



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 218

CASTELNOVO NE' MONTI

a cura di:

**G. Papani¹, M.T. De Nardo², G. Bettelli³, D. Rio⁴, C. Tellini¹,
L. Vernia¹**

con contributi di:

**E. Fornaciari⁴, S. Iaccarino¹, L. Martelli², L. Papani¹, U. Cibin²,
E. Spadafora⁵, S. Gaboardi²**

¹ Dipartimento Scienze della Terra - Università di Parma

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

³ Dipartimento Scienze della Terra - Università di Modena e Reggio Emilia

⁴ Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica - Università di Padova

⁵ Dipartimento Scienze della Terra e Geologico-Ambientali - Università di Bologna

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. Boscherini**, **S. Cocco**, **V. Cocco**,
U. Crescenti, **L. Del Sordo**, **M. Grasso**, **P. Manetti**, **G. Mariotti**, **G. Pasquare**,
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'Ambrogi, **M. D'Orefice**, **R. Graziano**, **F. Papasodaro**, **M. Rossi**

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

M.C. Giovagnoli, **R. Ventura**, **F. Visichio**

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

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

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)

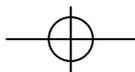
Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati
a cura dell'ATI: **S.EL.CA. s.r.l.**, **SystemCart s.r.l.**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

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

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



INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
II	- SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME	» 9
III	- CENNI STORICI	» 13
IV	- STRATIGRAFIA	» 15
1.	- DOMINIO SUBLIGURE	» 15
1.1.1.	- <i>Formazione di Monte Staffola</i>	» 15
2.	- DOMINIO LIGURE	» 17
2.1.	- OFIOLITI	» 17
2.2.	- FORMAZIONI PRE-FLYSCH AD ELMINTOIDI ED UNITA AFFINI	» 19
2.2.1.	- <i>Argille a Palombini</i>	» 20
2.2.2.	- <i>Arenarie di Scabiazza</i>	» 21
2.2.3.	- <i>Argille varicolori di Cassio</i>	» 21
2.2.4.	- <i>Argille varicolori di Grizzana Morandi</i>	» 22
2.2.5.	- <i>Argille varicolori della Val Samoggia</i>	» 23
2.2.6.	- <i>Formazione di Poggio</i>	» 25
2.2.7.	- <i>"argille a blocchi"</i>	» 26
2.3.	- SUCCESSIONE DELLA VAL PARMA	» 27
2.3.1.	- <i>Flysch di Monte Caio</i>	» 27
2.3.2.	- <i>Formazione delle "Marne rosate" di Tizzano</i>	» 28
2.4.	- SUCCESSIONE DELLA VAL TRESINARO	» 28
2.4.1.	- <i>Flysch di Monte Cassio</i>	» 29
2.4.2.	- <i>Argille di Viano</i>	» 29
2.5.	- SUCCESSIONE DELLA VAL ROSSENA	» 30
2.5.1.	- <i>Formazione di Monte Venere</i>	» 32
2.5.2.	- <i>Formazione di Monghidoro</i>	» 33
2.5.3.	- <i>Argille della Val Rossenna</i>	» 34
2.5.4.	- <i>Complesso di Rio Cargnone</i>	» 35
3.	- SUCCESSIONE EPILIGURE	» 37
3.1.	- INTRODUZIONE	» 37
3.1.1.	- <i>Brecce argillose di Baiso</i>	» 39
3.1.2.	- <i>Marne di Monte Piano</i>	» 42
3.1.3.	- <i>Lente della Formazione di Loiano</i>	» 43
3.1.4.	- <i>Formazione di Ranzano</i>	» 44
3.1.5.	- <i>Formazione di Antognola</i>	» 49

3.1.6.	- <i>Brecce argillose della Val Tiepido-Canossa</i>	»	51
3.1.7.	- <i>Formazione di Contignaco</i>	»	54
3.2.	- GRUPPO DI BISMANTOVA	»	56
3.2.1.	- <i>Il problema dell'età della base ed estensione cronologica del Gruppo Bismantova</i>	»	57
3.2.2.	- <i>Formazione di Pantano</i>	»	61
3.2.3.	- <i>Formazione di Cigarellò</i>	»	65
3.2.3.1.	- Caratteri stratigrafici delle Arenarie di Vetto	»	68
3.2.3.2.	- Composizione e provenienza delle arenite del Gruppo Bismantova	»	70
3.3.	- FORMAZIONE DEL TERMINA	»	72
4.	- SUCCESSIONE DEL MARGINE APPENNINICO EMILIANO	»	73
4.1.1.	- <i>Formazione Gessoso-Solfifera</i>	»	75
4.1.2.	- <i>Argille di Lugagnano</i>	»	76
4.1.3.	- <i>Sabbie di Montericco</i>	»	77
4.1.4.	- <i>Formazione fluvio-lacustre</i>	»	77
4.2.	- DEPOSITI E COPERTURE QUATERNARIE CONTINENTALI	»	78
V	- TETTONICA	»	81
1.	- SEZIONI GEOLOGICHE	»	81
2.	- SCHEMA TETTONICO	»	84
2.1.	- LE UNITÀ TETTONICHE	»	84
2.1.1.	- <i>Discontinuità stratigrafiche significative</i>	»	87
2.2.	- PRINCIPALI STRUTTURE DEFORMATIVE	»	88
3.	- EVOLUZIONE GEOLOGICA DELL'AREA	»	95
VI	- ASPETTI GEOMORFOLOGICI	»	99
1.	- OROGRAFIA	»	101
2.	- MORFOLOGIA STRUTTURALE	»	102
3.	- LE FORME DI DEGRADAZIONE DEI VERSANTI	»	105
4.	- LE FORME FLUVIO-TORRENTIZIE E ASPETTI EVOLUTIVI DELLA RETE IDROGRAFICA	»	107
5.	- IL CARSISMO	»	110
6.	- LE TESTIMONIANZE DELL'AMBIENTE PERIGLACIALE	»	110
7.	- INCIDENZA MORFOLOGICA DELL'ATTIVITÀ ANTROPICA	»	111
8.	- PARTICOLARITÀ GEOMORFOLOGICHE	»	111

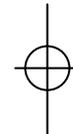


VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA	» 113
1. - LE ATTIVITÀ ESTRATTIVE	» 113
2. - RISCHI NATURALI	» 116

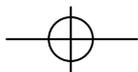
APPENDICE 1

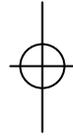
CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO	» 119
---	-------

BIBLIOGRAFIA	» 129
---------------------------	-------

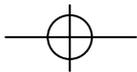


PROGETTO
CARGO





PROGETTO
CARGO



I - INTRODUZIONE

(a cura di G. Papani)

Il rilevamento geologico alla scala 1:10.000 delle 16 Sezioni della Carta Tecnica Regionale (CTR) del F. 218 è iniziato nel 1982 con la Sezione 218050 - Monchio delle Olle, presentata in pre-stampa al 1 Convegno sulla Cartografia Geologica della Regione Emilia-Romagna del 1984, ed è in seguito proseguito con le altre 15 Sezioni, che sono state ultimate in tempi diversi; considerando anche gli approfondimenti stratigrafici e le estese revisioni condotte su temi specifici (vedasi sotto) la cartografia del Foglio è finita nel 1996. Il lungo intervallo temporale durante il quale si sono sviluppati i rilevamenti in questione è almeno in parte giustificato dalla esigenza, condivisa dai responsabili della Regione Emilia-Romagna che qui ringraziamo, di sviluppare contemporaneamente una approfondita analisi bio-stratigrafica sulla Successione Epiligure così ampiamente rappresentata nel Foglio. La necessità, infine, di pubblicare il Foglio stesso, già così in ritardo rispetto ai programmi iniziali, non ha consentito di portare a termine la revisione stratigrafica di terreno relativa all'unità Bismantova, introducendovi le analisi di facies e di bacino, che avrebbero permesso di dare una logica stratigrafico-deposizionale ai vari membri e litofacies cartografati. Questa ultima parte dello studio potrà essere e sviluppata in seguito.

I rilevatori che hanno eseguito i rilievi del Foglio appartengono in parte agli ex Istituti di Geologia e di Petrografia dell'Università di Parma (ora riuniti nel Dipartimento di Scienze della Terra): A. Clerici (Sez. 218150 - Cavola *pars*), C. Tellini (Sezz. 218020 - Càsola Canossa, 218070 - Casina *pars*, 218100 - Felina), L. Vernia (Sezz. 218070 - Casina *pars*, 218130 - Castelnovo ne' Monti), e L. Torelli (Sez. 218110 - Carpineti); in parte sono contrattisti della Regione Emilia-

Romagna, coordinati dall'Istituto di Geologia dell'Università di Parma, presso il quale si erano laureati: G. Acerbi (Sezz. 218010 - Ciano d'Enza, 218050 - Monchio delle Olle, 218090 - Vetto), S. Chicchi (Sez. 218080 - Viano *pars*), M. Fornaciari (Sez. 218150 - Cavola *pars*), P. Patteri (Sez. 218140 - Pontone), A. Schioli (Sezz. 218030 - La Vecchia, 218040 - Tabiano, 218060 - Leguigno); in parte sono rilevatori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Modena: G. Bettelli, che ha anche coordinato i rilevamenti (Sezz. 218080 - Viano *pars*, 218120 - Baiso, 218160 - S.Cassiano).

Sono state inoltre eseguite revisioni di coordinamento in diverse aree del Foglio, specialmente a carico delle "unità caotiche" liguridi ed epiliguri, da parte di M.T. De Nardo del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna (Sezz. 218010, 218020, 218030, 218040, 218050, 218060, 218070, 218130, 218140) e a carico della Formazione di Ranzano, da parte di L. Martelli del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna.

Nella Successione Epiligure del Foglio, o talora di aree contigue, sono state eseguite numerose sezioni stratigrafiche in scala 1:100 da parte di contrattisti della R.E-R e/o di geologi del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della R.E-R (G. Bertolini, M.T. De Nardo: *Casa Carletto, Castellarano, M. Rosso, M. Staffola*; U. Cibir, L. Martelli, nel F. 218: *Cava Vesallo-Casa S. Andrea, Fola Vasirano, Ginepreto, Velucciana-Carpineti, Pianzo, Paderna-Casola Canossa, Viano, Castello-Carpineti, Iatica*, nel F. 217: *alta Val Toccana, Zermagnone, Lagrimone, Campora, Case Bodini, Gottano e T. Bardea*, nel F. 219: *M. Babbio-Ca' d'Inverno*, nel F. 235: *Toano-Cerrè Marabino*; L. Martelli: *Fola-Casa Spadaccini, Fola-Campiano, Fola-Carpineti*; M.T. De Nardo, P. Severi: *Canossa*; M.T. De Nardo, A. Negri, A. Silveti: *Lagrimone-Scurano, C. Bottazzo*; G. Rocchi, A. Silveti: *Carrobbio, Cerredolo dei Coppi, Cola, Cortogno, Mulino delle Noci, M. Vallestra-M.S. Vitale, S. Giovanni di Villaberza, Vaglio-Moncasale, Val Tresinaro alto, Vetto alto-Rosano, Vetto Ponte*; m.t. de nardo: *il Bocco, C. Vaglie*; L. Papani: *Vetto Ponte bis, Vetto beach, Rio di Vetto, Piagnolo*.

I campioni sparsi raccolti per studio biostratigrafico durante il rilevamento delle singole Sezioni C.T.R. alla scala 1:10.000 sono stati analizzati da biostratigrafi dell'Istituto di Geologia dell'Università di Parma (S. Iaccarino ed E. Morlotti) e dell'Istituto di Geologia di Modena (M.P. Mantovani Uguzzoni e P. Fregni per i foraminiferi, C. Fioroni per i nannofossili). I campioni relativi alle sopracitate sezioni stratigrafiche eseguite nella successione epiligure sono stati analizzati da D. Rio, dell'Università di Padova (che ha coordinato dette analisi), da S. Iaccarino (relativamente all'Antognola, al Contignaco ed al Bismantova) e da R. Catanzariti dell'Università di Pisa (relativamente al Ranzano), nonché da contrattisti della R.E-R (E. Fornaciari, S. Gaboardi).

II - SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME

(a cura di G. Papani)

Il Foglio 218 alla scala 1:50.000 copre un'area del medio - basso Appennino reggiano compresa fra parte delle vallate dell'Enza e del Secchia, le cui sorgenti si trovano a sud del Foglio, nell'alto Appennino. Alcuni corsi d'acqua minori nascono all'interno del Foglio e restano indipendenti fino al loro sbocco in pianura: citiamo in particolare il T.Crostolo, che nasce nella conca di Casina, e il T.Tresinaro, che nasce in quella di Carpineti. L'evoluzione della rete idrografica di questo settore appenninico è stata oggetto di interessanti considerazioni da parte di ANELLI, il quale ha messo in risalto l'influenza morfologica che la successione dei terreni oligomiocenici (oggi: Successione Epiligure), così ampiamente rappresentati nell'area, ha avuto nello sviluppo della rete idrografica. Senza voler entrare nel merito di questo interessante ed originale studio, si vuole qui sottolineare l'importanza locale della successione eo-oligo-miocenica, che rappresenta il carapace superiore di questo settore di catena che, sebbene marcatamente deformato (come si vedrà in seguito), rappresenta nel suo insieme una sorta di altopiano degradante verso la pianura, compreso fra le quote di 1041 m della Pietra di Bismantova, di 578 di Canossa e di 490 di Regnano.

Da un punto di vista generale si può dire che la Successione Epiligure costituisce la parte più interna, data dai "Depositi di sommità del cuneo orogenico", del "Sistema di bacino di avampaese" (nel senso di DE CELLES & GILES, 1996) dell'Appennino settentrionale, che continuava verso l'esterno con i depositi di avanfossa e poi con quelli dell'avampaese adriatico in senso stretto.

La sedimentazione della Successione Epiligure ha registrato indirettamente tutti gli eventi tettonici e deposizionali significativi che hanno riguardato il

cuneo orogenico durante la sua traslazione sulla placca Adria. In particolare ha risentito della dinamica interna del cuneo stesso, data via via da accorciamenti, ispessimenti, processi estensionali, eccetera, che hanno continuamente modificato il gradiente topografico, la batimetria e la morfologia stessa della sua superficie deposizionale. Lo stesso dicasi per quanto riguarda gli apporti della successione sedimentaria epiligure, che sono stati condizionati dalle varie unità del substrato ligure ed alpino che venivano progressivamente esposte all'erosione, nonché da importanti processi di cannibalizzazione.

Ragionando in termini di "Depositi di sommità del cuneo orogenico", sembra possibile, nell'area del Foglio, individuare, nell'ambito della Successione Epiligure, la strutturazione "in crescita" di embrii E-vergenti (DE NARDO *et alii*, 1991) che si sono sviluppati durante la sedimentazione e che probabilmente rappresentavano la più comune modalità di deformazione superficiale del cuneo stesso. Le discordanze ed i vari eventi tettono-sedimentari riconoscibili all'interno della Successione Epiligure segnalano così le "fasi" deformative più importanti nella storia del cuneo.

Il substrato della Successione Epiligure è dato da numerose formazioni del Dominio ligure, che sono state raggruppate nelle Unità tettoniche Cassio, Samoggia, Caio, Monghidoro, con i relativi "complessi di base" regolarmente svincolati tettonicamente (vedasi Schema Tettonico). Esse sono però troppo poco estese per permettere un qualsiasi tentativo di ricostruzione paleogeografica dell'originario bacino ligure dal quale il cuneo orogenico ha preso origine.

L'unità Cassio è la maggiormente estesa nel Foglio ed è su di essa che appoggia gran parte dell'Epiligure. L'Unità Monghidoro è presente nel settore meridionale e sud-orientale del Foglio ed è stata accostata tettonicamente all'U.Cassio in una delle tante fasi deformative precedenti alla sedimentazione del Bismantova (dal basso citiamo, fra le principali: la "fase ligure" Auctt., che chiude all'Eocene medio; le "fasi del Ranzano", fra Eocene superiore e Oligocene inferiore; la "fase fra Ranzano ed Antognola", al limite Oligocene inferiore-Oligocene superiore; la "fase Canossa" nell'Aquitano).

Le Unità Caio e Samoggia sono presenti solo in val d'Enza, nel settore NW del Foglio, in corrispondenza della omonima struttura deformativa trasversale.

A questa struttura si collega anche l'unico affioramento di unità Subliguridi presenti nel Foglio (Unità di Monte Staffola), che sembra aver perforato dal basso le Unità ligure circostanti, venendo poi coinvolta assieme a queste durante le fasi deformative del Miocene inferiore e medio in scaglie tettoniche E-vergenti che, dopo la "fase deformativa medio-miocenica", sembra vengano sigillate dalla formazione di Cigarello del Gruppo di Bismantova.

La storia successiva dello sviluppo del cuneo orogenico è passata certamente attraverso le altre importanti fasi deformative e traslative del Miocene superiore ("fase alto-tortoniana" e "fase intra-messiniana"), delle quali però nel

Foglio si notano solo le tracce indirette, sotto forma delle strutture compressive pedeappenniniche, mentre mancano quasi del tutto i sedimenti corrispondenti: infatti la Successione Epiligure termina con sedimenti serravalliani, essendo stati erosi quelli più recenti.

La Formazione Gessoso-Solfifera (GES) è presente solo al margine nord del Foglio con una fascia circa E-W di sedimenti evaporitici incuneati tettonicamente fra le formazioni cretache e plioceniche.

La Successione del margine appenninico padano, nella quale, in modo a nostro parere improprio, è stata inclusa anche GES, costituisce all'estremo N del Foglio la fascia di sedimenti plio-quadernari sui quali si accavalla la struttura marginale dei gessi messiniani. Nel complesso, la sua modesta estensione nel Foglio non permette di evidenziare gli ultimi importanti eventi deformativi compressivi che si sono sviluppati su tutto il margine parmense e reggiano nella parte alta del Pliocene inferiore, nel Pliocene superiore, nel Pleistocene inferiore e nel Pleistocene medio.

PROGETTO
CARGO



PROGETTO
CARGO



III - CENNI STORICI

(a cura di G. Papani)

Non è nelle finalità di queste Note eseguire una completa descrizione storica degli studi, in verità assai numerosi, che si sono svolti in quest'area dalla seconda metà dell' 800 ad oggi. Ci si limita pertanto ad elencare a grandi linee le più significative fasi di avanzamento delle conoscenze legate alla stampa dei principali documenti cartografici. Pertanto non vengono qui citati gli importanti lavori di carattere generale e/o di sintesi relativi all'Appennino settentrionale in generale, senza dei quali le conoscenze specifiche locali dell'area non avrebbero potuto essere portate al livello attuale.

Un valore non solo storico riveste la prima carta geologica dell'area, accompagnata da una accurata nota illustrativa (DODERLEIN, 1870). La cartografia geologica ufficiale, alla scala 1:100.000, è rappresentata in parte nel F 85-Castelnuovo ne' Monti e in parte nel F 86-Modena, pubblicati nella prima versione nel 1932, curata da SACCO, che ha usufruito di dati anche inediti di ANELLI. Sono di quel periodo di tempo, infatti, gli importanti ed ancora moderni studi di ANELLI (1922, 1923a,b,c, 1927, 1932, 1933, 1935), che riconosce per primo la presenza dei sedimenti arenacei e marnosi oligocenici, discute la posizione dei gessi triassici di Val Secchia, ricostruisce le principali geometrie deformative della catena e descrive con accuratezza il comportamento plastico delle "argille scagliose" coinvolte nelle deformazioni stesse.

Negli anni '60 escono i fondamentali studi dei geologi dell'AGIP (PIERI, 1961; MARCHESI, 1961a e b; TEDESCHI, 1961; THIEME, 1961; LUCCHETTI *et alii*, 1962; DONDI, 1962; THIEME 1962), nei quali vengono distinte, formalizzate e cartografate alla scala 1:100.000 su tutto l'Appennino emiliano le Formazioni di

Monte Piano, Ranzano, Antognola, Contignaco, Bismantova e Termina. E' di quel periodo un notevole impulso alle ricerche anche nelle Università, grazie alla "Legge Sullo" per il rilevamento della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. La seconda edizione del Foglio 85 viene curata dai rilevatori dell'AGIP sotto la direzione di PIERI (1968; GHELARDONI *et alii*, 1965), mentre quella del Foglio 86 viene curata dall'Università di Modena, sotto la direzione di LOSACCO (1964). Sono numerose le pubblicazioni che la scuola di Modena dà alle stampe in questo periodo (si citano fra le altre: FAZZINI e OLIVIERI, 1961; SERPAGLI, 1961; FAZZINI & TACOLI, 1963; PAREA, 1965, 1967; LOSACCO, 1966, 1967; BONAZZI, 1971; DIECI *et alii*, 1971; BONAZZI & FAZZINI, 1973).

Poco dopo, in occasione del 63 congresso della S.G.I., il Prof. VENZO ed i suoi collaboratori pubblicano la "Carta geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe" che interessa anche buona parte dell'area relativa al F.218, alla quale seguono pubblicazioni e studi (anche con carte) (BARBIERI *et alii*, 1965; ROVERI, 1966; PAPANI, 1964, 1971; TAGLIAVINI, 1968; IACCARINO e RIO, 1972; IACCARINO *et alii*, 1974; ZANZUCCHI, 1980).

Va inoltre ricordato l'importante contributo, prolungato nel tempo, dato da vari studiosi dell'Università di Bologna all'area del F.218 con ricerche di carattere petrografico e mineralogico, specialmente riferite alle unità sedimentarie oligo-mioceniche (citiamo in particolare: MEZZETTI & OLIVIERI, 1964; GAZZI & ZUFFA, 1970; ZUFFA, 1980; BOLZAN *et alii*, 1983; FAILLA & MORANDI, 1984; FAILLA, 1987; FAILLA & MEZZETTI, 1987; CIBIN, 1993; FONTANA & SPADAFORA, 1994; SPADAFORA, 1995).

Infine un'ultima fase di impulso alle ricerche sull'area del Foglio 218 e sulle aree contigue si ha negli anni '80 e '90 da parte di diverse Università (e in particolare quelle di Modena, Parma, Bologna e Pisa, quest'ultima con il locale centro CNR) che portano alla pubblicazione di numerosi lavori anche di carattere più "regionale". E' di questo periodo anche il lancio del progetto R.E-R sul rilevamento alla scala 1:10.000 della "Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo", che contribuisce a stimolare numerosi studi a carattere prevalentemente analitico da parte di ricercatori universitari e da parte di geologi del Servizio Cartografico della R.E.R. Citiamo, fra i tanti, come attinenti direttamente o indirettamente al Foglio: BERNINI *et alii*, 1980; IACCARINO & PAPANI, 1980; CREMASCHI, 1982; FORNACIARI, 1982; ZANZUCCHI, 1982; BETTELLI *et alii*, 1984; BETTELLI & PANINI, 1984a e b, 1987, 1992; FREGNI, 1986.; GASPERI *et alii*, 1986; ANDREOZZI *et alii*, 1987; BETTELLI *et alii*, 1987a, b, c; 1994, 1996; BONAZZI & FREGNI, 1987; PAPANI *et alii*, 1987; VESCOVI, 1988; AMOROSI, 1990, 1992; PAPANI & VERNIA, 1990; DE NARDO, 1991, 1992, 1994; DE NARDO *et alii*, 1991; DALLA *et alii*, 1992; AMOROSI *et alii*, 1993, 1996b; CATANZARITI, 1993; CATANZARITI *et alii*, 1993, 1997; MARTELLI *et alii*, 1993 e 1998; CERRINA FERONI *et alii*, 1994; BENINI & DE NARDO, 1994; ZANZUCCHI, 1994; MUTTI *et alii*, 1995; FORNACIARI, 1996; FORNACIARI & RIO, 1996.

IV - STRATIGRAFIA

1. - DOMINIO SUBLIGURE (a cura di M.T. De Nardo)

Unità ascrivibili al dominio subligure si rinvengono in Val d'Enza (ACERBI, 1984), dove rappresentano uno degli affioramenti più esterni nell'ambito dell'Appennino emiliano.

1.1.1. - *Formazione di Monte Staffola (MSF)*

Tali unità, sono state informalmente raggruppate entro la formazione del Monte Staffola (MSF), dove le esposizioni sono più numerose, sebbene di qualità modesta. Sono stati distinti tre membri, per i quali è stata ricostruita un'originaria successione su base biostratigrafica e per affinità a scala regionale, in mancanza di affioramenti che permettessero di osservare contatti stratigrafici preservati. A ciò si aggiungano gli effetti delle fasi deformative sinsedimentarie e successive, tra cui si evidenzia quella oligocenica basale registrata da una lacuna stratigrafica. L'attuale assetto strutturale dell'unità è comunque attribuibile alla successiva attività della "Linea dell'Enza", di cui esistono evidenze fino al Langhiano (PAPANI *et alii*, 1989) nell'area del M.Staffola.

Nella successione ricostruita, i membri argilloso-calcarei ed arenitico-marnosi di Massalica e Borzano costituiscono il substrato su cui è sedimentato, verosimilmente in discontinuità, il membro arenaceo-pelitico di Vedriano. Sono presenti lenti di conglomerati a clasti andesitici.

membro di Massalica (MSF₁). Tra gli affioramenti migliori si segnala quel-

lo ad Est della frana di Ienza, a cui si riferiscono i campioni prelevati per il Nannoplancton calcareo. Si tratta di torbiditi in strati spessi, subordinatamente sottili, dati da areniti fini e subordinate peliti. Sono presenti localmente intercalazioni di singoli strati sottili di calcilutiti biancastre, gradate. Nell'affioramento segnalato, sono presenti marne siltose rosso-mattone, interessate da clivaggio e costituenti verosimilmente parte di un banco torbiditico come frequentemente si osserva nella porzione basale dei flysch liguri terziari (es. nell'Appennino Parmense, il Flysch di Farini d'Olmo o Formazione delle "Marne rosate") di cui si parlerà in seguito.

La potenza stratigrafica non è valutabile in quanto i limiti sono di natura esclusivamente tettonica con il membro di Borzano. Lungo il versante di Massalica, MSF₁ viene direttamente a contatto con le alluvioni terrazzate del T. Enza.

L'unità è stata attribuita al Paleocene (verosimilmente, superiore), essendo quindi più recente rispetto ai membri basali dei citati flysch liguri con i quali presenta tuttavia innegabili affinità di facies.

membro di Borzano (MSF₂). Affiora in due litofacies: (a) strati medio-spessi, gradati, di calcilutiti biancastre passanti a marne argillose grigie con patine manganesifere. L'affinità con la formazione delle Argille e calcari di Canetolo è notevole. (b) Strati spessi, torbiditici, arenitico-marnoso calcarei.

Si osservano (a Nord-Ovest di M. Staffola) biocalciruditi con biosomi di Nummuliti e Discocycline.

Sono presenti corpi lenticolari (non cartografabili a scala 1:50.000) di conglomerati a clasti andesitici, affioranti lungo la strada che dal fondovalle del T. Enza porta a Borzano.

Anche in questo caso, la potenza stratigrafica è solo tentativamente stimabile nell'ordine di alcune centinaia di metri, a causa delle complicazioni strutturali, che rimangono comunque non risolvibili a causa della scarsità di affioramenti.

Le Nannoflore hanno permesso di documentare il Luteziano (NP15) per la presenza di *Nannotetrina* spp. e la mancanza di *Reticulofenestra umbilica*.

membro di Vedriano (MSF₃). Entro i litotipi di questo membro è localizzato il coronamento di una frana recentemente riattivata ("lavina di Roncovetro", BERTOLINI, 1996) che dal M. Staffola giunge fino al T. Tassobbio. Si tratta di torbiditi arenaceo-pelitiche di colore nocciola o giallastro, più raramente rossastro relativamente alle peliti, in strati sottili. Presenti corpi lenticolari di conglomerati andesitici, distinti nella litofacies MSF₃.

Lo spessore è interpretabile nell'ordine di un centinaio di metri al massimo.

E' documentato il Rupeliano (NP23) per la presenza di *Cyclicargolithus abisectus* e *Sphenolithus distentus*; nell'attribuzione di età si preferisce comunque mantenere l'indicazione di un generico Oligocene (in relazione alle similitudini

rilevate con altre unità subliguri, vedi oltre). In una successione stratigrafica ricostruita, si ipotizza la presenza di una lacuna stratigrafica alla base di questa unità, analogamente a quanto si riscontra a scala regionale per le unità del dominio subligure, in corrispondenza dell'inizio della sedimentazione terrigena (con apporti andesitici) rappresentata dalle formazioni delle Arenarie di Ponte Bratica e di Petrignacola. Con la prima, il membro di Vedriano presenta anche una certa affinità di facies, indipendentemente dalla diversità d'età.

2. - DOMINIO LIGURE

Solo localmente, le unità appartenenti al dominio ligure nell'area del foglio "Castelnuovo ne' Monti" sono organizzate in successioni preservate e riconoscibili (es. le successioni della Val Tresinaro, Val Parma, Val Rossenna, vedi oltre); più spesso, sono riconoscibili in campagna formazioni a diverso grado di tettonizzazione, per le quali gli originari rapporti stratigrafici possono essere dedotti solamente in base a considerazioni litologiche (individuando facies aventi carattere "di transizione") ed utilizzando le informazioni biostratigrafiche. Di norma, i contatti tra le varie unità risultano tettonizzati, quando addirittura non affioranti e quindi ricostruibili solo con una certa approssimazione nel loro andamento geometrico. La contiguità areale tra le formazioni tettonizzate può essere un altro criterio di riferimento a conferma dell'originaria appartenenza ad una stessa successione stratigrafica. Si tratta comunque di un principio applicabile per settori limitati della catena e solo a supporto di più probanti dati di terreno.

2.1. - OFIOLITI (a cura di L. Vernia)

Le rocce ofiolitiche sono presenti in maniera sporadica ed in genere in ammassi isolati all'interno delle formazioni argilloso-caotiche pre-flysch ad elmintoidi, note nella letteratura geologica con il nome di "complessi di base" del Cretacico superiore. Nei melanges terziari, come ad esempio le Breccie di Canossa (MVT) della Formazione di Antognola, si trovano piccoli ed sporadici spezzoni metrici, fortemente brecciati e deuterizzati, non cartografabili.

Gli affioramenti più interessanti e noti affiorano nella zona del Castello di Rossena, nel settore nord-occidentale del F.218. In questa località le rocce ofiolitiche si trovano inglobate nelle argille varicolori di Cassio (AVV): si tratta di una decina di grandi masse di spessore variabile, in genere ettometrico, la maggiore delle quali (Campotrera) sfiora un chilometro quadrato di estensione. Gli affioramenti più estesi sono costituiti da basalti in pillow (Bp), ben visibili in corrispondenza delle numerose cave di pietrisco, in particolare in quella della Torre di Rossenella, facilmente accessibile dalla strada provinciale Ciano-Casina; qui

i basalti in pillow sono accompagnati da breccie poligeniche con ofioliti (**bo**), mentre nei pressi del castello, oltre ai pillow, affiorano breccie monogeniche basaltiche (**bb**). Nei dintorni di Rossena si trova un solo affioramento di serpentiniti (**sr**), ubicato qualche centinaio di metri a nord del castello.

Sui basalti di Rossena sono state condotte analisi petrografiche e geochimiche che hanno consentito di verificare che essi rientrano nei Normal-MORB ed hanno subito un processo di metamorfismo oceanico; oltre ad essere spilitizzati, nei pillow sono presenti mineralizzazioni interessanti con presenza di datolite, prehenite e calcite spatica di genesi idrotermale. I pillow, di diametro variabile da qualche decimetro al metro sono frequentemente separati da una frazione clastica vetrosa (ialoclastite) e presentano occasionalmente piccole varioliti sulla superficie esterna. A Campotrera l'ammasso basaltico è accompagnato da un modesto affioramento di granito a feldspati biancastri, fortemente cataclasato, di probabile età permiana come si verifica in molti altri affioramenti associati alle ofioliti dell'Appennino.

Le ofioliti di Rossena costituiscono uno degli affioramenti più singolari dei complessi di base più "esterni" dell'Appennino, in quanto le varie formazioni caotiche che si trovano alla base del Flysch di Monte Cassio (MCS), in particolare quelle che affiorano in Val Taro e Val Ceno nell'Appennino Parmense, sono caratterizzate prevalentemente da rocce ultramafiche, variamente serpentinite, con rari o assenti affioramenti basaltici; inoltre il complesso caotico inglobante è caratterizzato dalla presenza di argille a palombini. A Rossena invece, non soltanto abbiamo grandi masse basaltiche, ma l'unità inglobante è rappresentata da argille varicolori.

Altri affioramenti ofiolitici di minor rilevanza ed estensione si trovano nella bassa valle del T. Tassobbio, in particolare presso gli abitati di Pietra Nera e Piagnolo. Mentre presso la prima località si trova un bell'affioramento di basalti in pillow, accompagnato da breccie basaltiche e poligeniche, a Piagnolo si rinvia un grosso affioramento di serpentiniti massive e brecciate. Questi affioramenti, insieme con altri minori non cartografabili, sono inglobati in argille a blocchi (ABC), grigio-scure e caotiche per intensa tettonizzazione.

Infine nella parte meridionale del foglio, nei dintorni del Passo di Sparavalle, sono stati rilevati moltissimi affioramenti ofiolitici, molto spesso di modestissima estensione e quindi non rappresentati nella carta. Queste piccole masse, che al massimo raggiungono dimensioni decametriche, sono inglobate nella Formazione delle Argille a Palombini (APA) che affiorano alla base della Formazione di Monte Venere (MOV). Alcuni affioramenti sono caratterizzati da basalti in pillow (**bp**), come quelli che si trovano nel rilievo di Pietra Nera presso Ca' di Scattola e presso Frassinodolo, mentre nella zona compresa tra M. Monzino e Monte di Ca' di Viola, insieme con piccoli lembi di basalto e serpentiniti, si rinvengono abbastanza estesi affioramenti di breccie ed arenarie ofio-

litiche (bo) e brecce basaltiche in orizzonti a stratificazione mal definita.

2.2. - FORMAZIONI “PRE FLYSCH AD ELMINTOIDI” ED UNITÀ AFFINI
(a cura di M.T. De Nardo)

Sotto questa denominazione vengono comprese quelle unità caotiche classificabili come tettoniti (per la terminologia, si fa riferimento alla sintesi di BETTELLI *et alii*, 1996, *cum bibl.*), che presentano le caratteristiche brevemente discusse nell'introduzione. Corrispondono (in maggioranza) ai “Complessi di Base” già noti nella letteratura geologica dell'Appennino Settentrionale, utilizzando questo termine solo per una comoda e sintetica denominazione collettiva delle unità costituenti il substrato dei Flysch liguri tardo cretacei “ad Elmintoidi”. A ciò fanno eccezione le formazioni di Poggio e delle argille di Val Samoggia, collocabili entro un diverso contesto stratigrafico ricostruito (vedi oltre), accomunate tuttavia alle altre unità da affinità di facies.

Sono costituite da rocce di tipo sedimentario (se si esclude la presenza di corpi ofiolitici: vedi 2.1.) prevalentemente argillitiche, con tessitura a “blocchi in matrice”; la stratificazione originaria è preservata solo localmente e per spessori dell'ordine di qualche metro, frequentissime invece sono le superfici di origine tettonica che tagliano pervasivamente le argilliti (sia alla scala dell'affioramento che a quella del campione a mano) o delimitano i blocchi litici più competenti; la severa deformazione, accompagnata solo in casi particolari da un debole metamorfismo, non impedisce il riconoscimento delle caratteristiche litologiche e di conseguenza la differenziazione tra le varie formazioni; mentre le successioni stratigrafiche di appartenenza sono soltanto ricostruibili, non essendo conservati contatti primari tra le formazioni. A questo proposito, sono utili le osservazioni di campagna circa le affinità litologiche tra le unità (che portano all'identificazione di litofacies con caratteri “misti”) ed i dati derivanti dalla biostratigrafia, che permettono l'interpretazione dei rapporti latero-verticali d'origine.

Tali formazioni vengono elencate e descritte seguendo un criterio misto, che non è dato solo dall'ordine di età ma anche dall'accostamento tra unità che presentano comunque affinità di facies:

- Argille a Palombini APA
- Arenarie di Scabiazza SCB
- Argille varicolori di Cassio AVV
- Argille varicolori di Grizzana Morandi AVT
- Argille varicolori della Val Samoggia AVS
- “argille a blocchi” ABC
- Formazione di Poggio FPG

2.2.1. - Argille a Palombini (APA)

Affiorano prevalentemente al margine settentrionale del foglio, in Val d'Enza (all'altezza di Ciano-Canossa) e tra le valli dei torrenti Tresinaro e Crostolo.

La formazione è costituita da argilliti di colore grigio scuro, localmente con deboli focature verdastre o rosso scure, che inglobano blocchi di calcilutiti, aventi dimensioni variabili da decimetriche a metriche (asse maggiore). La forma dei blocchi è governata dalla deformazione per "boudinage" subita dagli originari strati a maggiore competenza, ed è tipicamente tabulare, con allineamento dei "boudins" secondo superfici di foliazione ("pseudo-stratificazione"). Le calcilutiti sono localmente selcifere, di colore bianco o verdognolo all'alterazione e grigio al taglio fresco; caratteristico è il reticolo di fratture a spaziatura millimetrica-centimetrica, riempite in calcite, che interessa i singoli blocchi.

Quest'ultima caratteristica si mantiene ben riconoscibile anche nei clasti appartenenti a coltri detritiche eluvio-colluviali, permettendo quindi una sicura interpretazione del substrato e la differenziazione di APA da formazioni con litotipi simili (es. i Flysch ad Elmintoidi), quando subaffioranti. Le argilliti presentano le tipiche superfici da clivaggio scaglioso, che ne condizionano la fratturazione.

Localmente e sporadicamente (es. affioramenti a NW di Bazzano, in Val d'Enza) si rilevano intercalazioni di breccie argillose, che raggiungono lo spessore di qualche decimetro. La presenza di corpi ofiolitici associati a questa formazione non è frequente, anche se possono raggiungere dimensioni ragguardevoli. Il castello e la torre di guardia matildica di Rossena (Val d'Enza) sorgono su una massa pluriottometrica di basalti in pillows e breccie basaltiche, interessate in passato da attività estrattive. I contatti del corpo ofiolitico (non affioranti) sono quanto meno tettonizzati, essendo questo orientato in senso NE-SW, concordemente alle strutture principali cartografabili a SE di Ciano d'Enza.

Che, in quest'area, APA ed ofioliti di Rossena fossero già associati anteriormente alla sedimentazione delle Argille varicolori di Cassio (AVV), è indicato dalla presenza di uno spesso strato di breccie a prevalenti clasti ofiolitici intercalato entro le AVV (calanchi immediatamente a N del castello). È suggestivo individuare in scivolamenti in blocco il meccanismo di messa in posto delle ofioliti entro il bacino di sedimentazione di APA, in risposta ad una fase tettonica di strutturazione dello stesso. Lungo la strada che da Ciano-Canossa porta a Rossena, a valle dei tornanti che si affacciano sul Rio Viticello, APA affiorano in buone esposizioni, con "boudinage" molto ben espresso ed alcune cerniere residue di mesopieghhe che deformano le calcilutiti stesse, strutture queste raramente conservate.

Lo spessore della formazione, solo interpretabile in quanto l'unità è tettonicamente ripetuta, è stimabile in alcune centinaia di metri.

I campioni per analisi biostratigrafiche hanno fornito Nannoflore indicative

del Cretaceo inf.; in letteratura (es. BETTELLI *et alii*, 1989a) la formazione è attribuita all'Aptiano-Albiano.

2.2.2. - Arenarie di Scabiazza (SCB)

L'estensione areale della formazione, entro i confini del foglio, è subordinata a quella delle Argille a Palombini e delle argilliti varicolorate in generale. L'unità è localizzata principalmente nel settore sud-occidentale del foglio, dove forma una singola "placca" ben individuata; nella maggior parte dei casi, le Arenarie di Scabiazza formano lembi (non sempre singolarmente cartografabili) in associazione con le Argille varicolori di Cassio. Relativamente a questa seconda situazione, gli affioramenti più significativi sono localizzati in Val Tresinaro (Mazzalasio, cave di S. Giovanni in Querciola). Applicando i criteri di suddivisione dell'unità indicati da VESCOVI, 1986 e da GHISELLI *et alii*, 1991, si giunge alla conclusione che, nell'area del foglio, essa si presenta prevalentemente come litofacies pelitico-arenacea, adottati in data da torbiditi in strati medi e sottili arenaceo-pelitici (con rapporto A/P generalmente inferiore o uguale all'unità); le arenarie, a grana medio-fine, sono prevalentemente silicoclastiche, con abbondante mica muscovite e frustoli carboniosi. In queste arenarie nocciola all'alterazione e grigie a fresco, le strutture sedimentarie comunemente osservabili vanno dalle tracce da bioturbazione (epirilievi di base strato) alle lamine piano-parallele, ondulate o debolmente convolute; le peliti, localmente marnose, hanno colore grigio-scuro. Un'originaria, almeno parziale eteropia tra SCB e le Argille varicolori di Cassio (AVV), è deducibile anche nell'area di studio: facies di transizione fra le due unità affiorano localmente (es. Mazzalasio in Val Tresinaro; ai piedi della Pietra di Bismantova, presso Capanna) argilliti rosso-mattone con intercalazioni di arenarie risedimentate analoghe a quelle della formazione descritta, cartografate comunque come Argille varicolori di Cassio.

Lo spessore della formazione può essere stimato, tentativamente, nell'ordine del centinaio di metri.

L'età è desunta dalla letteratura; nella località-tipo è attribuita al Turoniano sup.-Campaniano inf. e la litofacies pelitico-arenacea è datata al Turoniano sup.-Santoniano inf. (GHISELLI *et alii*, 1991)

2.2.3. - Argille varicolori di Cassio (AVV)

Argilliti con focature rosse, rosate, violacee che, solo localmente, possono corrispondere all'originaria stratificazione. Presentano intercalazioni di sottili strati arenacei "tipo Scabiazza" o, più comunemente, inglobano blocchi di are-

niti fini manganesifere. Anche se rare, sono tipiche di questa formazione le intercalazioni di arenarie medie e grossolane, poco cementate, a composizione quarzosa, con clasti litici di metamorfiti a grana fine (calanchi a NE di Leguigno). Successioni conservate di queste torbiditi arenacee o arenaceo-pelitiche, in strati medi o spessi, sono segnalate tra Groppo e Regnola (settore SW del foglio), dove non sono tuttavia cartografabili a scala 1:50.000. La composizione permette di correlarle con le litofacies arenacee dell'unità dei Conglomerati dei Salti del Diavolo, cartografabili entro AVV in Val Tassobbio, a SE di Pietra Nera. Localmente sono anche rilevabili intercalazioni metriche di breccie argillose i cui clasti indicano una prevalente alimentazione derivante dalle Argille a Palombini.

Lo spessore dell'unità poteva essere dell'ordine di quello delle Argille a Palombini, ovvero di alcune centinaia di metri.

I rapporti di eteropia dell'unità con le Arenarie di Scabiazza sono già stati discussi, mentre il substrato sedimentario di entrambe le formazioni è identificabile con le Argille a Palombini. Secondo questa ricostruzione, il dominio ligure esterno è caratterizzato dall'evoluzione da una sedimentazione argillosa di piana abissale, con apporti carbonatici pelagici risedimentati (Cretaceo inf.), verso la deposizione di arenarie torbiditiche (Turoniano-Campaniano inf?) e di argille pelagiche varicolorate, persistendo queste ultime durante il Campaniano inferiore e medio. Intercalazioni di conglomerati ed arenarie risedimentati di provenienza insubrica (per una sintesi, ZANZUCCHI, 1980), indicano un evento tettonico di importanza regionale, databile al Campaniano inf. (età dei Conglomerati dei Salti del Diavolo nella località-tipo della Val Baganza, RIO & VILLA, 1987).

