Macigno*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**: 73-83.
- COLI M. (1993) - *Tettonica estensiva nell'Appennino settentrionale: spunti e problemi*. *Studi Geologici Camerti, CROP 1/1A, Volume speciale (1992/2)*: 203-210.
- COLOMBETTI A. & ZERILLI A. (1989) - *Prima valutazione dello spessore dei gessi triassici nella valle del F. Secchia mediante S.E.V.* *Mem. Soc. Geol. It.*, **39** (1987).
- COSTA E. (1985) - *Analisi delle strutture presenti nel "Tongriano" della media Val di Tarò e rapporti con quelle del substrato ligure*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**: 491-501.
- COSTA E., DI GIULIO A., NEGRI A. & PLESI G. (1991) - *"CROP 03. Settore compreso tra Castiglione Fiorentino e Bocca Trabaria: nuovi dati stratigrafici, petrologici e strutturali"*. *Studi Camerti, Vol. spec. 1*: 217-234.
- COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G. & VILLA G. (1993) - *Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre - Val Gordana - M. Sillara (Appennino settentrionale): implicazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria*. *Studi Geol. Camerti, CROP 1/1A, Volume speciale (1992/2)*: 229-248.
- COSTA E., DI GIULIO A. & VILLA G. (1989) - *La finestra tettonica di M. Zuccone (Appennino settentrionale): rilevamento, petrografia delle arenarie e biostratigrafia*. *Atti tic. Sc. Terra*, **32**: 175-190.
- COSTA E. & FRATI G. (1997) - *La tettonica post-oligocenica delle Unità Liguri e della Successione Epiligure nella media Val Ceno (Prov. di Parma, Appennino settentrionale) con carta geologico-strutturale 1: 25000*. *Atti tic. Sc. Terra*, **39**: 31-53.
- COSTA E., PIALLI G. & PLESI G. (1998) - *Foreland basins of the Northern Apennines: relationships with passive subduction of the Adriatic lithosphere*. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **52**: 595-606.
- COSTA E. & ZANZUCCHI G. (1978) - *Osservazioni di tettonica e paleogeografia sull'Appennino parmense e zone limitrofe*. *L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia*, **14**: 35-54.
- DAHLSTROM C.A.D. (1970) - *Structural Geology in the Eastern Margin of the Canadian Rocky Mountains*. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **18**.
- DALLAN L. & NARDI R. (1973) - *Ipotesi sulla genesi delle brecce stratigrafiche associate ai "Calcari Cavernosi" sulle Alpi Apuane e sul Monte Pisano in rapporto alla messa in posto della Falda Toscana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **92**: 435-452.
- DALLAN L. & RAGGI G. (1962) - *Sull'età delle formazioni dell'Alberese e dell'Arenaria superiore nell'Appennino settentrionale (Val di Tarò e Alta Valle dello Scoltenna)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **80**: 151-174.
- DALLAN L. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano, 2: Ricerche micropaleontologiche nei flysch nei dintorni di Pievepelago (Appennino modenese)*. *Boll. Soc. Geol. It.* **81** (3): 77-128.
- DALLAN L., PUCCINELLI A. & VERANI M. (1982) - *Geologia dell'Appennino settentrionale tra l'alta Val di Lima e Pistoia*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **100** (4): 567-586.

- DALLAN L. & NARDI R. (1974) - *Schema stratigrafico-strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Scienze "G. Capellini", **42**: 1-212.
- DANIELE G. (1998) - *Studio stratigrafico, petrografico e strutturale dei Flysch ad Elmitoidi e loro successioni di base; rapporti con le unità limitrofe (Appennino modenese, reggiano e parmense)*. Tesi Dottorato, Università degli Studi di Pisa.
- DANIELE G., MOCHI E. & PLESI G. (1996) - *L'insieme ligure-emiliano dell'Appennino modenese: unità tettoniche e successioni stratigrafiche nella zona di Frassinoro*. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Serie A, **102** (1995): 147-158.
- DANIELE G. & PLESI G. (2000) - *The Ligurian Helminthoid flysch units of the Emilian Apennines: stratigraphic and petrographic features, paleogeographic restoration and structural evolution*. Geodinamica Acta, **13**: 1-21.
- DE KAMP P. VAN, LEAKE B.E. (1995) - *Petrology and geochemistry of siliciclastic rocks of mixed feldspathic and ophiolitic provenance in the Northern Apennines, Italy*. Chemical Geology, **122**: 1-20.
- DE NARDO M.T. (1992) - *Dati preliminari sul rilevamento del "complesso caotico indifferenziato" Aucct. tra il T. Enza ed il T. Crostolo (Appennino reggiano)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 463-470.
- DE NARDO M.T., IACCARINO S., MARTELLI L., PAPANI G., TELLINI C., TORELLI L. & VERNIA L. (1992) - *Osservazioni sull'evoluzione del bacino satellite epiligure Vetto-Carpinetti - Canossa (Appennino Settentrionale)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 209-220.