Gli stessi autori indicano per la formazione delle AVV un'età compresa tra il Santoniano ed il Campaniano. L'unità viene attribuita al Cenomaniano sup.-Campaniano in relazione ai dati più recenti, provenienti da aree limitrofe (Appennino modenese, foglio CARG 236 "Pavullo nel Frignano", coordinamento G. Bettelli).

2.2.4. - Argille varicolori di Grizzana Morandi (AVT)

Sono state correlate con questa formazione, inizialmente istituita in Val Reno da BETTELLI *et alii* (1987a) con il nome di "Argilliti variegata", argilliti differenziabili dalle AVV ed arealmente circoscritte al margine sud-occidentale del foglio (dintorni di Costa dei Grassi, a Sud della Pietra di Bismantova), ove affiorano in esposizioni scarse e di pessima qualità, spesso limitate ai soli campi arati (es. a Sud di Maro). Sono argilliti fissili di colore violaceo e nerastro, subordinatamente rosso-scuro con blocchi di areniti fini manganesifere.

Nell'area di studio lo spessore stimato non supera l'ordine di alcune decine di metri. Nell'area-tipo della Val Reno è stato valutato in 200 m circa (PANINI *et*

alii, in stampa). Sono costantemente associate alla formazione di Monte Venere. Gli stessi autori attribuiscono quest'unità al Cenomaniano sup.-Santoniano sup.

2.2.5. - Argille varicolori della Val Samoggia (AVS)

Si estendono prevalentemente nel settore nord-occidentale del foglio, essendo limitate verso Est dalle strutture associate alla "Linea dell'Enza" AUCTT.. Quest'unità è stata correlata con la formazione delle Argille varicolori della Val Samoggia (Appennino bolognese), descritta da PANINI *et alii* per il foglio 237 "Sasso Marconi" (in stampa) alle cui Note Illustrative si rimanda per la discussione delle sinonimie. Se la correlazione è giustificata dalle corrispondenze di facies ed età documentate, esistono differenze tra le successioni stratigrafiche ricostruibili in Val d'Enza e nell'area-tipo della Val Samoggia. Qui, AVS vengono "legate" al substrato di una successione eocenica inferiore-media a cui appartiene anche un flysch ligure terziario (Formazione di Savigno).

Nell'area di studio, i termini della ricostruzione stratigrafica riguardano i rapporti di AVS con i Flysch ad Elmintoidi tardo cretacei e liguri terziari paleocene-eocenici, come meglio verrà illustrato successivamente. In particolare, il flysch ligure terziario costantemente associato ad AVS è dato dalla Formazione delle Marne rosate di Tizzano (Paleocene inf.-Eocene medio), stratigraficamente al tetto del Flysch di Monte Caio in aree limitrofe (Val Parma, in foglio 217 "Neviano degli Arduini", 1990). In Val d'Enza, AVS sono interpretabili unicamente come substrato di un'unità paleocenica (Formazione di Poggio).

L'unità caotica AVS è costituita da prevalenti argilliti con focature nere, verdi, vivacemente rosse, per le quali solo localmente è percepibile l'originaria e sottile stratificazione (sempre per modesti spessori). Inglobano blocchi generalmente decimetrici di areniti grigio-chiare con abbondanti clasti litici carbonatici e mica muscovite, siltiti manganesifere, calcilutiti verdastre; presenti lembi metrici di marne biancastre usualmente delimitati da superfici tettoniche, più diffuse in aree limitrofe (es. a NW di Neviano degli Arduini, foglio 217).

All'interno di questo contenitore principale, sono differenziabili le litofacies: **AVS_a**, data da argilliti varicolorate con blocchi di calcilutiti "tipo palombino", calcari marnosi biancastri o rosati, brecciole con clasti litici carbonatici. Quest'unità è stata indicata come "argilliti della Val Termina di Castione" nelle carte dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000.

AVS_b, data da breccie argillose poligeniche con clasti di dimensioni mediamente inferiori al decimetro, di prevalenti calcilutiti. Il migliore affioramento di queste ultime è localizzato a SE di Bazzano, a valle della strada per Scorcoro, lato Enza.

E' innegabile come l'unità AVS_a presenti affinità di facies ed età (vedi oltre) con le Argille a Palombini e sia quindi interpretabile come la parte basale della formazione, dove la deposizione delle argille di piana abissale veniva intervallata da fanghi carbonatici risedimentati. La formazione AVS in facies di argille varicolori s.l. è attribuibile ad un'ambiente di piana sottomarina e scarpata, con ridotti apporti torbiditici (prevalentemente arenacei) e colate di fango e detrito.

Nell'area di studio, la formazione AVS è costantemente associata ad argilliti caotiche del Maastrichtiano-Daniano (Formazione di Poggio, vedi oltre), di cui costituiva verosimilmente la base stratigrafica. A riprova delle originarie relazioni stratigrafiche tra le due unità si rileva come, percorrendo il sentiero che da Scorcoro-M.Rosso porta al T.Termina di Castione, affiorino AVS in facies di marne argillose verdastre con intercalazioni di arenarie feldspatiche, molto simili a quelle che caratterizzano le argille di Lupazzano.

Relativamente ad aree limitrofe, si evidenzia come: (1) AVS costituiscano la principale componente (tettonica) del cosiddetto "Complesso di Lupazzano" cartografato nell'edizione del 1990 del foglio 217 "Neviano degli Arduini, (2) siano confrontabili con le argille varicolori di Case Crovini (Campaniano sup.-Maastrichtiano inf.) affioranti nel settore nord-orientale del foglio 198 "Bardi" (MARTINI & ZANZUCCHI, 2000); (3) siano ugualmente affini dal punto di vista litologico alle argille varicolori affioranti nei dintorni di Rubbiano di Solignano (PR) in Val Taro (DE NARDO, 1990 rilevamenti inediti) per le quali sono documentate età che vanno dal Cretaceo inf. al Campaniano (RIO & VILLA, 1987). I rilevamenti in corso per la preparazione dei fogli geologici 199 "Parma Sud" (MARTINI, in prep.) e 200 "Reggio nell'Emilia" (PIZZIOLO, in prep.) forniranno ulteriori dati sulla diffusione di AVS e formazioni affini che, almeno come ipotesi, potrebbero costituire sistematicamente le unità caotiche liguri più esterne tra Salsomaggiore (PR) e Quattro Castella (RE), essendo limitate verso Est dalle strutture trasversali associate alla "Linea dell'Enza" AUCTT..

Lo spessore della formazione può essere tentativamente stimato nell'ordine di poche centinaia di metri.

L'età della formazione vede documentati il Cretaceo inf. (Nannoflore derivanti da AVS_a), l'Albiano sup-Turoniano inf. con associazioni ad *Eiffelithus tur-riseiffelii*, *Prediscosphaera* spp. (FORNACIARI in DE NARDO, 1991), mentre l'attribuzione almeno fino al Campaniano (se non al Maastrichtiano e, dubitativamente, al Paleocene) può essere dedotta sia dal confronto con le unità affini sopracitate, che dal riscontro fornito dalle facies di transizione con la Formazione di Poggio.

AVS potevano costituire l'equivalente laterale o, parzialmente, il substrato di un flysch ad Elmintoidi Campaniano sup.-Maastrichtiano con caratteristiche particolari: sedimentazione torbiditica in condizioni distali, spessori ridotti.

Attualmente, la formazione è in contatto tettonico con scaglie di Flysch di Monte Caio e delle Marne rosate di Tizzano.

2.2.6. - *Formazione di Poggio (FPG)* (cfr. Successione della Val Lavino p.p. del F.237)

Questa unità è diffusa più ampiamente nel settore NE del foglio 217 “Neviano degli Arduini”, indifferenziata entro il “Complesso di Lupazzano” cartografato nell’edizione del 1990. La successiva revisione di campagna (DE NARDO, 1991), recepita nella nuova edizione del foglio 217, ha permesso di differenziare diverse unità caotiche entro questo originario contenitore, tra cui le già descritte Argille varicolori della Val Samoggia e la formazione in questione. Sono argilliti rosse e verdi, con stratificazione sottile conservata per modesti spessori, recanti “boudins” di arenarie feldspatiche biancastre, poco cementate e finemente laminate (piano parallele, ripples). Provengono da torbiditi arenaceo-pelitiche (A/P minore o uguale a 1/3) in strati da sottili a medi, localmente preservati. Nella carta geologica dell’Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000 l’unità è stata in gran parte indicata (informalmente) con nome locale (argilliti di Lupazzano).

Per la redazione del foglio geologico, viene correlata con la Formazione di Poggio istituita da PANINI *et alii* (in stampa) nell’area del foglio 237 (Val Samoggia) dov’è di età eocenica inferiore; in Val d’Enza non sono segnalati termini più recenti del Paleocene inferiore.

E’ differenziabile la litofacies **FPG_a** (indicata come CAO_b in DE NARDO, 1991) data da argilliti ed argille marnose verdi recanti “boudins” di arenarie feldspatiche, calcilutiti marnose a Fucoidi, breccie a clasti ofiolitici e granitici, intercalazioni di breccie argillose poligeniche. In aree limitrofe (Signano, Foglio 217) sono stati osservati contatti stratigrafici preservati tra FPG_a e le argilliti rosse che costituiscono la facies dominante della formazione.

Sempre nel Foglio 217, presso Lodrignano, la formazione presenta anche facies torbiditiche a strati sottili, affini alle Argilliti di Viano (Maastrichtiano-Paleocene inf.), geometricamente al tetto di una placca di Flysch di Monte Caio.

Si segnala inoltre il rinvenimento di Septarie in quest’unità.

Lo spessore della formazione può essere interpretato nell’ordine del centinaio di metri.

FPG è interpretabile come deposito a carattere pelagico di piana sottomarina al di sotto della profondità di compensazione dei carbonati (CCD) e di scarpata-alto strutturale.

Sono costantemente associate alle Argille varicolori della Val Samoggia

(AVS), delle quali condividono la distribuzione areale, presentando con esse contatti per lo più tettonizzati. Un'originaria sovrapposizione stratigrafica di FPG su AVS (con l'interposizione di un flysch ad Elmintoidi di ridotto spessore?) è interpretabile sulla base delle affinità litologiche già descritte, dei dati biostratigrafici (vedi oltre), delle affinità tra FPG e formazioni tempo-equivalenti come le Argille di Viano.

L'età sicuramente documentata per FPG è il Maastrichtiano-Daniano in base alle forme *Micula prinsii* e *Crucioplacolithus tenuis*; in alcuni campioni sono state riscontrate sporadicamente nannoflore campaniane. Permanendo il dubbio che si tratti di evidenze di rimaneggiamento, si è preferito rappresentare le informazioni ricavate da queste segnalazioni unicamente entro lo schema spazio-tempo, evidenziando il margine di interpretazione attribuito.

La facies di FPG affine alle Argille di Viano è databile al Maastrichtiano terminale. Relativamente alla porzione paleocenica inferiore dell'unità, essa risulta tempo-equivalente del membro di Bersatico delle Marne rosate di Tizzano, unità con cui si trova frequentemente in contatto tettonico.

Infine, si segnala come questa unità sia diffusa a scala regionale, oltre che in Val d'Enza e Val Samoggia è anche presente in Val Sillaro (BENINI & DE NARDO, 1994), mentre unità affini affiorano nell'Appennino Parmense a sud della "struttura di Salsomaggiore", dove sono state cartografate con il nome di formazione di Rio della Canala (MARTINI & ZANZUCCHI, in stampa).

2.2.7. - "argille a blocchi" AUCT. (ABC)

E' così indicata l'unità altrove denominata "argille ofiolitifere" (es. COSTA & ZANZUCCHI, 1978) o "argille caotiche" (in: Carta geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe, 1965).

E' localizzata principalmente in Val Tassobbio, affluente di destra idrografica del T. Enza.

Si tratta di argilliti interessate da clivaggio scaglioso pervasivo, inglobanti blocchi mediamente decimetrici di calcilutiti "tipo palombino", nonché blocchi eterometrici di serpentiniti, basalti in *pillows*, diaspri rossi, breccie ofiolitiche e breccie a clasti ofiolitici e calcarei.

L'unità caotica è classificabile, nella maggior parte degli affioramenti, come tettonite. In particolare, con la litofacies **ABC_a** si è voluto differenziare un lembo di tettoniti con argilliti varicolorate, associate a serpentiniti (Sud di Piagnolo, strada da Buvolo d'Enza per Scalucchia).

Localmente, alla destra del T. Tassobbio nei dintorni di Crognolo, affiora con la tessitura clastica tipica delle breccie argillose poligeniche. Non è meglio precisabile la natura dei contatti tra tettoniti e breccie argillose nell'ambito di ABC.

L'unità è associata, nella sua distribuzione areale, al Flysch di Monte Caio da cui l'interpretazione della medesima come unità caotica appartenente al substrato sedimentario di quest'ultimo.

Per un futuro approfondimento, viene lasciato aperto il problema delle affinità di facies con le argille della Val Termina di Castione e dei possibili rapporti eteropici tra le due unità.

Lo spessore è tentativamente valutabile nell'ordine di poche centinaia di metri. L'età, dalla letteratura (op.cit), è riferita genericamente al Cretaceo superiore.

2.3. - SUCCESSIONE DELLA VAL PARMA (a cura di M.T. De Nardo)

E' costituita (in ordine stratigrafico) dalle formazioni del Flysch di Monte Caio e delle Marne rosate di Tizzano che affiorano (in contatto localmente tetto-nizzato? VESCOVI, com.pers.) prevalentemente nel foglio 217 "Neviano degli Arduini, appunto in Val Parma. Nel foglio 218 la successione è solo ricostruibile, essendo i contatti tra le formazioni esclusivamente di tipo tettonico con l'interposizione delle tettoniti liguri AVS ed FPG tra la Val Termina di Castione e la Val d'Enza. In particolare, la formazione delle "Marne rosate" è rappresentata dal solo Membro (basale) di Bersatico.

2.3.1. - *Flysch di Monte Caio* (CAO) (cfr. Flysch ad elmintoidi AUCTT.p.p.)

E' stato correlato a questa formazione il flysch ad Elmintoidi che costituisce embrii di varia estensione, localizzati alla sinistra del T. Enza tra Cedogno e Bazzano ed alla destra in prossimità della confluenza del T. Tassobbio. Si tratta di torbiditi in banchi o strati spessi, costituiti da areniti a grana medio-fine di colore bruno e marne-marne calcaree biancastre per alterazione, grigie a fresco. In ciascuno strato, le marne sono nettamente prevalenti in spessore rispetto alle areniti, arrivando a rapporti arenite/marna dell'ordine di 1/10. Le areniti basali presentano strutture sedimentarie quali controimpronte di fondo (*prod-casts*, tracce da bioturbazione) ed intervalli Tc della sequenza di Bouma molto appariscenti; nei dintorni di Cedogno è stata rinvenuta l'impronta fossile di una valva di *Inoceramus* alla base di un banco torbiditico, ritrovamento questo non frequente. Ai banchi si intercalano spessori plurimetrici di torbiditi arenaceo-pelitiche in strati medi, con rapporto A/P variabile, dove le peliti presentano fissilità e colore grigio-scuro o nerastro caratteristici. Rilevati anche strati medi o sottili di calcilutiti biancastre o rosate, con bandature che richiamano quelle della cosiddetta "pietra paesina", distintiva della parte alta della formazione.

I migliori affioramenti sono localizzati in sinistra del T. Enza, a Sud di Case

Penuzzi, dove appaiono evidenti la geometria piano-parallela e la notevole continuità laterale della stratificazione. Diversamente, la formazione affiora per spessori modesti se non allo stato quasi detritico (scaglie tettoniche nei dintorni di Cedogno e di Crognolo in Val Tassobbio).

Lo spessore parziale dell'unità raggiunge al massimo i 250 m, non essendo preservati contatti stratigrafici di base e tetto dell'unità.

L'età, dalla letteratura (RIO *et alii*, 1983) e dalla recente cartografia pubblicata per aree limitrofe (AA.VV., 1990, foglio 217 "Neviano degli Arduini"-prima edizione), è Campaniano sup.-Maastrichtiano terminale.

2.3.2. - Formazione delle "Marne rosate" di Tizzano (MRO)

La denominazione di questa unità viene mutuata dal già citato foglio 217, essendo altrimenti indicata come "marne rosate" s.l. (per approfondimenti si rimanda a ZANZUCCHI, 1980). Nell'area di studio affiora unicamente il Membro di Bersatico (MRO₁), per estensione limitata (principalmente a Sud di Provazzano, Val Termina di Castione). Il migliore affioramento si segnala in località il Molino, in corrispondenza dell'incisione di un piccolo corso d'acqua, dove la formazione ha assetto rovesciato. Frequentemente, la formazione ha aspetto detritico nell'area in studio.

Presenta torbiditi in strati medi, arenitico-pelitici. Le areniti hanno colore grigio-bruno e grana media o medio-fine, localmente micacee; le peliti sono di colore grigio-noce, il rapporto A/P è generalmente inferiore all'unità. Ad esse sono intercalati (subordinati) banchi delle "marne rosate" distintive della parte basale della formazione: marne, marne calcaree di colore rosato o rossastro che appartengono alla porzione fine di megatorbiditi con base arenitica nocciola.

L'età, con riferimento al foglio 217 e da campioni sparsi prelevati nell'area di studio, è riferita al Daniano (zone NP2-NP4).

2.4. - SUCCESSIONE DELLA VAL TRESINARO (a cura di M.T. De Nardo)

Vi appartengono (in ordine stratigrafico) le formazioni del Flysch di Monte Cassio (MCS) e delle Argille di Viano (AVI), che affiorano in successione tra le valli del T.Crostolo e del T.Tresinaro, nel medio Appennino Reggiano.

Nei settori più interni dell'area di studio, invece, il Flysch di Monte Cassio presenta più comunemente unico costituente di placche isolate di varie dimensioni, tettonicamente sovrastanti AVV (Leguigno, Regnola-Monteduro, Costa dei Grassi) o giustapposte ad APA, AVV, SCB (Selvapiana). Alla sinistra del T.Enza si segnala la posizione strutturalmente anomala di MCS, tettonicamente

ricoperto dalla formazione di Monte Staffola ad affinità subligure (vedi sopra).

2.4.1. - *Flysch di Monte Cassio (MCS)* (cfr. *Flysch ad elmintoidi* AUCTT. p.p.)

E' dato da torbiditi, prevalentemente in banchi e strati spessi costituiti da arenite brune a grana medio-fine e marne calcaree biancastre. Il rapporto arenite/marna è sempre inferiore all'unità, variando da 1/3, 1/5 o minore. Le arenite presentano lamine piano parallele fin dalla base dello strato, passanti a ripples e lamine convolute. Le contrimpronte di fondo più comuni sono date da tracce da bioturbazione, secondariamente da *flute-casts*. Ad essi si intercalano pacchi plurimetrici di torbiditi arenaceo-pelitiche (mediamente A/P uguale a 1/2) in strati da sottili a medi. La base stratigrafica della formazione non affiora nell'area di studio; dove conservato il tetto stratigrafico, è graduale il passaggio alle Argille di Viano, marcato dalla diminuzione in frequenza e spessore delle torbiditi arenitico-marnose (scompaiono i banchi a favore degli strati medio-spessi) e dalla comparsa di strati medio-sottili di calcilutiti biancastre a Fucoidi. Il passaggio è stato descritto da PAPANI, 1971 affiorante nell'alveo del T. Tresinaro; è visibile anche ad oriente del foglio 218, nell'alveo del F. Secchia all'altezza di Castellarano (PANINI, 1989; BERTOLINI & DE NARDO, 1990 dati inediti).

Gli affioramenti migliori, nei quali è apprezzabile la caratteristica continuità laterale della stratificazione piano parallela, si segnalano lungo il F. Enza, tra Cerezzola e Currada; lungo il T. Crostolo tra Bettola ed il Bocco, di M. Duro e M. Lusino, dove MCS è deformato in una spettacolare "piega a sigma" che si sviluppa ad Est fino a S. Romano.

Nel T. Tresinaro, lo spessore parziale di MCS, non affiorando la base stratigrafica, è di 1200 m (PAPANI, 1971) e corrisponde al valore massimo raggiunto nell'area del foglio geologico.

E' attribuita ad un ambiente di piana abissale, come già indicato in letteratura

L'età della formazione è riferita al Campaniano sup.-Maastrichtiano dalla letteratura (RIO *et alii*, 1983)

2.4.2. - *Argille di Viano (AVI)*

Si estende arealmente a SE di Paderna e tra Montalto e S. Romano; la località-tipo della formazione è compresa nell'area di studio.

La litofacies principale della formazione è quella descritta da PAPANI, 1971 data da torbiditi arenaceo-pelitiche in strati medi e sottili intercalati in peliti grigio-bluastré e rosse, recanti livelli limonitizzati giallastri e strati sottili di marne giallastre o rosate con Fucoidi. Subordinatamente, affiorano localmente (strada

da La Vecchia per Paderna), argilliti rosse con intercalazioni di breccie argillose poligeniche e blocchi di siltiti managanesifere; questa litofacies non è cartografabile a scala 1:50.000 ed ha comunque una limitata continuità laterale. In Val Tresinaro, gli affioramenti corrispondenti al contatto tra AVI e le sovrastanti Marne di Monte Piano sono coperti da depositi alluvionali; è stata misurata una sezione stratigrafica relativamente al contatto tra le formazioni, nell'alveo del F.Secchia (BERTOLINI & DE NARDO, 1990 dati inediti); qui le unità sono comunque separate da una faglia di rigetto non esattamente valutabile, ma di modesta entità, che mette a contatto le argilliti rosse di AVI con argille marnose verdastre attribuite alle Marne di Monte Piano.

Lo spessore di AVI nella località-tipo è di 360 m, riducendosi lateralmente a meno di 300 m (PAPANI, 1971).

AVI è interpretabile come prodotto di una sedimentazione condensata di tipo pelagico, in prossimità o al di sotto della profondità di compensazione dei carbonati, intervallata da torbide distali, in condizioni di piana abissale o base scarpata.

L'età della formazione è stata attribuita al Maastrichtiano-Paleocene inf. da IACCARINO & RIO, 1972; le campionature effettuate per il foglio 218 confermano i dati di letteratura, non permettendo né il ringiovanimento dell'unità né la migliore risoluzione dello *hiatus* corrispondente alla discontinuità stratigrafica alla base delle Marne di Monte Piano, che non è espressa da un contrasto litologico veramente apprezzabile.

2.5. - SUCCESSIONE DELLA VAL ROSSENNA (a cura di G. Bettelli)

Questa successione copre un intervallo di tempo che si estende dal Maastrichtiano al Paleocene sup. (raggiungendo, dubitativamente, forse anche l'Eocene inferiore) ed è costituita da tre formazioni e da un complesso sedimentario. Alla base della successione è presente un tipico Flysch ad Elmintoidi, la Formazione di Monte Venere, che passa gradualmente verso l'alto ad una potente successione di torbiditi terrigeni rappresentate dalla Formazione di Monghidoro; queste due formazioni sono note da tempo e sono anche conosciute sotto la denominazione di Gruppo della Val di Sambro (ABBATE, 1969) o Gruppo del Sambro (VAI & CASTELLARIN, 1992). Il tetto della successione è formato da un'unità pelitica, le Argille della Val Rossenna, e da un sovrastante e spesso corpo caotico rappresentato dal Complesso del Rio Cagnone costituito in proporzioni variabili da luogo a luogo da lembi di tettoniti e da breccie argillose: queste due ultime unità, già segnalate da BETTELLI, 1980, sono state distinte e caratterizzate dal punto di vista stratigrafico e genetico solo di recente (BETTELLI *et alii*, 1987a, 1987b) ed affiorano estesamente nell'Appennino modenese lungo la Val Rossenna (cfr. Foglio 236 e Foglio 219) e nell'Appennino reggiano, ma

non nel Bolognese (cfr. Foglio 237). Nel Foglio 218 la successione della Val Rossenna occupa una ben definita area nell'angolo sudorientale del Quadrante SE, lungo la valle del F.Secchia, ove rappresenta la diretta prosecuzione degli affioramenti tipo della Val Rossenna rappresentati prevalentemente nel Foglio 236.

I terreni della successione della Val Rossenna si rinvencono ovunque in contatto tettonico con le formazioni pre-flysch ad Elmintoidi e ciò non permette di definire quale fosse la sua base stratigrafica; nell'Appennino parmense sono state segnalate delle peliti varicolori (Argille varicolori di Case Garola: PLESI *et alii*, 1993) alla base stratigrafica del Flysch di Solignano (VENZO *et alii*, 1965; ZANZUCCHI, 1980, già correlato con la Formazione di Monte Venere (ABBATE & SAGRI, 1970; ZANZUCCHI, 1980; RIO & VILLA, 1983; FONTANA *et alii*, 1991). Altrettanto problematica è la collocazione paleogeografica della successione all'interno dell'originario dominio ligure. La Formazione di Monte Venere, e soprattutto la Formazione di Monghidoro, sono state collocate da vari autori in una zona interna del bacino ligure, in prossimità del massiccio sardo-corso, al fine di giustificare gli apporti silicoclastici indicativi di un'area fonte caratterizzata da un basamento cristallino granitico e metamorfico (FONTANA *et alii*, 1991) e la relativa "prossimalità" dei depositi torbiditici (ABBATE & SAGRI, 1970). Alla persistenza delle fonti delle torbiditi terrigene, rimaste attive dal Maastrichtiano al Paleocene superiore, soprattutto per l'intervallo cretacico della successione, ma anche in minor misura fino al Paleocene superiore, si sono alternate torbiditi carbonatiche con fanghi calcarei di probabile provenienza austroalpina in analogia con quella di molti Flysch ad Elmintoidi liguri.

Con il Paleocene superiore si esauriscono anche gli apporti arenacei e la parte superiore della successione, con le Argille della Val Rossenna, mostra significative analogie con i depositi, forse coevi, presenti al tetto stratigrafico del Flysch di Monte Cassio (Argille di Viano) ed alla base della Formazione di Savigno (Formazione di Poggio) di età eocenica inferiore (cfr. Foglio 237). Le Argille di Viano e le Argille della Val Rossenna sono inoltre accomunate dalla mancanza assoluta di carbonati e di microfossili a guscio calcareo, ciò che fa presumere una profondità di sedimentazione al di sotto della CCD.

La presenza al tetto della successione di potenti corpi di breccie argillose poligeniche e di estese masse integre di formazioni cretacee, almeno in parte derivanti dallo smantellamento della successione stratigrafica sottostante al Flysch di Monte Cassio (successione Cassio-Viano), sembra indicare che almeno appena prima della fase ligure (Eocene medio) queste due successioni erano tra loro vicine. Anche l'attuale distribuzione geografica ed i rapporti strutturali tra la successione della Val Rossenna e la successione Cassio-Viano lungo le trasversali del Modenese e del Bolognese, almeno in parte suturati dalla successione epili-

gure, indicano che queste due successioni sono state tra loro giustapposte dalla fase ligure e sembrano confermare la loro reciproca posizione paleogeografica precedentemente occupata.

L'apparente contraddizione tra la tipologia degli apporti clastici delle formazioni di Monte Venere e Monghidoro e alcuni dei punti sopracitati potrebbe avere due (o forse più) possibili spiegazioni, che presentano però entrambe sia punti a favore che apparenti ostacoli:

a) la successione della Val Rossenna dal Cretaceo al Paleocene occupava effettivamente una posizione paleogeografica a ridosso del margine paleoeuropeo; tra l'Eocene inferiore e l'Eocene medio, a seguito dell'incipiente fase ligure e forse a causa anche di movimenti di tipo "trascorrente" longitudinali (VESCOVI, 1993), la successione, scollatasi dalla suo substrato stratigrafico, viene "traslata", senza vistose deformazioni, verso i domini più esterni;

b) nel suo settore meridionale l'oceano ligure, dopo il Campaniano inferiore, si presentava privo di quegli elementi che potevano suddividerlo in un dominio esterno ed uno interno; nessuna altra successione si interponeva tra l'area di sedimentazione torbiditica del Flysch di Monte Cassio e quella delle formazioni di Monte Venere e di Monghidoro, le quali ricevevano apporti dagli opposti margini continentali. L'attuale mancanza di affioramenti riferibili alla successione "Cassio-Viano" ed alla sua successione stratigrafica basale a SE del Lavino e fino al Sillaro, nell'ipotesi qui discussa, potrebbe inoltre suggerire, ma con notevoli cautele, anche una contiguità tra la Successione della Val Rossenna e le successioni dei Flysch terziari liguri esterni (successione di Savigno, successione del Monte Morello).

2.5.1. - *Formazione di Monte Venere (MOV)* (Flysch ad elmintoidi AUCTION.)

Affiora quasi esclusivamente nel Quadrante SE del foglio, prevalentemente con assetto rovesciato, ove rappresenta il fianco inverso dell'estesa sinclinale rovesciata della Val Rossenna (cfr. Foglio 236); gli unici affioramenti in posizione diritta sono quelli nei pressi della confluenza tra il T. Rossenna ed il F. Secchia e quelli molto più ampi presenti a sud di Baiso.

La Formazione di Monte Venere è costituita di torbiditi calcareo-marnose con una porzione basale detritica a grana fine, in strati da medi a massicci di colore grigio chiaro con al tetto sottili intervalli argillosi grigio scuro o nerastrati; a queste torbiditi calcareo-marnose sono alternati pacchi di strati di torbiditi arenaceo-pelitiche grigio-brunastre con rapporto arenaria/pelite generalmente >1 e base arenitica fine o media, a luoghi alterata in giallastro od ocra. La cementazione delle porzioni basali delle torbiditi silicoclastiche è variabile, localmente scarsa, specie per le arenarie a grana più grossolana. Tra le strutture sedimenta-

rie tipiche di strati torbiditici sono particolarmente frequenti la laminazione ondulata ed obliqua dell'intervallo Tc di Bouma ed i *groove casts* e *flute casts* alla base delle torbiditi silicoclastiche che indicano direzioni di apporto dai quadranti meridionali (PAREA, 1965; ABBATE & SAGRI, 1970; BRUNI, 1973). La caratteristica macroscopica più appariscente della formazione è data dalla presenza di megatorbiditi calcareo-marnose, di spessore anche superiore alla quindicina di metri, che si susseguono ad intervalli più o meno regolari, separate da pacchi di torbiditi silicoclastiche e carbonatiche di minore spessore. Il tetto della formazione è stato convenzionalmente posto in corrispondenza dell'ultima megatorbidite carbonatica. Si osserva anche un aumento della frequenza delle torbiditi arenaceo-pelitiche verso l'alto il cui spessore tende ad essere prevalente rispetto a quello delle torbiditi calcarenitico-marnose. Affioramenti con queste caratteristiche compaiono a SE di Baiso ove la formazione appare costituita in prevalenza di torbiditi arenaceo-pelitiche con letti arenitici poco cementati alle quali si intercalano a distanze verticali notevoli potenti bancate calcareo-marnose.

Le caratteristiche del deposito sono indicative di un ambiente marino profondo di piana abissale raggiunto da torbiditi silicoclastiche e carbonatiche provenienti da differenti aree sorgenti.

La potenza parziale (la base stratigrafica non è mai osservabile) è superiore ai 900 metri.

Le associazioni a nannofossili calcarei consentono di attribuire la formazione all'intervallo compreso tra la biozona a *C. aculeus* e quella a *Q. trifidum*, indicativa di un'età campaniana superiore-maastrichtiana (DANIELE *et alii*, 1996, FIORONI *et alii*, 1996). Le associazioni a Dinoflagellati (RONCAGLIA, 1995) confermano sostanzialmente questa attribuzione cronologica; l'età della Formazione di Monte Venere è pertanto del tutto corrispondente a quella del Flysch di Solignano (RIO & VILLA, 1983).

2.5.2. - Formazione di Monghidoro (MOH)

Affiora per lo più stratigraficamente legata alla Formazione di Monte Venere ed in un'area ben circoscritta all'interno del Quadrante SE del Foglio, lungo la Valle del F. Secchia.

La Formazione di Monghidoro è caratterizzata da torbiditi arenaceo-pelitiche in strati da sottili a spessi (generalmente spessi) con una porzione arenacea basale a grana media o fine, a luoghi grossolana o microconglomeratica, grigia o bruna passante a pelite, spesso siltosa, grigio scura. Il rapporto arenaria/pelite (A/P) è generalmente maggiore di 1. Le strutture sedimentarie più frequenti interne agli strati sono quelle tipiche della sequenza di Bouma della quale sono rappresentate prevalentemente gli intervalli a laminazione obliqua e convoluta e

la laminazione parallela superiore; sulle superfici inferiori degli strati sono molto diffuse le controimpronte da trascinamento di oggetti (*grooves casts*), di flusso (*flute casts*) e le tracce di organismi fossatori. La cementazione dei litotipi arenacei è variabile, localmente scarsa. Sono presenti, irregolarmente intercalate agli strati silicoclastici, delle torbiditi calcareo-marnose, più frequenti verso la base, simili a quelle che caratterizzano MOV; generalmente in strati da medi a spessi, queste torbiditi sono di color grigio-biancastro o rosate e a luoghi sono prive della porzione detritica basale a grana fine.

La potenza complessiva della formazione è di circa 1000 metri. Il contatto inferiore è graduale su MOV ed indicato dalla scomparsa delle megatorbiditi calcareo-marnose. Nell'area del Foglio la formazione è riferibile ad un intervallo cronostratigrafico compreso tra il Maastrichtiano superiore (Zona a *Litraphidites quadratus*) ed il Paleocene superiore (Zona NP9) rappresentato da associazioni a *Discoaster multiradiatus* rinvenute in campioni provenienti da singoli strati di torbiditi calcaree presenti nella parte superiore della formazione (membro pelitico-arenaceo) nei dintorni di Gombola (Foglio 236) (FIORONI *et alii*, 1996). Poichè tali campioni non si riferiscono al tetto stratigrafico della formazione, non si può escludere che quest'ultima possa raggiungere anche l'Eocene inferiore.

Sulla base della prevalenza dello spessore dei letti pelitici su quelli arenacei nella parte alta dell'unità sono stati distinti due membri: il membro pelitico-arenaceo (MOH₂) ed il membro pelitico (MOH₁): nell'area del Foglio 218 è stato riconosciuto e cartografato soltanto il primo di questi due membri.

Il membro pelitico-arenaceo (MOH₂) affiora esclusivamente in due piccole aree a sud della confluenza tra il T. Rossenna ed il F. Secchia, in corrispondenza del fianco inverso della grande sinclinale coricata della Val Rossenna. E' costituito da alternanze pelitico-arenacee con A/P <1, in strati generalmente sottili e medi con caratteristiche litologiche complessive del tutto analoghe a quelle di MOH. La potenza è di alcune decine di metri. Rappresenta la parte sommitale del corpo torbiditico della Formazione di Monghidoro ed indica una graduale e costante diminuzione del volume degli apporti arenacei che scompariranno completamente con la deposizione delle sovrastanti Argille della Val Rossenna (VRO). Il passaggio verticale a quest'ultima unità è molto graduale ed è contrassegnato dalla comparsa di interstrati pelitici di colore rossastro.

2.5.3. - Argille della Val Rossenna (VRO)

La formazione affiora, in modo discontinuo, in corrispondenza del fianco rovesciato e del fianco diritto della grande sinclinale coricata della Val Rossenna. Gli affioramenti più estesi sono quelli nei pressi di Levizzano e quelli spostati

poco più a SE tra il Borgo, Caliceti e Lugaro: in entrambi la formazione compare ad assetto diritto. Affioramenti in posizione rovesciata e dimensioni molto più piccole si rinvennero sia a Sud della confluenza tra il T. Rossenna ed il F. Secchia (ad E di Saltino) direttamente a tetto del membro pelitico-arenaceo della Formazione di Monghidoro, sia a S di Levizzano. L'unità è costituita di argille prevalenti talora siltose di colore variabile a seconda delle località dal grigio-scuro al grigio verde ed al rosso, in strati sottili o molto sottili, resi evidenti spesso dalle bandature di diverso colore. Negli affioramenti di Levizzano la formazione è interamente costituita di argille da grigio-scure a nerastre con sottili intercalazioni di torbiditi arenitiche grigio-cenere non cementate ed a grana finissima; nei restanti affioramenti invece compaiono anche i caratteristici litotipi di colore rossastro. A luoghi sono presenti strati sottili di arenarie fini e strati da sottili a medi di marne calcaree biancastre con fucoidi o di calcilutiti grigio-verdi, rosate o giallastre. L'ambiente sedimentario è marino profondo sotto la CCD. Il processo è attribuibile a decantazione e a correnti di torbida diluite. La potenza è di poche decine di metri. Il passaggio su MOH_1 è graduale. L'età è ignota per l'assenza di microfossili a guscio calcareo (Foraminiferi e Nannofossili), ma può essere o paleocenica superiore o molto più probabilmente eocenica inferiore considerato che il Paleocene superiore è rappresentato nei livelli sommitali della Formazione di Monghidoro e che le velocità di deposizione per questo particolare litotipo dovevano essere piuttosto basse.

Negli affioramenti presenti nei pressi di Levizzano l'unità è interessata da deformazioni sinsedimentarie (pieghe da *slumping*) e contiene piccole masse da metriche a decametriche a struttura tettonica appartenenti alla formazione pre-flysch ad Elminoidi delle Argille Varicolori di Cassio. Queste piccole masse rappresentano con ogni evidenza dei corpi di origine extrabacinale dislocate per gravità, precursori della messa in posto del sovrastante Complesso del Rio Cargnone.

2.5.4. - *Complesso di Rio Cargnone (MVR)*

Affiora esclusivamente nel Quadrante SE del Foglio ove costituisce il nucleo della grande piega coricata di fase ligure che coinvolge l'intera successione della Val Rossenna. La presenza di questa particolare unità al tetto stratigrafico della successione è stata segnalata per la prima volta da BETTELLI (1980) e confermata successivamente da BETTELLI *et alii* (1987a, 1987b). Si tratta di un esteso e spesso corpo caotico interpretato dagli autori citati come il risultato dell'accumulo di estese frane di scivolamento in massa e di colate di fango e detrito in ambiente sottomarino. Le prime sono rappresentate da lembi di estensione e spessore anche notevole (da decine di metri a svariate centinaia di metri) di tet-

toniti delle formazioni pre-flysch ad Elmintoidi; le seconde, invece, sono formate da breccie sedimentarie a dominanza argillosa. La distribuzione areale di questi due tipi fondamentali di rocce caotiche al nucleo della sinclinale della Val Rossenna è molto variabile: nell'adiacente Foglio 219 sono molto diffuse le breccie sedimentarie, nel Foglio in esame, invece, sono nettamente prevalenti le masse coerenti di tettoniti liguri.

L'età di messa in posto del complesso è definibile soltanto sulla base della sua posizione stratigrafica all'interno della successione e dei rapporti tra quest'ultima e la sovrastante (e discordante) successione epiligure: all'interno dell'unità, infatti, non sono mai stati rinvenuti clasti o lembi di formazioni di età più recente del Maastrichtiano. Il Complesso del Rio Cagnone forma il nucleo della sinclinale della Val Rossenna e giace a tetto delle Argille della Val Rossenna di età non ben definibile, ma sicuramente o paleocenica superiore o più recente. Dal momento che in discordanza angolare sulla successione della Val Rossenna, già piegata, giacciono le Breccie argillose di Baiso e le Marne di Monte Piano di età luteziana, si può concludere che il Complesso del Rio Cagnone deve essersi messo in posto nell'intervallo di tempo compreso tra il Paleocene sup. ed il Luteziano, dubitativamente tra l'Eocene inferiore e l'Eocene medio basale.

Lo spessore originario dell'unità è difficilmente definibile con precisione vista la particolare giacitura (al nucleo di una sinclinale), la mancanza di riferimenti stratigrafici e/o geometrici e la particolare natura del deposito; indicativamente si può valutare una potenza attorno a 300 m.

Breccie argillose (MVR_a). Affiorano esclusivamente in una piccola area immediatamente ad Ovest della confluenza tra il T. Rossenna ed il F. Secchia, lungo il crinale che separa la valle del Rio Cagnone da quella del F. Secchia. Si tratta di breccie poligeniche a matrice argillosa, di colore grigio-scuro e prive di stratificazione visibile, con clasti da millimetrici a metrici costituiti in ordine di frequenza da argille, calcilutiti biancastre e subordinatamente da arenarie grigiastre. Sono presenti inclusi di dimensioni non cartografabili di torbiditi peliticoarenacee fini, forse riconducibili alle Arenarie di Scabiazza, ed inclusi da metrici a decametrici di argille varicolori, in tutto simili alle Argille Varicolori di Cassio. L'ambiente deposizionale è marino profondo, di base scarpata o di margine di bacino. Il processo è attribuibile a colate dense di fango e detrito (*debris flow*) ed a frane di scivolamento in massa di limitate dimensioni. Non sono stati rinvenuti clasti di età più recente del Cretaceo.

Lembi di tettoniti (MVR_b, MVR_c, MVR_d). Costituiscono la quasi totalità degli affioramenti appartenenti al Complesso del Rio Cagnone presente nell'area del Foglio. Si tratta di interi corpi di estensione da pluriettometrica a chilo-

metrica costituiti da litotipi appartenenti alle formazioni pre-Flysch ad Elmintoidi. Sono state distinte masse di Argille a Palombini (MVR_b), di Arenarie di Scabiazza (MVR_c) e di Argille Varicolori di Cassio (MVR_d). Le caratteristiche litologiche delle masse di Arenarie di Scabiazza e di Argille Varicolori di Cassio sono del tutto identiche a quelle delle corrispondenti unità già descritte nelle successioni pre-flysch ad Elmintoidi e del tutto confrontabile è anche lo stile strutturale ed il grado di deformazione interna che le rende delle tipiche tettoniti. Le masse di Argille a Palombini, invece, mostrano delle leggere, ma significative differenze. Esse infatti sono rappresentate da strati di calcilutiti grige che all'alterazione assumono un caratteristico colore biancastro, sono prive di patine nerastre o verdastre e sono intersecate da una fittissima rete di sottilissime vene di estensione di spessore millimetrico o submillimetrico: sono quasi assenti, invece, le spesse vene di calcite fibrosa o a mosaico sempre presenti nelle Argille a Palombini tipiche. Le peliti, a loro volta, sono nettamente predominanti e tipicamente di colore nerastro con variegature verdastre ed a luoghi anche rossastre o violacee. Queste caratteristiche litologiche rendono queste masse di Argille a Palombini molto più simili ai livelli di argille e calcilutiti che si rinvengono legate alle Argille Varicolori della Val Samoggia affioranti nel Foglio 237 e che con ogni probabilità rappresentano la base stratigrafica della Formazione di Savigno di età terziaria (cfr. Note illustrative del F. 237).

A Sud della confluenza tra il T. Rossenna ed il F. Secchia, tra Ca' Castellari e Rivalta di sopra, è presente anche una massa integra, di estensione pluriottometrica, di torbiditi calcareo-marnose di età maastrichtiana (non distinta in carta per le sue ridotte dimensioni) con le caratteristiche litologiche tipiche dei Flysch ad Elmintoidi. A causa delle pessime condizioni di affioramento e delle litologie non distintive, non è possibile eseguire alcuna correlazione precisa con uno dei vari Flysch ad Elmintoidi noti, anche se una tale identificazione avrebbe una importante ricaduta sulle ricostruzioni di tipo paleogeografico e paleotettonico.