- DE STEFANI C. (1922) - *L'origine del Petrolio nell'Emilia*. R. Accad. Naz. Lincei, ser. 5, 31, Roma.
- DECANDIA F.A. & ELTER P. (1972) - *La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levante e la Val Graveglia (Appennino Ligure)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 417-433.
- DENEKE E. & GUENTHER K. (1981) - *Petrography and arrangement of Tertiary geywacke and sandstone sequences of the Northern Apennines*. Sed. Geol., **28**: 189-230.
- DICKINSON W. (1970) - *Interpreting detrital modes of greywacke and arkose*. Jour. Sed. Petr., **40**: 695-707.
- DI GIULIO A. (1991) - *Detritismo della parte orientale del Bacino Terziario Piemontese durante l'Eocene-Oligocene: composizione delle arenarie ed evoluzione tettono-stratigrafica*. Atti tic. Sc. Terra, **34**: 21-41.
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri petrologici e composizionali modali*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **28**: 55-101.
- DI SABATINO NEGRETTI & POTENZA (1979) - *Metamorfismo ercinico ed alpino negli affioramenti del Passo del Cerreto (Appennino Tosco-Emiliano)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 117-121.
- ELMI C. (1991) - *Anomalie del reticolo idrografico nell'Appennino centro-settentrionale: evoluzione geomorfologica e neotettonica*. Giornale di Geologia, **53/2**: 81-92.
- ELMI C., SELLI R. & ZECCHI R. (1981) - *Sismotettonica dell'Emilia-Romagna*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 617-622.
- ELMI C. & ZECCHI R. (1974) - *Caratteri sismotettonici dell'Emilia-Romagna*. Quaderni della Mercanzia, Bologna.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes e sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalps romandes and chablaisiennes*. Ecl. Geol. Elv. Arch. Sc., **19** (3): 279-377.
- ELTER P. (1973) - *Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale*. In "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino". Quaderno n. 183. Acc. Naz. dei Lincei.
- ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) - *Sul significato dell'esistenza di una unità alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (2): 373-394.
- ELTER P., GRATZIU C., MARTINI J., MICHELUCINI M. & VUAGNAT M. (1969) - *Remarques sur la ressemblance pétrographique entre les grès de Petriacola (Apennin) et les grès de Tavayanne des Alpes franco-suissees*. C. R. des séances, SPHN Genève, NS, **4**, 150-156.
- ELTER P. & MARRONI M. (1992) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 121-138.

- ELTER P., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991) - *Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso di M. Penna/Casanova (Alta Val di Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, Note Brevi: 97-106.
- ELTER P. & PERTUSATI P. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi - Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 359-375.
- ELTER P. & SCHWAB K. (1957) - *Geologia della regione fra Vara e Magra (Appennino ligure-toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **76**: 1-13.
- ELTER P. & SCHWAB K. (1959) - *Nota illustrativa della carta geologica all'1: 50.000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli*. Boll. Soc. Geol. It., **78** (2): 157-187.
- ELTER P. & TREVISAN L. (1973) - *Olistostromes in the tectonic evolution of the Northern Apennines*. In: Gravity and Tectonics, De Jong K.A. & Scholten R. (Eds.) J. Willey & Sons, New York. 175-188.
- EVA E. & SOLARINO S. (1994) - *Alcune considerazioni sulla sismotettonica dell'Appennino nord-occidentale ricavate dall'analisi dei meccanismi focali*. Studi Geol. Camerti, CROP 1-1/A, Volume speciale (1992/2) appendice: 75-83.
- FAZZINI P. (1963) - *Osservazioni geologiche nel Gruppo di M. Cantiere (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **82**.
- FAZZINI P. (1966) - *La geologia dell'alta Val Dolo*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6): 213-238.
- FAZZUOLI M. (1974a) - *Facies di Laguna interna nel Calcare massiccio della Toscana Sud-Orientale*. Boll. Soc. Geol. It., **93**.
- FAZZUOLI M. (1974b) - *Caratteri sedimentologici del Calcare massiccio nell'area della Pania di Corfino (Prov. di Lucca)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**.
- FAZZUOLI M., BECARELLI S., BURCHIETTI G., FERRINI G., GARZONIO C. A., MANNORI G., SANI F. & SGUAZZONI G. (1994) - *A short outline of the geology of the mesozoic inlier in the Lima Valley, Northern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48** (1994): 79-85.
- FAZZUOLI M., FERRINI G., PANDELI E. & SGUAZZONI G. (1985) - *Le formazioni Giurassico-Mioceniche della Falda Toscana a Nord dell'Arno: Considerazioni sull'evoluzione sedimentaria*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 159-201.
- FAZZUOLI M., FOIS E. & TURI A. (1988) - *Stratigrafia e sedimentologia dei "Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta" Auctt. (Norico-Retico) della Toscana nord-occidentale - Nuova suddivisione formazionale*. Riv. It. Paleont. Strat., **94** (4): 561-618.
- FEDERICI P. & RAGGI G. (1974) - *Brecce sedimentarie e rapporti tra le unità tettoniche toscane nel Gruppo delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **93**.
- FERRARI G., GASPERINI P. & POSTPISCHL D. (1980) - *Catalogo dei terremoti della Regione Emilia-Romagna*. Collana di orientamenti geomorfologici e agronomico-forestali, Pitagora Editrice, Bologna.
- FERRARI S. - *Rapporti tra le evaporiti triassiche della Val Secchia e le formazioni limitrofe*. Tesi di laurea ined., Univ. di Parma, A.A. 1985/86.
- FESCE A.M. & PINI G.A. (1988) - *Analisi mesoscopiche sui terreni caotici (Argille Scagliose) e sul Pliocene intrappenninico del Bolognese*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **23** (4-1987): 211-218.
- FONTANA D., SPADAFORA E., STEFANI C., STOCCHI S., TATEO F., VILLA G. & ZUFFA G.G. (1996) - *The Upper Cretaceous Helminthoid Flysch of the Northern Apennines: provenance and sedimentation*. Mem. Soc. Geol. It., **48** (1994): 237-250.
- FONTANA D., SPADAFORA E., STEFANI C., TATEO F. & ZUFFA G.G. (1991) - *Il Flysch di Solignano nel quadro dei Flysch ad Elmitoidi (Maastrichtiano inferiore, Appennino settentrionale)*. Giornale di Geologia, **52** (1990): 99-120.
- FORNACIARI E. & LABAUME P. (1992) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Bobbio Formation (NW Apennines, Italy)*. Acc. Sci. Geol., **44**: 109-126.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42**: 1-36.
- FREGNI P. & PANINI F. (1988) - *Lacuna stratigrafica tra le Formazioni di Ranzano e Antognola nelle zone di Roteglia e Montebaranzone (Appennino reggiano e modenese)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **93** (4-1987): 533-558.

- FUCINI (1908) - *La Pania di Corfino*. Boll. Soc. Geol. It., **27**.
- GANDOLFI G. & PAGANELLI L. (1993) - *Le torbiditi arenacee oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale tra La Spezia e Arezzo: studio petrografico e implicazioni paleogeografiche*. Giornale di Geologia, Ser.3ª, **55/1**: 93-102.
- GAZZI P. (1963) - *Ordine di apparizione dei minerali pesanti nella Formazione di Monghidoro e nella serie di Loiano (Appennino Bolognese)*. Miner. Petrogr. Acta, **9**: 79-95.
- GAZZI P. (1966) - *Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro*. Miner. Petrogr. Acta, **12**: 69-97.
- GHELARDONI R. (1964) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (3): 277-290.
- GELMINI R. (1965) - *Osservazioni sulle breccie a Miogypsine rinvenute alla base delle arenarie del M. Cervarola (Appennino Modenese)*. Atti Soc. Mat. Nat. Modena, **96**: 3-12.
- GELMINI R. (1966) - *Osservazioni geologiche tra il M. Cimone e la valle del Dardagna (alto Appennino Modenese)*. Mem. Soc. Geol. It., **5**.
- GHELARDONI R. (1966) - *Scema tettonico dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo nè Monti)*. Atti Soc. Geol. It., **73**: 162-181.
- GHELARDONI R., PIERI P. & PIRINI C. (1965) - *Osservazioni stratigrafiche nell'area dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo ne' Monti)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6): 297-416.
- GIANNINI E. & NARDI R. (1965) - *Carta geologica della zona nord-occidentale del M. Pisano e dei Monti d'oltre Serchio*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5).
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 45-75.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1962) - *Les phases tectoniques de l'orogenese alpine dans l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Géol. de France, Ser. 7^e, **4**: 682-690.
- GROSCURTH J. & REUTTER K.J. (1977) - *Beziehungen zwischen Rauhawackenbildung und Deckenbau im Nordapennin*. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., **8**.
- GROSCURTH J., GÜNTHER K., REUTTER K.J. & WALLBRECHER E. (1977) - *The significance of the Polymictic Rauhawackes at the base of the Tuscan Nappe (Northern Apennines)*. In: Alps, Apennines, Hellenides. Inter-Union Comm. Geodynamics. Sc. Rep. n. **38**, Stuttgart.
- GÜNTHER K. (1966) - *Zur geologie der Zone Zwischen der Nordlichen Apuaner und dem Apennin Hauptkamm*. Diss. Freie Univ. Berlin.
- GÜNTHER K. & RENTZ K. (1968) - *Contributo alla geologia della catena principale dell'Appennino tosco-emiliano tra Ligonchio, Civago e Corfino*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **4**: 67-87.
- GÜNTHER K. & REUTTER K.J. (1986) - *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*. Giornale di Geologia, Ser. 3ª, **47** (1985): 15-34.
- HAAF TEN E. (1959) - *Graded beds of the Northern Apennines. Sedimentary structures and directions of supply*. Thesis, Rijksuniv., Groningen, 102 pp.