3. - SUCCESSIONE EPI-LIGURE

3.1. - INTRODUZIONE (a cura di G. Papani, D. Rio)

Sotto questo nome, introdotto da RICCI LUCCHI ed ORI nel 1985, è compresa tutta la successione marina paleogenica e neogenica depostasi generalmente in discordanza sulle varie unità del Dominio Ligure dopo la cosiddetta "fase deformativa ligure", prodottasi come conseguenza di un iniziale processo di accrezione a vergenza occidentale. In realtà quindi questa successione sedimentaria, data

dalle classiche formazioni istituite dai Geologi dell'AGIP nel 1961, può essere vista come la sovrapposizione di due successioni distinte, la prima delle quali, di età luteziano - rupeliana, corrisponde ad una storia ancora "alpina" della catena ("successione epi-mesoaplina" di MUTTI *et alii*, 1995) e la seconda, di età chat-tiano - serravalliana (nell'area del Foglio), corrisponde alla storia appenninica s.s. ("successione semi-alloctona appenninica" di PAPANI, 1998). Questa pila di sedimenti nell'area del Foglio è costituita da otto principali unità litostratigrafiche (e da circa una ventina di subunità) ed ha uno spessore rilevante ed assai variabile che può superare complessivamente alcune migliaia di metri. Essa ha registrato tutti i principali eventi tettono - sedimentari che hanno interessato il cuneo orogenico appenninico sul quale andava deponendosi e che sono esplicitati dalla presenza di discordanze, discontinuità, erosioni sottomarine, strutture di crescita, livelli caotici, variazioni composizionali, variazioni batimetriche e di facies sia in orizzontale che in verticale, deformazioni sinsedimentarie, ecc. Si può dire che la lettura puntuale di tutti questi segnali di instabilità tettonica presenti nella Successione è ancora in una fase iniziale. Un suo sviluppo dovrà necessariamente passare attraverso analisi della stratigrafia fisica e della biostratigrafia molto dettagliate, in modo da permettere la collocazione cronologica più accurata possibile degli eventi registrati. Alcuni lavori in questo senso sono già stati pubblicati (MARTELLI *et alii* 1993 e 1998; MUTTI *et alii* 1995; CATANZARITI *et alii* 1997).

La successione epiligure riveste una particolare importanza nell'economia del Foglio 218, non solo in quanto molto potente ed arealmente estesa ma, soprattutto, perchè molte delle unità che la costituiscono sono state introdotte e definite con riferimento ad affioramenti del Foglio stesso. Per questi motivi sono stati condotti studi biostratigrafici approfonditi per stabilire determinazioni di età dettagliate. Come per le altre unità del Foglio le determinazioni di età sono basate prevalentemente sui nannofossili calcarei; tuttavia, in particolare per il Gruppo di Bismantova, si è fatto ricorso anche ai foraminiferi planctonici (dati già pubblicati od acquisiti specificamente in questa occasione) per una migliore definizione cronostratigrafica.

La Successione epiligure affiorante nel foglio risulta estesa cronologicamente dal Luteziano (Eocene medio) avanzato (Formazione di Loiano) fino al Serravalliano (Miocene medio) e per la sua classificazione biostratigrafica abbiamo utilizzato lo schema biostratigrafico sulla base dei nannofossili calcarei riportato nella parte destra di Fig.1, alquanto più dettagliato di quello normalmente utilizzato nella cartografia della Regione Emilia e Romagna, riportato in calce al Foglio e sulla parte sinistra della stessa Figura 1. Le biozone utilizzate e la loro correlazione alla scala delle inversioni di polarità del Campo magnetico terrestre (GPTS) sono quelle proposte da CATANZARITI *et alii* (1997) per l'Eocene, FORNACIARI e RIO (1996) per il Miocene inferiore e FORNACIARI *et alii*

(1996) per il Miocene medio e superiore. Queste Biozone sono codificate come MNP (*Mediterranean Nannofossil Paleogene*) e MNN (*Mediterranean Nannofossil Neogene*). La cronostratigrafia adottata è discussa ampiamente nei lavori citati in RIO *et alii* (1997) per la porzione miocenica. Vale la pena di sottolineare un importante cambiamento nella definizione del limite Langhiano-Serravalliano, che viene considerato approssimato dalla scomparsa del nannofossile calcareo *Sphenolithus heteromorphus* (a circa 13,52 Ma) e non con la comparsa del foraminifero planctonico *Orbulina universa*, prassi ampiamente diffusa in Italia ed, in particolare, in precedenti lavori sulla Formazione di Bismantova nell'area del Foglio 218 (PAPANI *et alii*, 1987; DE NARDO *et alii*, 1991).

3.1.1. - *Brecce argillose di Baiso (BAI)* (a cura di M.T. De Nardo)

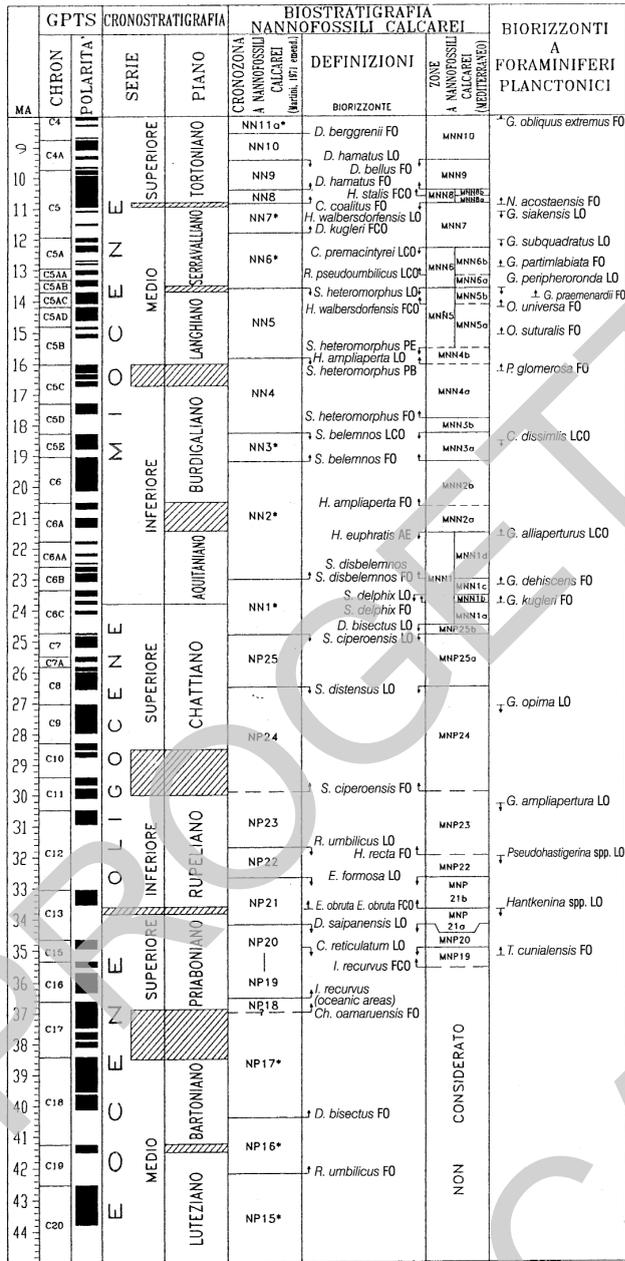
Vengono compresi in questa formazione i depositi di brecce argillose poligeniche stratigraficamente alla base delle Marne di Monte Piano che, comunemente, rappresentano la più antica delle unità epiliguri.

Il significato stratigrafico regionale delle brecce argillose poligeniche intercalate entro la successione epiligura tra il T. Tresinaro ed il Sillaro è stato discusso da BETTELLI & PANINI, 1987, pubblicazione a cui si rimanda anche per la descrizione dei criteri di riconoscimento di queste unità caotiche di genesi sedimentaria (vedi anche BETTELLI *et alii*, 1994 per una sintesi metodologica); gli stessi autori hanno per la prima volta differenziato le unità caotiche alla base delle Marne di Monte Piano, relativamente alla porzione dell'Appennino Reggiano compresa nel Foglio 218, indicandole come Mélange di Baiso e Mélange di Costa dei Buoi nella carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000; depositi di brecce argillose di uguale significato stratigrafico sono stati successivamente riconosciuti in Val d'Enza (DE NARDO, 1991; 1992).

Nella sintesi del Foglio a scala 1:50.000, è stata scelta la denominazione di Brecce argillose di Baiso per questa formazione (essendo, tra l'altro, la località-tipo compresa nell'area del Foglio), riducendo a membri le unità con uguale posizione stratigrafica affioranti in aree limitrofe e comunque differenziabili in base a variazioni di litofacies, a parità di tessitura clastica.

Si tratta di prevalenti brecce poligeniche a matrice argillosa grigio-scura o varicolorata recante blocchi mediamente decimetrici di calcilutiti "tipo palombino", arenarie "tipo Scabiazza", siltiti manganesifere. Presenti lembi monoformazionali di Argille Varicolori di Cassio, Arenarie di Scabiazza, Argille a Palombini, Flysch ad Elmintoidi, subordinatamente di Marne di Monte Piano ed Argille di Viano. La frequenza di lembi monoformazionali è estremamente variabile.

Nell'area di studio sono stati distinti i Membri di Costa dei Buoi (**BAI₄**), PràCavallazzo (**BAI₆**) e Pie tra Nera (**BAI₅**), lateralmente equivalenti.



SCALE UTILIZZATE: Hilgen et al., 1995 e Conde and Kent, 1995
Biorizzonti con età' estropolate secondo Conde and Kent, 1992

Fig.1- Schema biostratigrafico adottato per la classificazione della Successione Epiligure (parte destra della Figura) confrontato con quello riportato in calce al Foglio (parte sinistra) (FORNACIARI, Rto).

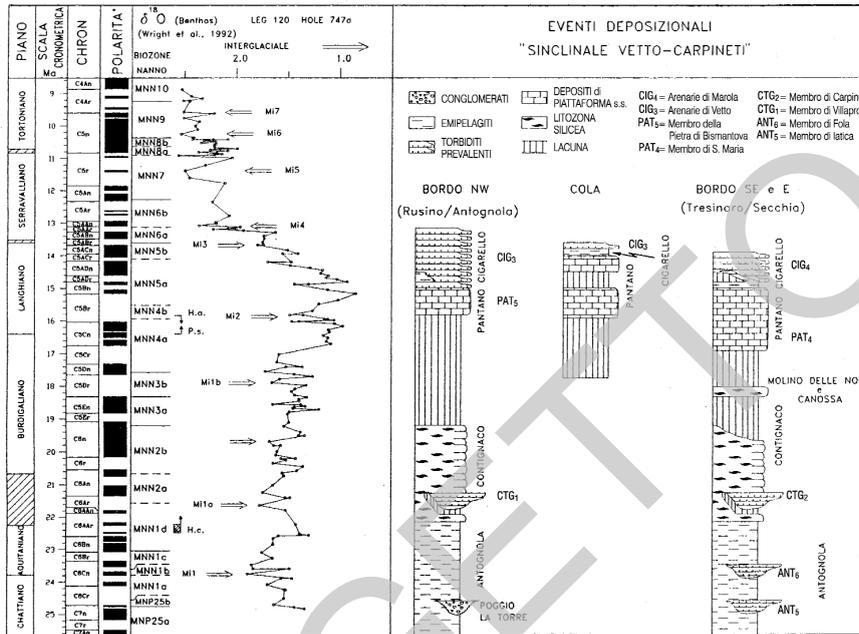


Fig.2 - Cronologia sintetica degli eventi deposizionali riconosciuti nella "sinclinale Vetto-Carpineti" relativamente alle Formazioni di Antognola e di Contignaco ed al Gruppo di Bismantova. (E. FORNACIARI, D. RIO).

BAI₄ e BAI₆ affiorano in Val Secchia, principalmente all'altezza di Colombaia.

Il Membro di Costa dei Buoi (BAI₄) è dato da breccie poligeniche a matrice argillosa nerastra, localmente rossastra che si differenziano dalla facies più rappresentativa dell'unità anche per una minore densità dei clasti (blocchi) in matrice. Il Membro di Prà Cavallazzo (BAI₆) (arealmente diffuso nell'adiacente Foglio 219) è costituito da breccie argillose a matrice grigio-scura, localmente rossastra e clasti di prevalentemente arenarie "tipo Scabiazza". Il Membro di Pietra Nera (BAI₅) è costituito da breccie poligeniche a matrice argillosa rossastra e clasti decimetrici di arenarie "tipo Scabiazza" e siltiti manganeseferi; affiora in val Tassobio.

Inferiormente, BAI appoggia in discontinuità sulle tettoniti liguri AVV, SCB, APA che hanno alimentato le breccie stesse, con variazioni locali della qualità degli apporti che giustificano le variazioni laterali di facies. Il contatto superiore con le Marne di Monte Piano è graduale rapido, localmente in parziale eteropia.

Gli spessori sono estremamente variabili, passando da alcune centinaia a poche decine di metri rispettivamente dalla Val Secchia alla Val d'Enza.

Nell'Appennino Reggiano, BAI rappresenta la base della successione epiligure a sud della "Linea Canossa-S.Romano" AUCT., mancando nella cosiddetta-

ta “Unità Viano” (PAPANI, 1971) per cause paleogeografiche, come descritto in BETTELLI & PANINI, 1987. E' interpretabile come deposito per successive colate miste di fango e detrito (*debris-flow*) sottomarine.

L'età di BAI sembra Luteziano- Bartoniano, in base alla posizione stratigrafica e all'età degli inclusi più recenti.

3.1.2. - *Marne di Monte Piano (MMP)* (a cura di M.T. De Nardo, D. Rio)

E' diffusa arealmente soprattutto nel settore orientale del Foglio, presentando i massimi spessori e continuità laterale tra le valli di Crostolo, Tresinaro e Secchia.

Si tratta di marne argillose ed argille marnose in strati sottili e sottilissimi, recanti strati sottili e lenticolari di arenarie feldspatiche biancastre gradate e laminate, litologicamente analoghe a quelle che costituiscono la Formazione di Loiano (vedi oltre). La parte basale dell'unità presenta un maggiore tenore argilloso, come indicano le frequenti intercalazioni di argilliti nerastre nelle peliti rosastre basali. In prossimità della base stratigrafica della formazione, presenti orizzonti caotici da *slump*, il cui spessore varia da qualche metro ad una ventina di metri, come visibile negli affioramenti determinati dal fronte di cava in località Cà Carletto, a NE di Colombaia in Val Secchia (BERTOLINI & DE NARDO, dati inediti). Questi affioramenti, di gran lunga i migliori per qualità di esposizione nell'area di studio, permettono inoltre di apprezzare il passaggio dalle facies basali sopra descritte a marne siltose-marne argillose grigie, caratteristiche del tetto stratigrafico dell'unità.

Inferiormente, le Marne di Monte Piano appoggiano comunemente sulle breccie argillose BAI con le quali sono localmente eteropiche; limitatamente all'area in cui affiora la successione della Val Tresinaro, MMP si trova in discontinuità sulle Argille di Viano (IACCARINO & RIO, 1972), senza interposizione di breccie poligeniche.

Gli spessori sono variabili, da una decina di metri a 150-200 m circa.

L'ambiente è riferibile a scarpata e bacino profondo, con sedimentazione emipelagica fine intervallata da apporti torbiditici in condizioni distali.

Le Marne di Monte Piano contengono in genere abbondanti associazioni a nannofossili calcarei che indicano età estese almeno dalla Cronozona NP16 alla biozona NP 20 (Luteziano terminale- Priaboniano *pars*; si veda Figura 1).

Con ogni probabilità questa è una valutazione conservativa in quanto è possibile che l'unità sia cronologicamente più estesa, in particolare nell'area ad est della Val Secchia. Ad esempio, nella sezione di Ca di Viola (poco a S del Foglio) peliti attribuite alle MMP contengono associazioni a nannofossili calcarei di età Oligocene inferiore.

3.1.3. - Lente della Formazione di Loiano (**LOI_a**) (a cura di M.T. De Nardo, D. Rio)

Vengono così indicati corpi arenacei che costituiscono intercalazioni entro le Marne di Monte Piano, come risulta dalla cartografia geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000 (BETTELLI, 1986, sezz. 218120 "Baiso" e 218160 "S.Cassiano"). Affiorano principalmente nelle valli del F.Secchia (Bebbio, Vesallo) e del T. Lucenta (Castagneto). Sono arenarie silicoclastiche quarzose e feldspatiche biancastre, poco cementate, localmente passanti a microconglomerati recanti clay-chips. Gli strati torbiditici, da medi a spessi, sono comunemente amalgamati; talora si rilevano facies caratterizzate da torbiditi arenaceo-pelitiche in strati medi e sottili. Presentano una notevole affinità con la Formazione di Loiano dell'Appennino bolognese, alla quale sono state correlate e della quale rappresentano, di conseguenza, alcuni tra gli affioramenti più occidentali (FORNACIARI, 1982).

Mentre il passaggio graduale alle sovrastanti Marne di Monte Piano è bene esposto, la base stratigrafica di LOI non lo è altrettanto; l'attribuzione di questi corpi arenacei a lenti vere e proprie è subordinata all'osservazione di marne argillose rossastre, geometricamente sottostanti e subaffioranti (BETTELLI, com. pers.).

Lo spessore è variabile e raggiunge al massimo un centinaio di metri. La sedimentazione è attribuibile a correnti di torbida.

Al fine di ottenere informazioni dettagliate di età sono state eseguite numerose campionature in diverse località (cave Vesallo, Casa Sant'Andrea, ecc.) in sinistra della Val Secchia. I risultati dettagliati di questo studio (RIO, CATANZARITI, MARTELLI in preparazione) saranno pubblicati in altra sede. Qui può essere anticipato che nella sezione meglio campionata (cava a sud di Fola-Vasirano) le associazioni a nannofossili calcarei presenti nelle peliti intercalate nella parte inferiore della Lente di Loiano ed in quelle immediatamente a tetto contengono *Reticulofenestra umbilicus* e *Nannotetrina* spp., mentre *Dictyococites bisectus* è assente. Pertanto, la lente di Loiano è riferibile con buona sicurezza alla parte inferiore della Cronozona NP16 con un'età Eocene medio avanzato, al limite fra il Luteziano ed il Bartoniano (Fig. 1). E' anche da sottolineare che le peliti varicolorate sovrastanti la Lente di Loiano sono caratterizzate da molti campioni privi di carbonati o contenenti associazioni a nannofossili calcarei molto disciolte che suggeriscono una sedimentazione in condizioni profonde, prossime alla profondità di compensazione dei carbonati ed interessate da tassi di sedimentazione molto ridotti con probabili lacune. E' anche da sottolineare il ridotto spessore dell'intero Priaboniano (circa 10-20 metri di spessore) e la mancanza nell'area dei Membri di Pizzo d'Oca e della Val Pessola (parte inferiore) della Formazione di Ranzano.

3.1.4. - *Formazione di Ranzano (RAN)* (a cura di L. Martelli, D. Rio, L. Vernia, U. Cibin)

La Formazione di Ranzano è costituita da più corpi sedimentari di origine prevalentemente torbiditica con geometria da tabulare a lenticolare e con facies deposizionali molto variabili, da conglomeratiche ad arenacee, arenaceo-pelitiche e pelitiche; anche lo spessore complessivo dell'unità è molto variabile e si passa dai pochi metri della sezione di Ca' di Viola agli oltre 1500 metri nella media Val Secchia.

La Formazione di Ranzano è estesa cronologicamente dal Priaboniano (Eocene superiore) terminale al Rupeliano (Oligocene inferiore) avanzato, coprendo un intervallo compreso fra 4 e 6 milioni di anni (CATANZARITI *et alii*, 1997).

Il contatto inferiore della formazione è per lo più con la formazione delle Marne di Monte Piano (MMP) ed è segnato dalla comparsa di ben netti livelli arenacei, assenti nella parte alta della formazione sottostante; localmente la Formazione di Ranzano appoggia direttamente sulle unità liguri deformate. Molto spesso il contatto con le Marne di Monte Piano è discordante con una netta lacuna erosiva, come è ben visibile laddove mancano i membri inferiori della formazione; queste caratteristiche giaciturali e stratigrafiche sono frequentemente osservabili nel F. 218, in particolare nelle zone marginali della placca epiligure Vetto-Carpinetti-Canossa.

Anche il contatto con le soprastanti marne della Formazione di Antognola è netto ed alcuni Autori (FORNACIARI, 1982; FREGNI & PANINI, 1987; DE NARDO *et alii*, 1991) che si sono occupati della successione epiligure nell'Appennino Reggiano e Modenese, hanno segnalato, in corrispondenza di questo limite, una discordanza angolare con lacuna biostratigrafica; altrove, al di fuori del F.218, si osservano situazioni nettamente diverse in quanto si passa da sezioni in cui il passaggio sembra avvenire in apparente continuità di sedimentazione (Val Ceno), ad altre in cui il limite è marcato da una superficie di erosione e/o non deposizione sulla quale i depositi delle Marne di Antognola poggiano in *onlap* (Lagrimone, Torrente Bardea, in sinistra Val d'Enza).

La Formazione di Ranzano è stata distinta in più membri alcuni dei quali non affiorano nel F. 218; i toponimi si riferiscono ad aree in cui affiorano sia la base che il tetto dell'unità in esame e dove è possibile descrivere una sezione stratigrafica completa o stratotipo, come avviene in Val d'Enza già indicata come area-tipo da PIERI, 1961. I vari membri e litofacies sono descritti in ordine stratigrafico, dai termini più antichi a quelli più recenti; per lo spessore degli strati si riferisce alla classificazione di CAMPBELL, 1967, mentre per la descrizione petrografica e classificazione si fa riferimento a CIBIN & DI GIULIO (in revisione).

Nell'area compresa nel F. 218, in particolare nella placca Vetto-Carpinetti-Canossa, la Formazione di Ranzano è rappresentata da 3 membri: 1- Membro di

Pizzo d'Oca (RAN₁); 2- Membro della Val Pessola (RAN₂); 3- Membro di Varano de' Melegari (RAN₃). Tuttavia il Membro di Pizzo d'Oca, che occupa sempre la posizione basale della formazione, nel F.218 affiora in lembi di spessore ridotto e costituiti da pochi strati; pertanto non è stato possibile rappresentarli alla scala della carta. Nei modesti affioramenti presenti la litofacies prevalente è arenaceo-pelitica, localmente arenaceo-conglomeratica; la composizione delle areniti è feldspatico-litica e si rinvencono abbondanti frammenti di litotipi metamorfici derivanti da un basamento cristallino di crosta continentale superiore. La composizione media delle arenarie è: Q 39; F 27; L+C 34; Lm 92, Lv 5, Ls 3; *petrofacies B* di CIBIN (1993); *petrofacies Ra* di DI GIULIO (1991).

Questa composizione conferisce alle rocce un colore chiaro, variabile da grigio biancastro al grigio azzurrognolo e corrisponde pertanto all'unità informalmente definita dai Rilevatori "Ranzano bianco".

Verso l'alto il Membro di Pizzo d'Oca passa al Membro della Val Pessola (RAN₂) in maniera brusca ma in apparente continuità di sedimentazione.

Su scala regionale, l'età del Membro di Pizzo d'Oca risulta Priaboniano terminale (sono presenti la parte alta della Zona MNP19 e la parte bassa della Zona MNP20; CATANZARITI *et alii*, 1997).

La sezione tipo affiora al Pizzo d'Oca, nel F.198, poco a nord di Monastero (o Gravago) in Val Ceno.

Membro della Val Pessola (RAN₂). Stratigraficamente sovrapposto al Membro di Pizzo d'Oca, è presente in gran parte degli affioramenti dell'Appennino settentrionale. Al tetto presenta un contatto netto con il Membro di Varano de' Melegari. La litofacies è molto variabile, da pelitico-arenacea a arenaceo-conglomeratica; gli strati variano da medi a molto spessi e la loro geometria è generalmente tabulare, mentre negli strati a granulometria grossolana si presenta lenticolare. Le arenarie hanno una composizione in cui prevale la frazione litica e, ai frammenti metamorfici caratteristici del sottostante membro RAN₁, si aggiungono abbondanti frammenti di serpentiniti e modeste quantità di rocce sedimentarie che indicano una provenienza da unità ofiolitiche, con le rispettive coperture sedimentarie, del Dominio Ligure. La composizione media è: Q 26; F 22; L+C 52. Lm 43, Lv 41, Ls 16. *Petrofacies C* di CIBIN (1993); *petrofacies Rb* di DI GIULIO (1991).

Questa particolare composizione conferisce alle rocce un caratteristico colore grigio scuro-verdastro.

Localmente sono presenti variazioni composizionali che meritano di essere menzionate. Nella terminazione orientale dell'area di affioramento di questo membro, vale a dire lungo le sezioni Velucciana e Vesallo in sinistra della Val Secchia (Comune di Carpineti), dove presenta notevole spessore (circa 1000 m)

e litologia arenaceo-pelitica, gli strati, a geometria tabulare ed in perfetta continuità laterale, contengono arenarie a composizione bimodale; infatti a strati caratterizzati da abbondanti frammenti ofiolitici, si alternano strati a composizione quarzoso-feldspatica con frammenti litici scarsi e di natura sedimentaria (composizione media Q 43; F 39; L+C 18; Lm 12, Lv 31, Ls 57; CIBIN, dati non pubblicati). La composizione di queste ultime arenarie è molto simile a quella di altre arenarie eo-oligoceniche della successione epiligure dell' Emilia orientale, come le Arenarie di Loiano, il Membro di Albergana della F. di Ranzano e le Arenarie di Anconella. Questo membro corrisponde alla maggior parte delle Arenarie di Ranzano descritte comunemente in letteratura (da PIERI, 1960, a SESTINI, 1970, in poi); il suo spessore è molto variabile e passa da pochi metri ai quasi 1000 metri della Val Secchia, con variazioni laterali molto rapide. A causa della geometria marcatamente erosiva delle unità sovrastanti ed eventualmente della configurazione originaria dei bacini di sedimentazione, il membro può anche essere totalmente assente.

Su scala regionale il Membro della Val Pessola risulta esteso cronologicamente dal Priaboniano terminale (parte avanzata della Zona MNP20) fino al Rupeliano (transizione Zona MNP 21b-Zona MNP 22; si veda CATANZARITI *et alii*, 1997).

E' stata distinta una litofacies arenaceo-conglomeratica (**RAN_{2a}**), che si sviluppa, con affioramenti spettacolari, soprattutto in Val d' Enza (F.217) e a sud della Val Secchia (F.235), e in diffusi affioramenti anche nel F.218; questa litofacies è costituita da strati arenacei spessi e molto spessi, a geometria tabulare, frequentemente amalgamati, con base conglomeratica a clasti ben arrotondati, anche di dimensioni decimetriche. La base è erosiva e talora appoggia con contatto discordante direttamente sulle Marne di Monte Piano o sul substrato Ligure. In corrispondenza a questa discontinuità fisica si osservano regionalmente estese lacune biostratigrafiche (CATANZARITI *et alii*, 1997). E' da notare che MUTTI *et alii* (1996) e CATANZARITI *et alii*, (1997) considerano questa discontinuità di importanza regionale e la hanno utilizzata per definire le basi delle loro Unità Val Pessola (MUTTI *et alii*, 1996) e Formazione della Valle dei Cavalieri (CATANZARITI *et alii*, 1997).

Nei pressi di Pecorile, Paderna-La Vecchia e Ginepreto (a sud della Pietra di Bismantova) questa litofacies grossolana è suddivisibile in due corpi distinti, separati tra di loro da un orizzonte arenaceo-pelitico. L' orizzonte grossolano stratigraficamente superiore presenta un arricchimento di detrito di origine sedimentaria che costituisce quasi un termine di transizione al membro soprastante.

Le sezione tipo di questo membro affiora in Val Pessola (F.198).

Membro di Varano de' Melegari (RAN₃). Questo membro giace, con contatto netto, talora discordante, sul Membro della Val Pessola ed è ricoperto in apparente

continuità di sedimentazione dalle Marne di Antognola. FORNACIARI (1982) segnala in Val Secchia fra RAN ed ANT una discordanza con lacuna biostratigrafica.

Le litofacies prevalenti sono quelle pelitico-arenacee ed arenaceo-pelitiche, sebbene localmente non manchino corpi rocciosi grossolani a geometria lenticolare; molto comuni sono inoltre i depositi caotici di risedimentazione in massa.

Nelle litofacies più diffuse gli strati variano da molto sottili a spessi, talvolta molto spessi, con geometria che può essere sia tabulare che lenticolare. Le geometrie lenticolari sono molto comuni sia negli intervalli in facies a strati sottili, sia in quelli a strati molto spessi e a granulometria grossolana.

Questo membro è caratterizzato da una composizione del detrito arenitico particolarmente ricca di frammenti litici in cui prevalgono clasti provenienti da successioni sedimentarie litificate tipo *flysch ad elmintoidi*, mentre i litici metamorfici e serpentinitici sono subordinati (*petrofacies D* di CIBIN, 1993; composizione media: Q 16; F 12; L+C 72; Lm 30, Lx 22, Ls 48). La provenienza del detrito da unità del Dominio Ligure è confermata dall'alto contenuto di nannofossili calcarei rimaneggiati del Cretacico superiore. Spesso sono presenti livelli particolarmente ricchi di frammenti di serpentinoscisti e di altre metamorfiti di alta pressione, probabilmente derivate da unità del Dominio Pennidico. La composizione particolarmente ricca di clasti calcarei e calcareo-marnosi rende queste arenarie particolarmente reattive all'acido cloridrico e conferisce loro un generale inconfondibile colore grigio-piombo.

In tutta l'area di affioramento in questo membro sono presenti sottili strati di vulcanoareniti feldspatiche, distribuite a vari livelli in tutta la successione stratigrafica; i clasti vulcanici sono di composizione andesitica e a volte costituiscono la totalità dei granuli, mentre altre volte sono diluiti nel normale detrito terrigeno (GAZZI & ZUFFA, 1970; CATANZARITI *et alii*, 1993; CIBIN *et alii*, 1998); questi livelli sono ben riconoscibili sul terreno e costituiscono degli ottimi *marker* di correlazione tra i vari affioramenti.

All'interno di questo membro sono riconoscibili e distinguibili varie litofacies. Nella parte inferiore del membro è presente una litofacies di frana sottomarina (**RAN_{3a}**), la cui base è erosiva (località più significative Groppo di Vetto e Regnano). Nella matrice prevalentemente pelitica sono inglobati clasti e lembi di Marne di Monte Piano, di Liguridi e dei membri inferiori della Formazione di Ranzano, alcuni dei quali hanno conservato l'originario assetto e stratigrafia e risultano addirittura cartografabili.

Nella sinclinale di Viano, lungo il T. Tresinaro, e nella placca di Paderna-La Vecchia affiora un orizzonte arenaceo a strati spessi ed amalgamati, particolarmente ricco di miche, il cui spessore massimo raggiunge il centinaio di metri e che costituisce un buon livello stratigrafico di riferimento alla scala locale in quanto si trova all'interno di una successione a prevalenti peliti (litofacies di Case Spilamborchia, **RAN_{3b}**). Esso si distingue anche per la composizione delle

areniti, particolarmente ricca di frammenti metamorfici di provenienza pennidica, come è stato già accennato in precedenza.

Localmente sono presenti dei corpi grossolani che costituiscono alcune litofacies specifiche. Tra di queste vanno menzionate la litofacies arenaceo-conglomeratica di Pianzo (**RAN_{3c}**), costituita da banchi torbiditici arenaceo-conglomeratici e da depositi di colata, a geometria lenticolare, che lateralmente passano a torbiditi arenacei; questa litofacies può raggiungere alcune decine di metri, presenta ciottoli ben arrotondati, centimetrici, di composizione analoga a quella del detrito arenitico che caratterizza il Membro, cui si associano blocchi anche decimetrici di calcari e marne.

Nella porzione occidentale della "sinclinale" Vetto-Carpinetti (Val d'Enza) e nella parte occidentale della struttura di Viano, è presente al tetto del membro un grosso corpo arenaceo, con rare peliti interstratificate, che è stato distinto come litofacies delle arenarie di Lagrimone (**RAN_{3d}**). Gli strati di questa litofacies sono generalmente medi e spessi, con geometria tabulare, frequentemente amalgamati e caratterizzati talora da base conglomeratica. Questo corpo ha geometria complessivamente lenticolare con limite inferiore che varia localmente da netto e discordante, a graduale per rapida alternanza. Al tetto il contatto è netto, talora discordante, con le Marne di Antognola. Questa litofacies si caratterizza non soltanto per gli aspetti sedimentologici, ma anche per la particolare composizione delle areniti. Queste infatti sono fortemente litiche e contengono, oltre a frammenti di rocce sedimentarie già citati, notevoli quantità di frammenti derivati da rocce metasedimentarie di basso grado di incerta provenienza, o da unità alpine o da Liguridi interne come l'Unità Monte Gottero-Val Lavagna (*petrofacies E* di CIBIN, 1993). La composizione media è: Q 10; F 4; L+C 86; Lm 70, Lv 6, Ls 24.

L'abbondanza dei clasti metapelitici ha favorito la compattazione della roccia, inibendone la cementazione e conferendole il tipico aspetto delle "areniti sporche", ricche di pseudomatrice derivante dallo schiacciamento dei granuli metapelitici stessi. La potenza massima di questo corpo è circa 150 metri. Lo spessore complessivo del Membro di Varano de' Melegari varia da 200 a 600 metri.

Il membro di Varano de' Melegari si caratterizza per un abbondante contenuto in nanofossili calcarei, gran parte dei quali, in particolare nella parte inferiore dell'unità risultano rimaneggiati. Le associazioni in posto permettono di ascrivere l'unità alle Zone MNP22 e MNP23, del Rupeliano (Fig. 1). Una caratteristica paleontologica peculiare dell'unità è la presenza relativamente continua di *Helicosphaera recta* che ne facilita il riconoscimento in casi di affioramenti limitati ed ambigui.

La sezione tipo è ubicata nei dintorni di Varano de' Melegari, dalla confluenza del T. Pessola nel T. Ceno fino alla strada che sale a Pellegrino Parmense (Fogli 198 e 199).

3.1.5. - *Formazione di Antognola (ANT)* (a cura di G. Papani, M.T. De Nardo, D. Rio)

In conseguenza di un parere specifico in merito, espresso dal Comitato Tecnico Scientifico per la Carta Geologica della Regione Emilia - Romagna, l'unità indicata come Formazione di Antognola è da intendersi come il risultato di un parziale emendamento rispetto alla descrizione dello stratotipo delle Marne di Antognola, situato presso Lagrimone in provincia di Parma, nel senso che non comprende il membro superiore siliceo ivi presente.

Infatti, nello stratotipo la formazione delle Marne di Antognola (THIEME, 1961; PIERI, 1961) comprende, nella sua parte superiore, quel litosoma a forte componente silicea che nei rilevamenti successivi è stato distinto da vari autori come "membro selcioso", o "membro siliceo", della Formazione di Antognola.

Nelle aree del F.218 questo litosoma siliceo, per correlazione con l'omonima formazione istituita da MARCHESI, 1961 e da PIERI, 1961 nei pressi di Salsomaggiore Terme (Parma), era infatti già stato originariamente cartografato come Tripoli di Contignaco (Istituto di Geologia dell'Università di Parma, 1965; ROVERI, 1966; PAPANI, 1971).

In seguito, però, nel corso dei rilevamenti per la Carta Geologica dell'Appennino emiliano - romagnolo a scala 1:10.000, è invalso l'uso di riferire il litosoma in questione alla parte superiore della sezione di Antognola (THIEME, 1961), ubicata all'estremo occidentale della sinclinale Vetto - Carpineti, attribuendolo quindi, come membro superiore, alla Formazione omonima.

In effetti entrambe le interpretazioni sono sostanzialmente corrette, in quanto si è potuto verificare che i due stratotipi si sovrappongono parzialmente, sia dal punto di vista cronologico che da quello litologico, nel senso che *il Tripoli di Contignaco corrisponde pressochè completamente al litosoma superiore siliceo delle Marne di Antognola.*

Dal punto di vista litologico, come è noto, la Formazione di Antognola è costituita da marne argillose grigie, talora con sfumature verdognole e con frequenti patine manganesifere, a degradazione globulare; la stratificazione, in genere maldistinta, è localmente segnata da veli o straterelli sabbiosi e, più raramente, da straterelli vulcanoclastici lenticolari biancastri o giallognoli.

La Formazione di Antognola si caratterizza per un alto contenuto in organismi planctonici calcarei (foraminiferi e nannofossili) che ne permettono un agevole inquadramento cronobiostratigrafico. Regionalmente la base dell'unità si colloca, nelle aree depocentrali, dove è in apparente continuità di sedimentazione su RAN, nel Rupeliano (Oligocene inferiore) avanzato come documentato da FORNACIARI & RIO, 1996 e, soprattutto, da CATANZARITI *et alii*, 1997.

Specificamente, la base dell'unità è da riferire alla Zona MNP23 avanzata per

la presenza di *Helicosphaera recta* e l'assenza di *Reticulofenestra umbilicus* e di *Sphenolithus ciperoensis*. Il tetto della Formazione di Antognola come qui inteso, e, quindi il suo passaggio alla sedimentazione silicea, sembra avvenire entro l'Aquitaniense (Miocene inferiore) franco, entro la Biozona MNN1d dello schema adottato (fra la comparsa di *Sphenolithus disbelemnos* e prima della fine dell'acme di *Helicosphaera euphratis*).

In alcune sezioni sono presenti lacune biostratigrafiche, tuttavia, è da notare che regionalmente entro l'unità sono state documentate tutte le Biozone fra l'Oligocene inferiore e l'Aquitaniense riportate nello schema di Fig. 1.

Analisi mineralogiche eseguite in diverse località del Foglio ed anche in aree contigue (BOLZAN *et alii*, 1983; FAILLA, 1987; FAILLA & MORANDI, 1984; MEZZETTI *et alii*, 1980) hanno evidenziato nella porzione pelitica della formazione una elevata presenza di smectite, probabilmente vulcanoderivata e di illite e quantità significative di clorite e serpentino. Sono anche presenti sottili orizzonti di zeolititi.

A confermare l'ambiente di sedimentazione della formazione, di scarpata e di base scarpata, si rinvennero nelle marne emipelagiche orizzonti caotici intrabacinali da slumping e numerosi litosomi cartografabili di materiale clastico risedimentato, riferibili a torbiditi arenitiche situate in varie posizioni stratigrafiche (ANT₅, ANT₆, cl) ed a lenti di olistotromi di origine ligure (MVT, vedi 3.1.6).

Membri di Iatica (ANT₅) e di Fola (ANT₆). Torbiditi arenitiche presenti in corpi circoscritti lenticolari, in diversa posizione stratigrafica, sul versante sinistro del Secchia, rispettivamente a S di M. Fosola e ad E di M.S. Vitale. Un altro corpo lenticolare di torbiditi arenitiche si trova intercalato alle marne in Val Tassobbio, presso Scalucchia, ed è stato riferito dubitativamente al membro ANT₅. In tutti i casi si tratta di areniti grossolane e medie a componente litica in banchi e strati amalgamati o gradati, dello spessore rispettivamente di alcune decine di metri (ANT₆) e di 200 m (ANT₅).

Il contenuto in nannofossili calcarei nelle località tipo indica che la base del Membro di Iatica (ANT₅) è da ascrivere alla Biozona MNP25a (Chattiano), mentre la base del Membro di Fola (ANT₆) è da ascrivere alla Zona MNN1a (Chattiano terminale). Le peliti immediatamente sovrastanti al Membro di Fola contengono *Sphenolithus delphix*, la cui comparsa avviene vicino al limite Oligocene-Miocene come definito recentemente nella sezione di Lemme in Piemonte (STEININGER *et alii*, 1994).

Strato di Cà di Lama (cl). Strato particolare, feldspatoarenitico, a granulometria media e geometria lenticolare, poco cementato, dello spessore massimo di 6 m, cartografato per una lunghezza di circa 900 m in Val Tresinaro. Per posi-

zione stratigrafica e composizione può essere considerato una possibile digitazione occidentale del Membro di Anconella del F. 236. L'età è riferibile all'Aquitano per posizione stratigrafica.

3.1.6. – *Brecce argillose della Val Tiepido-Canossa (MVT)*

Questa unità è costituita da brecce poligeniche a matrice argillosa grigio scura, quantitativamente prevalente sui clasti litoidi; questi ultimi hanno dimensioni mediamente decimetriche e sono dati da prevalenti calciliti biancastre "tipo palombino", subordinatamente da arenarie "tipo Scabiazza", siltiti manganeseifere derivanti da AVV, brecce ofiolitiche. Si presenta in contesti stratigrafici assai variabili nell'area del Foglio e nelle aree limitrofe (es.: F. 200, DE NARDO, dati inediti; LOMBARDI, 1995, ALTONI, 1996).

In Val Tiepido (Appennino modenese), tali brecce raggiungono i massimi spessori, risultando correlabili con il membro della Formazione di Antognola corrispondente all'intercalazione olistostromica descritta ed interpretata da PAPANI (1964, 1971) come intercalazione sedimentaria entro le marne della Formazione di Antognola ("olistostroma di Canossa", *ibid.*; "unità Canossa" nella Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000), il cui spessore raggiunge e supera i 150 metri. In aggiunta a quanto osservato dall'Autore relativamente alle brecce argillose che affiorano nei calanchi sottostanti alla rupe su cui sorge il castello matildico, si può evidenziare quanto segue (DE NARDO, 1991):

- il contatto basale delle brecce argillose (localmente arricchite in clasti di argilliti varicolorate) sulle marne tipiche di ANT è netto;
- è presente un'intercalazione di marne avente una continuità laterale di un centinaio di metri, che separa due potenti livelli di brecce argillose;
- le stesse marne recano uno strato medio di areniti vulcanoclastiche a componente feldspatica.

Anche nella semplice situazione di unica intercalazione stratigrafica in ANT, l'unità caotica si presenta assai composta ed evidentemente prodotta da colate multiple di fango e detrito, localmente intervallate da sedimentazione "normale" particellare.

MVT mantiene il rango di membro anche a sud di Canossa dove mostra digitazioni con le marne aventi lo stesso significato di cui sopra. In particolare nell'area di Molino di Cortogno (Val Tassobbio) le brecce presentano una facies particolarmente arricchita in clasti di argilliti ed arenarie, con matrice argillosa nerastra (distinta come litofacies *MVT*). Indipendentemente da queste variazioni laterali di composizione, che riflettono altrettanti apporti "locali", MVT mantiene ad est del T. Enza i massimi spessori entro ANT, superiori al centinaio di metri.

Spostandosi verso la Val Secchia, limitatamente all'area a sud della struttura nota come "linea Pecorile - M. dell'Evangelo" (PAPANI, 1971), gli spessori di MVT diminuiscono sensibilmente, quando l'unità non risulti addirittura mancante. Considerando il carattere prossimale dei depositi da colate gravitative di fango e detrito, quanto osservato permette di individuare nell'alto strutturale della media val d'Enza (o in una struttura "primitiva" in accrezione ad esso equivalente) una possibile ed importante area di alimentazione di MVT, dove il substrato costituito dalle unità caotiche liguri (APA, AVV, SCB, secondariamente AVS) veniva smantellato da successive frane sottomarine.

La datazione puntuale di MVT nell'area del foglio 218, sulla base dei nanofossili calcarei, è risultata tutt'altro che agevole. Presso la rupe di Canossa (sezione Osteria delle Pietre) le associazioni a nanofossili di alcuni campioni raccolti nel substrato delle breccie argillose si caratterizzano per l'assenza o la presenza con basse frequenze (inferiori all'1%) di *Dictyococcites bisectus*, la presenza di comuni *Sphenolithus calyculus* ed esemplari incerti di *Sphenolithus delphix*. La distribuzione di *S. calyculus* nella regione italiana è ristretta secondo la nostra esperienza alla parte alta della Zona MNN1a e alla parte bassa della Zona MNN1b, che si correlano con la parte terminale del Chattiano e basale dell'Aquitaniaco rispettivamente (Fig. 1). Sembra che, pertanto, la base dell'unità si collochi o nell'Oligocene terminale o nell'Aquitaniaco basale. In campioni raccolti nel substrato di MVT, nella sezione Rupe di Canossa non sono stati ritrovati né *S. delphix* né *S. disbelemnos* e, pertanto, sembrano attribuibili alla Zona MNN1c dell'Aquitaniaco basale. Spesso, tuttavia, le peliti sottostanti alle breccie forniscono età francamente oligoceniche (*D. bisectus* è abbondante) suggerendo che in molti casi il contatto basale dell'unità è erosivo.

Il tetto dell'unità è stato campionato in diverse località, ma solo nella sezione di M. Stadola (nel basso Appennino reggiano; F.199) è stata ritrovata un'associazione a nanofossili calcarei significativa in quanto contiene *S. disbelemnos* che indica sicuramente la Zona MNN1d, dell'Aquitaniaco (Fig. 1).

Riassumendo, in base ai dati presentati sembra di poter concludere che la messa in posto di MVT è avvenuta (almeno nelle località esaminate) nell'Aquitaniaco inferiore, a circa 22-23 Ma con riferimento al modello biocronologico adottato e riportato in Figura 1. Non è escluso che le intercalazioni "minori" di breccie argillose poligeniche in ANT (M. Corvo in val Tresinaro, oppure ad ovest di Savognatica in val Secchia), assimilate ad MVT, corrispondano a corpi localizzati ad altezze stratigrafiche (anche se di poco) diverse rispetto all'unità nell'area tipo.

Nell'area compresa tra la già citata "linea Pecorile - M. dell'Evangelo" e la "linea dei gessi" (*ibid.*) e nella prosecuzione occidentale di questo settore verso il T. Enza (al di fuori del F.218) il quadro stratigrafico a cui appartiene MVT è diverso. Fondamentalmente si riscontrano due situazioni:

a) tra T. Enza (dintorni di Grassano) e T. Campola. La base stratigrafica di MVT non è affiorante e la sua porzione basale è costituita dalla litofacies MVT_a ("mélange di Grassano" nella Carta Geologica dell'Appennino emiliano - romagnolo alla scala 1:10.000) che differenzia breccie argillose caratterizzate dalla presenza di inclusi plurimetrici di AVV, AVS, subordinatamente ANT e MMP. La transizione tra MVT_a e le breccie argillose tipiche di MVT avviene con l'interposizione di un'ulteriore litofacies MVT_b, caratterizzata da una maggiore densità di clasti litoidi nella matrice argillosa. Complessivamente lo spessore di MVT con le varie differenziazioni si mantiene nell'ordine dei 150 metri circa. Al tetto stratigrafico (quando preservato) di MVT sono localmente presenti marne della formazione di Antognola e, sempre, la successione Formazione di Contignaco - Gruppo di Bismantova.

b) dintorni di Ca' Bertacchi, dove affiorano breccie argillose poligeniche recanti inclusi plurimetrici di AVV ed AVS, correlate tentativamente con la Litofacies MVT_a. Non sono conservati o non sono osservabili (causa spesse coperture) contatti stratigrafici con le unità liguri ed epiliguri; un lembo di peliti con abbondante malacofauna e con microfauna caratterizzata dalla biozona a *Sphaeroidinellopsis seminulina*, datato al Pliocene inferiore basale, sovrasta geometricamente (verosimilmente in discontinuità stratigrafica) le breccie.

Per entrambe le situazioni rimane aperto il problema di quale sia il substrato di MVT. Per confronto con situazioni analoghe riscontrate nell'Appennino bolognese (Foglio 237, PANINI *et alii*, in stampa; Foglio 220, in prep.) o modenese (BETTELLI & PANINI, 1987) il substrato potrebbe essere anche qui rappresentato dalle tettoniti liguri, costituendo quindi MVT il termine basale (o l'unica unità) di una successione epiligure ampiamente lacunosa, di età miocenica inferiore - media. La base stratigrafica di MVT corrisponderebbe quindi ad una discontinuità di importanza regionale entro la successione epiligure, considerando la diffusione areale dell'unità.

Dove il tetto stratigrafico delle breccie argillose manca per erosione o dove esse costituiscono il substrato del Pliocene inferiore discordante esiste inoltre la possibilità che l'età di questi depositi sia più recente dell'Aquitaniense. Si tratterebbe in tal caso di unità caotiche non assimilabili a MVT, tranne che per affinità litologica, e necessariamente differenziabili. La risoluzione di questi problemi potrà diventare l'obiettivo di successive ricerche.

Riepilogando, l'età di MVT è compresa tra l'Oligocene superiore e l'Aquitaniense, essendo invece aquitaniana l'età dell'"unità Canossa" AUCTT. nella località tipo.

Infine, una notazione formale: MVT è un'unità litostratigrafica che presenta localmente il rango di membro, mentre in aree limitrofe (prevalentemente nel F200) posizione stratigrafica e rango gerarchico appaiono meno chiari e non risolvibili allo stato attuale delle conoscenze. La sigla in questo caso non corri-

sponde al rango di formazione ed è stata utilizzata per necessità di correlazione con unità analoghe così definite in aree limitrofe (F. 237, in stampa).

Una possibile soluzione, subordinata ad una visione di questa unità alla scala quanto meno dell'Appennino emiliano - romagnolo, potrebbe consistere nell'assegnare a MVT il rango di formazione quando costituisce la base della successione epiligure, cartografando come lenti di MVT le intercalazioni olistostromiche entro la Formazione di Antognola.

3.1.7. - *Formazione di Contignaco (CTG)* (a cura di G. Papani, E. Fornaciari, D. Rio)

La decisione di attribuire alla Formazione di Contignaco (piuttosto che ad un membro di quella di Antognola) il litosoma a forte componente silicea presente ovunque in Appennino nella posizione stratigrafica compresa fra la Formazione di Antognola ed il Gruppo di Bismantova, consegue -come già detto- ad un parere del Comitato Tecnico Scientifico per la Carta Geologica della Regione Emilia-Romagna, nell'intenzione di enfatizzare questo evento sedimentologico ed oceanografico molto significativo che, pur se con alcune differenze litologiche, costituisce un'unità guida attraverso bacini aventi diverso significato geodinamico (RICCI LUCCHI, 1986; AMOROSI *et alii*, 1995), come il bacino epiligure (*sensu* RICCI LUCCHI & ORI, 1985) e quello Tosco-Umbro-Marchigiano (AMOROSI *et alii*, 1993).

Dal punto di vista litologico, si tratta di marne argillose grigio verdognole, con frequenti patine manganesifere, a contenuto siliceo variabile e con un caratteristico profilo di erosione seghettato, che sottolinea la stratificazione, e con una fratturazione più o meno scheggiata. La silice, presente in forma diffusa nel mudstone, in genere nella fase cristobalite (BOLZAN *et alii*, 1983), si concentra localmente anche in liste e noduli. L'attività vulcanica di questo periodo viene segnalata nell'unità anche per la presenza di livelli a zeolititi, mentre sono piuttosto rari, nell'area del Foglio, i classici livelli lenticolari di cineriti biancastre, caratteristiche della formazione (FAZZINI & OLIVIERI 1961; ROVERI, 1966; PAPANI, 1971)

Il contatto inferiore con la Formazione di Antognola è stratigrafico e con ogni probabilità continuo: il passaggio litologico avviene con gradualità, anche se in pochi metri. Il limite superiore invece si presenta ovunque erosivo. Si tratta probabilmente di erosione sottomarina, mancando qualsiasi traccia di emersione; inoltre, sul contatto sono stati osservati filoni sedimentari arenitici decimetrici provenienti dalla soprastante unità di Bismantova: es. presso C. Codeghino di Campovecchio, a SW di Carpineti). Nella parte sommitale di CTG si osserva a luoghi una diminuzione del contenuto in silice (es. a Canossa, o in

Val Tresinaro nella Sezione Molino delle Noci, all'altezza di M. S. Maria) e nelle marne argillose grigie, simili alle marne di ANT, si presentano intercalati livelli arenitici privi di strutture, talora con abbondanti bioclasti, oppure sono presenti livelli pelitico - sabbiosi fini, bioturbati; questo suggerisce che la parte alta dell'unità sia interessata da una diminuzione di batimetria verso un ambiente di piattaforma; ma questo trend regressivo viene poi troncato dall'erosione di tetto che, più o meno profonda a seconda dei luoghi, scende a diverse posizioni stratigrafiche entro CTG rendendo difficoltosa la ricostruzione di questa situazione evolutiva.

Anche in questa unità sono presenti corpi lenticolari di materiale terrigeno risedimentato, alcuni dei quali ben noti nella letteratura: CTG₁, CTG₂, CTG_a.

I dati raccolti nelle aree tipo delle Marne di Antognola (FORNACIARI & RIO, 1996) e del Tripoli di Contignaco (D'ATRI & RIO, dati inediti) ed in diverse località dell'area del Foglio 218, indicano che la Formazione di Contignaco è da attribuire alle biozone MNN1d (parte alta), MNN2a, MNN2b (Figg. 1 e 2).

E' da notare che, regionalmente, è presente una vistosa discontinuità legata ad un evento deformativo di importanza maggiore ("fase traslativa intraburdigaliana" di PAPANI *et alii*, 1987) che, come sopra accennato, ha provocato l'erosione della parte alta dei sedimenti silicei, almeno nelle aree appenniniche finora esaminate (Fig. 2). In particolare, normalmente mancano le biozone MNN3a e MNN3b (Burdigaliano alto) che sono state riconosciute solo nella sezione di Molino delle Noci (Fig. 2) ed in affioramenti sparsi nell'area di Canossa (Fig. 2).

In base al modello cronostratigrafico adottato (Fig. 1), l'età risulta essere Aquitaniano terminale-Burdigaliano, fra ca. 22-23 e 17-18 Ma. I dati biostratigrafici disponibili confermano la correlazione suggerita da più autori ed, in particolare da AMOROSI *et alii* (1995), fra la Formazione di Contignaco ed il Bisciario dei bacini romagnolo e umbro-marchigiano, la cui base è stata attribuita alla zona MNN1d (parte alta) da COCCIONI *et alii* (1977) ed il cui tetto è stato attribuito alla zona MNN3b (DEINO *et alii*, 1977).

Membro di Villaprara (CTG₁). Si tratta, assieme al membro che segue, del noto sistema torbiditico di conoide sottomarina descritto da MUTTI & PAREA (1975) nelle omonime località. La stessa denominazione è stata data in seguito anche a numerosi analoghi corpi lenticolari isolati presenti in altre aree del Foglio. In particolare questo membro è costituito da pacchi di strati arenaceo - pelitici (A/P >1), medio-sottili, gradati, separati da spessori anche metrici delle classiche marne silicifere.

Potenza variabile, a seconda dei luoghi, da pochi metri a 250 m. Contatto inferiore netto e superiore graduale con le peliti di CTG; eteropico nella parte basale e media con CTG₂.

Il Membro di Villaprara, in base ai dati raccolti nelle sezioni di Fola-Compiano, Spadaccini-Fola e Lagrimone-Moragnano, risulta ascrivibile alle Zone MNN1d (parte alta)-MNN2a, con un'età compresa fra l'Aquitaniense terminale ed il Burdigaliano basale (Figg. 1 e 2).

Membro di Carpineti (CTG₂). Sono arenarie litiche e conglomerati in strati spessi e molto spessi gradati a geometria lenticolare, con locali amalgamazioni e livelli a *clay-chips*; granulometria medio - grossolana, colore grigio verde.

Potenza massima di circa 200 m. Contatto erosivo inferiore sulle peliti CTG₁; eteropico con CTG₁.

Il Membro di Carpineti, in base ai dati raccolti nelle sezioni di Castello Carpineti, risulta ascrivibile alle Zone MNN1d (parte alta)-MNN2a, con un'età perfettamente equivalente a quella del Membro di Villaprara, compresa fra l'Aquitaniense terminale ed il Burdigaliano basale (Figg. 1 e 2).

Litofacies conglomeratica (CTG_a). Si tratta di un unico modesto affioramento presso Sole, al lato W del Foglio, dato da una lente decametrica di conglomerato a prevalenti clasti di rocce cristalline (calcescisti, serpentinoscisti, gneiss) e sedimentarie, fra le quali anche ciottoli di CTG, poggiante in discordanza erosionale su CTG ed a sua volta ricoperto in discordanza dalle arenarie basali di Pantano. Il tutto è implicato in una stretta sinclinale rovesciata, ad asse antiappenninico, che rende piuttosto difficile l'interpretazione della situazione stratigrafica. In una prima versione del rilevamento (ACERBI, 1985) questo orizzonte psammitico era stato legato stratigraficamente all'unità Bismantova, anche in considerazione della presenza di un *pavé* di ciottoli cristallini analoghi a quelli qui descritti, presente alla base della Pietra di Bismantova (PAPANI *et alii*, 1987). In seguito, rilievi eseguiti in Val d'Enza per la Carta Geologica regionale (Sez.217120 -Ranzano, CERRINA FERONI & PLESI, 1986) hanno documentato la presenza di litosomi analoghi, denominati Conglomerati di Poggio della Torre, in discordanza erosiva sulle Marne di Antognola (o entro di esse ?), in una situazione apparentemente svincolata dall'unità Bismantova. Sebbene la posizione stratigrafica ed il significato paleogeografico di questa litofacies affiorante presso Sole a nostro parere siano tuttora incerti, al momento sembra più corretto proporre un suo legame stratigrafico con CTG.

3.2. - GRUPPO DI BISMANTOVA (a cura di G. Papani, E. Fornaciari, D. Rio, S. Iaccarino, S. Gaboardi)

Questa unità, istituita originariamente con il rango di formazione nei due

lavori complementari di THIEME (1961) e di PIERI (1961), ha come carattere distintivo, rispetto alle sottostanti unità epiliguri, di essersi deposta in ambienti genericamente meno profondi e di essere costituita da sedimenti clastici a significativo contenuto carbonatico per la presenza di abbondanti bioclasti di origine intrabacinale, che a luoghi assumono un ruolo litogenetico autonomo (PAT₅).

L'elevazione di rango di questa unità è motivata da due principali argomentazioni: il grande numero di subunità in cui è stata distinta l'originaria formazione durante i rilevamenti per la Carta Geologica dell'Appennino emiliano - romagnolo (che hanno ulteriormente complicato le originarie distinzioni proposte da ROVERI, 1966) e, soprattutto, la presenza di una importante discontinuità interna che la separa in due principali insiemi di litosomi riferibili, dal basso, il primo ad ambienti di piattaforma con marcata bioturbazione ed il secondo ad ambienti più profondi, forse in parte bacinali. I due insiemi sono chiamati rispettivamente Formazione di Pantano (PAT) e Formazione di Cigarello (CIG) (a loro volta parzialmente suddivisi in numerosi membri e litofacies) e vengono riconosciuti dalla Val d'Enza fino all'Appennino Bolognese (AMOROSI, 1992; AMOROSI *et alii* 1996b).

Le denominazioni di Pantano e di Cigarello proposte da AMOROSI *et alii* (1996b) per individuare le due formazioni in realtà non sembrano molto appropriate, in quanto esse non sono riferite a specifiche sezioni-tipo, che non esistono, ma -nella loro accezione originaria- esprimevano semplicemente delle litofacies rappresentate solo genericamente da un'area non ben definita nell'ambito della "sinclinale Vetto - Carpineti" (ROVERI, 1966). Il loro impiego a livello formazionale sembra pertanto giustificato solo da motivi di priorità, allo scopo di non complicare ulteriormente, con nomi nuovi, nell'ambito delle unità mioceniche epiliguri, una situazione già caratterizzata da tanta proliferazione.

3.2.1 - Il problema dell'età della base ed estensione cronologica del Gruppo di Bismantova (a cura di E. Fornaciari, D. Rio, S. Iaccarino, S. Gaboardi)

L'età della base del Gruppo Bismantova è stata attribuita spesso in passato al Langhiano (SERPAGLI, 1961; LOSACCO, 1966) o ad un generico Miocene inferiore (PIERI, 1961; THIEME, 1961, 1962; DONDI, 1962; GHELARDONI *et alii*, 1965). Negli studi più recenti, è generalmente attribuita al Burdigaliano superiore (FAZZINI & FIORONI, 1986; PAPANI *et alii*, 1987; BONAZZI & FREGNI, 1987; AMOROSI, 1990, 1992b; DE NARDO *et alii*, 1991). In particolare, PAPANI *et alii* (1987) considerano l'inizio della sedimentazione del Bismantova diacrono, compreso fra il Burdigaliano superiore ed il Langhiano. Il limite Burdigaliano-Langhiano (limite fra Miocene inferiore e Miocene medio), seppur non ancora

definito formalmente, viene unanimemente riconosciuto sulla base della comparsa evolutiva del genere *Praeorbulina* (si veda per maggiori informazioni RIO *et alii*, 1977). Questo evento biostratigrafico avviene globalmente entro le Zone standard a nannofossili calcarei NN4 di MARTINI (1971) e CN3 di OKADA E BUKRY (1980). Studi dettagliati condotti nello stratotipo del Langhiano (FORNACIARI *et alii*, 1997) ed in sedimenti mediterranei ed oceanici in corrispondenza al limite Burdigaliano-Langhiano non hanno portato ad identificare eventi a nannofossili calcarei affidabili prossimi al datum *Praeorbulina*. Infatti, gli eventi a nannofossili calcarei affidabili più vicini al *Praeorbulina* datum sono la FO di *Sphenolithus heteromorphus* (base delle Zone CN3 e MNN4a; Fig.1) e la LO di *Helicosphaera ampliapertura* (base delle Zone NN5 e CN4; Fig.1), le cui età sembrano essere 18.2 Ma e 15.6 Ma rispettivamente (BERGGREN *et alii*, 1995), mentre l'età stimata per il *Praeorbulina* datum è 16.4 Ma (BERGGREN *et alii*, 1995). Quindi, il limite Burdigaliano-Langhiano non è riconoscibile con i nannofossili calcarei e bisogna ricorrere ai foraminiferi planctonici per una sua buona approssimazione.

Le sezioni considerate per datare la base del Bismantova sono state quella di Antognola-Rusino (indicata da PIERI, 1961, come stratotipo delle Arenarie di Bismantova), Moragnano-Case Bottazzo, Molino delle Noci, Monte Vallestra (Fig. 3). In tutte queste sezioni è esposto il contatto (discordante) con la sottostante Formazione di Contignaco. Altre sezioni studiate indicative della parte inferiore dell'unità sono quelle di Vaglio - Moncasale e Cerredolo dei Coppi (Fig. 3).

I dati analitici raccolti saranno presentati e discussi in altra sede (FORNACIARI *et alii*, in preparazione). Qui interessa riportare i risultati principali, che sono sintetizzati in Figura 2. Un primo risultato significativo che emerge dalle analisi eseguite è la diacroneità dell'inizio del Gruppo Bismantova fra le diverse aree considerate, come già riconosciuto in PAPANI *et alii* (1987). Si considerino, in particolare, i due casi estremi della sezione di Antognola-Rusino e di Vaglio-Moncasale, entrambe studiate con campionature in alta risoluzione (FORNACIARI *et alii*, in preparazione). La base del Bismantova, nella prima sezione è da attribuire alla Zona MNN4b, che si correla con un Langhiano franco ed avanzato (la stessa zona nello stratotipo del Langhiano a Cessole si colloca almeno 200 metri al di sopra del datum *Praeorbulina*; si veda FORNACIARI *et alii*, 1997). Questa valutazione è confermata dalle scarse associazioni a foraminiferi planctonici presenti nella sezione che contengono forme evolute di *Praeorbulina circularis*. Al contrario, nella sezione di Vaglio - Moncasale (così come in altre sezioni riportate in Fig. 3), la parte inferiore del Bismantova si colloca chiaramente nella Zona MNN4a, che come abbiamo discusso si colloca fra il Burdigaliano terminale ed il Langhiano. Tuttavia, nel caso specifico della sezione di Vaglio-Moncasale è possibile un'attribuzione certa al Langhiano in quanto è stata rilevata la presenza di *Praeorbulina glomerata* s.l. Comunque, esistono altre situa-

zioni nelle quali la parte basale del Bismantova presenta facies prive di organismi planctonici e, per le quali, l'attribuzione cronostratigrafica puntuale rimane incerta. Una sezione significativa in tal senso è quella di Monte Vallestra nella quale i 40 metri basali di sedimenti in facies Pietra di Bismantova sono privi sia di nannofossili calcarei che di foraminiferi planctonici. Tuttavia, è da notare che, al di sopra dell'intervallo sterile, sono presenti circa 20 metri (ancora in facies Pietra di Bismantova) attribuibili con buona sicurezza alla parte terminale Langhiana della Zona MNN4a (è presente *S. heteromorphus*, manca *H. ampliaperta* ed è seguita da sedimenti appartenenti alla Zona MNN4b). Assumendo che non esistano lacune stratigrafiche, delle quali non si hanno evidenze, sembrerebbe logico assumere anche in questo caso un'età Langhiana per la base del Bismantova. Questa interpretazione trova conferma nel fatto che nell'area della sezione di Monte Vallestra, lungo altre verticali, i sedimenti del Bismantova contengono *Praeorbulina s.l.*

Quindi, pur con le dovute cautele, in base ai dati in nostro possesso, sembra di poter concludere che la base del Gruppo Bismantova nell'area del Foglio sia da attribuire al Langhiano (Figg. 2 e 3). Si noti che la base del Bismantova sembra correlabile con un massimo eustatico evidenziato dagli isotopi stabili dell'ossigeno della calcite dei foraminiferi bentonici alla transizione fra il Burdigaliano ed il Langhiano (si veda in Figura 2 il massimo eustatico compreso fra i minimi "glaciali" Mi1b ed Mi2 di WRIGHT *et alii*, 1992). Si noti anche che la "trasgressione" tardiva del Bismantova riconosciuta nella sezione di Antognola-Rusino potrebbe correlarsi con il secondo massimo eustatico presente nel Langhiano (massimo eustatico sopra il "glaciale" Mi2 in Fig. 2).

Per quanto riguarda l'età del tetto del Gruppo Bismantova nell'area del Foglio, la sezione più indicativa è quella di Vetto alto-Rosano, nella quale è stata rilevata l'estinzione di *S. heteromorphus* a ca. 120 metri sotto il tetto della sezione. L'estinzione di *S. heteromorphus* è stato proposto recentemente come criterio guida per riconoscere il limite Langhiano-Serravalliano in base allo studio dello stratotipo storico del Serravalliano a Serravalle Scrivia (Alessandria) (RIO & FORNACIARI, 1994; RIO *et alii*, 1997; FORNACIARI *et alii*, 1997). Si noti che questa è l'unica fra le sezioni od affioramenti del Gruppo Bismantova considerati nelle nostre analisi, nella quale manchi *S. heteromorphus*, e, quindi, l'unico che sia attribuibile al Serravalliano con sicurezza.

Riassumendo, il Gruppo Bismantova sembra estendersi dal Langhiano basale (o, molto dubitativamente, Burdigaliano terminale) fino alla parte inferiore del Serravalliano. Considerando l'età di circa 16,2 Ma stimata per il datum *Praeorbulina* e l'età di circa 13,5-13,6 Ma per l'estinzione di *S. heteromorphus* (BACKMAN *et alii*, 1990; BACKMAN & RAFFI, 1997), risulta che i sedimenti del Gruppo Bismantova affioranti nel Foglio dovrebbero avere un'estensione temporale di circa 2-3 m.a. (Fig. 2).

3.2.2. - *Formazione di Pantano (PAT)*

Rappresenta l'insieme di litosomi inferiore del Gruppo Bismantova, tutti caratteristici di processi ed ambienti deposizionali di un generico "ambiente di piattaforma", depositi in discordanza sulla Formazione di Contignaco, o su altre unità più profonde, dopo che, in conseguenza della "fase traslativa intraburdigaliana" (PAPANI *et alli*, 1987), un marcato processo di raccorciamento ed ispessimento del cuneo orogenico appenninico aveva prodotto un generale sollevamento della superficie del cuneo stesso. Questo sollevamento di origine tettonica è stato accompagnato da significativi processi di erosione sottomarina (ed anche subaerea ?) che hanno variamente intaccato le strutture superficiali formatesi in quella fase tettonica, portando così in esposizione sul fondo marino vari livelli stratigrafici della sottostante Formazione di Contignaco CTG. Così, il netto contatto fra le due formazioni è dato da una importante lacuna (Fig. 2) nella quale si sommano temporalmente una componente di iato deposizionale con una di vacuità erosiva. Degna di menzione è la presenza di denti di selaci esattamente in corrispondenza di questo contatto erosivo e lacunoso.

Con la generica sigla PAT vengono indicati nel Foglio gli estesi affioramenti di areniti ibride marcatamente bioturbate, grigie, caratterizzate localmente da sequenze di facies CU ed FU di spessore metrico che rappresentano una originaria ciclicità in molti luoghi marcatamente obliterata dalla bioturbazione. Sono presenti Molluschi sotto forma di impronte interne e con guscio in genere malconservato e Coralli aermatipici (MONTANARO, 1931). Nella Formazione vengono inoltre distinti tre membri morfologicamente selettivi (PAT₄, PAT₅ e PAT₆) ed una litofacies (PAT_a).

In base ai dati raccolti nelle sezioni di Cola, di Cerredolo de' Coppi, di Vaglio-Moncasale, di Tresinaro alto e di M. S. Vitale - M. Vallestra nella Formazione di Pantano sono state riconosciute le biozone MNN4a, MNN4b, MNN5a e MNN5b (parte bassa; Fig.3). L'unità viene attribuita al Langhiano (Fig. 1), come commentato sopra.

Dal punto di vista paleogeografico generale si può dire che le aree di minor profondità, nell'ambito della piattaforma, si trovavano verso sud, dove più frequenti sono gli affioramenti del membro PAT₅ e pertanto è in questa direzione che poteva trovarsi l'area emersa, della quale però non si ha ora traccia. Per contro, si deduce un generale approfondimento della batimetria verso nord, in direzione dell'antistante avanfossa. Per quanto riguarda l'evoluzione verticale delle facies, la Formazione sembra caratterizzata fin dalla base da una evoluzione trasgressiva nell'ambito dei depositi di piattaforma, sottolineata al suo bordo meridionale di affioramento dalla sovrapposizione delle areniti ibride bioturbate (PAT) alle biocalcareni PAT₅. Questa evoluzione trasgressiva può essere attribuita almeno in parte ad un processo di riequilibrio gravitativa del cuneo oro-

genico eccessivamente ispessitosi in conseguenza dell' evento traslativo intra-burdigaliano.

Nella parte superiore della Formazione si notano inoltre anche le chiare evidenze di un nuovo evento deformativo ed erosionale che porrà poi fine alla sua sedimentazione. Gli effetti iniziali di questo evento deformativo sembrano particolarmente intensi e concentrati sul margine meridionale del bacino, dove si osservano in diverse località evidenze di scivolamenti rotazionali e traslazioni verso i quadranti settentrionali di grandi pacchi di successione basale (PAT₅ e PAT₄), scollati a vari livelli stratigrafici e anche in corrispondenza della base stessa, i quali si trovano ora accatastati tra di loro in varie situazioni geometriche costituendo significativi rilievi (M. Gazzo, Pietra Dura, M. Castelletto; PAPANI *et alii*, 1987) sigillati stratigraficamente ancora da sedimenti sommitali di PAT o direttamente da CIG (Fig.4). In questa ottica, l'affioramento di PAT₅ in corrispondenza della Pietra di Bismantova sembra rappresentare un testimone in posto della originaria piattaforma "foramol" (vedi sotto) in gran parte smembrata dagli effetti gravitativi sopra citati. Queste deformazioni gravitative pelliolari sono state innescate durante il Langhiano dall'attività di strutture positive quali la Casale - Campolungo - Croce - Felina, la Frascaro - Maillo e la linea del Secchia (vedi nel capitolo V il commento allo Schema Tettonico) attivate in conseguenza dei raccorciamenti sinsedimentari subiti dal cuneo orogenico all'inizio della "fase deformativa medio-miocenica", responsabile della successiva discordanza fra PAT e CIG.

Litofacies arenitica (PAT₂). Con questa sigla sono stati cartografati corpi isolati lenticolari, più resistenti all'erosione, costituiti da areniti ibride gradate e laminate in strati medi e sottili alternanti con peliti bioturbate, dello spessore complessivo massimo di poche decine di metri. Significativi affioramenti si trovano fra le località di Crocicchio, M.Vaglio e M. Ferri, a N di Casina, intercalati a vari livelli stratigrafici nella Formazione di Pantano qui potente oltre 600 m; uno di questi, ubicato circa a metà della Formazione, è presente nella "Sezione Vaglio-Rio Moncasale", dove fra le progressive 306-319 è stato rappresentato col nome locale provvisorio di "arenarie di Moncasale".

Membro di Monte Castellaro (PAT₆). E' costituito da un corpo arenitico lenticolare affiorante solo in Val Tassobbio fra le località di C.Castellaro e Legoreccio, caratterizzato da una giacitura degli strati da subverticale a rovescia. Si tratta di areniti ibride in strati medi e sottili, talora lenticolari e amalgamati, con evidenti caratteri di risedimentazione. La granulometria e lo spessore degli strati diminuiscono verso l'alto dell'unità contestualmente ad un aumento del tenore carbonatico. Presenta contatto basale erosivo ed angolarmente discordan-

te su CTG e CTG₁. Il contatto di tetto con CIG, non ben esposto, è pure ritenuto discordante. Lo spessore massimo è di circa 100 m e si assottiglia ai due estremi E ed W. L'unità, pressochè priva di orizzonti pelitici, è stata datata per posizione stratigrafica, fra l'età sommitale di CTG (Burdigaliano) e l'età basale di CIG (Langhiano).

L'unità è coinvolta in una struttura plicativa sud-vergente che occupa tutto il versante sinistro del T. Tassobbio assieme alle sottostanti Formazioni MMP, RAN, ANT e CTG (vedi Capitolo V) e che è inquadrabile nei diffusi rovesciamenti attribuiti in questo settore della Val d'Enza essenzialmente all'intervallo di tempo Burdigaliano - Langhiano (BERTELLI *et alii*, 1984; PAPANI *et alii*, 1987).

Membro della Pietra di Bismantova (PAT₅). E' caratterizzato da biocalcarenti ed areniti ibride a bioclasti, e subordinatamente da biocalciruditi, ad elevato contenuto carbonatico nei granuli e nel cemento, contenenti Molluschi, Echinidi, Briozoi, Alghe coralline, Foraminiferi bentonici e denti di pesci. Si presentano in affioramenti ben selettivi sul paesaggio circostante, da malstratificati a localmente massivi, con frequenti geometrie a grande scala date da laminazioni oblique a basso angolo e troncature. Sono presenti anche strutture stilolitiche parallele alla stratificazione.

Nel complesso questi affioramenti sembrano rappresentare i residui di una "piattaforma carbonatica di clima temperato" ("associazione foramol"; SIMONE

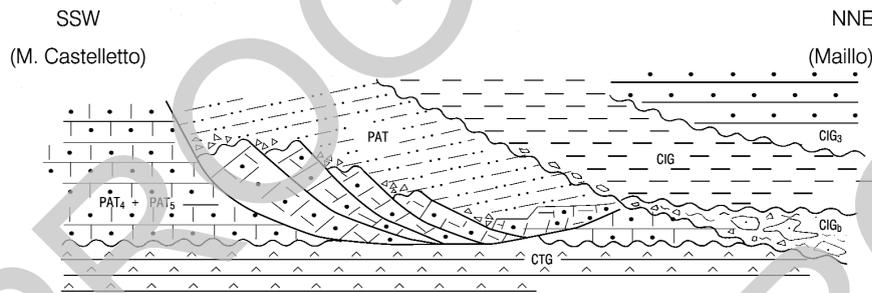


Fig. 4- Spaccato stratigrafico schematico (non in scala) dei rapporti esistenti al tempo Langhiano alto tra le Formazioni di Pantano (PAT) e di Cigarellino (CIG) lungo la direttrice M. Castelletto-Rio Maillio come conseguenza della "fase deformativa medio miocenica". Modificato da S. STOPPA, 1996.

Spiegazioni delle sigle: CTG = F.di Contignaco; PAT = areniti ibride bioturbate; PAT₄ = Membro di S.Maria; PAT₅ = Membro della Pietra di Bismantova; CIG = peliti con frazione arenitica; CIG_b = litofacies caotica di Rio Maillio; CIG₃ = Arenarie di Vetto.

& CARANNANTE, 1988) i cui sedimenti sono rimaneggiati più o meno intensamente dalle correnti marine agenti sulla piattaforma interna. Questa associazio-

ne a foraminiferi bentonici e molluschi doveva essersi instaurata, in un ambiente compreso fra l'infraitorale ed il circalitorale, in corrispondenza delle zone di alto strutturale formatesi in conseguenza della "fase deformativa burdigaliana". Sembra molto probabile che la comune presenza di bioclasti carbonatici riscontrabile anche negli altri membri della Formazione possa derivare almeno in parte dal rimaneggiamento intrabacinale di questa "associazione foramol".

Si tratta di un membro poco esteso arealmente, presente esclusivamente alla base della formazione in corrispondenza degli affioramenti più meridionali sotto forma di corpi lenticolari della lunghezza di qualche chilometro e con spessore massimo di circa 100 m. Appoggia in discordanza e discontinuità su CTG e localmente - ad esempio alla Pietra di Bismantova - in corrispondenza del contatto basale è presente un sottile e discontinuo livello a ciottoli costituiti essenzialmente da rocce metamorfiche. Superiormente il membro passa in probabile continuità di sedimentazione (non sono presenti contatti ben esposti) alle areniti bioturbate di PAT, documentando così l'approfondimento della piattaforma sopra menzionato.

Per l'età e la biostratigrafia di questo membro si veda discussione nel paragrafo 3.2.1 "Il problema dell'età della base ed estensione cronologica del Gruppo Bismantova".

Membro di Santa Maria (PAT₄). Rappresenta un'unità arenitica, estesa su vaste aree del Foglio, raggruppante diverse subunità originariamente distinte in via provvisoria dai vari Rilevatori delle Sezioni alla scala 1:10.000 come "membri" della "Formazione di Bismantova" (*Arenarie di Monte Castelletto, Arenarie del Molino del Diavolo, Arenarie di Molino del Tasso, Arenarie di Monte Predale*). È caratterizzata dalla presenza, saltuaria o frequente, di strati arenitici ibridi da sottili a spessi, a base netta, gradati e con i caratteri della risedimentazione, intercalati in areniti ibride bioturbate a stratificazione maldistinguibile, tipiche dell'ambiente di piattaforma. Gli strati risedimentati, che per quanto riguarda quelli sottili potrebbero essere interpretati come tempestiti mentre per quelli più spessi il problema interpretativo resta aperto, sono più frequenti verso la base dell'unità. A luoghi costituiscono corpi ben stratificati, lenticolari, di qualche decina di metri di spessore complessivo, dati da alternanze anche pluridecimetriche di queste areniti gradate e di areniti medio-fini bioturbate (Molino del Diavolo, in sponda destra del Rio Cerezzola; Molino del Tasso presso Semiago, in sponda destra del T. Dorgola, parte superiore del M. Castelletto presso Castelnovo ne' Monti).

L'unità si estende per ampie aree ed è sempre seguita superiormente dalle areniti ibride bioturbate e malstratificate PAT, mentre inferiormente appoggia solo localmente sul Membro della Pietra PAT₅ oppure, più spesso, direttamente su CTG. In quest'ultimo caso con evidente discordanza e discontinuità.

Non è stato possibile datare la parte inferiore del Membro PAT₄. Nella sezione di Cerredolo dei Coppi (Fig. 3), nella quale non è presente la base del Membro, è presente *Praeorbulina sicana* ed essa è, quindi, di età Langhiana. Nella sezione di Molino delle Noci, nella quale è esposto il contatto con il Tripoli di Contignaco (Fig. 3), i primi 60 metri del Membro sono privi di organismi planctonici. Al di sopra di questo intervallo sterile è presente (in analogia a quanto osservato nella sezione di Monte Vallestra) la parte terminale, langhiana, della Zona MNN4a (è presente *S. heteromorphus* ed è assente *H. ampliaptera*). Dubitativamente (si veda discussione nel paragrafo 3.2.1) attribuiamo il membro al Langhiano (Fig. 1).

3.2.3. - Formazione di Cigarellò (CIG)

Rappresenta l'insieme di litosomi superiore del Gruppo Bismantova, caratterizzato da un generale rapporto stratigrafico di discontinuità sulla Formazione di Pantano e localmente anche su unità più antiche. Nel complesso si tratta di un'unità di ambiente più profondo rispetto a PAT, forse corrispondente all'incirca al limite fra piattaforma esterna e scarpata, depositasi a seguito del già citato evento compressivo e traslativo collocabile cronologicamente nel Langhiano alto ("evento deformativo medio-miocenico") e responsabile della disattivazione dei processi sedimentari che hanno dato origine alla Formazione di Pantano. Le deformazioni compressive sinsedimentarie osservabili a carico della Formazione di Pantano stessa e del suo substrato, accompagnate da locali importanti erosioni sottomarine in corrispondenza degli alti strutturali, documentano un significativo raccorciamento del cuneo orogenico. Più in generale questo evento ha prodotto sollevamento delle aree interne accompagnato da erosione ed approfondimento nelle aree "bacinali" interessate da processi di risedimentazione (Fig. 2).

La sommità del cuneo orogenico risultava così articolata in bacini e sottobacini (vedi Capitolo V) solo parzialmente comunicanti tra di loro, come si deduce dalla loro composizione petrografica differenziata (vedi il paragrafo 3.2.4. - Composizione e provenienza delle arenite del Gruppo Bismantova). Questi bacini erano probabilmente separati tra loro da strutture compressive e da rampe laterali (e/o da elementi trasversali di svincolo) ed alcuni di essi (bacini delle Arenarie di Vetto e delle Arenarie di Marola) erano caratterizzati da una subsidenza significativa, così che vi si sono potute accumulare diverse centinaia di metri di materiali risedimentati. Questi derivavano almeno in parte da aree relativamente vicine, intrabacinali, ed in alcuni casi (Arenarie di Marola) erano probabile conseguenza di processi di cannibalizzazione a spese dei margini di bacino in sollevamento.

La Formazione è un litosoma "contenitore" (CIG), caratterizzato da peliti e

peliti con frazione arenitica, grigie, in genere sottilmente stratificate, ma localmente bioturbate (“marne di Cigarellò” *Auctt.*), contenenti a luoghi livelli caotici da “slumping” o da “debris flow” ubicati in varie posizioni stratigrafiche, ma principalmente verso la base dell’unità, solo i maggiori dei quali sono stati cartografati. Nel contenitore pelitico sono ben rappresentati anche corpi arenitici stratificati, situati in differenti posizioni stratigrafiche, in genere costituenti litosomi lenticolari di varie dimensioni. A due di questi litosomi arenitici, potenti diverse centinaia di metri e ben differenziati petrograficamente è stato attribuito il rango di membri (Arenarie di Vetto, CIG₃, ed Arenarie di Marola, CIG₄).

I dati basati sullo studio dei nannofossili calcarei permettono di ascrivere a questa formazione le biozone MNN5a, MNN5b e MNN6. In base al modello cronostratigrafico adottato (Fig. 1), l’età risulta essere compresa tra il Langhiano ed il Serravalliano.

Litofacies arenitica (CIG_a). Si tratta di corpi decametrici o pluridecametrici presenti in differenti posizioni stratigrafiche, dati da alternanza di areniti gradate e peliti in strati da sottili a spessi, con rapporto A/P molto variabile e caratterizzati dall’aver gli strati arenitici che si sfrangiano nelle peliti. In località Cola (zona SO del Foglio, fra Vetto e Castelnovo ne’ Monti) con questa sigla è stato cartografato, alla base della formazione, un pacco di strati arenitici da medi a spessi (“banco di Cola”), avente geometria lenticolare, uno sviluppo complessivo di circa 800 m lineari ed uno spessore massimo di 12 m, occupante il fondo di un’ampia depressione erosiva. Il litosoma in questione si presenta con base erosiva e leggera discordanza angolare su PAT. Alla sua base è localmente presente (Case Casella) un *lag* a ciottoli poligenici decimetrici. Le areniti, ricche in quarzo, sono da grossolane a medie, gradate, con abbondanti bioclasti e clasti pelitici, e mostrano a luoghi lamine oblique. Le strutture da corrente alla base e la locale embricazione dei clasti pelitici indicano correnti da S o SSE (F. CAMPIOLI, Tesi di Laurea inedita, A.A. 1988-89).

I dati raccolti con i nannofossili calcarei nella sezione di Cola permettono di posizionare il “banco di Cola” nella Zona MNN5b (Langhiano; Fig.1). Essendo la base di questa sottounità discordante ed erosiva sugli strati sottostanti del Membro di Pantano è possibile supporre la presenza di una lacuna alla sua base.

Litofacies caotica (CIG_b). Si tratta di un litosoma presente in località Maillo (circa 7 km a NNE di Castelnovo ne’ Monti) costituito da materiale caotico a matrice prevalentemente pelitica inglobante clasti di varia forma e dimensioni dati da frammenti di strati e di pacchi di strati arenitici e pelitici deformati e contorti. Esso è riconducibile ad un deposito da *debris flow* che ha rimaneggiato materiale intrabacinale derivante essenzialmente da PAT (e forse in parte anche

da CIG basale ?). Lo spessore massimo è di alcune decine di metri e la sua posizione stratigrafica sembra essere in corrispondenza della base della formazione. Può trattarsi di parte del materiale caotico messi in posto con processi di movimento in massa verso il bacino di Vetto al fronte di zolle ruotate e scivolate di PAT₅ e PAT₄ (Fig.4) Se questa è la genesi del deposito, esso avrebbe dovuto essere più correttamente cartografato come litofacies sommitale di PAT. Non si può comunque escludere che trattasi realmente di materiale prodotto durante le pulsazioni finali di questo prolungato evento deformativo medio-miocenico, verificatosi circa al passaggio fra le due formazioni.

Arenarie di Marola (CIG₄). Rappresentano un importante litosoma dato da areniti risedimentate, che forma l'unità più alta della Formazione di Cigarello nell'area compresa fra Marola e M. Pulce. La sua distinzione da CIG₃ è giustificata da una netta separazione fisica nonché da una chiara differenza di composizione petrografica che segnala una parziale provenienza dei clasti dalle Arenarie di Loiano o dalla Formazione di Monghidoro (vedasi il paragrafo successivo "Composizione e provenienza delle areniti del Gruppo Bismantova").

L'unità è costituita da areniti medie, localmente grossolane, in strati generalmente piano paralleli, gradati, di spessore variabile da qualche centimetro a qualche metro, alternati a peliti più o meno sabbiose (rapporto A/P \geq 1) a luoghi rappresentate da emipelagiti a Pteropodi. La geometria della stratificazione è nel complesso *thinning up*. Il grado di cementazione delle areniti è molto variabile ed il loro colore è grigio nocciola, ocraceo all'alterazione. Nella parte inferiore dell'unità sono presenti lenti di conglomerati poligenici ed eterometrici costituiti in gran parte da clasti di origine liguride e lenti di breccie poligeniche a matrice fine. La potenza massima si aggira sui 200 metri. E' in contatto discordante ed erosivo sulle peliti di CIG, nonché su PAT, CTG e ANT e rappresenta la locale ripresa della sedimentazione, essenzialmente di tipo torbiditico *l.s.*, dopo l'evento tettonico prodottosi nel Langhiano alto ("fase deformativa medio-miocenica").