- HAAF TEN E. (1985) - *A structural review of the bolognese Apennines (with two field trip itineraries)*. Giornale di Geologia, 3ª ser., **47** (1-2): 35-45.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'evolution tectogenetique de la liason Alpes - Apennins (de la Ligurie à la Calabrie)*. Mem. Soc. Geol. It., **11** (4): 309-342.
- HAGGERTY S.E. (1976) - *Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks*. In: Oxide Minerals, Min. Soc. Am., Short Course Notes, **3**, Hg 101-200.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*. In Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G. St. C., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (Ed.), Sea-Level Changes: An Integrated Approach. Spec. Publ. - Soc. Econ. Paleontol. Mineral., **42**: 72-108.
- HEMMER C. (1971) - *Zur Geologie des Gebietes zwischen Lago di Suviana und Passo della Futa, (Prov. Bologna und Firenze, Italien)*. Diss. Freie Univ. Berlin, 234 pp.
- HEYMANN H.F. (1968) - *Zur Geologie der Toskanischen und Emilianischen Serien des Nordapennins im Bereich des oberen Panaro und oberen Lima Tales (Prov. Modena, Bologna, Pistoia)*. Diss. Freie Univ. Berlin, 179 pp.

- HSU K.J. (1967) - *Origin of large overturned slabs of Apennines, Italy*. A.A.P.G. Bull., **51** (1): 65-72.
- KAENEL DE E. & VILLA G. (1996) - *Oligocene-Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology from the Iberia abyssal Plaine*. In Whitmarsh R. B., Sawyer D. S., Klaus A. & Masson D.G. (Ed.). Proc. ODP Sci. Results, **149**: 79-145.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D. & SCHAMEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K-Ar and 40Ar/39Ar techniques: results from Northern Apennines*. J. Struct. Geol., **8** (7).
- KRAMPE K.D. (1964) - *Zur geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza*. Diss. Freie Univ. Berlin. 161 p.
- KRYNINE P.D. (1942) - *Provenance versus mineral stability as a controlling factor in the composition of sediments (abstr.)*. Bull. Geol. Soc. Amer., **53**: 1850-1851.
- LABAUME P. (1992) - *Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile*. Université Montpellier II. Thèse de docteur d'Etat, 476 pp.
- LIPPARINI T. (1945) - *Studi stratigrafici e tettonici nell'Appennino settentrionale*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **64** (1-1946): 33-107.
- LOSACCO U. (1953) - *La struttura dell'Appennino modenese tra la Foce della Radici e il Passo dell'Abetone*. Boll. Soc. Geol. It. **70**: 490-512.
- LOSACCO U. (1966) - *Terreni, struttura e morfologia del Subappennino modenese - reggiano*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **97**: 1-60.
- MARCUCCI M. (1966) - *Ritrovamento di Inocerami associati a microfaune oligoceniche nel flysch arenaceo di Cargedolo (Appennino modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6): 281-293.
- MARCUCCI M. (1967) - *Geologia della zona compresa tra Pievepelago, Piandelagotti e Vallorsara*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 523-579.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990) - *The age of the ophiolite sedimentary cover from the Mt. Gottero Unit (internal ligurid units, Northern Apennines): new data from calcareous nannofossils*. Ofioliti, **15** (2): 251-267.
- MARTELLI L., CIBIN U., DI GIULIO A. & CATANZARITI R. (1998) - *Litostratigrafia della Formazione di Ranzano (Priaboniano - Rupeliano), Appennino settentrionale e Bacino terziario Piemontese*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 151-185.
- MARTELLI L., CIBIN U., DI GIULIO A., CATANZARITI R. & RIO D. (1993) - *Revisione litostratigrafica della formazione di Ranzano. Proposta di legenda per la Carta Geologica d'Italia a scala 1: 50.000*. Gruppo Inform. di Sedimentol. del C.N.R., Terzo Conv. ann., Salice Terme 4-6/10/93, Riassunti, 13-14.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. Farinacci (Ed.), Proceeding II Planktonic conference, Rome, 1970, **2**: 739-785.
- MARTINI G. & PLESI G. (1988) - *Scaglie tettoniche divelte dal complesso di M. Modino e trascinate alla base delle unità subligure e ligure: gli esempi del M. Ventasso e del M. Cisa (Appennino reggiano)*. Boll. Soc. Geol. It., **107** (1): 171-191.
- MAXWELL J.C. (1959) - *Orogeny, gravity tectonics, and turbidites in the Monghidoro area, Northern Apennines Mountains, Italy*. New York Acad. Sci. Trans., **21**: 269-280.
- MERLA G. & ABBATE E. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia al scala 1: 100.000*. F. 97 "S. Marcello Pistoiese". Poligrafica e Cartevalori, Ercolano (Na).
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1): 95-382.
- MERLA G. (1959) - *Essay on the geology of the Northern Apennines*. Atti Meeting Gas Fields, Acc. Naz. Lincei - E.N.I.