Sulla base dati raccolti con i nannofossili calcarei nel membro delle Arenarie di Marola sono state riconosciute le biozone MNN5a (sezione Vaglio - Mancasale; base; Fig. 3) e MNN5b (sezione di Tresinaro alto; tetto; Fig. 3). In base al modello cronostatigrafico adottato (Fig. 1), l'età risulta essere Langhiana.

Arenarie di Vetto (CIG₃). Costituisce un potente ed esteso litosoma presente al bordo ovest del Foglio e ben rappresentato anche nell'adiacente Foglio 217-Nevidano negli Arduini. Rappresenta l'unità più alta del Gruppo Bismantova (Fig.3) in corrispondenza della Val d'Enza.

Il membro è costituito da una potente successione di strati da medi a molto spessi di areniti risedimentate con intercalazioni più o meno regolari di strati sot-

tili di emipelagiti (G.DIECI *et alii*, 1971). Sono localmente presenti sottili livelli da slumps. Nella parte alta del Membro, in corrispondenza della dorsale morfologica M.della Tana - M. Piano, sono presenti livelli caotici da slumps e da colate di detrito ed un livello verdastro a contenuto glauconitico probabilmente anch'esso risedimentato. Una descrizione più dettagliata è fornita nel successivo paragrafo 3.2.3.1. -Caratteri stratigrafici delle Arenarie di Vetto:

L'unità è caratterizzata da contatti basali ampiamente erosivi su peliti CIG, su PAT, su ANT e su RAN, e presenta lo spessore massimo di circa 800 m in corrispondenza della val d'Enza, dove raggiunge i livelli geometricamente più profondi.

Nelle sezioni di Vetto Ponte e Vetto alto-Rosano, rispettivamente riferibili alle "Torbidity dell'alveo Enza" ed alle "Torbidity di Rosano" del paragrafo successivo, sono state riconosciute le biozone MNN5b e MNN6 (Fig. 3) con un'età compresa fra il Langhiano ed il Serravalliano basale (Fig. 1).

Sulla base dei dati biostratigrafici si può concludere quindi che le Arenarie di Vetto rappresentano, con i loro orizzonti superiori ("Torbidity di Rosano"), la parte stratigraficamente più recente del Gruppo Bismantova nell'ambito dell'intero bacino di Vetto, Carpineti e Casina.

Litofacies pelitico-arenacea (CIG_{3a}). In località Rosano, a NO di Castelnuovo ne' Monti è stata distinta questa litofacies, caratterizzata da una alternanza di strati torbiditici nelle peliti con spessore dei letti arenitici da centimetrico a decimetrico e rapporto A/P $\ll 1$. È possibile che rappresenti la zona di sfrangiamento latero-verticale verso E delle Arenarie di Vetto, che non superano infatti in questa direzione la valle del Rio di Maillo, coincidente con una struttura compressiva (o traspressiva) orientata circa SSO - NNE ed attiva durante la sedimentazione. In particolare questa litofacies sembra corrispondere almeno in parte ai sedimenti fini superiori delle "torbiditi del Voglione" (vedi il paragrafo precedente).

3.2.3.1. - Caratteri stratigrafici delle Arenarie di Vetto (a cura di L. Papani)

Il Gruppo di Bismantova è stato istituito da AMOROSI *et alii* (1996) e comprende le formazioni di Pantano e di Cigarellino, verticalmente sovrapposte. La Formazione di Pantano giace in contatto erosivo sui depositi delle sottostanti formazioni di Monte Piano, Ranzano e Antognola, ed è costituita da sedimenti depositi in ambiente costiero e di piattaforma *s.l.*, che corrispondono alle sequenze S1 e S2 di AMOROSI (1992); la Formazione di Cigarellino è invece caratterizzata da "depositi di piattaforma esterna / scarpata, con torbiditi bacinali intercalate a vari livelli", che segnano l'approfondimento delle precedenti aree di piattaforma e corrispondono all'incirca alla sequenza S3 di AMOROSI (1992).

Le Arenarie di Vetto affiorano nell'area della Val d'Enza in provincia di Parma e Reggio Emilia e corrispondono localmente alla Formazione di Cigarellino. Esse poggiano in discordanza angolare sui sedimenti della parte inferiore del Gruppo di Bismantova, ossia della Formazione di Pantano, costituiti da depositi di piattaforma *s.l.* che verso l'alto passano a depositi di piattaforma esterna e scarpata.

Le Arenarie di Vetto sono torbiditi costituite da alternanza arenite/pelite, con rapporto A/P da <1 a 1; non si sono osservate modalità di impilamento ciclico degli strati.

Le arenite sono per lo più medie, in strati medi e spessi, gradati, con basi piane e nette e tetti più sfumati. Contengono di solito strutture tipo tappeti di trazione e sottili lamine tipo "b", "c" e "d" di Bouma. Sono piuttosto frequenti la bioturbazione (sia sulle superfici di strato che all'interno degli strati stessi) e le controimpronte da corrente, che indicano provenienza dei flussi dai quadranti occidentali.

Le coppie arenite/pelite di origine torbiditica sono regolarmente intercalate a depositi emipelagici, rappresentati da livelli siltosi (a volte sabbiosi fini) molto chiari, di spessore da centimetrico a decimetrico, fossiliferi (Pteropodi, Gasteropodi pelagici, Foraminiferi planctonici, Ostracodi) e, in genere, intensamente bioturbati.

L'associazione di torbiditi ed emipelagiti è generalmente ritenuta indicativa di un ambiente profondo; tuttavia, le Arenarie di Vetto si deponevano in un bacino posto sul prisma appenninico, a profondità sicuramente molto minore della Marnoso Arenacea interna che, contemporaneamente andava deponendosi nel bacino di avanfossa, al fronte dello stesso prisma. E' dunque difficile pensare che le Arenarie di Vetto si siano deposte ad una profondità superiore a poche centinaia di metri.

Quale che fosse la profondità del bacino, comunque, le emipelagiti rappresentavano il sedimento "normale", nel quale si intercalavano le coppie arenite/pelite di origine torbiditica. Le emipelagiti potrebbero rappresentare la deposizione per decantazione di materiale silicoclastico (proveniente dal pennacchio torbido di un fiume, per esempio) e materiale biogenico pelagico; le torbiditi potrebbero invece essere prodotte da piene periodiche degli stessi fiumi.

La stratificazione è piano-parallela alla scala dell'affioramento e dalla correlazione delle sezioni si osserva una diminuzione di spessore di alcuni strati (o pacchi di strati) arenitici, nel verso delle paleocorrenti, su lunghezze di poche centinaia di metri.

Entro le Arenarie di Vetto sono distinguibili tre sistemi torbiditici sovrapposti (dal basso all'alto, Torbiditi dell'alveo Enza, Torbiditi del Voglione, Torbiditi di Rosano, Fig.5). La sovrapposizione dei tre sistemi è osservabile nella parte

reggiana della sinclinale di Vetto (tra Vetto e Rosano), mentre nella parte parmense (riva sinistra dell'Enza), apparentemente, affiora solo il sistema basale.

La descrizione delle Arenarie di Vetto fornita più sopra è in realtà riferita soprattutto al sistema basale (Torbiditi dell'alveo Enza), nel quale sono state misurate le sezioni.

Il secondo sistema (Torbiditi del Voglione), di spessore massimo valutabile fra 100 e 200 metri, è presente soprattutto nell'area compresa tra Cola e Rosano: esso è costituito principalmente dal riempimento dell'incisione del Voglione (Fig.5), effettuata da torbiditi arenacee in strati medi e spessi, per lo più amalgamati, che verso l'alto divengono via via più fini e sono separati da spessori crescenti di pelite; questo sistema è separato dal successivo tramite un intervallo di sedimenti fini (torbiditi sottili e sedimenti emipelagici) spesso poche decine di metri.

Il terzo sistema (Torbiditi di Rosano), infine, non affiora sufficientemente bene per poterne stabilire l'organizzazione interna.

3.2.3.2. - Composizione e provenienza delle arenite del Gruppo Bismantova (a cura di E. Spadafora)

L'analisi petrografica quantitativa di dettaglio, eseguita su 45 campioni di arenite secondo i criteri definiti da GAZZI (1966) e DICKINSON (1970) evidenzia

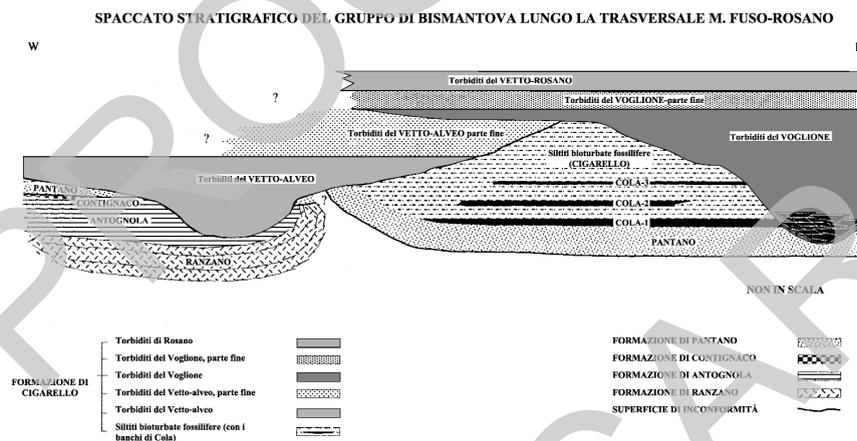


Fig.5 - Spaccato stratigrafico W-E (non in scala) del Gruppo di Bismantova lungo la trasversale M. Fuso - Rosano, con particolare riferimento alle 3 unità informali (non distinte nel Foglio) nelle quali possono essere suddivise le Arenarie di Vetto. (L. PAPANÌ).

significative differenze nella composizione (FONTANA & SPADAFORA, 1994; SPADAFORA 1995, 1996) e permette di riconoscere tre "petrofacies" (B1, B2a e B2b) corrispondenti rispettivamente alle unità di piattaforma (Pietra di Bismantova, Monte Castelletto e Pantano), alla unità torbiditica delle Arenarie di Vetto e alla unità torbiditica delle Arenarie di Marola (PAPANI *et alii*, 1987). Le suddivisioni petrografiche ben si accordano anche con le suddivisioni litostratigrafiche (Fig.6) proposte più recentemente in seguito alla revisione stratigrafica del Miocene epiligure (AMOROSI *et alii*, 1996b).

PETROFACIES B1

Le unità di piattaforma, corrispondenti alla Formazione di Pantano PAT, sono costituite tutte da areniti ibride (ZUFFA, 1980) e non è possibile fare una discriminazione al loro interno. Esse sono caratterizzate da una grande quantità di componenti intrabacinali, definiti per lo più da bioclasti di acqua bassa: echinodermi, briozoi e alghe oltre che da foraminiferi bentonici e planctonici di età miocenica. Tra i costituenti intrabacinali si riconoscono anche più rari intraclasti pelitici e granuli glauconitici. La componente extrabacinal è rappresentata da granuli di quarzo, feldspati e da frammenti di rocce, essenzialmente metamorfiche (filladi, scisti a muscovite, serpentinoscisti, cloritoscisti e più rare metamorfiti ad epidoto), subordinatamente vulcaniche (vulcaniti acide ed intermedie) e serpentiniti massive. I frammenti di rocce sedimentarie sono rari e sono rappresentati per lo più da dolomie e da subordinati calcari micritici e siltiti. Le rocce granitoidi prevalgono tra i frammenti di rocce a grana grossa. La porosità è sempre molto bassa e la calcite a basso contenuto in FeO e MgO, spesso in forma di ampi accrescimenti sintassiali attorno ai gusci di echinodermi, costituisce il cemento della roccia; tale calcite è riconducibile ad una fase diagenetica precoce, sicuramente pre-compattazione (SPADAFORA *et alii*, in stampa). A conferma di una composizione complessa, l'associazione di minerali pesanti è caratterizzata sia da minerali metamorfici ma non mancano i minerali ultrastabili, quali tormalina, zirconio, rutilo oltre che picotite, uno spinello indicatore di rocce ofiolitiche.

La composizione del detrito silicoclastico, così varia e complessa, unita ad una sorta di combinazione di minerali tanto diversi che caratterizza l'associazione dei minerali pesanti, è compatibile con un fenomeno di riciclaggio delle stesse unità epiliguri ed in particolare dei corpi arenitici compresi nelle Formazioni di Antognola e di Contignaco. Tale episodio viene messo in relazione con l'evento tettonico burdigaliano che ha determinato, tra l'altro, una forte diminuzione della batimetria del bacino epiligure testimoniata dalla brusca sovrapposizione dei depositi di mare basso sui sedimenti più profondi della Formazione di Contignaco.

PETROFACIES B2a

Corrisponde al Membro delle Arenarie di Vetto CIG₃ ed è costituita da lita-

reniti arcose. Essa segna un cambiamento netto della composizione dei frammenti litici e, evidentemente, delle unità in erosione. L'elemento sicuramente caratterizzante delle Arenarie di Vetto è l'elevata quantità di frammenti di rocce sedimentarie (argilliti, siltiti, calcari). In particolare, i frammenti di rocce carbonatiche sono presenti in una grande varietà di litotipi, dai calcari micritici fossiliferi con *Radiolaria* e spicole di spugne ai calcari spatitici, microspatitici e spatitici. I frammenti di rocce metamorfiche e vulcaniche sono presenti solo in quantità subordinate. I minerali ultrastabili (zirconio, tormalina e rutilo), insieme alla titanite ed a minori quantità di staurolite e picotite, caratterizzano l'associazione dei minerali pesanti.

I frammenti di rocce sedimentarie presenti possono essere legati ai Flysch ad Elmintoidi delle unità liguri dell'Appennino settentrionale.

PETROFACIES B2b

Corrisponde al Membro delle Arenarie di Marola CIG₄ e ha composizione arcose, con elevate quantità di quarzo, feldspati e frammenti di rocce a grana grossa, plutoniche e gneissiche. I frammenti di roccia a grana fine sono invece essenzialmente sedimentari, simili a quelli della petrofacies B2a. Una considerevole quantità di staurolite caratterizza la composizione dei minerali pesanti, così come il contenuto di minerali ultrastabili (zirconio, tormalina, rutilo). I clasti di conglomerato all'interno dell'unità delle Arenarie di Marola sono costituiti essenzialmente da due litotipi:

- calcari micritici con *Radiolaria*, spicole di spugna, *Heterohelix* e *Globigerinellae* del Cretaceo superiore. Tali clasti mostrano forti affinità con i litotipi caratteristici delle unità liguri del Cretaceo superiore dell'Appennino settentrionale.

- areniti e calcareniti con foraminiferi miocenici oltre a echinodermi, alghe e briozoi che possono essere messe in relazione con le porzioni basali delle stesse successioni mioceniche.

In questa unità, così come nelle Arenarie di Vetto, la calcite, a volte ricca in FeO, rappresenta il costituente interstiziale, precipitato in una fase diagenetica sin- o post- compattazione, più tardiva rispetto alle unità di piattaforma.

La composizione appena descritta può essere legata ad apporti da unità a composizione quarzoso - feldspatica, quali le Arenarie di Loiano o la Formazione di Monghidoro, come confermato anche dalla composizione dei minerali pesanti. Ulteriori contributi venivano forniti dalle successioni liguri del Cretaceo superiore e dalle unità mioceniche basali della petrofacies B1.

3.3. - FORMAZIONE DEL TERMINA (TER)

Si tratta di un'unità presente in limitati affioramenti solo in prossimità del

marginale settentrionale del Foglio. Sono stati cartografati solo gli affioramenti più significativi, ma ne esistono anche altri non cartografabili. Questi lembi si trovano in contatto tettonico con la Formazione gessoso-solfifera e si presentano talmente scompaginati e tettonizzati da non potervi ricostruire una successione stratigrafica. Si sono osservate sia giaciture normali, con varie inclinazioni, sia giaciture rovescie. Facendo riferimento alla geometria altrettanto complessa dell'adiacente fascia a gessi messiniani sembra che gli affioramenti tortoniani possano essere coerentemente inseriti in questa complessa struttura del margine appenninico (vedi Capitoli IV e V).

Dal punto di vista litologico, si presenta sotto forma di (1) peliti dal verde scuro al tabacco, più o meno sabbiose, massive per bioturbazione, (2) argille grigio chiare alternate a straterelli di sabbie medio fini giallo rossastre. Gli affioramenti del primo tipo sulla base del contenuto in Foraminiferi hanno dato età comprese fra il Tortoniano superiore ed il Messiniano inferiore; quelli del secondo tipo invece età del Tortoniano inferiore. Si tratta evidentemente di lembi residui, tettonizzati, di un'originaria successione stratigrafica che doveva comprendere non solo le classiche Marne del Termina AUCTT., ma anche unità più recenti di queste ultime (tortoniane superiori e messiniane inferiori) delle quali non si è conservato altra traccia ed i cui rapporti stratigrafici con le prime ora non sono più riconoscibili. Solo per motivi di sintesi e a motivo della limitatezza degli affioramenti presenti, questi terreni sono stati raggruppati sotto l'unica denominazione di Formazione del Termina, pur nella consapevolezza di come ciò non risulti corretto dal punto di vista litostratigrafico. I contatti con unità più antiche sono tettonici dove osservabili, ma quasi ovunque sono mascherati da coperture quaternarie *s.l.*

4.- SUCCESSIONE DEL MARGINE APPENNINICO EMILIANO (a cura di G. Papani, L. Vernia)

Con questo termine, concordato a livello regionale, si intende raggruppare quelle unità sedimentarie che si sono deposte al margine esterno del cuneo orogénico e che lo hanno in una certa misura "sigillato", dopo che le principali traslazioni delle liguridi si erano ormai realizzate. In realtà però la "fase intra-Messiniana" (cioè posteriore al Messiniano evaporitico) ha rappresentato ancora un evento traslativo molto importante, tanto che è nota la presenza presso il margine appenninico di depositi messiniani evaporitici di sottosuolo ricoperti tettonicamente al di sotto di migliaia di metri di materiali alloctoni (si vedano ad esempio i Pozzi AGIP Campore 1 in prov.di Parma e Levizzano in prov.di Modena).

Nell'Appennino piacentino, parmense e reggiano, quindi, è con la

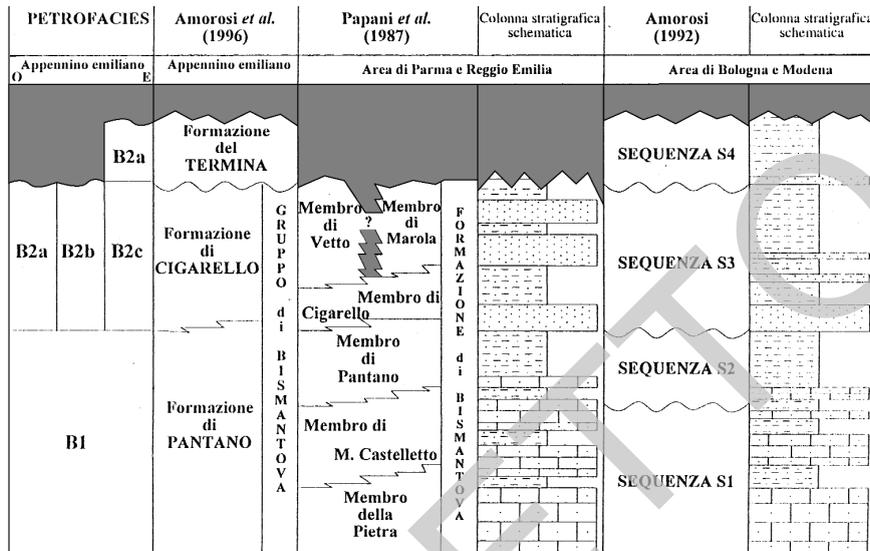


Fig.6 - Confronto fra le suddivisioni petrografiche e stratigrafiche nel Miocene epiligure in tutto l'Appennino settentrionale. Modificato da E. SPADAFORA, 1995.

TAB.1 - Tabella riassuntiva delle analisi petrografiche sulle arenite del Gruppo di Bismantova: valori medi e deviazioni standard. (E. SPADAFORA).

	PIETRA (B1)	PANTANO (B1)	TOTALE PIATTAFORMA (B1)	VETTO (B2a)	MAROLA (B2b)
N. CAMPIONI	7	7	14	17	13
NCE	40,1 ± 18,9	40,6 ± 21,6	40,3 ± 20,3	67,8 ± 9,5	86,3 ± 5,5
CE	1,1 ± 0,9	1,5 ± 1,7	1,3 ± 1,3	11,9 ± 4,1	4,8 ± 2,0
NCI+CI	58,9 ± 19,4	57,9 ± 22,9	58,4 ± 21,3	20,2 ± 9,4	8,9 ± 5,2
Q	46,3 ± 7,2	45,6 ± 7,9	46,0 ± 7,6	46,9 ± 8,0	56,0 ± 3,4
F	24,9 ± 6,6	25,4 ± 29,0	25,1 ± 6,5	20,7 ± 4,7	29,5 ± 4,0
L+CE	28,7 ± 5,8	29,0 ± 12,1	28,9 ± 9,5	32,4 ± 10,9	14,5 ± 4,7
Lm	60,8 ± 11,1	57,8 ± 9,1	59,3 ± 10,3	13,1 ± 5,1	7,2 ± 4,7
Lv	21,5 ± 9,1	19,3 ± 9,4	20,4 ± 9,3	4,7 ± 2,1	7,5 ± 4,6
LS+CE	17,7 ± 8,4	22,9 ± 7,6	20,3 ± 8,4	82,2 ± 5,1	85,3 ± 7,3

Spiegazioni delle sigle: CE = granuli carbonatici extrabacinali; NCE = *idem* non carbonatici; CI = granuli carbonatici intrabacinali, NCI = *idem* non carbonatici; L = granuli litici a grana fine; Lm = *idem* metamorfici; Lv = *idem* vulcanici; LS = *idem* sedimentari; Q = quarzo; F = feldspati totali.

“Formazione clastica continentale” di IACCARINO & PAPANI (1979) (equivalente alla più nota *Formazione a Colombacci*) che si può parlare di Successione del margine appenninico (= ex “neoautoctono” *Auctt.*), corrispondente al “Superciclo messiniano-pleistocenico” di RICCI LUCCHI *et alii*, 1982. E’ comunque ben documentato anche qui che le successive fasi deformative plio-quaternarie hanno strutturato ad embrici tutti questi sedimenti, producendovi raccordi e traslazioni significativi. A partire dall’Appennino reggiano verso E, anche la base messiniana superiore di questo “Superciclo” non è più presente, se non in modo sporadico, segnalando così che la fine delle traslazioni del Liguride sembra diacrona lungo il margine pedeappenninico.

4.1.1. - *Formazione Gessoso-Solfifera (GES)*

Questa unità costituisce una fascia larga da 500 a 1000 metri parallela al margine appenninico fra i torrenti Campola ad W e Lodola ad E. Con ogni probabilità essa è presente anche al di sotto della copertura costituita dalla grande “paleofrana” pedeappenninica compresa fra i torrenti Lodola e Tresinaro, come è suggerito dal riaffiorare dei gessi in località Mazzalasio e dalla prosecuzione in affioramento della fascia stessa in destra del T. Tresinaro. I contatti settentrionale e meridionale di questa fascia, rispettivamente con i terreni pliocenici e con varie unità più antiche, sono tettonici ovunque e per questo motivo alla fascia stessa è stato dato il nome di “Linea dei Gessi” (PAPANI, 1971); in IACCARINO & PAPANI (1979) le due linee di faglia meridionale e settentrionale che la limitano sono state rispettivamente chiamate “Linea dei Gessi 1” e “Linea dei Gessi 2”. La strutturazione interna della fascia è assai complessa e di non semplice ricostruzione. Recenti rilievi di dettaglio (M. LOMBARDI, 1995) hanno evidenziato una strutturazione a ripetute scaglie tettoniche che sembra derivare dalla evoluzione deformativa di stile fragile in regime compressivo di una originaria grande piega rovescia N-vergente (vedi capitolo V).

L’elevata e pervasiva deformazione fragile non permette la ricostruzione di una successione stratigrafica dell’unità, ma gli affioramenti presenti consentono comunque di riconoscerne i caratteri della sedimentazione ciclica in ambiente evaporitico così come descritti da VAI e RICCI LUCCHI, 1977 e 1978 relativamente alla “Vena del Gesso” del Pedeappennino bolognese e romagnolo. In particolare si osservano strati da metrici a plurimetrici caratterizzati da gesso massivo selenitico (“autoctono”) alla base (e con strutture tipo “cavoli” all’interfaccia con le sottostanti peliti bituminose) e da gesso selenitico clastico nella parte superiore, con anche livelli dati da alternanze di questi due tipi di gesso (“selenite a bande”). Sono comuni anche interi strati, o parti superiori di strati dati da gesso caotico in matrice pelitica, interpretabili come orizzonti prodotti da *debris flow*.

Fra gli strati gessosi sono comuni livelli centimetrici o decimetrici di peliti bituminose nerastre laminate. Le peliti messiniane possono contenere fossili: si segnalano Gasteropodi (*Amyclina semistriata*), otoliti, Foraminiferi (*Bulimina echinata*, *Discospirina* sp.) (IACCARINO & PAPANI, 1979).

Nel settore orientale ed in particolare nelle valli del Lodola e del Tresinaro si osservano anche frequenti affioramenti dati da orizzonti caotici plurimetrici a matrice pelitica con clasti gessosi e pelitici di varia dimensione (anche metrici) che sono interpretabili come il prodotto di grandi colate di materiale risedimentato e che sembrano costituire localmente la parte superiore (?) dell'unità evaporitica.

L'età è messiniana.

4.1.2. - Argille di Lugagnano (LUG) (cfr. "Argille azzurre" AUCTT.)

Si è mantenuta per questa formazione la denominazione locale, già utilizzata per la cartografia geologica regionale a scala 1:10.000, stabilendo il confronto con l'unità delle "Argille azzurre" AUCTT.. Questa è una scelta intermedia rispetto alla possibilità di giungere a una definitiva correlazione, nei fogli di successiva pubblicazione.

Affiorano all'estremo lembo settentrionale del Foglio, nei dintorni dell'abitato di Vezzano sul Crostolo e nella parte alta del Rio Vendina, a S di Albinea, dove si rinvengono in contatto tettonico con i gessi della Formazione gessoso-solfifera (GES).

Dal punto di vista litologico la formazione è costituita nella parte basale dell'unità da peliti grigio-azzurre massive o a stratificazione poco evidente per bioturbazione, sedimentata in ambiente profondo (epibatiale ?); localmente si nota la presenza di lamine siltoso-sabbiose. Verso l'alto la litologia evolve verso un'alternanza di peliti e sabbie fini e ad un ambiente di piattaforma esterna.

Nel tratto di Pedepennino compreso fra le valli dei Torrenti Enza e Crostolo i sedimenti pliocenici mostrano uno spessore sensibilmente variabile: si passa infatti dai 120 - 140 metri della zona di Quattro Castella (ad W del Foglio) ai circa 950 metri della sezione del T.Crostolo a Vezzano, solo in parte rappresentata nel Foglio. In questa sezione (GIOACCHINI, 1996) sono rappresentati cinque intervalli corrispondenti ad altrettante biozone: le zone a *Globorotalia margaritae* ed a *G.margaritae-G.puncticulata* appartenenti allo Zancleano, secondo la ripartizione biozonale di IACCARINO (1985) e le zone a *G.puncticulata*, a *G.aemiliana* ed a *G.inflata* del Piacenziano, nella parte alta della successione, queste ultime in gran parte fuori dell'area rappresentata nel Foglio.

Manca, in quasi tutta l'area, la zona basale a *Sphaeroidinellopsis seminulina* probabilmente a causa di elisione tettonica causata dal contatto di faglia con i gessi messiniani. A sostegno della ipotesi che la biozona suddetta fosse origina-

riamente presente, si segnala l'affioramento di un isolato lembo di argille plioceniche appartenenti a questa biozona basale, poggiante direttamente su APA poco a N di Cà Bertacchi, interpretabile come residuo di erosione di un'originaria copertura pliocenica estendentesi ben più a monte del limite attuale.

Come già accennato, nella sezione del T.Crostolo i sedimenti pliocenici raggiungono i 950 metri di spessore, ma dalle ricerche effettuate si è appurato che lo spessore è localmente accentuato da una ripetizione della successione per motivi tettonici. Gli elevati spessori delle unità biostratigrafiche in questa sezione indicano comunque che durante lo Zancleano ed il Piacenziano *pars* (zone a *G.margaritae*, *G.margaritae-G.puncticulata* e *G.puncticulata pars*) questa area rappresentava un depocentro caratterizzato da marcata subsidenza. Il raddoppio tettonico della successione, valutato in poco oltre 350 m, è relativo ai sedimenti appartenenti alle biozone suddette ed è stato interpretato come un *thrust* padano-vergente di estensione locale, situato subito fuori dal limite del Foglio e limitato alla fascia di Pedepennino compresa tra il T.Modolena ed il T.Crostolo. L'unità sovrascorsa risulta sigillata stratigraficamente da argille siltoso-sabbiose stratificate appartenenti alla biozona a *G.aemiliana* del Piacenziano alto. Una possibile estensione dell'età di questi depositi anche al Pleistocene inferiore è indicata solo in via ipotetica.

4.1.3. - Sabbie di Montericco (SMO)

Si tratta di un'unità sabbiosa giallastra di probabile genesi marina o transizionale, affiorante solo nell'angolo NE del Foglio e nelle zone collinari immediatamente più a N, dove, presso Albinea, si può apprezzare, in alveo, il rapporto di discordanza angolare con le sottostanti argille plioceniche.

Nei pochi e modesti affioramenti si possono osservare sabbie giallo-ocracee, poco cementate, pressochè prive di strutture sedimentarie. La modestia degli affioramenti (la zona è quasi totalmente antropizzata) non ha permesso di rinvenire orizzonti utili per datazioni micropaleontologiche. Si presume un'età pleistocenica per posizione stratigrafica e per correlazione con analoghe sabbie gialle intercalate nelle peliti pleistoceniche del T.Crostolo, dove però la successione sembra continua sul Pliocene superiore (BARBIERI & PETRUCCI, 1967). Lo spessore qui rappresentato da questa unità dovrebbe essere di qualche decina di metri, ma è difficilmente valutabile per le cattive condizioni di esposizione.

4.1.4. - Formazione fluvio-lacustre

Questa unità è stata istituita da CREMASCHI (1982) appena più ad occidente di

questo settore del margine appenninico, a completamento di una serie di studi sui depositi pleistocenici continentali (AMBROSETTI & CREMASCHI, 1975; CREMASCHI & PAPANI, 1975). Essa affiora nel Foglio solo per modesta estensione presso Borzano e gli unici affioramenti sono osservabili lungo l'alveo del T. Lodola.

Si tratta di limi giallastri, incisi da canali a ghiaie e sabbie a stratificazione incrociata. Non vi sono stati rinvenuti i resti di mammiferi che nell'area circostante hanno permesso la datazione di quest'unità al Pleistocene inf.-medio (AMBROSETTI & CREMASCHI, 1975). La sua correlazione con detti affioramenti è però piuttosto sicura. In carta non si osserva, per le condizioni di copertura, il contatto erosivo basale sui sedimenti marini del Pleistocene inferiore. Lo spessore rappresentato in carta è di alcune decine di metri.

La correlazione di questa unità continentale pleistocenica con quelle recentemente proposte da DI DIO *et alii* (1997) è in fase di preparazione.

4.2. - DEPOSITI E COPERTURE QUATERNARIE CONTINENTALI (a cura di C. Tellini)

L'ordine con cui tali depositi sono elencati in legenda e di seguito descritti, riflette una suddivisione secondo la tipologia dei processi morfogenetici, seguendo il criterio utilizzato nella Carta geologica dell'Appenninio emiliano-romagnolo a scala 1:10.000

Per quanto concerne gli accumuli di frana in evoluzione (a_1) e quiescenti (a_2) di qualche loro carattere si dirà anche nel par. 6.4; in questa sede si ricorda che, dal punto di vista tessiturale, la maggior parte di questi accumuli sono costituiti da pezzame litoide eterometrico, in genere spigoloso, poligenico o, più raramente, monogenico, che viene inglobato o supportato da una matrice pelitica ricca in argilla. Nelle colate di terra o in molte frane complesse la matrice pelitica prevale rispetto al materiale litoide mentre nelle frane di scivolamento i rapporti pelite-pezzame litoide possono essere variabili, dipendendo dalla frequenza delle peliti all'interno della successione stratigrafica.

Le caratteristiche litologiche degli accumuli di frane antiche (a_3) non si discostano molto da quelle appena citate per le frane quiescenti o in evoluzione, del resto le differenzia da queste l'età di messa in posto che può anche essere più antica della documentazione storica conosciuta. La conseguente lunga esposizione dell'accumulo alla degradazione meteorica ed agli agenti geomorfici in condizioni climatiche alterne, ne attenua progressivamente il rilievo nel quale, tuttavia, si incide sempre di più la rete idrografica tipica delle aree di frana. Spesso i materiali contenuti nel corpo di frana sono talmente caratteristici e inconfondibili che danno l'informazione sull'area di provenienza dei materiali: è il caso, ad esempio, delle frane di Bondolo e Casalino sul cui fronte spuntano

rispettivamente enormi blocchi della calcarenite bioclastica della Pietra di Bismantova e blocchi frammentati delle arenarie simili a quelle della rupe di Canossa. Maggiore è l'età degli accumuli, più alta è la probabilità che il corpo detritico mostri inversione del rilievo; in tal caso occorre riferirsi ai climi freddi dell'ultima glaciazione ed alla produzione e mobilizzazione dei detriti dell'ambiente periglaciale. Alcuni accumuli di geliflusso sono presenti in queste condizioni morfologiche attorno alla Pietra di Bismantova (G.S.U.E.G., 1978), nella conca di Carpineti e a qualche chilometro a SE di Vetto. In associazione alla genesi climatica, ma anche indipendentemente da essa, da non sottovalutare l'incidenza di eventi paleosismici nel crollo di massi da ripide pareti di placche tabulari, da spessi corpi arenacei massivi oppure da spuntoni ofiolitici.

Nelle parti concave dei versanti ed al loro piede, spesso, si accumulano detriti prevalentemente minuti provenienti dalla degradazione meteorica delle rocce e convogliati nelle depressioni da processi di gravità lenti, come il creeping (o reptazione) e soliflusso oppure da processi più rapidi, come il ruscellamento, se la parte alterata o il suolo sono esposti al dilavamento. Queste coperture in equilibrio con il clima e le forme attuali del paesaggio, sono contrassegnate dalla sigla (**a₄**) e, in genere, non sono più spesse di un paio di metri.

I detriti di falda (**a₆**) derivanti dallo sfacelo criobergico in clima periglaciale, nell'area considerata sono molto poco rappresentati in quanto: a) mancano le pareti ripide con rocce gelive e b) l'intensità del processo crioclastico si riduce d'importanza allontanandosi dal crinale.

Il detrito di versante (**a₃**) è una categoria utilizzata nei casi dove, per mancanza di dati oggettivi, non è stato possibile attribuire tali coperture ad una delle categorie sopra descritte. Nei casi più frequenti, si può trattare di accumuli di frana superficiali, quiescenti nel periodo durante il quale è stato eseguito il rilevamento geologico di campagna, la cui forma è stata modificata e regolarizzata (es. dalle attività agricole) in modo da renderne difficoltosi il riconoscimento e la restituzione cartografica.

I depositi alluvionali riguardano le alluvioni mobilizzate dall'attuale attività fluvio-torrentizia (**b₁**) e quelle le cui forme sono fissate in terrazzi (stabilendo che questi sono numerati a partire dall'alveo verso le quote superiori, si riscontrano gli ordini da **b₂** a **b₆**, indicati in legenda con la sigla di sintesi "**b₂₋₆**") dalla più o meno recente evoluzione dell'alveo del corso d'acqua. Localmente, allo sbocco degli affluenti nell'asta principale, sono cartografabili anche i relativi conoidi alluvionali, costituiti da depositi prevalentemente ghiaiosi, anche recanti blocchi. Negli alvei attuali le alluvioni sono prevalentemente ghiaioso-sabbiose, tuttavia le dimensioni di ghiaie e ciottoli variano grandemente con le portate del corso d'acqua, per cui nell'Enza e nel Secchia si notano anche dei massi pluridecimetri. Lo stesso vale per le alluvioni terrazzate dove quelle più antiche,

in funzione di regimi con maggiori portate, sono costituite da depositi più grossolani. Frequentemente la chiusura delle alluvioni terrazzate è data da qualche decimetro di limi di esondazione su cui si sono formati i suoli.

Sulle ampie superfici relitte interne di Pulpiano e Selvapiana ed in qualche altro lembo protetto come al Seminario di Marola, si rinviene un paleosuolo di colore aranciato, simile al “lisciviato a pseudogley” dei terrazzi pedecollinari, che si ritiene derivi da originari depositi eolici (d_1) del Pleistocene superiore. Tali depositi hanno un significato climatico essendo derivati da processi di degradazione e di deflazione delle rocce esposte in ambiente freddo (connesso ad una fase glaciale) per effetto dei quali il materiale eolico piuttosto fine, il loess, veniva accumulato in superfici interne protette o sui primi rilievi pedecollinari. Si ritiene che la deposizione del loess sia relativa alla penultima fase glaciale (Riss delle Alpi) e che la pedogenesi si sia sviluppata soprattutto nel successivo interglaciale, rallentando poi la sua evoluzione nell’ultima fase glaciale (Würm delle Alpi, Val Parma dell’Appennino settentrionale) per rinnovarla nell’attuale interglaciale.

Dei prodotti lutivomi delle “salse” (e_1) si veda il capitolo VI, paragrafo 8.

Nel foglio sono cartografati alcuni modesti depositi di natura palustre (f_1), localizzati prevalentemente in corrispondenza di contropendenze dovute alla dinamica gravitativa dei versanti o a dislocazioni tettoniche. Questi depositi, in genere poco potenti, alternano livelli pelitici ricchi di sostanza organica a livelli di torba.

Da segnalare, in conclusione, la presenza, messa in luce qualche tempo fa dagli scavi per la creazione del campo sportivo, di un deposito di argille lacustri grigio-azzurre nella conca a SO di Vetto, vicino al Cimitero posto al limite occidentale del Foglio. Al tempo del rilievo le argille erano mascherate da depositi eluvio-colluviali e non sono state, pertanto, cartografate. La potenza del deposito non è nota ma dallo spessore degli affioramenti e dalla profondità dei carotaggi effettuati tramite trivella da palinologo, dovrebbe superare i 4 m.

V - TETTONICA

(a cura di M.T. De Nardo, G. Papani)

L'assetto geometrico e strutturale dell'area, sommariamente evidenziato dalle tre Sezioni Geologiche riportate in calce al Foglio e schematizzato planimetricamente nello Schema Tettonico è conseguenza degli eventi sedimentari e tettonici che si sono susseguiti dal Cretacico all'Attuale. La storia delle successioni sedimentarie pertinenti al Dominio Subligure ed al Dominio Ligure non è oggetto specifico di queste Note Illustrative perchè dette successioni sono troppo parzialmente rappresentate nell'area del Foglio. Al contrario vi è ben rappresentata la Successione Epiligure e pertanto si farà particolare riferimento alle deformazioni che la riguardano, che si sono sviluppate a partire dall'Eocene medio. Al margine settentrionale del Foglio sono inoltre presenti unità sedimentarie del Miocene superiore e del Plio-Pleistocene (Successione del margine appenninico padano) che permettono di inquadrare a grandi linee anche gli eventi tettono-sedimentari più recenti.

1 - SEZIONI GEOLOGICHE

La Sezione C-C' riguarda il lato W del Foglio ed attraversa in direzione WNW-ESE unità liguridi ed epiliguri. In particolare evidenzia gli embrici di una struttura traspressiva trasversale E-vergente dati, a partire da W, da unità cretacicopaleoceniche della Successione della val Parma (MRO₁, CAO), da unità dei "complessi di base" (AVS, AVS_a), dall'unità "subligure" di Monte Staffola

(MSF), dall'unità di Monte Cassio (MCS) e dei suoi "complessi di base" (APA, AVV, SCB) ed infine, all'estremo E, dalla Successione Epiligure, qui rappresentata da MVT, ANT e PAT. Lo stile uniforme delle strutture evidenziate e l'età della formazione più recente implicata in questi accavallamenti suggeriscono che detta struttura si sia impostata al "tempo Canossa" (Aquitaniense basale) e che probabilmente l'origine stessa di questa unità caotica sedimentaria sia proprio da attribuire a questo accavallamento E-vergente, che avrebbe fornito anche i materiali di cui l'unità stessa è costituita. Gli attuali rapporti geometrici fra le varie unità sono stati comunque almeno parzialmente rimobilizzati e ruotati dalle successive fasi medio-mioceniche che hanno interessato questa struttura trasversale (Linea della media val d'Enza, vedi "Principali strutture deformative"). I rapporti originari fra le varie unità liguridi e subliguridi in seguito implicate in questa struttura trasversale non sono comunque ben chiari: infatti si deve ammettere una fase di risalita tettonica di MSF da orizzonti più profondi (thrust fuori sequenza ? o struttura perforante ?), di cui non sembra possibile ora definire né la geometria iniziale né la cronologia. Si deve peraltro tenere presente che questi rapporti "anomali" (facendo riferimento all'unità subliguride ed alla posizione geometrica di MCS) si trovano in corrispondenza dell'elemento strutturale trasversale sopra citato, la cui attività paleogenica e neogenica di svincolo può dare ragione di tali geometrie.

La Sezione B-B' è stata costruita ancora nel settore occidentale del Foglio e presenta un tracciato spezzato, in parte orientato SW-NE ed in parte N-S. Inizia a SW dalla placca epiligure di Vetto - M. Fiore, nella quale sono evidenziate le principali discordanze interne. All'altezza del T. Tassobbio è ben evidente la struttura di accavallamento retrovergente delle unità liguridi (CAO, ABC) e subliguridi (MSF) sulla Successione Epiligure: il rovesciamento verso S delle varie formazioni paleogeniche e neogeniche è sigillato dalla Formazione di Cigarello (CIG), la cui base data la fine dell'attività di questa struttura, che è connessa con il già citato elemento trasversale della media val d'Enza. A N del Tassobbio la situazione geometrica di MSF, interposto fra le unità liguridi (ABC e CAO da un lato ed AVV e MCS dall'altro), suggerisce la possibilità di una risalita "perforante" dell'unità subliguride lungo l'elemento trasversale dell'Enza. Più a N si osserva la situazione già vista in Sez. c-c', con i "complessi di base" dell'unità Cassio che si accavallano su MVT; il tratto finale della sezione attraversa fin oltre Canossa la Successione Epiligure, costituente qui il tetto neogenico di una pila stratigrafica che giunge verso il basso fino al Cretacico, dato da MCS e dai suoi "complessi di base" (si tratta infatti della zona di immersione assiale verso W della ben nota "Serie di Viano", affiorante più ad E nel Foglio stesso. Nella sezione è stata proiettata la situazione rilevabile in corrispondenza della Rupe di Canossa.

La Sezione A-A' attraversa il Foglio con una spezzata orientata circa N-S (o SSW-NNE) dalla val Secchia al Pedepennino ed interessa in gran parte unità

della Successione Epiligure, che legano un substrato liguride dato dalla Successione della Val Rossenna a S (MOV) alla Successione della val Tresinaro a N (MCS, AVI). La saldatura stratigrafica delle due unità liguridi sembra riferibile fondamentalmente alla "fase ligure", ma può aver subito aggiustamenti successivi anche significativi lungo linee trasversali o longitudinali. Secondo PAPANI (1971) essa potrebbe essersi definita al "tempo Canossa" (Aquitaniense basale).

Nel lato S della Sezione è evidente l'espansione verso il Secchia della porzione paleogenica della Successione Epiligure, che segnala una significativa "crescita" della sinclinale (sinclinale di Carpineti, vedi "Principali strutture deformative") in questa direzione, probabilmente connessa con attività della "Linea della media val Secchia"; è probabile che questa rappresenti uno degli elementi frontali (o latero-frontali) di un embrice interno del cuneo orogenico. Nel fianco N della sinclinale di Carpineti a detta espansione si contrappone il modesto spessore di sedimenti coevi in corrispondenza della struttura positiva dell'alto Tresinaro - Baiso, che in seguito ha funzionato ancora come antiformentale fino alla "fase deformativa medio - miocenica", venendo poi sigillato dalle Arenarie di Marola (CIG₄) (anticlinale Casina - M.delle Ripe, vedi "Principali strutture deformative"). Questo paleo-alto strutturale persistente nel tempo, che prosegue anche più ad W di Casina in corrispondenza della zona di Leguigno, può aver rappresentato la parte frontale di uno degli embrici che, in superficie, dovevano esprimere la geometria da raccorciamento del cuneo orogenico durante il Paleogene e parte del Neogene: in tal modo si giustifica la geometria della sinclinale di Carpineti in crescita verso S, impostata sul bacino piggy back dell'embrice stesso. Più a N, l'attuale faglia diretta che si segue per diversi chilometri da Canossa a S. Romano, esprime a nostro parere la posizione di uno dei thrust listrici frontali dell'embrice in parola, riutilizzato in seguito come faglia diretta durante un evento di assestamento gravitativo del cuneo stesso (vedasi "Principali strutture deformative"). Ancora più a N si osserva la sinclinale di Viano, nel cui fianco meridionale la Sezione A-A' taglia la "piega a sigma" che viene descritta più oltre. Procedendo ancora verso N, si osserva un'altra struttura positiva, con affioramento di APA, AVV e MCS ("Struttura Pecorile-M. dell'Evangelo", vedasi oltre), che sembra rappresentare la zona frontale dell'embrice che trascina "a piggy back" la sinclinale di Viano. In corrispondenza di questo paleo-alto strutturale frontale sembra presente un'altra possibile zona di alimentazione, in direzione W, delle brecce di Canossa (MVT; vedasi discussione più avanti). In corrispondenza di questo alto strutturale la sezione evidenzia un appoggio discordante di argille plioceniche (LUG), denunciando in tal modo anche per questo embrice una persistenza nel tempo prolungata almeno fino al Pliocene. Tramite la fascia di gessi messiniani tettonizzati (GES) questa struttura si accavalla sui depositi pliocenici antistanti e viene poi anch'essa in seguito parzialmente riutilizzata come struttura distensiva.

2. - SCHEMA TETTONICO

La distribuzione di formazioni e strutture nell'area del Foglio è stata sintetizzata nello "Schema Tettonico" secondo i seguenti criteri:

a) individuazione di unità ed elementi tettonici, dove le unità tettoniche sono date da corpi geologici limitati alla base ed al tetto (o quantomeno alla base) da superfici meccaniche e costituiti da formazioni appartenenti alla stessa successione stratigrafica (ricostruita a scala regionale); sono eventualmente suddivisibili in unità strutturali di ordine inferiore, o elementi tettonici, costituiti da una o più formazioni appartenenti alla successione stratigrafica di riferimento (vedi discussione in: Regione Emilia-Romagna (1990) "Atti del seminario di studio sulla strutturazione della legenda di un 50.000 geologico", Bologna 31 maggio-1 giugno 1990).

Le unità tettoniche, opportunamente raggruppate, vanno a formare gli "insiemi" o "grandi unità strutturali di valore regionale" su cui è basata in parte la strutturazione della legenda del foglio geologico stesso: Dominio Ligure e Dominio Subligure.

b) rappresentazione delle principali discontinuità stratigrafiche. In tal modo gli spezzoni di successione compresi tra due discontinuità di carattere regionale sono stati differenziati, facilitando così l'attribuzione cronologica delle principali strutture e permettendo di individuare quelle sicuramente polifasate.

2.1. - LE UNITÀ TETTONICHE

Sono qui di seguito brevemente descritte le unità tettoniche (da qui in avanti, "unità") individuate. Tradizionalmente, il criterio che informa questi elenchi è quello dell'ordine di sovrapposizione nell'edificio strutturale della porzione di catena considerata. Nell'area del Foglio 218 solo raramente i rapporti tra le unità individuate riflettono un ordine di sovrapposizione di tipo regionale, verosimilmente ereditato dalle fasi deformative più antiche. Più comunemente, i rapporti tra esse sono complessi, governati dall'esistenza di zone di taglio e/o dagli effetti della tettonica polifasica. E' quindi opportuno seguire il criterio della distribuzione geografica (da ovest verso est).

Unità Samoggia

Definita come per il foglio 237 (PANINI *et alii*, in prep.), è qui rappresentata dalle formazioni delle argille della Val Samoggia (AVS) e di Poggio (FPG), sulle cui originarie relazioni stratigrafiche si è già discusso nelle pagine precedenti. Affiora esclusivamente al margine nord-occidentale del Foglio, dove è costantemente associata all'Unità Caio. I rapporti con quest'ultima si presentano sotto

forma di embricazioni, comprese tra superfici localmente corrispondenti a piani ad alto angolo, con direzione N20E e N50E. Queste geometrie sono interpretabili in relazione all'esistenza di una fascia di taglio antiappenninica (destra, almeno in base ai rigetti cartografici), compresa tra la "Linea dell'Enza" AUCTT. e la trasversale del T. Termina di Castione. Ulteriori dati sui rapporti geometrici tra Unità Caio ed Unità Samoggia deriveranno dalla seconda edizione del Foglio 217 (CERRINA FERONI *et alii*, in prep.). Nell'area del Foglio 218, l'Unità Samoggia viene a contatto con l'Unità Cassio sempre attraverso l'interposizione di terreni appartenenti all'Unità Caio.

Unità Caio

Vi appartengono le formazioni delle "argille a blocchi" Auctt. (ABC) e della successione della Val Parma (CAO e MRO₁); le "argille a blocchi" sono state separate in elementi tettonici "monoformazionali". E' localizzata in Val d'Enza, dove presenta rapporti geometrici "anomali" rispetto al quadro regionale dell'Appennino emiliano (vedi sotto), sovrascorrendo l'Unità Cassio e l'Unità Staffola, rispettivamente la più superficiale tra le Liguridi e l'unica ad affinità subligure (quindi ragionevolmente profonda entro la coltre alloctona). Ciò è evidente in sinistra del T. Enza. In destra, Unità Caio e Staffola sono giustapposte o separate da piani ad alto angolo, con immersioni contrastanti. Solo localmente (Val Tassobbio) l'unità subligure sovrascorre chiaramente l'Unità Caio, per effetto di deformazioni "tardive" ("fase deformativa medio-miocenica" ?) che coinvolgono la successione epiligure fino alla Formazione di Pantano. In val Tassobbio anche la successione epiligure "pre- Cigarellino" è piegata in sinclinale rovesciata sudvergente, a muro del sovrascorrimento.

Le particolarità delle geometrie qui descritte sono giustificate dall'esistenza della già citata fascia di taglio, a cui appartiene la "linea della media val d'Enza" medesima (vedi sotto).

Unità Cassio

Vi appartengono le formazioni delle Argille a Palombini (APA), Arenarie di Scabiazza (SCB), Argille varicolori di Cassio (AVV) e la successione della Val Tresinaro (MCS e AVI). Quest'ultima è stata individuata come elemento tettonico distinto, come pure le principali "placche" costituite dal solo Flysch di Monte Cassio. Affiora dalla Val d'Enza fino alla Val Secchia (completandosi nelle aree dei Fogli 219 e 235); raggiunge a nord il margine appenninico dove sovrascorre sulle evaporiti messiniane tramite una struttura orientata in senso appenninico ("Struttura C.del Lupo-M.dell'Evangelo", PAPANI, 1971; vedi sotto). Si configura come la più estesa tra le unità liguridi nell'area del foglio, come pure la più esterna, almeno fino alla valle del Termina di Castione. In sinistra del T.Enza è sovrascorsa dall'Unità Staffola e dall'Unità Caio, secondo le geometrie anoma-

le già descritte; in destra, è giustapposta all'Unità Staffola ed un suo elemento sovrascorre (in traspressione) la successione epiligure (sponda sinistra del Rio di Cerezzola), configurandosi in tal caso come il più probabile limite orientale della fascia di taglio che comprende la "linea della media val d'Enza".

L'elemento costituito dalla successione della Val Tresinaro è deformato da una piega "a sigma" attribuibile genericamente alla tettonica di fase ligure; è tettonicamente svincolato dai "complessi di base" tramite le strutture della "linea Canossa-S.Romano" a sud e della "linea Pecorile-M. dell'Evangelo" a nord (PAPANI, 1971; vedi sotto). L'elemento compreso tra quest'ultima e la "linea di gessi" si configura come alto strutturale, con antiforme di Argille a Palombini (struttura Case del Lupo - M. dell'Evangelo) ben riconoscibile alla scala della carta ed evidenziata anche dall'andamento della foliazione "regionale".

Unità Monghidoro

A differenza che nel Foglio 237, qui è costituita dalle formazioni delle Argille a Palombini (APA), argilliti di Grizzana Morandi (AVT) (margine sud del Foglio) e, prevalentemente, dalla successione della Val Rossenna (MOH, MOV, VRO, MVR) distinta come elemento, deformata in sinclinale rovesciata durante la fase ligure (BETTELLI *et alii*, 1989a). Occupa il quadrante sud-orientale del foglio, dove sovrascorre l'Unità Cassio, nei rari punti dove i rapporti geometrici non sono regolati da fasce di taglio minori (es. dintorni di Baiso).

Unità Staffola

Deriva il nome dall'unica formazione che la costituisce (MSF_{1,2,3}). Equiparabile alle unità subliguridi della letteratura, rappresenta, assieme all'Unità Coscogno del Foglio 237, uno degli affioramenti più esterni delle stesse.

Il contesto strutturale in cui si colloca questa unità, non affiorante in regolare finestra tettonica come avviene comunemente per tali unità profonde, è riconducibile alle già discusse "geometrie anomale" associate alla fascia di taglio del T.Enza, attribuibili in gran parte all'attività paleogenica e neogenica pre-Cigarellino di quest'ultima. Un regime traspressivo avrebbe provocato la risalita per espulsione dell'unità Staffola, che si sarebbe interposta sotto forma di "lama" subverticale fra le Unità Caio e Cassio; il proseguire in senso orario della deformazione di taglio avrebbe poi prodotto su questa struttura una torsione destrorsa, caratterizzata da un incurvamento degli originari piani tettonici subverticali che in sinistra Enza produce la sottoposizione dell'Unità Cassio all'Unità Staffola ed in destra può giustificare anche le geometrie rovesciate sud-vergenti già descritte in corrispondenza del T.Tassobio.

2.1.1 .- *Discontinuità stratigrafiche significative*

Allo scopo di agevolare l'individuazione in sequenza cronologica di alcuni dei principali eventi tettono - sedimentari, le successioni epiligure e del margine appenninico padano sono state suddivise in successioni minori utilizzando le principali superfici di discontinuità stratigrafica.

Ne risultano così distinte:

- la successione epiligure pre-Gruppo di Bismantova (che abbraccia l'intervallo Eocene medio-Burdigaliano sup.). All'interno di questa successione, per motivi di chiarezza grafica, non sono state evidenziate le altre discontinuità che riteniamo abbiano significato regionale; citiamo a questo proposito, tra le altre, la discontinuità che separa le formazioni di Ranzano e di Antognola, ben riconoscibile in Val Secchia (M. FORNACIARI, 1982) e che secondo MUTTI *et alii* (1995) separa regionalmente la successione basale "epi-mesoalpina" dalla parte più recente di successione epiligure (Successione semialloctona appenninica).

- all'interno della successione epiligure pre - Bismantova è stata evidenziata la base delle Breccie argillose della val Tiepido-Canossa (MVT), datata all'Aquitaniense, che assume localmente carattere di discontinuità significativa e che è riconoscibile anche in settori molto più occidentali (GELATI *et alii*, 1974) e più orientali (CONTI, 1994);

- il Gruppo di Bismantova (Langhiano - Serravalliano), discordante sul suo substrato, sigilla le deformazioni prodottesi nella importante "fase deformativa burdigaliana".

- all'interno del Gruppo di Bismantova, la base discordante della Formazione di Cigarellino, sigilla le deformazioni della "fase deformativa medio miocenica (tardo-langhiana)". Non sono presenti in carta contatti stratigrafici che evidenzino le altrettanto importanti fasi deformative alto -ortoniana ed intra - messiniana, ben note regionalmente e particolarmente evidenti nelle sezioni sismiche sul margine appenninico; la Formazione del Termina, infatti, affiora solo in piccoli lembi tettonizzati associati alla Formazione Gessoso-solfifera (GES); ed inoltre nell'area del Foglio non è rappresentata la Formazione Clastica Continentale (IACCARINO & PAPANI, 1980) equivalente, in Emilia occidentale, della Formazione a Colombacci, che in aree contigue sigilla le deformazioni prodotte dalla "fase deformativa intra-messiniana".

- La base delle Argille di Lugagnano (LUG) è solo localmente discordante sul substrato (presso Ca' Bertacchi, dove è rappresentato dalle Breccie argillose della val Tiepido - Canossa - MVT - appartenenti alla struttura Case del Lupo - M. dell'Evangelo, vedi "Principali strutture deformative"), mentre altrove non è affiorante per motivi tettonici.

- La base delle Sabbie di Montericco (SMO), localmente discordanti su LUG,

corrisponde ad una discontinuità di origine tettonica entro il Pleistocene inferiore, non meglio definibile dal punto di vista cronologico per mancanza di dati biostratigrafici locali e quindi non correlabile con sicurezza con la discontinuità regionale delle Sabbie Gialle di Imola AUCTT. (discussione in FARABEGOLI & ONOREVOLI, 1996, *cum bibl.*). La base della formazione fluvio - lacustre (FVL) che appoggia a sua volta in discontinuità su SMO ed è databile genericamente al Pleistocene medio (CREMASCHI, 1982), non è stata rappresentata per motivi grafici.

2.2. - PRINCIPALI STRUTTURE DEFORMATIVE

Vengono di seguito descritte le principali strutture deformative riconosciute nell'area del Foglio 218 e indicate schematicamente nello Schema Tettonico.

“Linea della media Val d’Enza”

In letteratura (BERNINI & PAPANI, 1987; PAPANI *et alii*, 1987) viene così indicato un elemento tettonico trasversale, orientato circa N30E, che corre approssimativamente lungo l'alveo dell'Enza, tra Vetto e S. Polo. Qui si incontra con un'altra importante trasversale appenninica orientata N70E, la “linea Passo della Cisa-bassa Val d’Enza”, elemento più orientale del Sistema del Taro AUCTT., per la quale è documentata l'attività di trascorrente sinistra (BERNINI & PAPANI, 1987; VESCOVI, 1988 *cum bibl.*).

In realtà, queste “linee” trasversali possono essere considerate tali soltanto in una semplificazione a scala regionale (1:250.000 o inferiori), mentre corrispondono propriamente a sistemi di faglie e pieghe a volte complessi della larghezza di alcuni chilometri, cioè a zone di taglio in genere subverticali.

Nell'area di studio, la “linea della media Val d’Enza” appartiene ad un sistema di strutture che copre una fascia trasversale che si può seguire dalla valle del T. Termina di Castione verso est fino a Rossena ed al Rio Maillo. E' interpretabile come un fascio di taglio (destrorso, in base alle evidenze cartografiche) a componente compressiva con vergenze prevalentemente ad E, evidenziate tra l'altro dal già citato accavallamento delle Liguridi sulle Breccie di Canossa (MVT) tra Rossena e Monchio dell'Olle. Sono già state sopra descritte le strutture ad embrici est-vergenti che vedono coinvolti i terreni delle Unità Samoggia, Cassio, Caio e Staffola; all'estremo NW del foglio, le Argille varicolori di Cassio sovrascorrono identicamente le Breccie di Canossa (MVT). Al fascio di taglio corrisponde attualmente un alto strutturale con marcate ondulazioni assiali, verosimilmente evolutosi da una corrispondente struttura positiva, già attiva almeno durante l'Aquitaniense come locale area di alimentazione di parte delle Breccie di Canossa.

Evidenze di attività traspressiva destrorsa in tempi successivi (Langhiano) si hanno in corrispondenza delle strutture minori ovest-vergenti e sud-vergenti di Sole-Atticola e del Rio Maillo (pure associate al sistema dell'Enza), la cui importanza nella configurazione di sotto-bacini durante la sedimentazione del Gruppo di Bismantova è già stata discussa in letteratura (PAPANI *et alii*, 1987; DE NARDO *et alii*, 1991; vedi anche sotto). Nell'alveo del T. Enza, le unità langhiano alte (Arenarie di Vetto, Formazione di Cigarellino) sembrano suturare la "linea". In prossimità del margine appenninico, dove il sistema giunge a convergere con la "Linea Passo della Cisa - bassa val d'Enza" sono state segnalate faglie attive durante il Plio-Pleistocene (BERNINI & PAPANI 1987) che debbono essere attribuite all'azione di quest'ultima.

"Linea della media Val Secchia"

In letteratura (PAPANI *et alii*, 1987) viene riportata come faglia orientata approssimativamente N70E, localizzata nell'alveo del F. Secchia a SE di Carpineti in corrispondenza dell'affioramento dei gessi triassici. Dalle evidenze del Foglio 218, la struttura appartiene piuttosto a sistemi di faglie che giustappongono la successione epiligure alle Liguridi e che smembrano anche il fianco inverso della sinclinale rovesciata che piega la successione della Val Rossenna. La continuità delle faglie cartografate è dell'ordine di pochi chilometri. Anche se la "linea del Secchia" viene indicata in letteratura come trascorrente sinistra, rimane da chiarire l'effettiva cinematica dei sistemi di faglie che proseguono nell'area dell'adiacente Foglio 219. Tra Baiso e Pulpiano, un sistema ad analogia orientazione disloca la successione epiligure ed il contatto tra le Unità Cassio e Monghidoro. Dalle evidenze cartografiche potrebbe trattarsi di una zona di taglio sinistra, traspressiva, sintetica rispetto alla "linea del Secchia" AUCTT. Questa interpretazione giustificherebbe, oltretutto, l'esistenza dell'alto strutturale di Pulpiano, dove Argille a Palombini ed Argille varicolori sovrascorrono (in back-thrust rispetto alla vergenza appenninica) la successione epiligure, piegandola in sinclinale rovesciata. Infine, restano da chiarire (in studi successivi) i rapporti genetici tra le pieghe che deformano la successione Ranzano-Antognola tra i torrenti Tresinaro e Lucenta e le trasversali descritte (evidenze di traspressione?).

Accanto a queste trasversali principali, si segnalano le faglie minori di Leguigno e Casina, che dislocano le Arenarie di Marola della Formazione di Cigarellino (con rigetto verticale stimato in 50-100 metri) e limitano lateralmente l'alto strutturale di Leguigno, formato da terreni dell'Unità Cassio.

Struttura antiforme Frascaro - Maillo (Str. di Rio Maillo in DE NARDO *et alii*, 1991).

Si tratta anche in questo caso di un elemento trasversale costituito da una struttura antiforme W - vergente piuttosto complessa alla quale si associano

faglie inverse (Sez.6 in Tav.2 di DE NARDO *et alii*,1991). Il substrato liguride, sollevato in corrispondenza del nucleo della struttura, produce locali strutture perforanti “pseudo-diapiriche” (AVV presso Còdena). I rapporti stratigrafici discordanti osservabili entro il Gruppo di Bismantova documentano che la struttura si è prodotta al “tempo Pantano alto”, favorendo la formazione di un’area bacinale ad occidente, dove si sarebbero poi sedimentate le Arenarie di Vetto, il cui sviluppo verso E è appunto limitato da questa struttura.

Contemporaneamente nel settore orientale, rimasto relativamente “alto”, nei depositi di piattaforma si sono verificati i processi di instabilità gravitativa riconosciuti fra M.Castelletto e Maillo (la Fig 4 schematizza la situazione geometrica al tempo Cigarellino circa lungo la zona di cerniera della struttura). La struttura è stata in seguito ampiamente mascherata dalla deposizione dei vari litosomi della Formazione Cigarellino.

Struttura antiforme Casale - Campolungo - Croce - Felina (Str. di M.Faiedolo in DE NARDO *et alii*,1991).

E’ una struttura trasversale circa parallela alla precedente e con analogo significato, nel senso che si è prodotta al “tempo Pantano alto” causando instabilità gravitativa sui circostanti depositi di piattaforma interna, documentata dagli accatastamenti embricati di scaglie di materiale tipo Pietra e Pantano, che formano i rilievi isolati di Pietra Dura e di M.Gazzo (DE NARDO *et alii*, 1991). Anche in corrispondenza di questa struttura positiva il materiale liguride (AVV) ha perforato localmente le unità soprastanti (a N di Roncroffio). La sua cattiva esposizione non permette di riconoscere una chiara vergenza; essa funge da limite SW al bacino nel quale si sono deposte in seguito le Arenarie di Marola. L’alto strutturale, formato da materiale liguride (Unità Cassio), lambisce la Pietra di Bismantova e si collega verso S con gli affioramenti liguridi connessi alla Linea del Secchia, suggerendo un legame temporale e cinematico con l’attività di questo elemento tettonico.

Linee “Canossa-S.Romano” e “Pecorile-M. dell’Evangelo”

Segnalata da PAPANI (1971), la prima corrisponde ad un allineamento longitudinale di faglie ad alto angolo (se non subverticali) tra Canossa, Bergogno, Paullo, M.Duro, M.Lusino, che prosegue fino a S.Romano nell’adiacente Foglio 219. Nella letteratura successiva (DE NARDO *et alii*, 1991) è stata interpretata come antico thrust-front, attivo durante la sedimentazione della successione epiligurica neogenica, utilizzato successivamente come faglia diretta con abbassamento del blocco di tetto. Il blocco di muro comprende anche la successione della Val Tresinaro, piegata “a sigma” (vedi sotto). Il modello geometrico e cinematico locale di riferimento per questa inversione tettonica negativa può essere

preso dal sistema di faglie M.Vallestra - M. S. Maria (Fig.7), che a nostro parere può essere facilmente estrapolato alle faglie maggiori ad andamento appenninico qui descritte.

La linea Canossa - S. Romano è dislocata da trasversali, interpretabili come tear-faults a rigetto orizzontale sinistro, che giustificano anche le locali variazioni dell'immersione del piano di faglia, almeno in affioramento.

Analoghe caratteristiche ed interpretazione ha la linea "Pecorile-M.dell'Evangelo", localizzata tra Pecorile, Regnano, Tabiano e Montebabbio. Rispetto alla letteratura, i rilevamenti del Foglio 218 hanno permesso di evidenziare le variazioni di immersione dei piani di faglia nei diversi segmenti. In particolare, ad est di Cà Bertacchi si osserva quello che, in affioramento, ha le caratteristiche geometriche di un back-thrust (ad alto angolo) di Argille Varicolori su Marne di Monte Piano. Considerando la prevalente immersione a sud della "Pecorile-M. dell'Evangelo" in affioramenti di aree limitrofe, questa particolarità è interpretabile come locale curvatura della superficie di faglia per collasso gravitativo, oppure come un originario segmento antitetico della struttura compressiva non riutilizzato in distensione.

I movimenti distensivi "tardivi", che hanno prodotto l'inversione tettonica attribuita alle due linee qui citate, potrebbero essere messi in relazione con avanzamenti esterni e recenti del fronte del cuneo orogenico, connessi con l'attività della "linea dei gessi" e del "Pedappenninic Thrust Front" di PAPANI *et alii* (1987) (quest'ultimo non presente in carta). In questo contesto è suggestiva l'ipotesi per cui la sovrapposizione tettonica che, fra Regnano, Querciola e Cà Bertacchi, porta la Formazione di Pantano sulla successione epiligure posta a sud della "Pecorile-M. dell'Evangelo" potrebbe essere interpretata come un ricoprimento di origine gravitativa, in relazione al sollevamento del blocco settentrionale. In alternativa o concomitanza con gli effetti della tettonica gravitativa, le deformazioni a carico della successione epiligure di Querciola-Cà Bertacchi sono spiegabili con la presenza del fascio di tear-faults che, più a nord, dislocano con rigetto orizzontale sinistro anche il fronte di scorrimento delle Liguridi sui gessi messiniani.

Considerando la presenza del lembo già citato di depositi del Pliocene inf. basale ad est di Cà Bertacchi, si deduce che l'alto strutturale delimitato dalla "linea dei gessi" (vedi oltre) e dalla "Pecorile-M.dell'Evangelo" si è definitivamente configurato per effetto di fasi tettoniche recenti (plio-?pleistoceniche). Esso è anche noto come "struttura di Case del Lupo-M. dell'Evangelo", evidenziata nel foglio dall'antiforme descritta dalla foliazione divergente rilevabile entro le Argille a Palombini, che formano un nucleo circondato da Argille varicolori ed Arenarie di Scabiazza; la terminazione periclinale della struttura si percepisce a sud di Vezzano sul Crostolo. Tra la Val Crostolo e la Val Tresinaro è apprezzabile un rigetto orizzontale sinistro della traccia assiale dell'antiforme, attribuibile allo stesso fascio di tear-faults sopra descritto.

“Linea dei gessi”

E' stata interpretata da PAPANI, 1971 come allineamento di faglie inverse, prodotto della tettonica compressiva post-messiniana che ha verticalizzato la formazione Gessoso-solfifera presso il margine appenninico. Si tratta di due sistemi paralleli di faglie ad andamento appenninico (chiamate Linea dei gessi 1 e 2 in IACCARINO & PAPANI, 1980) che confinano al loro interno la Formazione gessoso solfifera (GES) la quale si trova così in contatto tettonico a monte con le formazioni più antiche liguri ed epiliguri, ed a valle con il Pliocene. La struttura interna di GES è molto complessa ed evidenzia un accatastamento di scaglie e spezzoni di successione messiniana generalmente immergenti a monte o localmente subverticali, con la polarità degli strati rivolta verso i quadranti settentrionali; ma non mancano scaglie immergenti a valle o subverticali con la polarità degli strati rivolta invece verso i quadranti meridionali. Si deduce che la deformazione finita che osserviamo oggi è passata attraverso fasi di deformazione progressiva a spese dell'originario bacino evaporitico, che hanno prodotto prima la presenza di strette strutture sinclinaliche, tranciate in seguito in cerniera per il proseguire del raccorciamento. Questa forte deformazione si è probabilmente realizzata in buona parte durante la “fase deformativa intra-messiniana” come conseguenza del ricoprimento tettonico da parte delle unità liguri ed epiliguri, ma in seguito è proseguita durante il Pliocene ed il Pleistocene quando, grazie all'attività della “Linea dei gessi”, questo insieme di elementi tettonici dati da GES e dalle soprastanti unità liguridi ed epiliguri del margine è stato sollevato contro i depositi pliocenici e parzialmente eroso.

“Sinclinale di Viano” AUCTT. e strutture contermini.

Tra Regnano e Viano, blande sinclinali (localmente dislocate da faglie trasversali) deformano la successione Monte Piano-Ranzano-Antognola. Il suo substrato cretatico - paleocenoico, costituito dalla successione Flysch di Monte Cassio-Argille di Viano, affiora solo sul lato meridionale della struttura ed è a sua volta interessato da strutture plicative così cartografabili:

- una sinclinale rovesciata basale, con superficie assiale ondulata e poco inclinata, che interessa la successione Flysch di Monte Cassio-Argille di Viano. La struttura si segue nell'area del Foglio dalla Val Crostolo alla Val Tresinaro, con immersione assiale verso WNW. Nelle attuali condizioni di affioramento, la successione epiligure appoggia sulle Argille di Viano del solo fianco diritto della sinclinale, che è molto più esteso dell'altro e si presenta ripiegato a sua volta in blanda sinclinale. Questa particolarità si può spiegare con fenomeni erosivi, agevolati dal sollevamento distensivo prodottosi nel settore a nord della “Canossa-S.Romano”.

- il fianco inverso, presente nel solo Flysch di Monte Cassio in corrispondenza di M.Duro, M.Mesolo, M.Lusino, è ripiegato a sua volta da grandi “pieghe a

chevron” caratterizzate da un’anticlinale e una sinclinale coricate. Ciò conferisce alla struttura la caratteristica geometria “a sigma” che caratterizza analoghe pieghe di “fase ligure” nei Flysch ad Elmintoidi dell’Appennino Piacentino e Parmense (M.Carameto, M.Palazza, M.Vidalto, M.S.Antonio, ecc.). Rispetto a quelle località, la struttura qui descritta ha però caratteristiche particolari in quanto, invece di interessare tutto il volume della placca ad elmintoidi, è la sola sinclinale rovesciata basale ad essere interessata da queste “pieghe a chevron”, che si sviluppano lateralmente per circa dieci chilometri. Infatti la piega “a sigma” è di fatto cartografabile a M.Duro e M.Lusino, ed ha quindi rilevanza solo locale. L’attribuzione probabile di questa deformazione alla “fase ligure” (che si chiude con l’Eocene medio) pone qualche problema in quest’area dove la letteratura ha segnalato da molto tempo una sostanziale concordanza geometrica fra la Successione della Val Tresinaro (MCS e AVI) e la soprastante successione epiligure. Si deduce pertanto che la deformazione plicativa in questione deve essersi prodotta solo in corrispondenza della fascia interna del flysch di Monte Cassio, al momento dell’ ampio hiatus sedimentario riconosciuto da IACCARINO & RIO (1972) nella sezione del T. Tresinaro fra AVI e MMP. Si può supporre che la successione epiligure si estendesse originariamente con discordanza via via più accentuata verso sud.

Sinclinale della Val Rossenna

Descritta da BETTELLI *et alii* (1989a), questa sinclinale rovesciata di fase ligure è localizzata in Val Secchia, dove affiora estesamente il suo fianco inverso. Al nucleo reca l’unità del Complesso di Rio Cagnone, mentre al fianco diritto è riconducibile la Formazione di Monghidoro affiorante nei dintorni di Borgonuovo.

Sinclinale ed anticlinale nel Gruppo di Bismantova

Fra Casina e M. delle Ripe la Formazione di Pantano è deformata in anticlinale WNW-ESE, interrotta da faglie longitudinali, che sottolinea localmente il raccorciamento in direzione NNE-SSW subito dalla placca epiligure durante la fase deformativa medio miocenica. Infatti la struttura in questione presso il suo estremo occidentale è ricoperta in discordanza dalla Formazione di Cigarello (qui rappresentata dalle Arenarie di Marola). Questa anticlinale ad andamento appenninico è quindi sincrona con le già citate antiformenti trasversali Frascaro-Maillo e Casale-Campolungo-Croce-Felina.

Le blande sinclinale interposte al reticolato di antiformenti sopra citate sono caratterizzate da lunghezze assiali non superiori a 6-8 chilometri e questa geometria, che simula una “struttura a domi e bacini” con i domi in realtà più allungati, è caratteristica delle unità del Gruppo di Bismantova nell’area del Foglio 218.

Tra le sinclinali citiamo quella di Vetto-Scurano , quella di Felina-Carpinetti e quella di Casina. Questi bacini mostrano di essersi sviluppati progressivamente durante la sedimentazione paleogenica e neogenica, come è documentato dalle significative variazioni laterali di spessore (strutture “di crescita”) e in alcuni casi anche dalle evidenti discordanze angolari, presenti in particolare in corrispondenza degli alti strutturali (DE NARDO *et alii*, 1991).

Recentemente (BORGIA *et alii*, 1997) è stato considerato anche il contributo della tettonica gravitativa quaternaria nella genesi delle brachisinclinali in questione, le quali sarebbero state essenzialmente prodotte in epoca recente ad opera dello stress gravitativo che avrebbe innescato il rifluimento laterale del substrato plastico della “placca” rigida. E’ nostra opinione che tale fenomeno possa aver solo localmente accentuato, durante il Quaternario, una originaria geometria a conca che è stata acquisita progressivamente, durante la sedimentazione della successione epiligure, in conseguenza dei già citati processi di raccorciamento longitudinale e trasversale del cuneo orogenico. Ciò è documentato dalle strutture di crescita e dalle discordanze interne presenti in varie posizioni stratigrafiche. Si ritiene che lo stress gravitativo l.s. possa piuttosto aver giocato un significativo ruolo sinsedimentario proprio durante le fasi deformative paleogeniche e neogeniche, come è testimoniato anche dalle strutture di collasso gravitativo superficiale datate al “tempo Pantano alto” che, come si è detto sopra, interessano ad esempio i rilievi di M.Castelletto, Pietra Dura e M.Gazzo.

3. - EVOLUZIONE GEOLOGICA DELL’ AREA

Volendo schematizzare al massimo, si può provare ad immaginare, dopo la “fase ligure”, un modello di prisma di accrezione (o, meglio, di cuneo orogenico) derivante dalla chiusura dell’oceano omonimo. Esso era costituito da unità liguridi fra loro accatastate tettonicamente, con polarità almeno parzialmente occidentale, sulle quali, in ambiente marino piuttosto profondo, dopo un iniziale episodio di mélanges sedimentari discontinui, hanno cominciato a deporsi le formazioni di Monte Piano e di Ranzano. La superficie deposizionale del cuneo, dopo una fase a topografia ancora non ben definita, sembra essersi progressivamente organizzata in bacini ed alti strutturali che dovevano essere l’espressione superficiale di una struttura ad embrici arcuati E-vergenti, conseguenti al raccorciamento interno al quale il cuneo veniva sottoposto nella sua progressiva traslazione verso est sul Dominio tosco-umbro.

Le evidenze di terreno possono far ipotizzare, nell’area del Foglio, la presenza di due embrici principali aventi come strutture frontali la Leguigno - Casina - M.delle Ripe - Pulpiano, e la Case del Lupo-M. dell’Evangelo, a retro delle quali si trovavano, in fase di crescita sedimentaria, rispettivamente le sin-

clinali piggy back di Scurano - Vetto - Carpineti e di Canossa - Viano (DE NARDO *et alii*, 1991, Fig.4A; vedasi anche qui sopra il commento alla Sez. Geologica A-A'). Fra queste si interponeva un embrice minore, dato dalla sinclinale di Casina e da una struttura frontale che doveva trovarsi in corrispondenza dell'attuale faglia diretta Costaferrata - S. Romano. Le rampe laterali di questi embrici con ogni probabilità corrispondevano con quelle che oggi definiamo strutture trasversali; esse non necessariamente si trovavano perfettamente allineate tra loro e non necessariamente dovevano attraversare l'intera catena: è anzi probabile che si trattasse di segmenti ben delimitati, dei quali è oggi difficile riconoscere i tipi d'inizio e di fine; ma è pure possibile che i margini di alcuni embrici si trovassero allineati a costituire rampe laterali di ordine maggiore, come potrebbe essere stato il caso, al di fuori del Foglio, per il Sistema del Taro.

Il limite W degli embrici sopra citati può essere individuato nella Linea della media val d'Enza. Il limite E appare invece allo stato attuale piuttosto incerto. La sinclinale dell'embrice più meridionale (sinclinale Scurano-Vetto-Carpineti) è articolata in strutture minori, causate da antiformali trasversali (connesse con raccorciamenti agenti anche in direzione circa W - E) che, come si è visto sopra, articolano il bacino in sottobacini (DE NARDO *et alii*, 1991, Fig.4B).

Per quanto riguarda i principali caratteri stratigrafici delle successioni che si deponevano sui distinti embrici, la sinclinale Vetto-Carpineti è caratterizzata da una Successione Epiligure discordante alla base sul substrato liguride, costituito da formazioni delle Unità Cassio e Monghidoro. Risulta chiaro quindi che l'embrice meridionale già all'Eocene medio aveva come substrato queste unità liguridi fra loro accatastate. L'embrice settentrionale invece ha come substrato un'unica unità liguride (Unità di Monte Cassio) e nella sinclinale di Viano la Successione Epiligure si presenta concordante geometricamente sul substrato, ma con lacuna significativa (IACCARINO & RIO, 1972). Come si è detto sopra è però probabile che nella parte più interna della Sinclinale di Viano la Successione Epiligure passasse gradualmente ad una vera e propria discordanza angolare su quella parte di successione Cassio-Viano deformata in "piega a sigma".

Dopo questa marcata differenza iniziale di situazione geometrico-stratigrafica fra i due embrici, i successivi eventi tettono-sedimentari che si leggono nelle successioni dei due rispettivi bacini sono numerosi. I più importanti tra questi sono comuni ai due embrici e sono anche riconoscibili su aree ben più vaste, così da dover essere considerati eventi caratteristici dell'intero cuneo orogenico. Citiamo anzitutto lo stesso succedersi verticale delle principali e ben distinte unità stratigrafiche definite da PIERI nel 1961, i cui vari limiti di base e di tetto sono oggi considerati cronologicamente correlabili su tutto l'Appennino settentrionale. Il cambio di apporti clastici e di facies e sistemi deposizionali che avvengono al passaggio fra ognuna di queste unità è generalizzabile all'intera catena e deve ancora essere ben capito ed interpretato in termini di evoluzione

del cuneo orogenico. Lo stesso dicasi anche per le evidenti variazioni di apporti interne a singole unità (ad esempio, per giustificare le marcate differenze petrografiche alla scala della intera catena si debbono ipotizzare almeno quattro “eventi al tempo Ranzano”, CIBIN, 1993; MUTTI *et alii*, 1995).

Inoltre, alcuni dei limiti fra unità, come ad esempio quello Bismantova/Contignaco, sembrano particolarmente improvvisi e drastici, così da registrare inequivocabilmente il verificarsi di importanti fatti tettonici (nel caso specifico l'evento intraburdigaliano, cui sembra corrispondere una traslazione del cuneo orogenico ligure sul margine di Adria e la conseguente subaccrezione, o underplating, del cuneo stesso, che ha incorporato dal basso i depositi di avanfossa -cfr. Falda Toscana Auctt.- innalzando così la propria superficie deposizionale). Altrettanto netto, almeno geometricamente, è il limite Cigarello/Pantano nell'ambito del Gruppo di Bismantova, che deve essere la conseguenza di un altro marcato processo deformativo interno all'intero cuneo, che qui chiamiamo “evento deformativo medio-miocenico”, il quale ha notevolmente modificato la topografia deposizionale del cuneo stesso accentuandone la articolazione in bacini e sottobacini così come sono stati sopra descritti.

Sono però numerosi anche gli eventi tettono-sedimentari che sembrano limitati ad uno solo dei due embrici, segnalando così differenze locali nell'evoluzione che, se analizzate e confrontate sistematicamente, potrebbero fornire indicazioni non solo sulle modalità di sviluppo di queste strutture minori, ma anche sull'evoluzione spazio-temporale del cuneo orogenico stesso. Le ricerche in tal senso non sono ancora sufficientemente sviluppate e possiamo qui di seguito solo sottolineare alcuni di questi caratteri distintivi, senza tentarne per ora una spiegazione adeguata:

- entro le marne di Monte Piano del margine sud-orientale della sinclinale Vetto Carpineti si intercala la lente della Formazione di Loiano, che non è presente nell'altra sinclinale.;

- nella sinclinale Canossa - Viano si trova, nella parte alta delle Marne di Antognola, la potente intercalazione di breccie di Canossa (MVT), la cui origine sembra individuabile nella destabilizzazione di unità ligure dalla zona frontale e laterale dell'embrice; nella sinclinale più meridionale l'orizzonte di breccie (MVT) è presente solo sotto forma di modeste sporadiche lenti; questo evento, come già sottolineato, sembra comunque rivestire un carattere più “regionale” degli altri qui citati;

- solo nella sinclinale meridionale si trova, al lato E, lo Strato di Cà di Lama (cl), intercalato al tetto delle Marne di Antognola;

- solo nella sinclinale meridionale è presente l'intercalazione di Arenarie di Carpineti (CTG₂) entro il Tripoli di Contignaco; le Arenarie di Villaprara (CTG₁), invece, rivestono indubbiamente un significato regionalmente più ampio;

- ancora nella sola sinclinale meridionale è rappresentata la Formazione di

Cigarellino (CIG), con la sua importante discordanza basale, che segue alla più volte citata "fase deformativa medio-miocenica", e con i significativi litosomi arenacei risedimentati delle Arenarie di Marola (CIG₄) e di Vetto (CIG₃); probabilmente l'assenza di questa formazione in corrispondenza dell'embrice di Canossa-Viano è da attribuirsi a processi erosivi piuttosto che a iato deposizionale.

Nell'area del Foglio manca la possibilità di leggere la storia alto serravallese-tortoniana del cuneo orogenico, perchè mancano i sedimenti di età corrispondente. Il Messiniano, come si è visto, vi è rappresentato solo sotto forma di una struttura intensamente tettonizzata: si perdono pertanto le evidenze stratigrafiche degli eventi regionali alto tortoniani ed intra-messiniani, che hanno certamente lasciato un'impronta deformativa sulle strutture del margine appenninico, ma che non è qui facile separare dalle deformazioni successive plioceniche e pleistoceniche (vedasi la parte orientale della sez.n.3).

Dopo la fase intra - messiniana sembra che le strutture frontali degli embrici interni (o almeno alcune di esse) vengano riutilizzate in regime distensivo, in seguito ad un processo di inversione negativa (vedi commento alle Sezioni Geologiche e Fig.7) che non sembra però aver riguardato il fronte pedeappenninico, dove il regime compressivo continua ad agire almeno fino al Pleistocene medio. Questa differenza di comportamento cinematico e di regime deformativo locale fra le zone frontali dei singoli embrici può trovare una spiegazione solo indagando con la sismica a riflessione sulle geometrie più profonde del substrato liguride e della sottostante copertura scollata toscano-umbro-marchide, che attualmente non conosciamo con sufficiente chiarezza.

VI - ASPETTI GEOMORFOLOGICI

(a cura di C. Tellini)

Gli aspetti geologico-strutturali che contraddistinguono l'area del Foglio 218 e che hanno una profonda influenza sulla sua evoluzione geomorfologica sono rappresentati, da un lato, dagli affioramenti dalle varie placche costituite dalle formazioni della successione epiligure, la più estesa delle quali è conosciuta in letteratura come "Sinclinale Vetto-Carpineti" (ROVERI, 1966; PAPANI, 1971), e dall'altro, dalle strutture frontali pedeappenniniche (associate all'"Unità Viano" AUCTT. e alla linea dei Gessi messiniani) poste trasversalmente al deflusso fluvio-torrentizio.

Nella maggior parte dei casi ne consegue un immediato contrasto morfologico fra le sovrastanti unità terziarie arenaceo-marnose e quelle mesozoiche, sottostanti o giustapposte alle prime per faglia, abbondantemente rappresentate da litotipi argillosi, talora ofiolitiferi, e flyschoidi intensamente tettonizzati e fratturati. Come verrà evidenziato in seguito, anche nell'ambito della successione epiligure la diversa resistenza dei litotipi alternanti e l'interposizione di "mélanges" sedimentari comporta un'analogo contrasto morfoselettivo.

I principali corsi d'acqua della zona, il T. Enza ed il F. Secchia, attraversano o lambiscono le placche epiliguri, i cui assi strutturali sono orientati in genere WNW-ESE e NNE-SSW, operando profonde incisioni che non sono sempre inquadrabili con certezza nel fenomeno di precedenza oppure di sovraimposizione. In qualche caso l'idrografia è indubbiamente legata a particolari situazioni di tettonica trasversale come, ad esempio, nel tratto ad andamento E-W del Secchia, impostato nei "Gessi" triassici, o il tratto pedecollinare dell'Enza (DE NARDO *et alii*, 1991). Per quanto concerne i corsi d'acqua minori, alcuni nasco-

no e si mantengono ai margini delle placche (come l'Atticola ed il Tassobbio), altri dopo avere impostato il loro bacino entro le placche stesse (come il Tresinaro ed il Crostolo) attraversano le formazioni liguri re incidendo i terreni epiliguri delle strutture marginali (es. l'Unità Viano”).