- MEZZADRI G. & VALLONI R. (1981) - *Studio di provenienza delle arenarie di M. Cervarola (Torre del T. Dardagna, Reggio Emilia)*. Miner. Petrogr. Acta, **25**: 91-102.
- MOCHI E., PLESI G. & VILLA G. (1996) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei della parte basale della successione del M. Modino (nell'area dei Fogli 234 e 235) ed evoluzione strutturale dell'unità omonima*. Studi Geol. Camerti, **13** (1995): 39-73.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1982) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del Nord-Appennino: 1. Unità di Canetolo*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 275-289.

- MONTERFORTI B. (1968) - *Nuove conoscenze sui rapporti tra le "Arenarie di Ostia" e la formazione delle Breccie del Complesso di Base del Flysch di M. Caio (Appennino parmense)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., **74** (2): 541-548.
- MONTEFORTI B. (1972) - *La Regione di Berceto (Appennino parmense)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 47-64.
- MOORE J.C. (1989) - *Tectonics and hydrogeology of accretionary prism: role of the décollement zone*. J. Struct. Geol., **11** (1-2): 95-106.
- MOORE J.C. & SAMPLE J. (1989) - *Mechanisms of accretionary at sediment dominated subduction zones: consequences for the stratigraphic record and accretionary prism hydrogeology*. Mem. Soc. Geol. It., **31** (1986): 107-118.
- MORTON A.C. (1985) - *Heavy minerals in provenance studies*. In: Provenance of arenites (G. G. Zuffa Ed.), NATO ASI Series, D. Reidel, Dordrecht, 249-277.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. Agip© Spa- S. Donato Milanese, 165 pp.
- MUTTI E., PAPANI L., DI BIASE D., DAVOLI G., MORA S., SEGADELLI S. & TINTERRI R. (1995) - *Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino*. Mem. Sc. Geol. Padova, **47**: 217 - 244.
- MUTTI E., PAREA G.C., RICCI LUCCHI F., SAGRI M., ZANZUCCHI G., GHIBAUDO G. & IACCARINO S. (1975) - *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines*. 9th Int. Congr. Sedim., Exc. Guidebook, Field Trip A-11, Modena, 120 pp.
- NARDI R. (1964a) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano 3 - I rapporti tra le arenarie del M. Cervarola e il Macigno lungo la valle dello Scoltenna (prov. di Modena)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (2): 361-372.
- NARDI R. (1964b) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano 4 - La Geologia della valle dello Scoltenna tra Pievepelago e Montecreto (Appennino modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (4): 353-400.
- NARDI R. (1965) - *Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra M. Cusna e M. Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5): 34-88.
- NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano: stratigrafia e tettonica nei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (3): 1-76.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the Low-Latitude Coccolith Biostratigraphy Zonation*. Mar. Micropaleont., **5**: 321-325.
- PAGANI G. (1978) - *Sul significato della "finestra tettonica" nella valle del T. Liocca (Alta Val d'Enza, Reggio Emilia)*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **14** (1): 23-24.
- PAGANI G. (1979) - *Sulla presenza del complesso di M. Ventasso nella Valle di Rio Grande (Villa Minozzo, Reggio Emilia)*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **15** (1): 57-68.
- PAGANI G. & ZANZUCCHI G. (1970) - *Osservazioni sul contatto fra il Macigno e l'Unità delle argille e calcari*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **6**: 3-42.
- PANDELI E., FERRINI G. & LAZZARI D. (1994) - *Lithofacies and petrography of the Macigno Formation from the Abetone to the Monti del Chianti areas (Northern Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 321-329.
- PANINI F. (1981) - *Analisi dei frammenti di roccia presenti in alcune arenarie oligoceniche e mioceniche dell'Appennino Bolognese*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **112**: 153-174.
- PAPANI G. (1971) - *Geologia della struttura di Viano (Reggio Emilia)*. Mem. Soc. Geol. It., **10** (2): 121-165.
- PAREA G.C. (1965) - *Caratteri sedimentologici delle torbiditi pre-Oligoceniche dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (1): 223-266.
- PASSERI L. (1975) - *L'ambiente di deposizione della formazione evaporitica nel quadro della paleogeografia del Norico tosco-umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **94** (1-2).
- PASSERI L. (1977) - *Sedimentologia e ricostruzioni paleogeografiche nel Trias superiore dell'Appennino centro-settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (1976).
- PASSERI L. & PIALLI G. (1972) - *Facies lagunari nel "calcare massiccio" dell'Umbria occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **91** (2).

- PASSERI L. & PIALLI G. (1973) - *L'ambiente di sedimentazione dei calcari a R. contorta dell'Umbria occidentale e del M. Cetona*. Geologica Romana, **12**.
- PATACCA E. (1973) - *Microfacies dei conglomerati della "Scaglia" e del "Macigno" di alcune serie toscane*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 187-225.
- PATACCA E., RAU A. & TONGIORGI M. (1973) - *Il significato geologico della breccia sedimentaria poligenica al tetto della successione metamorfica dei Monti Pisani*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **80**: 126-161.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1985) - *Struttura geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo: ipotesi sismotettoniche*. Progetto Cartografia Geologica: Atti Semin. Regione Emilia-Romagna 22-23 settembre 1985, Bologna. Tip. Moderna, Bologna.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossil*. In H.M. Bolli, J.B. Sanders, K. Perch-Nielsen (Eds.): *Plankton stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, 427-554.
- PETTIJOHN F.J. (1941) - *Persistence of heavy minerals and geologic age*. Jour. Geol., **49**: 610-625.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy)*. C.N.R. Prog. Fin. Geod. Pubbl. **414**: 1-13.
- PIERI M. (1961) - *Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955-59 dai geologi dell'AGIP MINERARIA*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1): 3-34.
- PINI G.A. (1993) - *Geological map of the Bologna area foothills*. Step Parma.
- PLATT J.P., LEGGET J.K., YOUNG J., RAZA H. & ALAM S. (1985) - *Large-scale sediment underplating in the Makran accretionary prism, South-West Pakistan*. Geology, **13**: 507-511.
- PLESI G. (1974) - *Unità di Canetolo nella struttura di Bobbio (Val Trebbia), Montegrosso (Val Gotra) e lungo la trasversale Cinque Terre - Pracchiola*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A, **81**: 121-151.
- PLESI G. (1975a) - *La giacitura del Complesso Bratica-Petrignacola nella serie del Rio di Roccaferara (Val Parma) e dei flysch arenacei tipo Cervarola nell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 157-176.
- PLESI G. (1975b) - *La nappe de Canetolo*. Bull. Soc. Géol de France, **6**: 979-983.
- PLESI G. (1989) - *Geometrie di un sovrascorrimento piegato: la struttura della finestra di Gova (Val Dolo - Appennino emiliano)*. Mem. Acc. Lunig. Sc. "G. Capellini", **57-58** (1987-1988): 55-75.
- PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1994) - *Le Unità Liguri ed Emiliane della media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale*. Atti Tic. Sc. Terra, **36** (1993): 183-229.
- PLESI G., BONANNI G., BOTTI F., DANIELE G. & PALANDRI S. (1998) - *Processi e tempi di costruzione della catena appenninica nelle sue fasi oligo-mioceniche: l'esempio della finestra di Pracchiola (biostratigrafia, petrografia e analisi strutturale, con Carta Geologico-Strutturale scala 1: 20.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 841-894.
- PLESI G., CHICCHI S., DANIELE G. & PALANDRI S. (2000) - *La struttura dell'alto Appennino reggiano-parmense fra Valditacca, il Passo di Pradarena e il M. Ventasso*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 267-296.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576.
- RAMPONE E., HOFMANN A.W., PICCARDO G.B., VANNUCCI R., BOTTAZZI P. & OTTOLINI L. (1995) - *Petrology, mineral and isotope geochemistry of the external liguride peridotites (Northern Apennines, Italy)*. Journal of Petrology, **36** (1): 81-105.
- RAYMOND L.A. (1984) - *Classification of mélanges*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **198**: 7-20.
- RENTZ K. (1971) - *Zur Geologie der Zone zwischen der Secchia und dem Apennin Hauptkamm*. Diss. Freie Univ., 338 p., Berlin.
- REUTTER K.J. (1968). *Die Tektonischen Einheiten des Nordapennins*. Ecl. 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*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **5** (2): 1-88.
- REUTTER K.J. (1981) - *A trench - forearc model for the Northern Apennines*. In: Wezel F. C. (Ed.). *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, 435-443, Tecnoprint, Bologna.

- REUTTER K.J. & GROSCURTH J. (1978) - *The pile of nappes in the Northern Apennines, its unravelling and emplacement*. In: H. Cloos, D. Roeder & K. Schmidt (Eds.) "Alps, Apennines, Hellenides". 239-243. Schweizerbart, Stuttgart.
- REUTTER K.J. & SAMES C.W. (1964) - *Fazieszusammenhänge im Nordapennin*. Z. deutsch. geol. Ges., **114** (3): 620-646.
- REUTTER K.J. & SCHLUETER 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.
- REUTTER K.J., TEICHMUELLER M., TEICHMUELLER R. & ZANZUCCHI G. (1982) - *Le ricerche sulla carbonificazione dei frustuli vegetali nelle rocce clastiche, come contributo ai problemi di paleogeotermia e tettonica nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 111-126.
- RICCI C.A. (1968) - *Le rocce metamorfiche di natura basica e ultrabasica nelle serie e facies toscana*. Studio chimico e petrografico. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. Serie A, **75** (1-1968), 1-67.
- 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 S.G.I. Bologna. 279-295.