L'andamento dell'odierna rete idrografica e le evidenze paleoidrografiche testimoniano, comunque, la formidabile lotta per gli spartiacque avvenuta in questa parte del medio appennino reggiano che in qualche caso, come ad esempio nel bacino del T. Tassobbio di Vedriano, sembra essersi definita in tempi recentissimi (ANELLI, 1919).

La lunga evoluzione geomorfologica di questa zona, che inizia presumibilmente nel tardo Pliocene e prosegue nel Quaternario, da un lato, grazie alle litologie marnoso-arenacee affioranti al nucleo delle placche epiliguri, ha prodotto e mantenuto forme dei versanti piuttosto addolcite, e dall'altro ha accentuato l'energia del rilievo nelle formazioni argillose circostanti e nelle parti periferiche delle placche stesse, rispettivamente a causa del forte denudamento dei versanti e dell'erosione regressiva dei corsi d'acqua.

Tuttavia nella fascia dei terreni liguri facilmente erodibili, immediatamente a



Fig.8 - La superficie relitta di Selvapiana ricoperta da lembi di paleosuolo "lisciviato a pseudogley" dai toni giallastri.

monte della struttura di Viano, forse proprio in connessione ad una stasi del suo sollevamento tardo-quadernario, si sono preservate delle antiche ed ampie superfici di spianamento, che conservano in superficie del materiale eolico fortemente pedogenizzato: si tratta delle superfici relitte di Selvapiana e Pulpiano (BERNINI, CREMASCHI & TELLINI, 1980; CLERICI, 1988), testimoni, assieme ad altre rare forme residue, del ripetuto alternarsi delle condizioni climatiche quadernarie (fig. 8).

1. - OROGRAFIA

L'area considerata evidenzia una ridotta fascia altimetrica di tipo pedecollinare a nord ed una porzione più interna, occupante la maggior parte del Foglio, che si colloca nella media montagna appenninica.

Le massime elevazioni si raggiungono sul fianco meridionale della sinclinale Vetto-Carpineti dove domina, nel paesaggio circostante, la Pietra di Bismantova (1041 m s.l.m.), uno dei rilievi strutturali più singolari di tutto l'Appennino settentrionale. Poco più a nord si snoda la dorsale M. Valestra (936 m)-M. S. Vitale (863 m)-M. Fosola (986 m)-M. Gazzo (877 m) che si deprime presso Felina per poi risalire a Pietradura: essa deve la sua elevazione al fatto di essere costituita dalle arenarie basali della Formazione di Bismantova. Da Pietradura la dorsale si prolunga, discontinua, verso Castelnovo ne' Monti dove forma i rilievi di M. Castelletto (832 m) e di M. Berghinzone (853 m), al di là del T. Atticola.

L'elevazione media del fianco settentrionale della stessa sinclinale è inferiore di circa un centinaio di metri rispetto a quella del lato meridionale e attorno ai 750 m di quota si mantengono le dorsali tra Vetto e Castelnovo ne' Monti, con l'eccezione di M. Piano che raggiunge gli 876 m s.l.m. Nell'ambito della struttura sinclinalica la conca di Carpineti coincide sia con il basso morfologico relativo sia con la depressione strutturale. Anche la porzione di placca epiligure che da Casina si prolunga verso Canossa si mantiene su quote prossime ai 700 m, le quali, dopo i rilievi di M. Pulce - M. Barazzone (738 m) e M. Tesa (689 m), diminuiscono di valore ed anche di continuità poichè l'estensione del Gruppo di Bismantova si riduce in piccole placche isolate (es. Grassano e Carbognano) poggianti sulle Breccie di Canossa (MVT).

All'esterno delle dominanti placche epiligure, i principali rilievi competono alle formazioni del Flysch terziario di Monte Staffola (693 m) e del Flysch di Monte Cassio che forma la dorsale M. Lusino (558 m) - M. Duro (732 m) interrotta nella sua continuità dalle incisioni trasversali del T. Tresinaro, del T. Cesolla e del T. Crostolo.

2. - MORFOLOGIA STRUTTURALE

In alcune formazioni, seppure non frequentemente, si manifestano dei particolari aspetti di degradazione meteorica: ci si riferisce alle forme sferoidali di disgregazione delle arenarie grossolane di Ranzano o di Marola, oppure ai “Muri del Diavolo” formati dagli strati verticali del Flysch di Monte Cassio, dove le peliti più erodibili fanno risaltare i livelli calcareo-arenacei basali, oppure a forme simili a “tafoni” nei membri arenacei del Gruppo di Bismantova.

Date le peculiarità lito-strutturali dell'Appennino settentrionale, nella maggior parte dei casi separare le forme determinate dalla morfoselezione, ovvero lito-strutturali, da quelle (neo)tettoniche, non risulta agevole poichè i due fenomeni convivono strettamente legati; infatti la scansione temporale dei fenomeni di dislocazione non è così rapida da consentire la conservazione delle scarpate di faglia originali (anche per la scarsa resistenza delle litologie interessate) ma neppure così lenta da favorirne l'obliterazione, con formazione di evidenti scarpate di linea di faglia.

Le forme dovute all'erosione selettiva sono più evidenti dove maggiore è il contrasto di resistenza alla degradazione meteorica delle rocce in funzione delle attuali condizioni morfoclimatiche. Così, nella parte settentrionale del Foglio, le masse ofiolitiche di Rossena e dintorni spiccano dalle argille che le inglobano e la rupe di Canossa si erge maestosa sui calanchi sottostanti (fig. 9) così come le placche arenacee di M. Tesa, Grassano e Carbognano. Queste tre modeste alture hanno in comune la particolarità di essere dislocate da faglie, variamente orientate, lungo i cui piani subverticali sono risalite diapiricamente le Breccie argillose della Val Tiepido-Canossa, stratigraficamente sottostanti parecchie decine di metri alle arenarie basali del Gruppo di Bismantova, occupandone le conche sommitali: il fenomeno risulta particolarmente evidente in corrispondenza della vallecchia presso la cima del M. Tesa.

Un cospicuo risalto selettivo assume anche il Flysch di Monte Cassio della dorsale M. Lusino - M. Duro e particolarmente sul lato meridionale della struttura coincidente con l'importante faglia Canossa-S.Romano. In altre situazioni (presso Montata e il Monte) lo stesso flysch è talmente detritico da confondersi con la morfologia delle Argille varicolori sottostanti.

Scarpate tettoniche di chiara evidenza e gradini marcati da intrusioni di argille sono legati alla faglia Canossa-S.Romano nel settore nord-occidentale tra Paullo e M. Tesa: dai versanti occidentali di questo rilievo, per effetto di una faglia trasversale minore diretta circa N-S, si è originata la paleofrana di Casalino, paese sorto sui massi dislocati, costituiti da arenarie simili a quelle di Canossa.

Per quanto riguarda la placca epiligure di Vetto-Carpinetti, si possono evidenziare le seguenti particolarità morfostrutturali.



Fig. 9 - La successione della rupe di Canossa, oltre che costituire un ottimo esempio di selettività litologica, evidenzia le forme esasperate del dilavamento sull'unità argilloso-caotica delle Breccie di Canossa e sulle sottostanti Marne di Antognola (non visibili nella foto).

- tra Gombio e il T. Enza la morfologia del margine risente della piega rovesciata del T. Tassobio ed anche dell'alto strutturale di M. Staffola, attorno al quale la placca si conforma; dal punto di vista morfoselettivo nel bordo settentrionale emergono delle arenarie compatte canalizzate (M. Castellaro, M. la Battuta);

- negli alti strutturali trasversali alla placca (fasce del R. Maillo e di Casale-Croce a est della Pietra di Bismantova) la presenza di litologie argillose determina la formazione di conche morfologiche;

- sia nelle conche di Carpineti e Felina quanto nella zona di Tabiano si evidenziano delle valli sinclinali (fig. 10);

- sul lato meridionale la giacitura e le litologie più compatte e resistenti (Biocalcarenite della Pietra e altri tipi di arenaria) governano le scarpate dal M. Valestra al M. Castelletto e determinano la forma tabulare della Pietra di Bismantova e di un altro lembo calcarenitico (Cà di Viola).

La Pietra, il cui lato orientale coincide con una importante dislocazione, al suo interno conserva modesti gradini e strutture dovute a distensione che, solo nell'apice settentrionale, sono certamente legate a deformazioni gravitative profonde (CONTI & TOSATTI, 1994) (fig. 11).



Fig. 10 - La dolce morfologia delle Marne di Cigarellò nella conca di Felina contrasta morfologicamente con la dorsale arenacea di M. Fosola (sulla sinistra), con la sommità della collina della Torre (al centro), e con la struttura tabulare della Pietra di Bismantova (sullo sfondo).



Fig. 11 - Il profilo tabulare e fortemente selettivo della Pietra di Bismantova, ripresa da nord, in cui si evidenzia il settore settentrionale abbassato da faglie e da deformazioni gravitative profonde di versante.

3. - LE FORME DI DEGRADAZIONE DEI VERSANTI

Il modellamento prevalente dell'area in oggetto avviene sia mediante i consueti processi di denudamento che operano nel medio Appennino settentrionale nelle attuali condizioni climatiche, sia per l'attività antropica rivolta in particolare al reperimento delle risorse litoidi. Pertanto, il dilavamento per ruscellamento diffuso o concentrato delle superfici coltivate o affioranti, i processi franosi naturali o indotti dall'antropizzazione e l'approfondimento dei letti fluvio-torrentizi sono le cause principali della dinamica attuale dei versanti così come lo sono stati, fatta astrazione per la recente incidenza dell'uomo, anche nel passato.

L'efficacia del dilavamento nel depauperare il suolo esposto è nota da tempo; la massima intensità erosiva del ruscellamento concentrato è evidente nelle forme calanchive variamente concentrate nelle argille plioceniche ed ancor più in quelle che un tempo venivano dette "argille scagliose" e che ora trovano la loro precisazione in numerose unità terziarie e mesozoiche. Didattici, a tal proposito, sono i calanchi di Canossa, quelli presso Baiso e Pulpiano, del Rio delle Viole e del bacino del T. Lucenta (fig. 12).



Fig. 12 - Forme calanchive, presso Baiso (RE), dovute all'intenso dilavamento e colamento superficiale delle "Argille varicolori" e dei Mélanges terziari.

Buona parte della sinclinale Vetto-Carpineti è coperta da boschi cedui e da castagni (zona di Marola), ma al nucleo, favorita dalla litologia marnosa e dalla pendenza, si trova la zona maggiormente coltivata e perciò suscettibile di erosione da ruscellamento con relativo accumulo dei materiali fini nelle depressioni: le conche di Carpineti, di Felina (fig.10) e di Villaberza ne sono un esempio. Anche altri affioramenti marnosi non sono esenti da intenso ruscellamento che modella particolari forme d'erosione subcalanchive nei membri pelitici o caotici (*slumps*) delle Formazioni di Bismantova, di Ranzano e di Monte Piano.

Nelle plaghe argillose più acclivi una forma di dissesto superficiale, che colpisce i terreni incolti, riguarda la decorticazione del manto erboso; essa si manifesta, generalmente, dopo eventi meteorici significativi ed espone al dilavamento ed al franamento la roccia sottostante. L'esiguo suolo coperto da vegetazione erbacea si smembra e una corona di zolle erbose scivolano dal versante verso la testata delle zone calanchive favorendone l'ampliamento.

Da queste forme superficiali si passa progressivamente ai processi gravitativi sempre più profondi ed estesi, coinvolgenti masse con volumi sempre maggiori. Per gran parte dell'area in esame le frane hanno costituito e costituiscono tuttora il processo più importante di modellamento dei versanti. Per avere un'idea della loro incidenza sul territorio basti ricordare lo stato del dissesto nella tavola 218 SE - Carpineti (BERTOLINI in RER, 1994): su un'area di 148 Km² le frane presenti sono quasi un migliaio, di cui 800 attive, che occupano il 20% del territorio. Fra i 9 centri abitati dichiarati da consolidare, Baiso e Levizzano sono i paesi più a rischio e complessivamente circa 80 fabbricati presentano serie lesioni. Analoga situazione, almeno per quanto riguarda la percentuale di frequenza delle frane, presentano anche le tavole 218 NW - Ciano d'Enza- e 218 NE - Viano -.

In tempi non lontani alcuni eventi hanno lasciato nel paesaggio tracce permanenti e causato danni agli abitati; così la frana di Lupazzo scesa il 23.04.1960 chiuse il Secchia originando il lago di sbarramento di Cerredolo e la frana di Cerredolo, dell'inverno del 1939, distrusse quattro case, danneggiandone altre.

Sebbene in legenda non vi siano indicazioni dei tipi di frana cartografati, non è difficile supporre che la tipologia di frana prevalente sia la colata che, in effetti, si presenta tanto come fenomeno singolo, quanto come tipo di movimento prevalente nelle frane complesse; infatti colate e frane complesse sono la grande maggioranza (circa il 90%) mentre la restante percentuale riguarda scivolamenti e crolli. Questi ultimi sono diffusi sotto le ripide scarpate di M. Fosola e M. Valestra nonché attorno alla Pietra di Bismantova dove, soprattutto sul lato orientale, si innestano nelle colate sottostanti.

Un caso a parte rappresentano le deformazioni gravitative profonde di versante (D.G.P.V.), un tipo di dissesto gravitativo non molto diffuso nel nostro set-

tore di Appennino. Oltre che nel settore nord della Pietra di Bismantova, come già accennato, esso si riscontra, in via interpretativa, sotto il M. Valestra, vicino al paese omonimo, dove il versante appare interessato da una probabile deformazione gravitativa profonda di versante marcata da una trincea di distensione del corpo franoso, orientata in senso NE-SW. Nell'area di studio, questi fenomeni gravitativi non sono stati differenziati, in quanto la loro attribuzione avviene spesso su base interpretativa, e può essere verificata solo attraverso l'acquisizione di dati supplementari.

Per quanto riguarda la dinamica dei movimenti franosi essi sono stati distinti semplicemente in frane in evoluzione, cioè in atto, e frane quiescenti, vale a dire temporaneamente inattive, senza ulteriore specificazione cronologica del periodo di inattività. Fra le maggiori frane quiescenti della zona considerata, non esenti tuttavia dall'aver qualche parte della frana ancora attiva, da segnalare le frane di Bondolo, Cavola, Oca, Onfiano, Magliatica-Sarzana, Cà de Lanzi, Casale-Pregreffio e Casalino. Queste ultime due sono probabilmente le frane a più lunga inattività, anche se per quella di Casalino sono attualmente in atto movimenti nella zona di distacco.

In tempi recenti, a causa di un periodo di intense precipitazioni, avvenute specialmente nel biennio 1994-96, si è assistito, in molte zone dell'Appennino settentrionale, a numerose riattivazioni di frane quiescenti oppure a neoattivazioni. Anche in questa area si sono verificati numerosi inneschi, riattivazioni o accentuazioni di movimento che hanno recato ingenti danni a case, campi e infrastrutture. Fra le tante mobilizzate si ricordano le frane di Groppo, Vedriano, Valestra, Montalto, Casaletta, S. Romano e Cavola.

4. - LE FORME FLUVIO-TORRENTIZIE E ASPETTI EVOLUTIVI DELLA RETE IDROGRAFICA

Il T. Enza, nel settore occidentale del Foglio, ed il F. Secchia, in quello meridionale, sono i corsi d'acqua principali che governano il drenaggio della zona; nella restante parte, la rete idrografica è definita da alcuni importanti affluenti dell'uno o dell'altro corso d'acqua e dal T. Crostolo. Così una grossa porzione centrale di territorio è drenata dal Tassobbio, mentre lo spigolo nord-occidentale ricade nel bacino del Termina, e quello sud-occidentale nel bacino del T. Lonza, tutti affluenti dell'Enza; di pertinenza del Secchia sono l'esteso bacino del T. Tresinaro, del T. Lucenta e di altri torrenti di minore importanza.

Le forme fluvio-torrentizie più significative sono connesse alla dinamica dell'Olocene antico, recente ed attuale dei corsi d'acqua maggiori e alle diverse condizioni del loro regime nel Pleistocene.

Alle dinamiche più recenti si ricollega la conformazione dell'alveo, soprattutto per quanto riguarda le variazioni morfologiche di piena e le modalità d'erosione sul fondo e delle sponde. Al modellamento più recente ha pure contribuito l'attività di escavazione in alveo, ovvero sui versanti prossimi al fiume, dove la creazione di discariche ha mutato il tracciato del corso stesso. Per quanto riguarda il F. Secchia si rimanda al lavoro di BERTOLINI, (in RER, 1994) per le modificazioni d'alveo prodottesi nell'ultimo mezzo secolo.

In generale si può dire che la morfologia di dettaglio degli alvei del T. Enza e del F. Secchia, nell'ultimo quarto di secolo, è nettamente cambiata estendendo, in molti casi, i tratti in erosione laterale in rapporto al mutare delle sinuosità del canale principale. L'erosione del substrato in alveo si registra in un solo tratto del F. Secchia, presso Cà del Barcaiuolo (Lugo).

Alle condizioni più fredde del Pleistocene superiore sono legate le maggiori portate e, conseguentemente, i depositi alluvionali più imponenti, successivamente terrazzati nel Tardiglaciale e soprattutto nell'Olocene. I terrazzi alluvionali cartografati sono disposti secondo sei ordini di ripiani. Nel settore montano, che fungeva prevalentemente da tratto di passaggio dei materiali alluvionali, di questi terrazzi si hanno solo esigui resti, mentre sono ben conservati presso le zone apicali dei conoidi (es. presso Ciano d'Enza).

Altre forme erosive sono rappresentate dalle profonde incisioni trasversali prodotte dall'Enza nella stretta di Vetto e dal Crostolo e Tresinaro nell'attraversare il Flysch di Monte Cassio. Inoltre, numerose sono le vallecole a "V" che per erosione regressiva solcano la placca epiligure sino ad addentrarsi nella parte centrale; da notare che la dolce morfologia delle testate di queste vallecole, somigliante alle "dellen" di genesi periglaciale delle regioni nord-europee, contrasta con la marcata erosione della restante parte delle valli, favorita anche dal contrasto litologico fra i litotipi della placca e quelli del substrato, più erodibili.

Come già accennato, alcuni settori evidenziano una evoluzione della rete idrografica antica e molto complessa, ed in altri le modificazioni sembrano legate a vicissitudini geomorfologiche recenti. Una ricostruzione dell'evoluzione idrografica del reggiano è stata condotta da ANELLI (1919), che ipotizza un paleo-Secchia il quale doveva, un tempo, passare in corrispondenza di M. Carù, proseguire verso N-NE passando da Castelnovo ne' Monti, Costa Sabbione, Selvapiana e R. di Vico, confluire in un paleo-Enza presso Ciano. Riassumendo, secondo questa ipotesi, in un primo momento si ha la cattura dell'alta valle del paleo-Secchia ad opera di un affluente del Dolo, impostato nei Gessi triassici, e successivamente il progressivo smembramento in vari segmenti del tronco di paleo-Secchia ad andamento meridiano, con tratti che invertono la direzione del drenaggio: a sud versa il R. Dorgola, a nord versa il paleo-Tassobbio. Tuttavia, anche quest'ultimo ha breve vita poichè viene catturato da un torrente susseguente che da Compiano retrocede la sua testata nelle formazioni argillose. La

cattura determina una progressiva inversione del drenaggio e l'inizio di una serie di catture degli affluenti di destra del ramo decapitato, il R. di Leguigno e l'attuale alto Tassobbio. Alla fine il T. Tassobbio, che nasce presso Casina, mostra un primo tratto ad andamento N-S, poi devia a NNW verso Cortogno, indi si dirige verso Ariolo con un tratto E-W, poi scorre verso SSW e infine, dopo la confluenza del Maillo, versa nell'Enza riprendendo il primo tratto catturatore. A nord della Costa Sabbione rimane il R. Cerezzola e a nord di Rossena il R. di Vico.

Le tracce morfologiche di questa evoluzione idrografica si manifestano in diversi gomiti di cattura (Tassobbio-Maillo, Rio di Leguigno-Tassobbio), in alcune ampie selle (Castelnovo ne' Monti, Costa Sabbione, Casalecchio), in spianate interne antiche (Selvapiana) e valli tronche (M. Venere, vicino a Leguigno). Gli antichi depositi alluvionali residui sono rarissimi e insufficienti per avvalorare pienamente l'ipotesi di Anelli; tuttavia sul crinale di M. Carù è segnalato un piccolo lembo di ghiaie fluviali e forse di origine alluvionale è inoltre un ciottolo siliceo trovato sotto il loess pedogenizzato a Selvapiana (BERNINI *et al.*, 1980).

I segni visibili di una evoluzione idrografica recente sono testimoniati da catture di affluenti minori del Tassobbio, del T. Dorgola (che versa nel Secchia) e dell'Atticola. In particolare, il R. Predaria cattura la testata del R. di Soraggio versandola nel R. Beleo; presso la Pieve di Castelnovo ne' Monti la testata di un piccolo rio che si gettava nel R. Maillo è stata catturata dal R. Dorgola e, infine, una cattura sta avvenendo tra due piccoli rii sulle pendici occidentali di M. Berghinzone.

Anche il T. Tresinaro presenta alcune particolarità legate alla struttura geologica dei terreni in cui si è impostato ed alla sua evoluzione idrografica. Infatti, sempre secondo l'ipotesi di ANELLI, l'antico corso si avvaleva degli apporti del Secchiello e dell'alto Dolo nell'attraversare la sinclinale da La Gatta a Felina per poi proseguire secondo l'attuale tracciato. Nella parte alta, corrispondente alla conca di Felina, è rimasta una morfologia "relietta" ricca di vallecole con fondo a "U" aperto e scarsamente incisa, che appare decapitata, nei margini meridionale e occidentale, dall'erosione di testata degli affluenti del Secchia e dell'Enza. Nell'attraversare la sinclinale di Carpineti, il profilo longitudinale del Tresinaro evidenzia due brevi ma notevoli salti ove la pendenza si accentua bruscamente; ciò avviene in corrispondenza degli affioramenti dei membri arenacei del Gruppo di Bismantova. A valle dei due gradini l'incisione dei collettori affluenti al Tresinaro delinea un panorama profondamente inciso da vallecole a "V" stretto, alcune delle quali sono decisamente asimmetriche a causa della giacitura della stratificazione.

Tracce di antichi percorsi torrentizi, riscontrabili a varie quote all'interno della sinclinale di Carpineti, sono rappresentate da alcuni tratti di valle sospesa

(zona di Pantano, Giandeto, Pignedolo) e da un piccolo meandro incassato abbandonato. Ma il tracciato più singolare del settore nord-orientale è la grande sinuosità attuale che aggira il Castello di Viano e che deriva dalla cattura del Tresinaro stesso da parte di un affluente susseguente del R. delle Viole (ANELLI, 1919).

5. - IL CARSISMO

In questa parte dell'Appennino il fenomeno carsico è abbastanza ridotto e limitato alle arenarie calcaree del Gruppo di Bismantova nella zona di M. Valestra dove sono presenti nove cavità, alcune di origine tettonica e a sviluppo verticale, come ad esempio la Grotta Malavolti, altre a sviluppo orizzontale, come la Grotta delle stalattiti.

Nel settore nord-orientale del foglio, da Vezzano sul Crostolo al Castello di Borzano, affiorano i "Gessi" messiniani ed in essi si trovano forme paracarsiche ed una rete idrica sotterranea che trae origine dalle doline e dai torrenti che attraversano i gessi stessi. Fra le cavità più significative si segnala la Tana della Mussina, a ovest del Castello di Borzano, di interesse paleontologico, quale monumento eneolitico di probabile significato sepolcrale, e la Tana di Varina, sita un paio di chilometri a est di Vezzano. La depressione più conosciuta della zona è la dolina di Ca' Mozzone, di fronte a Vezzano.

6. - LE TESTIMONIANZE DELL'AMBIENTE PERIGLACIALE

Com'è noto, sul crinale appenninico, si crearono nel Pleistocene superiore le condizioni per l'accumulo di masse glaciali che, nei casi più favorevoli, diedero origine a dei ghiacciai vallivi composti. Le maggiori aree glaciali prossime alla zona del Foglio 218 erano attestate sulla Catena del M. Cusna, sul rilievo Casarola - Alpe di Succiso, nell'alta Val Liocca e nella Val Cedra. Tutt'attorno, per un intervallo altimetrico di circa un migliaio di metri al di sotto del limite nivale della massima espansione glaciale appenninica, attestato a circa 1300-1350 m di altitudine, operavano gli agenti ed i processi dell'ambiente periglaciale (GR.RIC.GEOMORFOLOGIA-CNR, 1982). Favoriti dalla scarsa protezione fornita dalla vegetazione, crioclastismo e solifluzione erano i processi che maggiormente producevano e mobilizzavano i detriti di versante. Alcuni lembi di detriti di falda sono ancora presenti alla base della dorsale M. Valestra- M. Fosola, mentre le testimonianze di antiche colate di geliflusso sono cartografate tutt'attorno alla Pietra di Bismantova, nei versanti meridionali di M. della Tana e nella conca di Felina.

Le particolarità di questi depositi sono quelle di:

- a) avere una tessitura eterometrica costituita da crioclasti di arenaria o bio-

calcarenite (litologicamente inconfondibili) spesso appiattiti, in matrice pelitico-sabbiosa;

b) mostrare, talora, delle strutture di rimaneggiamento da acqua incanalata;

c) presentare inversione del rilievo ed essere ubicati su dorsali che non si raccordano morfologicamente con l'area sorgente dei detriti.

Non si può escludere che anche qualche grande blocco di biocalcarenite della Pietra di Bismantova derivi da crioclastismo; tuttavia il crollo dei massi dalla rupe sembra legato più alle sue caratteristiche strutturali (stato di fratturazione) e alla degradazione meteorica della roccia lungo le fessure; tra le cause scatenanti di tali crolli sono significativi gli scuotimenti da terremoto, non infrequenti in questa regione montana. Anche la forma stessa del rilievo può essere motivo di esaltazione delle accelerazioni sismiche.

7. - INCIDENZA MORFOLOGICA DELL'ATTIVITÀ ANTROPICA

Negli ultimi trent'anni la morfologia del versante sinistro del tratto medio della Val Secchia, in particolare fra gli abitati di Vesallo, Poiatica e Bebbio, del settore mediano della Val Tresinaro, dell'alta valle del T. Lucenta, della vallecola sottostante S. Giovanni di Querciola e dell'alto Rio delle Viole, è stata profondamente modificata dall'escavazione a cielo aperto di materiali inerti da parte dell'uomo. L'attività principale è stata rivolta al reperimento di argille marnose e argille varicolori per l'industria della ceramica ed ha avuto la massima espansione a cavallo degli anni '80-'90. L'attuale fase di contrazione della richiesta ed il cambiamento dei cicli produttivi dell'industria ceramica ha determinato l'abbandono di molte cave, alcune delle quali sono utilizzate come sede di discariche di rifiuti solidi urbani.

Le forme più appariscenti dovute a questa attività sono osservabili nei grandi squarci di cava gradonati o nelle profonde fosse. Sui versanti si sono innescate frane e gli accumuli dei materiali di risulta hanno spesso originato delle colate di terra, oppure, se dislocati in area golenale, hanno influenzato il tracciato del corso fluviale (come ad es. il fiume Secchia).

L'unica variazione morfologica significativa in alveo si verifica presso la confluenza Secchia-Secchiello, dove negli ultimi decenni si è attuata l'escavazione di materiale ghiaioso alluvionale, ora in via di esaurimento, e dove opera un frantoio.

8. - PARTICOLARITÀ GEOMORFOLOGICHE

A manifestazioni endogene particolari (pseudovulcaniche), legate alla risali-

ta di fanghi freddi, contenenti fluidi gassosi ed acqua salsa, lungo fessure connesse ai piani dei *thrusts* frontali pedeappenninici, si deve la formazione di vulcanelli di fango presso le località di Regnano e Casola-Querciola (fig. 13).

Attualmente a Regnano i vulcanelli hanno un'altezza inferiore ai due metri, mentre durante il secolo XIX (1873) erano alti circa 7 m e qualche secolo addietro dovevano presentare maggiori dimensioni e una più intensa attività, con eruzioni pericolose per le vicine abitazioni a causa del lancio in aria di fango e pesanti frammenti litoidi. Infatti, importanti fasi parossistiche sono segnalate nel 1754, 1772 e 1880 e ad esse sono presumibilmente da attribuire i prodotti che hanno ricoperto il versante orientale da Regnano a Paulli.

Ancora maggiori dovevano essere le dimensioni dei vulcanelli di Regnano qualche millennio fa, dato che la loro elevazione, superando l'attuale spartiacque, consentiva alle colate di ricoprire anche il versante occidentale drenato dal R. Cesolla. Di tali antiche colate oggi restano alcuni lembi residui esposti dalle arature ed evidenziati dalla natura litologica estranea al tipo di substrato geologico su cui poggiano.



Fig. 13 - L'attuale conformazione dei vulcanelli di fango di Regnano (RE) non supera i due metri di altezza; il loro aspetto varia nel tempo; infatti l'altezza degrada quando diminuisce l'attività lutivoma e prevale il dilavamento.

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA

1. - LE ATTIVITÀ ESTRATTIVE (a cura di L.Vernia)

Nell'area compresa nel F. 218 sono parecchie le rocce utilizzate per uso industriale ed edilizio; in particolare i materiali argillosi delle valli del F. Secchia e T. Tresinaro vengono ampiamente coltivate per la produzione delle ceramiche e dei laterizi del polo industriale compreso tra Sassuolo e Scandiano che si trova allo sbocco delle valli e quindi poco al di fuori dell'area del Foglio 218.

Le cave di argilla più importanti si trovano nel comprensorio del Rio Dorgola, tributario di sinistra del Secchia, ubicato sul versante sud-orientale della dorsale M.Valestra-M.S.Vitale-Castello di Carpineti. In queste località vengono estratte argille varicolori provenienti sia dalle AVV che dai mélanges sedimentari costituiti prevalentemente da AVV rimaneggiate. Le argille varicolori, in genere a basso contenuto di carbonato di calcio, vengono utilizzate per la produzione del grés, costituente la base delle piastrelle (in gergo "biscotto"). Invece la più moderna produzione del "monocotto", esige argille ad un più alto tenore carbonatico, per cui risultano particolarmente adatte le argille provenienti dalla Formazione di Monte Piano, dal membro pelitico della Formazione di Ranzano, assai diffuso e potente nella zona, e il Membro pelitico della Formazione di Antognola. Cave di argille di questo tipo si trovano anche nel Rio Lucenta, tra Valestra e Baiso, e nella valle del Tresinaro, nell'area M. Corvo Pianellina presso Castagneto, in destra idrografica, mentre in sinistra si trovano importanti cave nel circondario di S. Giovanni di Querciola e nell'area compresa tra Mazzalasio e Rondinara di Viano.

Anche le argille plioceniche della F. di Lugagnano sono state utilizzate in

passato per la produzione di laterizi; in particolare nella zona di Vezzano sul Crostolo, al margine nord del foglio, si nota ancora una cava abbandonata che sfruttava queste argille.

L'industria ceramica esige anche grandi quantità di correttivi ed in particolare di sabbie feldspatiche: nell'area del foglio esiste un importante giacimento di questo materiale, rappresentato dallo strato di Ca' di Lama presso il Molino delle Noci in Val Tresinaro, due chilometri a valle di Cigarello. Questo strato, dello spessore di 5-6 metri ed affiorante per 200-300 metri, fa parte della F. di Antognola ed è stato in gran parte sfruttato, sicchè una ulteriore estrazione esigerebbe una coltivazione in galleria.

Un litotipo di particolare interesse industriale è rappresentato dalle evaporiti messiniane in particolare dal gesso selenitico, che affiora in maniera non continua da Vezzano sul Crostolo a Mazzalasio, nell'angolo nord-orientale del foglio. L'attività estrattiva più intensa è stata effettuata a Vezzano sul Crostolo, nella nota cava del Monte del Gesso, presso il quale si trova anche lo stabilimento di lavorazione, dove venivano portati anche i prodotti di altre cave situate in destra Crostolo e nella Valle del T. Campola. Dopo uno sfruttamento a cielo aperto, il gesso è stato scavato anche in galleria, poi, per ragioni di sicurezza e di tutela dell'ambiente, la coltivazione è stata fermata; poi vi è stata una ripresa dei lavori, vista la grande richiesta di questo prodotto e la comoda posizione sia delle cave che dello stabilimento, assai prossimi alla pianura ed alle grandi vie di comunicazione.

Altre cave e gessiere abbandonate si trovano a sud-est di Vezzano, lungo la strada che da Albinea sale al Cavazzone (località le Croci) ed inoltre presso gli abitati di Borzano e Mazzalasio.

Tra i materiali litoidi maggiormente utilizzati nella media montagna reggiana vanno segnalate le numerose arenarie, con le quali sono stati prodotti i conci per la costruzione dei fabbricati rustici. Le arenarie maggiormente utilizzate derivano dalle formazioni mioceniche del Gruppo di Bismantova. Tra di esse vanno segnalate le arenarie torbiditiche del Membro di Vetto della F. di Cigarello: estratte da cave di prestito o direttamente dai depositi di versante, esse hanno costituito un importante approvvigionamento sin dal Medio Evo e, insieme con le arenarie di Marola, sono state utilizzate per la costruzione delle Pievi Romaniche ed dei castelli dell'area Matildica; infatti offrono buone caratteristiche fisico-meccaniche, sono facilmente lavorabili e presentano colori molto caldi che variano dal grigio chiaro al nocciola chiaro con frequenti patine ocracee. Ancora oggi nell'area di Vetto, Sole, Tissolo e Scurano si trovano artigiani cavaatori che lavorano queste pietre, molto richieste per costruire caminetti, facciate faccia-a-vista, pilastri e opere rustiche, pietre tombali.

Sulle arenarie di Vetto sono state eseguite prove fisico-meccaniche che hanno dato i seguenti risultati (BARGOSI & VERNIA, dati inediti):

Prova di usura al tribometro: resistenza all'usura dopo 500 m= 3,540 mm; dopo 1000 m= 7,050 (campione di riferimento granito di S.Fidelino dopo 500 m= 1,750; dopo 1000m= 3,510).

Coefficiente di usura delle arenarie di Vetto= 0,50.

Porosità della roccia=1,81 %

Prove di compressione su cubetti di cm 7,1 di lato:

Carico unitario di rottura: su provini secchi (media)= 1648 kg/cm²

su provini saturi (media)= 1232 kg/cm²

su provini sottoposti a ciclo di gelività (media)
= 1412 kg/cm²

Questi valori risultano tra i più alti tra i litotipi arenacei dell'Appennino; sottoposti a cicli di gelività, i provini hanno subito una diminuzione del 14,3% e quindi vanno considerati non gelivi.

Resistenza alla flessione: eseguita su travetti cm 20,1 x 10,2 x 5,1, ha dato valori medi di 236,5 kg/cm².

Prova di trazione indiretta su cilindri di Ø= 5 cm; h= 5,1 (Brasiliana):
carico unitario= 93,4 kg/cm².

In base a questi risultati l'arenaria di Vetto risulta particolarmente adatta ad un impiego come pietra concia da costruzione, in quanto roccia non geliva e con caratteristiche fisico-meccaniche inquadabili nella media delle arenarie dell'Appennino.

In ambito locale sono state e sono ancora utilizzate le arenarie provenienti dalla F. di Pantano (arenarie del M. Valestra e del M. Predale di S. Giovanni di Querciola) e dalla Formazione di Contignaco, in particolare le arenarie di Villaprara e del Castello di Carpineti.

Per quel che riguarda le rocce utilizzate per la produzione di inerti (sabbie, ghiaie, pietrischi) questo settore dell'Appennino offre modeste possibilità, se confrontato con i settori adiacenti. Ad esempio le rocce ofiolitiche (ampiamente coltivate in provincia di Parma) sono scarse e distribuite in piccoli affioramenti. Nel passato sono stati ampiamente coltivati i vasti affioramenti di basalti in pillow di Rossena, utilizzati per la produzione di brecce per manto stradale e per massicciate ferroviarie; esistono, ancora ben visibili, ampie cave abbandonate nell'affioramento di Campotrera ed una piccola cava fu impostata anche nell'affioramento della Guardiola di Rossenella; oggi questa cava rappresenta uno splendido geotopo, nel quale si possono descrivere ed ammirare le tipiche forme di raffreddamento dei basalti oceanici. L'area circostante Rossena è oggi soggetta a vincolo di tutela paesaggistica e quindi è impensabile la ripresa di una attività estrattiva.

Per quel che riguarda le sabbie ed i conglomerati sono state rinvenute piccole cave di prestito anche nel Membro arenaceo-conglomeratico della F. di Ranzano. In alcune località (Pecorile, Montalto, Fondiano, Bergogno, Paderna)

i locali hanno estratto modeste quantità di inerte, raccogliendo lo sfaticcio superficiale il cui spessore non supera mai 1-2 metri; in profondità la roccia diventa assai più coerente e quindi difficile da coltivare con mezzi manuali. Tuttavia la particolare composizione di questo sedimento, ricco di rocce cristalline, di ofioliti e di selci, ha attirato l'attenzione dei cavaatori ed è stata proposta una estrazione su scala industriale nella zona di Paderna, che ha trovato però l'opposizione degli ambientalisti.

La maggior parte degli inerti viene perciò ancora estratta dagli alvei fluviali e da cave extra alveo dei corsi d'acqua principali, vale a dire il Secchia e l'Enza.

Nel Secchia esiste un frantoio attivo nella zona di Gatta, alla confluenza con il T. Secchiello, mentre nell'Enza i tratti di coltivazione e di lavorazione degli inerti si trovano tra Compiano e Vetto e tra Ciano e Cerezzola.

2. - RISCHI NATURALI (a cura di C. Tellini e L. Vernia)

L'area compresa nel F. 218, come la maggior parte delle zone del medio-alto Appennino, è soggetta a due importanti rischi naturali, il *rischio sismico* ed il *rischio idrogeologico*.

Per quel che riguarda il *rischio sismico*, il medio Appennino Reggiano risente della elevata sismicità delle zone situate oltre il crinale, in particolare in Lunigiana e Garfagnana, che anche in tempi recenti sono state colpite da terremoti di elevata magnitudo. Nel 1920, ad esempio, un sisma del X grado della scala Mercalli, con epicentro a Fivizzano (Lunigiana), fece sentire i suoi effetti distruttivi anche nel versante padano, generando crolli di edifici e morti nei paesi di Collagna, Ligonchio e Ospitaletto, che si trovano immediatamente al di fuori dell'area del foglio. Tra l'altro la scossa rimobilizzò i depositi glaciali di Febbio, nell'alta Val d'Asta, con danni agli edifici. Per effetto di questa pericolosità gran parte delle aree del medio Appennino Reggiano, in particolare quelle che si trovano a sud della fascia Vetto, Casina, Carpineti, sono state classificate come soggette a rischio sismico di II categoria.

Anche i rilievi abrupti o a morfologia rupestre (come il M. Valestra o la Pietra di Bismantova), generalmente caratterizzati da intensa fratturazione, possono risentire, a lungo termine, degli effetti generati dagli scuotimenti da terremoto, favorendo frane di crollo pericolose per le aree immediatamente circostanti.

Non bisogna trascurare, inoltre, anche l'attività sismica del margine appenninico legata alle strutture tettoniche del PTF (Pedeappenninic Thrust Front) ed ai suoi svincoli laterali (linea della bassa Val d'Enza), la quale di recente (anni 1983-1987) ha dato origine a sismi del VI-VII grado che hanno arrecato danni ad edifici e chiese e che nel passato ha causato terremoti nella fascia pedecolli-

nare. Infatti, nel 1501 si è verificato un terremoto del IX grado, con epicentro Sassuolo-Maranello, che nel settore nord-est del foglio (comune di Albinea) si è manifestato con una intensità del VI-VII grado Mercalli (SERVA, 1990).

Per quanto riguarda il *rischio idrogeologico* esso coinvolge sia i processi di denudamento che si sviluppano sui versanti, sia la dinamica fluvio-torrentizia particolarmente attiva a seguito di periodi di intensa precipitazione; ovviamente le modificazioni sui versanti si riflettono nei cambiamenti della morfologia dell'alveo in funzione del rapporto erosione-sedimentazione, del carico solido, dei fenomeni di sbarramento per frana (come ad esempio l'evento del 1960 con formazione del lago di Cerredolo), ecc., e viceversa, fasi di erosione o di sedimentazione in alveo si traducono in riattivazione o quiescenza dei processi al piede dei versanti.

Il rischio da frana è diffuso nella maggior parte dell'area e nel par. VI-3 ne è stata sintetizzata l'incidenza, rimarcando che tali dissesti non solo sconvolgono le coltivazioni o i boschi di parti di versante, molto spesso poi abbandonate all'evoluzione naturale del fenomeno, ma coinvolgono anche la viabilità, la rete acquedottistica, le case e nuclei abitati. Inoltre non bisogna trascurare, almeno a livello locale, l'incidenza dell'attività antropica (vedi par. VI-7) nella degradazione e nel denudamento dei versanti mediante il ruscellamento, l'innesco di movimenti gravitativi e conseguenti variazioni morfologiche degli alvei, specialmente della rete idrografica minore.

Nel breve periodo, a prescindere dalle sfavorevoli condizioni lito-strutturali alla base del fenomeno, uno dei principali motivi di attivazione o riattivazione delle frane riguarda le precipitazioni intense, quale causa dell'aumento delle pressioni interstiziali nella massa detritica o rocciosa e della conseguente diminuzione delle caratteristiche fisico-meccaniche dei materiali; nel lungo periodo, specialmente per le grandi frane quiescenti, l'incidenza del "weathering" sulle rocce e sui minerali per effetto delle variazioni climatiche, associato agli effetti di scosse sismiche, anche di modeste entità, possono rappresentare le principali cause di evoluzione e/o riattivazione.

Per quanto riguarda il rischio di esondazione fluviale, tale pericolo investe le aree golenali dei due principali corsi d'acqua, il F. Secchia e il T. Enza, mentre per i corsi di minore importanza quali il Crostolo, il Tassobbio, il Tresinaro, ecc., l'attività prevalente è quella erosiva. La possibilità che le aree golenali, localmente soggette a coltivazione e attività produttive, siano oggetto di esondazione è legata al verificarsi di eventi meteorici eccezionali oppure a sbarramento di un corpo di frana, fenomeno quest'ultimo manifestatosi recentemente, oltre che nel Secchia anche nell'Enza, in occasione della frana di Carazeto, presso Cerezzola, avvenuta nella primavera del 1960.

Occorre peraltro segnalare che, da parte di tutti i corsi d'acqua della zona, i

fenomeni di esondazione aumentano e, localmente, diventano comuni nei tratti di media e bassa pianura; pertanto, all'uso, si è provveduto a ridurre il pericolo laminando le piene mediante la costruzione di casse d'espansione nei tratti di sbocco in pianura.

PROGETTO
CARGO

APPENDICE 1**CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO**

(a cura di M.T. De Nardo)

1. - INTRODUZIONE

La Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a 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 in questo foglio geologico.