- RICCI LUCCHI F. (1985) - *Influence of transport processes and basin geometry on sand composition*. In: Provenance of Arenites (Ed. G. G. Zuffa), NATO ASI Series, D. Reidel, Dordrecht, 19-46.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Apennines*. Spec. Publ. int. Ass. Sediment. **8**.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The foreland basin system of the Northern Apennines and related clastic wedges: A preliminary outline*. Giornale di Geol., ser. **3**, 48/1: 165-185, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Syn-orogenic deposits of a migrating basin system*. In: The NW Adriatic Foreland Basins, Excursion Guidebook, Fribourg, 137-176.
- RIO D. & VILLA G. (1983) - *I nannofossili calcarei del Cretaceo-superiore del Flysch di Solignano, Media Val Taro - Appennino settentrionale*. Mem. Sc. Geol., **36**: 239-282.
- RIO D., FORNACIARI E. & RAFFI I. (1990a) - *Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nannofossils from Western equatorial Indian Ocean (Leg 115)*. In Duncan R. A., Backman J., Peterson L. C. et alii, Proc. ODP, Sc. Results, **115**: 175-235. Collage Station, TX: Ocean Drilling Program.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990b) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean*. In K. Kastens, J. Mascles et alii; (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **107**: 513-533.
- RIO D., VILLA G. & CANTADORI M. (1983) - *Nannofossil dating of Helminthoid Flysch Units in the Northern Apennines*. Giornale di Geologia, **45** (1): 57-86.
- RODOLICO F. (1940) - *Ciottoli nella Formazione del Macigno della alta Valle del Secchia*. Atti Soc. Toscana Sc. Nat. Proc. Verb., **49**: 36-38.
- ROTH P.H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the North-Western Atlantic Ocean*. In: W. E. Benson, R. E. Sheridan et alii. (Eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **44**: 731-759.
- RUFFINI R., COSCA M.A., D'ATRI A., HUNZIKER J.C. & POLINO R. (1995) - *The Volcanic supply of the Taveyenne turbidites (Savoie, France): a riddle for Tertiary volcanism*. Scritti e documenti Acc. Naz. Scienze, **14**: 359-376.
- SACCO F. (1901) - *Sul valore stratigrafico delle grandi Lucine dell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. It., **20**: 563-574.
- SACCO F. (1926) - *Ricerche di regioni petrolifere dell'Appennino dell'Emilia II: Appennino Bolognese*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **20**.
- SAGRI M. (1971) - *Megaritmi alla base delle arenarie del Cervarola (Appennino Settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **10**: 347-370.
- SAGRI M. (1976) - *Ambienti di deposizione e meccanismi di sedimentazione nella successione Macigno - olistostroma - Arenarie del M. Modino (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 771-778.

- SAMES W. (1963) - *Bertrag zur Gliederung des Kreideflysch zwischen Bobbio und Berceto in Nordapennin (Italien)*. Geol Jb., **81**: 481-518.
- SANI M. (1985) - *Le brecce della Versilia tra successione toscana metamorfica e falda toscana nell'area di Casoli - Metato (Apuane meridionali)*. Rend. Soc. Geol. It., **8**.
- SCICLI A. (1972) - *L'attività estrattiva e le risorse minerarie della regione Emilia - Romagna*. Tipogr. Artioli, Modena.
- SERPAGLI E. (1962) - *Età paleogenica e non miocenica della formazione di Rio Giordano tra Pavullo e Lama Mocogno (Appennino settentrionale modenese)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., 8a serie, **33** (3-4): 153-157.
- SERPAGLI E. & SIROTTI A. (1967) - *Età aquitaniana delle breccie a Lepidocicline e Miogipsine delle "Arenarie del M. Cervarola" (Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **6** (1): 18-29.
- SERPAGLI E. & SIROTTI A. (1969) - *L'età della base del Macigno in Val Gordana (Appennino Settentrionale) dallo studio biometrico delle Lepidocicline*. Atti Soc. Nat., Modena, **100**.
- SESTINI G. (1970) - *Sedimentation of the late geosynclinal stage*. In: G. SESTINI (Ed.), *Development of the Northern Apennines Geosyncline*. Sed. Geol., **4**: 445-480.
- SIGNORINI R. (1946a) - *Osservazioni geologiche sull'alto Appennino modenese e Val di Lima*. Boll. Soc. Geol. It., **63** (1944): 53-73.
- SIGNORINI R. (1946b) - *Autoctonia o alloctonia dei terreni dell'Appennino centrale e settentrionale*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Ser. 1^a, **8** (1): 99-106.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. en Mijn., **56** (1): 37-65.
- STRUENSEE G. VON (1967) - *Zur Stratigraphie und Tektonik des oberen Reno-Tales (Prov. Bologna und Pistoia)*. Diss. Freie Univ. Berlin, 156 pp.
- TAVANI G. (1943) - *Osservazioni geologiche sull'alto Appennino modenese*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **51**.
- TOUMARKINE M. & LUTERBACHER H. (1985) - *Paleocene and Eocene Planktic Foraminifera*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University press, 87-154.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **9** (3): 577-618.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1993) - *Correlazione sinottica delle Unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, CROP 1/1A, Volume speciale (1992/2): 171-185.
- VALLONI R. (1978) - *Provenienza e storia post-deposizionale del Macigno di Pontremoli*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 317-329.
- VALLONI R., LAZZARI D. & CALZOLARI M.A. (1991) - *Selective alteration of arkose framework in Oligo-Miocene turbidites of Northern Apennines foreland: impact on sedimentary provenience analysis*. In Morton A.C., Todd S.P. e Haughton P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenience Studies*. Geol. Soc. Sp. Publ., **57**: 125-136.
- VALLONI R. & MAYNARD J.B. (1981) - *Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation*. Sedimentology, **28**: 75-83.
- VALLONI R. & ZUFFA G.G. (1984) - *Provenience changes for arenaceous formation of the Northern Apennines, Italy*. Geol. Soc. Amer. Bull., **95**: 1035-1039.
- VENZO et alii (1965) - *Carta geologica 1: 100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe*. L. A. C. Firenze
- VESCOVI P. (1986) - *L'assetto strutturale della Val Baganza tra Berceto e Cassio (PR)*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **22** (3): 85-111.
- VESCOVI P. (1988) - *L'assetto strutturale del Flysch di Monte Caio nella zona del Passo della Cisa e in Alta Val Baganza (Prov. Parma)*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 313-316.
- VESCOVI P. (1993) - *Schema evolutivo per le Liguridi dell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**: 89-112.
- VILLA G. (1992) - *Biostratigrafia a nanofossili calcarei delle Arenarie di Ostia nelle località tipo e nella zona di Berceto (Prov. di Parma)*. Mem. Desr. Carta d'It., **46** (1991): 433-443.

- WILDI W. (1985) - *Heavy mineral distribution and dispersal pattern in penninic and ligurian flysch basin (Alps, Northern Apennines)*. Giornale di Geologia, **47** (1-2): 77-99.
- WINKLER W. (1988) - *Mid-to Early Late Cretaceous Flysch and mélangé Formations in the Western part of the Eastern Alps*. Palaeotectonic implications. Jb. Geol. B.-A., **131**(2): 341-389.
- WINKLER W. (1996) - *The tectono metamorphic evolution of the Cretaceous Northern Adriatic margin as recorded by sedimentary series (Western part of the Eastern Alps)*. Ecl. Geol. Helv., **89** (1): 527-551.
- ZACCAGNA D. (1884) - *Affioramenti di terreni antichi nell'Appennino fivizzanese e Pontremolese*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **4**.
- ZACCAGNA D. (1898) - *Nuove osservazioni sui terreni costituenti la zona centrale dell'Appennino adiacente all'Alpe Apuana*. Boll. Reg. Com. Geol. It., **29**.
- ZACCAGNA D. (1932) - *Il fenomeno carsico di Sassalbo nell'Appennino Fivizzanese*. Mem. Acc. Lunig. Sc."G. Capellini", **11**.
- ZANZUCCHI G. (1961) - *Studio geotettonico sul flysch della Val Baganza (Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (3): 133-158.
- ZANZUCCHI G. (1963) - *La geologia dell'Alta val Parma*. Mem. Soc. Geol. It., **82** (4): 131-167.
- ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla Carta e Sezioni geologiche della Provincia di Parma e Zone limitrofe (1: 100.000)*. Vol. ded. a S. Venzo. Univ. di Parma. Grafiche STEP editrice, Parma, 201-233,.
- ZANZUCCHI G. (1988) - *Ipotesi sulla posizibne paleogeografica delle "Liguridi Esterne" cretacio-eoceniche nell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra. **31**: 327-339.
- ZECCHI (1980) - *Guida alla realizzazione di una carta sismotettonica e del rischio sismico*. Collana di orientamenti geomorfologici e agronomico-forestali, Pitagora Editrice, Bologna.
- ZUFFA G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. Jour. Sed. Petr., **50**: 21-29.
- ZUFFA G.G. (1985) - *Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results*. In: Provenance of Arenites (Ed. G. G. Zuffa), NATO ASI Series, D. Reidel, Dordrecht, 165-189.
- ZUFFA G.G. (1987) - *Unravelling Hinterland and Offshore Paleogeography from Deep-water Arenites*. In J. K. Leggett e G. G. Zuffa (Eds): Marine Clastic Sedimentology, Graham and Trotman, London, 39-61.
- ZUFFA G.G. (1991) - *On the use of turbidite arenites in provenance studies: critical remarks*. From Morton A.C., Todd S.P. & Haughton P.D.W. (Eds), Developments in Sedimentary Provenance Studies. Geol. Soc. Spec. Pub, **57**: 23-29.
- ZUFFA G.G., CIBIN U. & DI GIULIO A. (1995) - *Arenite petrography in sequence stratigraphy*. Jour. of Geology, **103** (4): 451-459.