Questi gli argomenti trattati:

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



2. - PIANIFICAZIONE TERRITORIALE

Per avere un riferimento (ormai “storico”) dal punto di vista normativo, si può partire dalla legge regionale (in seguito, L.R.) n.47 del 7-12-78 “Tutela e uso del territorio”, che descriveva la pianificazione territoriale come attuata 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. 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.

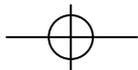
Nella già citata L.R. 47/78 sono contenuti specifici riferimenti circa l’acquisizione di dati geologici sul territorio, finalizzati alla determinazione di “zone di tutela” (art. 33 sulle aree soggette a dissesto idrogeologico). Tale filosofia è sviluppata successivamente nella formulazione del Piano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

La successiva legge dello Stato sulla difesa del suolo (183/89) ha dato ulteriormente impulso alla pianificazione di livello regionale; questa si è recentemente concretizzata con l’adozione di importanti piani-stralcio, quali i Piani per l’Assetto Idrogeologico (PAI) formulati da Autorità di Bacino dei fiumi Po, Reno e Marecchia-Conca.

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. A questa esigenza, nuovo impulso è stato dato



dalla recente normativa nazionale sulle acque (dlgs 152/99 e successive integrazioni); i piani delle attività estrattive di ambito provinciale e comunale, regolamentate dalla L.R. n.13 del 2-5-78, sostituita 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 alla 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 L.R. n.6 del 30-1-95 ha delegato 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. La maggior parte delle province ha predisposto e adottato i rispettivi PTCP in un arco di tempo compreso tra il 1998 e il 2000.

Si è indicata la L.R. 47/78 come riferimento "storico", in quanto recentemente sostituita dalla nuova legge urbanistica n. 20 del 24-3-2000 "disciplina generale sulla tutela e uso del territorio", che ridefinisce gli strumenti e contenuti della pianificazione nei livelli regionale (PTR e sua parte tematica sui valori paesaggistici, ambientali e culturali, data dal PTPR), provinciale (PTCP) e comunale, ridefinendone le relazioni ed evidenziando come la pianificazione subordinata osservi e dia attuazione a prescrizioni, direttive, indirizzi, indicazioni sugli approfondimenti contenuti nei piani sovraordinati, i quali sono a loro volta coordinati dagli strumenti di contenuto generale.

Alla formazione degli strumenti di pianificazione territoriale e urbanistica concorrono sia la creazione di un quadro conoscitivo che il monitoraggio e il bilancio degli effetti sul territorio conseguenti all'attuazione dei piani; ad entrambe le azioni, previste dalla L.R. 20/2000 contribuiranno anche le conoscenze di tipo geologico.

Tra le novità introdotte dalla nuova legge urbanistica, si ricorda come a livello comunale siano individuati uno strumento di pianificazione urbanistica generale (Piano strutturale, PSC) e uno strumento urbanistico che precisa e disciplina gli interventi sul territorio (Piano Operativo, POC), valido cinque anni.

Ulteriori e più dettagliate informazioni sulla normativa e stato della pianificazione territoriale si possono trovare sul sito www.regione.emilia-romagna.it, alla voce "urbanistica".



2.1. - IL PIANO TERRITORIALE PAESISTICO REGIONALE

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

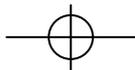
Il PTPR deriva dalle disposizioni della legge 431/85 in materia di pianificazione regionale ed è costituito da una raccolta di cartografie di riferimento a scala 1:25.000 e relativa normativa. Sono individuate aree di tutela specifiche (perimetrare nelle tavole di riferimento), regolamentate da articoli 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 delle 48 tavole della carta del dissesto allegata al PTPR. Essendo quest'ultima una carta (di buon livello) essenzialmente fotointerpretata, dal confronto con la cartografia derivata dal rilevamento di campagna si riscontra un aumento del numero dei corpi di frana rappresentati, in conseguenza del diverso metodo utilizzato che ha permesso di migliorare i criteri di perimetrazione delle relative zone di tutela e di risolvere localmente situazioni di ambiguità. La carta tematica così ottenuta, a scala 1:25.000, è stata pubblicata dall'Ufficio geologico regionale nel 1996, con il titolo di "Inventario del dissesto" (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1996). Quest'ultima è stata oltretutto uno dei documenti utilizzati per le analisi territoriali sul dissesto, a corredo degli strumenti di pianificazione territoriali di livello provinciale (PTCP).

Rimane aperto il problema della revisione, su base finalmente idromorfologica-idraulica, delle fasce di tutela fluviale regolamentate dall'art.17 e perimetrare nelle 47 tavole della prima serie allegata al PTPR. Si consideri, a tale proposito, la zonazione predisposta dall'Autorità di Bacino del fiume Po nel gen-



naio '96 e divenuta operativa come Piano Stralcio delle Fasce Fluviali (PSFF), approvato nel 1997; tale zonazione è stata (o verrà) recepita e sviluppata dai Piani Territoriali di Coordinamento delle Province ricadenti in questo ambito (Piacenza, Parma, Reggio Emilia, Modena).

2.2. - GESTIONE DEL VINCOLI 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; con la L.R. 3/99 la gestione del vincolo idrogeologico, in particolare, è stata oggetto di delega alle Comunità Montane e ai Comuni.

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", a cura dell'Ordine dei Geologi della REGIONE EMILIA-ROMAGNA, (1995).

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

Considerando la sola Provincia di Reggio Emilia, nella quale è compresa la maggior parte dell'area del foglio 218, i Comuni classificati sismici in base alla suddetta normativa sono Busana, Castelnovo ne' Monti, Collagna, Ligonchio, Ramiseto, Toano, Vetto, Villa Minozzo.

3. - 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 cave (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. E' 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 Ambiente e Difesa del Suolo (Via dei Mille, 21 Bologna). 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 1989-1993)

<i>Ghiaia e sabbia alluvionali</i>	<i>Arenaria</i>
1989 14 (34.1%)	1989 0
1990 9 (24.3%)	1990 0
1991 10 (26.3)	1991 1 (3.3%)
1992 4 (13.3%)	1992 0
1993 0	1993 0
<i>Sabbia di monte</i>	<i>Ofiolite</i>
1989 4 (9.7%)	1989 1 (2.4%)
1990 4 (10.8%)	1990 1 (2.7%)
1991 4 (10.5%)	1991 1 (2.6%)
1992 3 (10.0%)	1992 1 (3.3%)
1993 0	1993 0
<i>Argilla</i>	<i>Gesso</i>
1989 20 (48.7%)	1989 2 (4.8%)
1990 21 (56.7%)	1990 2 (5.4%)
1991 22 (57.8%)	1991 1 (2.6%)
1992 20 (66.6%)	1992 1 (3.3%)
1993 0	1993 0

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 1993 n.0

Relativamente al foglio 218, la banca dati regionale (aggiornata al 1996) riporta le cave delle località Rio Giorgella (sez. 218080, estr. argilla, attiva);

Castagneto (sez. 218110, estr. argilla, attiva); Ca' Talami (sez. 218120, estr. argilla, attiva); Debbia (sez. 216160, estr. argilla, attiva); Pianella (sez. 218110, estr. argilla, attiva); casa Bassoni (sez. 218150, estr. argilla, esaurita e non sistemata); S. Caterina (sez. 218150, estr. argilla, attiva); Dorgola (sez. 218150, estr. argilla, esaurita e in corso di sistemazione); Boccadello di Dorgola (sez. 218150, estr. argilla, attiva); Casa Lanzi (sez. 218150, estr. argilla, esaurita e in corso di sistemazione); Quercioli (sez. 218150, estr. argilla, sospesa); Molino Canevarola di Dorgola (sez. 218150, estr. argilla, attiva); le Salde di Dorgola (sez. 218150, estr. argilla, esaurita e sistemata); Poiatica di Dorgola (sez. 218150, estr. argilla, attiva); Lovaro di Dorgola (sez. 218150, estr. argilla, attiva); Vigne di Dorgola (sez. 218150, estr. argilla, esaurita e in corso di sistemazione); Colombaia (sez. 218150, estr. argilla, attiva); le Salde di Ca' Carletto (sez. 218150, estr. argilla, esaurita e sistemata); Boscaccio di Ca' Carletto (sez. 218150, estr. argilla, attiva); Braglie di Dorgola (sez. 218150, estr. argilla, attiva); Rio Barberini di Roteaglia (sez. 218120, estr. argilla, sospesa); Oca di Cavola (sez. 218150, estr. argilla, sospesa); San Siro (sez. 218080, estr. argilla, sospesa); Isola (sez. 218040, estr. argilla, sospesa); Monte Bergola (sez. 218080, estr. argilla, sospesa); Spilamborchia (sez. 218080, estr. ghiaia e sabbia alluvionale, sospesa).

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

4. - VALUTAZIONE DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO

L'Appennino emiliano-romagnolo è particolarmente interessato dal dissesto (determinato da frane e da 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 218 i centri abitati instabili (sia dichiarati da consolidare che censiti come dissestati) sono i seguenti:

Comune di Baiso: Baiso, (Borgonuovo), Levizzano

Comune di Carpineti: Cà dei lanzi, Savognatica, Villaprara, Costaiatica, Velluciana

Comune di Castenovo ne' Monti: capoluogo

Comune di Ciano-Canossa: capoluogo

Comune di Viano: Cà dei Pazzi, Carbonaso

In ambito regionale, una delle principali cause predisponenti si identifica nella diffusione areale delle formazioni argillose: principalmente delle unità che presentano aspetto caotico (blocchi litici in argillite caratterizzata da “scagliosità”) e secondariamente da alcune facies torbiditiche pelitico-arenacee. Entrambe sono ben rappresentate nell’area del foglio 218, dove le frane possono interessare estensioni anche maggiori del 20-30% dell’area di affioramento di queste formazioni (valore medio stimato a scala regionale).

(segue tabella riassuntiva sulla propensione al dissesto delle formazioni cartografate nel foglio 218, vedi oltre)

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.

4.1. - VALUTAZIONE QUALITATIVA DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO DELLE UNITÀ AFFIORANTI NELL’ AREA DEL FOGLIO 218

Le formazioni affioranti nell’area del Foglio 218 si possono suddividere in raggruppamenti, sulla base di una stima qualitativa della loro propensione al dissesto. E’ stata seguita la metodologia proposta nella “Carta del Dissesto Geologico Attuale - 218SE-Carpinetti” (BERTOLINI, 1994). Il criterio (semplificativo) utilizzato è quello litologico, mediato da una speditiva valutazione delle aree complessivamente occupate da accumuli franosi. Sono stati individuati quattro gruppi (A-B-C-D) con crescente propensione al dissesto, che risulta massima per le unità comprese nel gruppo D.

Tale classificazione applicata alle formazioni affioranti nell’area del Foglio 218 ha permesso di individuare i raggruppamenti qui di seguito riportati (ciascun elenco segue quanto possibile l’ordine stratigrafico, altrimenti quello cronologico).

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 dalle caratteristiche di stratificazione e fratturazione, che localmente possono determinare situazioni critiche (frammenti per crollo).

Sabbie di Montericco, SMO e depositi alluvionali antichi

Formazione di Cigarello, CIG (localmente, in presenza di facies particolar-

mente pelitiche, può essere classificata nel gruppo B)

Formazione di Pantano, PAT

Formazione di Contignaco, CTG

Formazione di Antognola, membri di Fola ANT₆, Iatica ANT₅ e strato di Cà di Lama (cl)

Formazione di Ranzano, membri di Varano dei Melegari RAN₃ (escluse litozone caotiche) e Val Pessola RAN₂

Lente della Formazione di Loiano, LOI

Corpi granitici ed ofiolitici s.l.

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.

Argille di Lugagnano, LUG

Formazione del Termina, TER

Formazione di Antognola, ANT, in facies marnosa

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 in tal modo mobilizzazioni di spessori anche elevati di ciascuna formazione. Presenti anche scorrimenti superficiali, a carico dello spessore di alterazione.

Formazione di Monghidoro, MOH

Formazione di Monte Venere, MOV

Flysch di Monte Cassio, MCS

Flysch di Monte Caio, CAO

Formazione di Monte Staffola, membro di Massalica MSF₁

Gruppo D

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

Depositi eolici d₁

Prodotti da emissione di "salse" e₁

Depositi palustri, f₁

Formazione Gessoso-solfifera, GES

Brecce argillose della Val Tiepido-Canossa, MVT

Marne di Monte Piano MMP
Brecce argillose di Baiso, BAI
Formazione di Monte Staffola, membri di Vedriano MSF₃ e Borzano MSF₂
Complesso di Rio Cargnono, MVR
Argille della Val Rossenna, VRO
Argille di Viano, AVI
Formazione delle "marne rosate" di Tizzano, MRO, Membro di Bersatico,
MRO₁
Formazione di Poggio, FPG
Argille della Val Samoggia, AVS
Argille varicolori di Cassio, AVV
argille varicolori di Grizzana Morandi, AVT
"argille a blocchi", ABC
Arenarie di Scabiazza, SCB
Argille a Palombini, APA

PROGETTO
CARGG

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. (1969) - *Il Gruppo della Val di Sambro (Serie di Monghidoro <<Auctt.>>) ed i terreni sovrastanti (Appennino modenese e bolognese)*. - Dati preliminari. Boll. Soc. Geol. It., **88**(4), 637-644.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*. In: G. SESTINI (Ed.): Development of the Northern Apennines. Sedim. Geol., **4**, 251-340.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. (1970) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*. In: Sestini G., Development of the Northern Apennines geosyncline. Sedim.Geology, **4**, 207-249.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., SAGRI M. (1981) - *An approach to olistostromes interpretation*. I.A.S., 2nd. European Regional Meeting, Excursion Guidebook, 165-185, Bologna, .
- ACERBI G. (1981) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezione 218050 - Monchio delle Olle*. R.E.R., Servizio Cartografico, S.E.L.C.A.
- ALTONI D., *Rilevamento geologico- strutturale di un tratto della "linea dei gessi" compreso tra il F.Enza e il T.Campola (Pedeappennino reggiano)*. Tesi di Laurea, Università di Parma, 252 pp., 1996.
- AMBROSETTI P., CREMASCHI M. (1975) - *Segnalazione di una fauna villafranchiana superiore con "Libralces gallicus" nei livelli fluvio-lacustri soprastanti alle faune calabrianne ad "Arctica islandica" nei dintorni di Reggio Emilia*. Boll.Soc.Geol.It., **94**, 1361-1374.
- AMOROSI A. (1990) - *Analisi di facies e stratigrafia sequenziale della Formazione di Bismantova ad est del Fiume Panaro ("placca" di Zocca-Montese, Appennino modenese)*. Giornale di Geologia, **52**, 159-177.
- AMOROSI A. (1992) - *Correlazioni stratigrafiche e sequenze deposizionali nel Miocene epiligure delle Formazioni di Bismantova, S.Marino e M.Fumaiolo (Appennino settentrionale)*. Giornale di Geologia, **54**, 95-105 .
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., VAIANI S.C. (1993) - *Le unità epiliguri mioceniche nel settore emiliano dell'Appennino settentrionale. Biostratigrafia, stratigrafia sequenziale e implicazioni litostratigrafiche*. Paleopelagos, **3**, 209-240.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., VAIANI S.C. (1996a) - *Detecting a sequence boundary across different tectonic domains: an example from the middle Miocene of the northern Apennines (Italy)*. Terra Nova, **8**, 334-346.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., VAIANI S.C. (1996b) - *Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale)*. Boll.Soc.Geol.It., **115**, 355-367, .
- AMOROSI A., RICCI LUCCHI F., TATEO F. (1995) - *The lower Miocene siliceous zone: a marker in the palaeogeographic evolution of the Northern Apennines*. Palaeo., Palaeo., Paleo., **118**, 131-149.
- AMOROSI A., SPADAFORA E. (1995) - *The upper Serravallian unconformity in the epi-Ligurian units of the Bologna Apennines*. Scritti e documenti dell'Acc.Naz.delle Scienze, Atti Conv. "Rapporti Alpi-Appennino" a cura di R.Polino e R.Sacchi, vol.**14**, 69-86.
- 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., **39** (1987), 69-75.
- ANELLI M. (1919) - *Contributo alla morfologia dell'appennino modenese e reggiano*, Boll.Soc.Geol.It. (1919) 93-114, Roma.
- ANELLI M. (1922) - *I dintorni di Rossena*. Boll.Soc.Geol.It., **41**, 17-29.
- ANELLI M. (1923a) - *Sul comportamento tettonico delle argille scagliose nell'Appennino emiliano*. Rend.R.Acc.Naz.Lincei, Cl.Sc.Fis.Mat.Nat., **32**, 416-419.
- ANELLI M. (1923b) - *Sulla presenza dell'Oligocene nel Subappennino reggiano*. Boll.Soc.Geol.It., **42**, 182-194.
- ANELLI M. (1923c) - *Tettonica dell'Appennino parmense e reggiano*. Boll.Soc.Geol.It., **42**, 377-398.
- ANELLI M. (1927) - *Sopra alcune particolarità tettoniche dell'Appennino emiliano*. Giorn.Geol., S.2, Vol.II, 72-74, .

- ANELLI M. (1932) - *Ricoprimento di terreni pliocenici nell'Appennino reggiano*. Rend.R.Acc.Naz. Lincei, Cl.Sc.Fis.Mat.Nat., **15**, 478-482.
- ANELLI M.- *Cenni geologici sulla regione collinosa fra il F.Secchia e il T.Tiepidò*. AGIP, 75 pp, 1933.
- ANELLI M. (1935) - *Considerazioni sulla posizione tettonica del Trias nell'alta Val di Secchia*. Atti Soc.Mat.Fis. e Sc.Nat.,Modena, **66**, 3-19.
- ARGNANI A., BERNINI M., DI DIO G.M., PAPANI G., Rogledi S. (1997) - *Stratigraphic record of crustal-scale Tectonics in the Quaternary of the Northern Apennines*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **10(2)**, 595-602.
- AA.VV: (1985) - *Le salse dell'Emilia-Romagna*, Collana Ass.to Ambiente e Dif. del Suolo RER, p.147, Graf. Zanini,Bologna.
- BACKMAN J. RAFFI I. (1997) - *Calibration of Miocene nannofossil events to orbitally tuned cyclostratigraphies from Ceara Rise*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **154**, 83-89.
- BACKMAN J., SCHNEIDER D.A., RIO D., OKADA H. (1990) - *Neogene low latitude magnetostratigraphy from Site 710 and revised age estimates of Miocene nannofossils datums events*. In: Duncan R., Backman I. et alii (Eds.) Proceedings of the Ocean drilling Program, Scientific Results, **115**, 271-276.
- BARBIERI F., BIGI B., IACCARINO S., LAURERI S., PAPANI G., PELOSIO G., PETRUCCI F., ROVERI E., TAGLIAVINI S., VENZO S., ZANZUCCHI G. (1965) - *Guida alle escursioni*. Soc.Geol.It.,63a Adunanza Estiva, 3a giornata, 43-58, Parma .
- BARBIERI F., PETRUCCI F. (1967) - *La série stratigraphique du Messinien au Calabrien dans la vallée du T.Crostolo (Reggio Emilia - Italie sept.)*. Mem.Soc.It.Sc.Nat.e Mus.Civ.St.Nat. Milano, **15 (III)**,181-188.
- BENINI A., DE NARDO M.T (1994) - *The "chaotic units" between the Idice and Sillaro Valleys (Bologna Apennines)*. 1st European Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems, Bologna. Field Trip n.3,Excursion Guidebook, 6-25.
- BERGGREN W., KENT D.V., SWISCHER C.C., AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy*. In: Berggren et alii (Eds.), Geochronology scales and global stratigraphic correlation, Soc.Econ.Paleont..Mineral., Spec.Publ., **54**, 212 pp.
- BERNINI M., CLERICI A., PAPANI G., SGAVETTI M., TELLINI C. (1979) - *Prime considerazioni riassuntive sull'area appenninica dal F.Secchia al T.Nure*. CNR,P.F.Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica, Pubbl.n.251 "Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, 431-447, Roma .
- BERNINI M., CLERICI A., PAPANI G., SGAVETTI M., TELLINI C. (1980) - *Carta Neotettonica d'Italia. Revisione dei Fogli 72 (Fiorenzuola d'Arda), 73 (Parma), 83 (Rapallo)(p.p.), 84 (Pontremoli)(p.p.), 85 (Castelnovo ne' Monti) (p.p.), 86 (Modena)(p.p.), 96 (Massa)(p.p.)*. CNR, P.F.Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica, Pubbl.n.356 "Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia",881-914, Roma.
- BERNINI M., CREMASCHI M., TELLINI C. (1980) - *La paleosuperficie di Selvapiana (Appennino reggiano): aspetti geomorfologici e geopedologici*. Vol.ded.a S.Venzo,77-96, Parma.
- BERNINI M., PAPANI G. (1987) - *Alcune considerazioni sulla struttura del margine appenninico emiliano fra lo Stirone e l'Enza (e sue relazioni con il Sistema del Taro)*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **23(4)**, 219-240.
- 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.
- BERTOLINI G. (1996) - *La recente riattivazione di grandi paleofrane nella provincia di Reggio Emilia: il caso della "Lavina di Roncovetro"*. In: Atti del Convegno Internazionale Alba 96, La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica, vol.1, 517-528.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P., GASPERI G., GELMINI R., PANINI F. (1987a) - *Nota illustrativa alla Carta Geologica schematica dell'Appennino Modenese e delle aree limitrofe*. Mem.Soc.Geol.It., **39**, 487-498.

- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P., PANINI F. (1987b) - *Schema introduttivo alla geologia delle Epiliguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem.Soc.Geol.It., **39**, 215-244. .
- BETTELLI G., BONAZZI U., PANINI F. (1987) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem.Soc.Geol.It., **39**, 91-126c.
- BETTELLI G., CAPITANI M., PANINI F. (1994) - *The mesoscopic structures of a strongly deformed multilayered sequence: a hypothesis of the origin of the "block-in-matrix" fabric and the layer-parallel extension shown by the Ligurian dismembered formations of the Baganza Supergroup outcropping in the Reggio Emilia and Modena Apennines*. 1st European Congress on the Regional Geological Cartography and Information Systems, Post Congress Field Trip N. 3, Excursion Guidebook, 33 pp., Bologna.
- 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*. Acc.Naz.Sci.Lett.Arti di Modena, Collana di Studi, **15**, 261-298.
- BETTELLI G., PANINI F. (1984a) - *Tettonica sinsedimentaria nella successione postorogena ligure del M. Stadola (Appennino settentrionale, Prov.di Reggio Emilia)*. Atti Soc.Nat.Mat. di Modena, **115**, 91-106.
- BETTELLI G., PANINI F. (1984b) - *Il Melange sedimentario della Val Tiepido (Appennino modenese): composizione litologica, distribuzione areale e posizione stratigrafica*. Atti Soc.Nat.Mat.di Modena,**115**, 77-90.
- BETTELLI G., PANINI F. (1987) - *I mélanges dell'Appennino settentrionale dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. Mem.Soc.Geol.It., **39**, 187-214.
- BETTELLI G., PANINI F. (1992) - *I corpi caotici dell'Appennino emiliano: una sintesi dei risultati delle ricerche*. Ist.Geol.Univ. Modena. 12 pp.
- BETTELLI G., PANINI F. (1994) - *Nota illustrativa ad una sezione geologica attraverso l'Appennino modenese*. Studi Geologici Camerti, Vol.Spec. (1992/2), Appendice CROP 1-1A, 65-74.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G., RICCI LUCCHI F. (1990) - *Migrating foredeep-thrust system in the Northern Apennines and Southern Alps*. Palaeo.Palaeo.Palaeo, **77**, 3-14.
- BOCCALETTI M., COLI M. (Coordinatori) (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale a scala 1:250.000*. C.N.R., P.F.Geodinamica, pubbl.n.429.
- BOCCALETTI M., CARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F., TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic restoration and palaeogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Palaeo.Palaeo.Palaeo, **77**, 41-50.
- BOCCALETTI M., DECANDIA F.A., GASPERI G., GELMINI R., LAZZAROTTO A., ZANZUCCHI G. (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. C.N.R., P.F.Geodinamica, pubbl.n.429,219 pp.
- BOCCALETTI M., ELTER P., GUAZZONE G. (1971) - *Plate Tectonics models for the development of the Western Alps and Northern Apennines*. Nature, **234**, 108-111.
- BOCCALETTI M., GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali di retro-arco*. Mem.Soc.Geol.It., **11**, 201-216.
- BOLZAN R., CECCARELLI L., FAILLA A., MEZZETTI R., MORANDI N., ROMANO A. (1983) - *Caratteri composizionali delle peliti oligo-mioceniche della sinclinale di Vetto e Carpineti (Prov. di Reggio Em. e Parma)*. Miner. Petrogr. Acta, **27**, 51-71.
- BONAZZI U. (1971) - *Le Arenarie di Ranzano: caratteristiche sedimentarie e analogie con altre arenarie paleogene emiliane*: Atti Soc.Nat.Mat. Modena, **102**, 1-32.
- BONAZZI U. (1994) - *A proposito di una sezione geologica nel pedeappennino reggiano in sinistra del F.Secchia*. Atti Soc.Nat.Mat.di Modena, **125**, 49-75.
- BONAZZI U. (1995) - *Sulla presenza di "Argille Scagliose" al margine dell'Appennino reggiano tra il F.Secchia e il T.Tresinaro*. Atti Soc.Nat.Mat.di Modena, **125**, 97-122.

- BONAZZI U., FAZZINI P. (1973) - *Le variazioni di facies nell'Oligo-miocene semiautoctono del versante padano dell'Appennino settentrionale*. Atti Soc.Nat.Mat.di Modena, **104**, 285-308.
- BONAZZI U., FREGNI P. (1989) - *La discontinuità di Serra di Porta tra la Formazione di Antognola e la Formazione di Bismantova (Pavullo nel Frignano-Appennino modenese)*. Mem.Soc.Geol.It.,**39** (1987),285-295.
- BORGIA A., CARENA S., BATTAGLIA A., PASQUARE G., TIBALDI A., DE NARDO M.T., MARTELLI L. (1997) - *Genesis of isolated synclines: is gravitational stress sufficient to create them ?*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **10(2)**, 529-534.
- BORTOLOTTI V. (1963) - *Sulla posizione delle rocce della serie ofiolitifera nell'Appennino settentrionale a SE del Taro e della Magra*. Boll.Soc.Geol.It., **82**, 151-166.
- 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 .
- CALATRONI E. (AA 1992/93) - *Geomorfologia ed analisi fisica integrata del territorio per la valutazione della stabilità e dei beni geomorfologici del medio Appennino reggiano (Tavv. Viano e Carpineti)*. Tesi di Laurea inedita, Istituto di Geologia dell'Università di Parma.
- CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, Laminaset, Bed and Bedset*. Sedimentology, **8**, 7-26.
- CAMPIOLI F. (1989) - *Rapporti fra eventi tettonici ed eventi deposizionali nella Formazione di Bismantova nelle località di: Val d'Enza, Pietradura, Monte Castelletto, Mulino del Tasso, Mulino delle Noci*. Tesi di Laurea, Università di Parma, 133 pp.
- CANDE S. e KENT D. (1995). - *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal of Geophysical Research, **100**, 6093-6095.
- CARMIGNANI L., KLIEGFELD R. (1990) - *The transition from compression to extension in mountain belts: evidence from the Northern Apennines Core Complex*. Tectonics, **9**, 1275-1303.
- CASTELLARIN A. (1994) - *Strutturazione eo- e mesoalpina dell'Appennino settentrionale attorno al "Nodo Ligure"*. Studi geologici camerti, Vol.Spec.1992/2, CROP 1-1A, 99-108.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the Northern Apennines*. Annales Tectonicae, **6**, 62-94.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G., VAL G.B. (1985) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Giorn.Geol., **47**, 47-75.
- CASTELLARIN A., PINI G.A., CRESTANA G., RABBI E. (1986) - *Caratteri strutturali mesoscopici delle Argille Scagliose dell'Appennino Bolognese*.Mem.Sci.Geol.,XXXVIII,459-477.
- CATANZARITI R. (1993) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei dell'intervallo Eocene superiore-Oligocene inferiore nell'Appennino settentrionale*.Tesi di Dottorato, Univ.Padova.
- CATANZARITI R., CIBIN U., TATEO F., MARTELLI L., RIO D. (1993) - *Segnalazione di livelli vulcano-derivati nella Formazione di Ranzano: età oligocenica inferiore del vulcanesimo andesitico dell'Appennino settentrionale*. In: 3 Conv.ann.Grappo Informale Sedimentologia, Salice Terme, Riassunti.
- CATANZARITI R., RIO D., MARTELLI L. - *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. (1994) - *Il Foglio Neviano degli Arduini nel quadro della geologia dell'Appennino emiliano-romagnolo: dati nuovi, problemi e prospettive*. Mem.descr.carta Geol.d'It.,**46**, 111-120.
- CERRINA FERONI A., RESI G. (1986) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo, Sez.1:10.000 n.217120 - Ranzano*. R.E.R.
- CIBIN, U. (1993) - *Evoluzione composizionale delle areniti nella successione epiligure eo-oligocenica (Appennino settentrionale)*. Giornale di Geologia, **55**, 69-92.
- CIBIN U., TATEO F., CATANZARITI R., MARTELLI L., RIO D. (1998) - *Composizione, origine ed età del vulcanesimo andesitico oligocenico inferiore dell'Appennino settentrionale: le intercalazioni vulcano-derivate nella Formazione di Ranzano*. Boll. Soc. Geol. It., **117** .
- CLERICI A. (1988) - *Considerazioni morfoneotettoniche sul versante padano dell'appennini fra il F.*

- Secchia ed il F. Santerno in base all'analisi delle "superfici pianeggianti"*, Suppl. di Geogr.Fis.Din.Quat., 1, 89-106, figg.3, tavv. 2, Torino.
- COCCIONI R., FORNACIARI E., MONTANARI A., RIO D., ZAVERBOOM D. (1997) - *Potential integrated Stratigraphy of the Aquitanian to upper Burdigalian section at Santa Croce d'Arcevia (NE Apennines, Italy)*. In: Montanari, Odin, Coccioni (Eds.), *Miocene Stratigraphy: an integrated approach*. Elsevier Science, 279-295.
- COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA DEL C.N.R. (1992) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Guida al rilevamento*. Serv. Geologico Nazionale, Quaderni, s.III, 203 pp.
- CONTI S. (1989) - *Geologia dell'Appennino marchigiano-romagnolo tra le valli del Savio e del Foglia (Note illustrative alla carta geologica a scala 1.50.000)*. Boll.Soc.Geol.It., 108, 453-490.
- CONTI S. (1991) - *Caratteristiche geologico-strutturali delle placche epiliguri della coltre della Val Marecchia e loro riflessi sulla franosità*. Giornale di Geologia, 53, 147-165.
- CONTI S. (1994) - *La geologia dell'alta Val Marecchia (Appennino tosco-marchigiano). Note illustrative alla carta geologica 1:50.000*. Atti Tic.Sc. Terra, 37, 51-98.
- CONTI S., GELMINI R. (1994) - *Miocene-Pliocene tectonic phases migration of foredeep-thrust belt system in the Northern Apennines*. Mem.Soc.Geol.It., 48, 261-274.
- CONTI S., TOSATTI G. (1994) - *Caratteristiche geologico-strutturali della Pietra di Bismantova e fenomeni franosi connessi (Appennino reggiano)*. Quaderni di Geologia Applicata, 1, 31-49.
- COSTA E., ZANZUCCHI G. (1978) - *Osservazioni di tettonica e paleogeografia sull'Appennino parmense e zone limitrofe*. Ateneo Parmense, Acta nat., 14, 35-54.
- CREMASCHI M. (1982) - *La Formazione fluviolacustre del Pleistocene inferiore-medio nel Pedeappennino emiliano*. In: Cremonini&Ricci Lucchi (Eds.). Guida alla geologia del margine appenninico-padano, S.G.I., Guida Geologica Regionale, 145-149, Bologna.
- CREMASCHI M. (1987) - *Paleosols and vetusols in the central Po Plain (Northern Italy). A study in Quaternary Geology and soil development*. Collana "Studi e ricerche sul territorio", n. 28, 306 pp., UNICOPLI, Milano.
- CREMASCHI M., PAPANI G. (1975) - *Contributo preliminare alla neotettonica del margine padano dell'Appennino. Le forme terrazzate comprese fra Cavriago e Quattro Castella*. Ateneo Parmense, Acta Nat., 11, 335-371.
- CREMONINI G., RICCI LUCCHI F. (Eds.) (1982) - *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. Soc.Geol.It., Guida Geol.Reg., 247 pp.
- DALLA S., ROSSI M., ORLANDO M., VISENTIN C., GELATI R., GNACCOLINI M., PAPANI G., BELLI A., BIFFI U., CATRULLO D. (1992) - *Late Eocene-Tortonian tectono-sedimentary evolution in the western part of the Padan Basin (Northern Italy)*. Paleontologia i Evolució, t. 24-25, 341-362.
- DALLAN L., NARDI R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem.Acc.Lunig., 42, 1-212.
- 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, 147-158.
- DE CELLES P.G., GILES K.A. (1996) - *Foreland Basin Systems*. Basin Research, 8, 105-123.
- DEINO A., CHANNEL J., COCCIONI R., DE GRANDIS G., DEPAOLO D.J., FORNACIARI E., EMMANUEL L., LAURENZI M.A., MONTANARI A., RIO D., RENARD M. (1997) - *Integrated Stratigraphy of the Upper Burdigalian-Lower Langhian section at Moria (Marche region, Italy)*. In: Montanari, Odin, Coccioni (Eds.), *Miocene Stratigraphy: an integrated approach*. Elsevier Science, 279-295.
- DE NARDO M.T. (1991) - *Dati preliminari sul rilevamento del "Complesso Caotico Indifferenziato" Auctt. tra il T. Enza ed il T. Crostolo (Appennino reggiano)*. Mem.Descr. Carta Geol.d'It., XLVI, 463-469.
- DE NARDO M.T. (con il contributo micropaleontologico di E. FORNACIARI) (1992) - *Escursione tematica sulle "Unità caotiche" del medio Appennino parmense e reggiano, dalla valle del T.*

- Termina di Castione alla Val Tassobbio*. Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico, Ufficio Geologico, 25 pp.
- DE NARDO M.T. (1994) - "Chaotic Units" outcropping between the Termina di Castione and Tassobbio Valleys (Parma and Reggio Emilia Apennines). *Mem.Soc.Geol.It.*, **48**, 295-299.
- DE NARDO M.T., IACCARINO S., MARTELLI L., PAPANI G., TELLINI C., TORELLI L., VERNIA L. (1991) - Osservazioni sull'evoluzione del bacino satellite epiligure Vetto-Carpineti-Canossa (Appennino Settentrionale). *Mem.Descr.Carta Geol.d'It.*, XLVI (1991), 209-220, Roma.
- DI DIO G., LASAGNA S., PRETI D., SAGNE M. (1997) - Carta geologica dei depositi quaternari della Provincia di Parma. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, **10(2)**, 445-452.
- DIECI G., PAREA G.C., RUSSO A., TOMADIN L. (1971) - Sedimentological and micropaleontological differences between turbiditic and non-turbiditic layers in deposits of the Lower Miocene near Vetto d'Enza (Northern Apennines). *Bull.Centre Rech.Pau - SNPA*, **5**, 409-432.
- DICKINSON W.R. (1970) - Interpreting detrital models of graywacke and arkose. *Journ. Sed. Petrology*, **40**, 695-707.
- DI GIULIO A. (1991) - Detritismo della parte orientale del Bacino Terziario Ligure-Piemontese durante l'Eocene-Oligocene: composizione delle arenarie ed evoluzione tettono-stratigrafica. *Atti Ticinesi Scienze della Terra*, **34**, 21-41.
- DODERLEIN P. (1870) - Note illustrative della Carta Geologica del Modenese e Reggiano, con Carta Geologica alla scala 1:144.000. *Mem.R.Acc.d.Sc.Modena*, 74 pp.
- DONDI L. (1962) - Nota paleontologico-stratigrafica sul Pedepennino Padano. *Boll.Soc.Geol.It.*, **81**, 113-229.
- ELTER P. 1973- Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale. In: *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino settentrionale*, *Acc.Naz.Lincei*, **183**, 97-118.
- ELTER P. (1975a) - Introduction a la géologie de l'Apennin Septentrional *Bull.Soc.Géol de France*, **17**, 956-962.
- ELTER P. (1975b) - L'ensemble ligure. *Bull.Soc.Géol de France*, **17**, 984-997.
- ELTER P. (1994) - Introduzione alla geologia dell'Appennino ligure-emiliano. In: G.Zanzucchi (Ed.), S.G.I., "Guide Geologiche regionali", Appennino Ligure-Emiliano, 17-24.
- ELTER P., MARRONI M. (1991) - Le Unità Liguri dell'Appennino settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni. *Mem.descr.Carta Geol.d'It.*, **XLVI**, 121-138.
- FAILLA A. (1987) - Evoluzione diagenetica dei minerali argillosi e della sostanza organica vegetale in successioni terziarie dell'Appennino settentrionale. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, 1 Ciclo, Università di Bologna, 108 pp.
- FAILLA A., MEZZETTI R. (1987) - Grado diagenetico di successioni terziarie dell'Appennino settentrionale sulla base di parametri mineralogici. *Mem.Soc.Geol.It.*, **39**, 325-335.
- FAILLA A., MORANDI N. (1984) - Caratterizzazione di rocce pelitiche attraverso elaborazioni statistiche di dati mineralogici. *Miner. Petrogr. Acta*, **28**, 39-48.
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1996) - Il margine appenninico emiliano-romagnolo durante il Quaternario: stratigrafia ed eventi. In: *Lettere di pietra*, Istituto dei Beni Culturali della Regione Emilia-Romagna - Museo Archeologico "Luigi Donini".
- FAZZINI P., FIORONI C. (1986) - Ricerche sull'Oligo-Miocene semialloctono. La sezione di Gaiato. *Atti Soc.Nat.di Modena*, **117**, 1-14.
- FAZZINI P., GELMINI R. (1982) - Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale. *Mem.Soc.Geol.It.*, **24**, 299-309.
- FAZZINI P., OLIVIERI R. (1961) - Osservazioni geologiche e mineralogiche-petrografiche su alcuni affioramenti di sabbie vulcaniche nell'Appennino modenese e reggiano. *Atti e Mem.Acc.Naz.Sc.Lett. e Arti di Modena*, s.6,3, 60-81.
- FAZZINI P., TACOLI M.L. (1963) - La serie Oligo-miocenica del versante padano dell'Appennino settentrionale e la sua posizione nella tettonica regionale. *Atti Soc.Nat.Mat di Modena*, **94**, 33-52.
- FILIPPI F. - (AA.1991-92) - Geomorfologia ed analisi fisica integrata del territorio per la valutazione della stabilità e dei beni geomorfologici della media Val d'Enza tra Ciano e Castelnuovo ne'

- Monti, Tesi di Laurea inedita, Istituto di Geologia dell'Università di Parma.
- FIORONI C., FONTANA D., PANINI F. & PARMEGGIANI F. (1996) - *La Successione Monte Venere - Monghidoro nell'Appennino modenese e bolognese*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di Studi **15** - Miscellanea Geologica, 223-257.
- FONTANA D., SPADAFORA E., STEFANI C., TATEO F. & ZUFFA G.G. (1991) - *Il Flysch di Solignano nel quadro dei Flysch ad Elmintoidi (Maastrichtiano inferiore, Appennino settentrionale)*. Giornale di Geologia, **52** (1990), 99-120.
- FONTANA D., SPADAFORA E. (1994) - *The Miocene Bismantova Fm. in the Vetto-Carpineti syncline (Parma-Reggio Emilia Apennines): evolution of sediment provenance*. Giornale di Geologia, **56**, 119-132.
- FORNACIARI E. (1996) - *Biocronologia a nannofossili calcarei e stratigrafia ad eventi nel Miocene inferiore e medio italiano*. Tesi di Dottorato, Univ.Padova.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D., NEGRI A. (1996) - *Mediterranean Middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy*. Micropaleontology, **42**, 37-63, New York.
- FORNACIARI E., RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42**, 1-36.
- FORNACIARI E., RIO D., GHIBAUDO G., MASSARI F., IACCARINO S. (1997) - *Calcareous plankton biostratigraphy of the Serravallian (Middle Miocene) Stratotype Section (Piedmont Tertiary Basin, NW Italy)*. Mem.Sci.Geol., **49**, 127-144.
- FORNACIARI M. (1982) - *Osservazioni litostratigrafiche sul margine sudorientale della sinclinale Vetto-Carpineti (RE)*. Rend.Soc.Geol.It., **5**, 117-118.
- FREGNI P. (1986) - *L'età Eocene medio-Oligocene inferiore delle marne di M.Piano nella sinclinale di Viano (prov. di Reggio E., Appennino settentrionale)*. Riv.It.Paleont.Strat., **92**, 261-280.
- FREGNI P., PANINI F. (1987) - *Lacuna stratigrafica tra le Formazioni di Ranzano e Antognola nelle zone di Roteglia e Montebaranzone (Appennino reggiano e modenese)*. Riv.It.Paleont.Strat., **93**, 533-558.
- FREGNI P., PANINI F. (1995) - *Dati biostratigrafici sulla Formazione di Cigarello (Gruppo di Bismantova) di Pavullo nel Frignano (Appennino modenese)*. Scritti e Documenti Acc.Naz.d.Scienze, Atti Conv. "Rapporti Alpi-Appennino" a cura di R.Polino e R.Sacchi, vol.**14**, 87-111.
- GAZZI P. (1966) - *Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese: correlazione con il flysch di Monghidoro*. Min.Petrogr.Acta, **16**, 69-97.
- GAZZI P., ZUFFA G.G. (1970) - *Le arenarie paleogeniche dell'Appennino emiliano*. Miner.Petr.Acta, **16**, 91-137.
- GASPERI G., GELATI R., PAPANI G. (1986) - *Neogene evolution of the Northern Apennines on the Po Valley side*. Giornale di Geologia, s.3a, **48**, 187-195, Bologna.
- GELATI R., BRUZZI D., CATASTA G., CATTANEO P.C. (1974) - *Evoluzione stratigrafico-strutturale dell'Appennino vogherese a Nord-Est della Val Staffora*. Riv.Ital.Paleont., **80**, 479-514.
- GHELARDONI R. (1994) - *Successioni epi- e perisuturali oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale: ipotesi paleogeografiche alternative*. Atti Tic.Sc.Terra, **37**, 215-233.
- GHELARDONI R., RERI M., PIRINI C. (1965) - *Osservazioni stratigrafiche nell'area dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnovo ne' Monti)*. Boll.Soc.Geol.It., **84**, 297-416.
- GHISELLI F., OTTRIA G., PERILLI N. (1991) - *Nuovi dati biostratigrafici sulle Arenarie di Scabiazza in base ai nannofossili calcarei (Val Trebbia, Appennino settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**, 75-84.
- GIOACCHINI C. (A.A.1994-95) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria del Pliocene nell'area compresa tra il T.Enza e il T.Crostolo sulla base di analisi biostratigrafiche*. Tesi di Laurea, Univ.Parma.
- GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGIA CNR (1982) - *Geomorfologia del territorio di Febbio tra il M. Cusna e il F. Secchia*, Geogr. Fis. Din. Quat., **5**; 285-360, 52 figg., 6 tavv., Pisa.
- G.S.U.E.G. GRUPPO DI STUDIO DELLE UNIVERSITÀ EMILIANE PER LA GEOMORFOLOGIA (1978) - *Geomorfologia dell'area circostante la Pietra di Bismantova (Appennino reggiano)*.

- Boll.Serv.Geol.d'It., **XCVII**, 107-214.
- IACCARINO S., PAPANI G. (1980) - *Il Messiniano dell'Appennino settentrionale dalla Val d'Arda alla Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato e con il Pliocene*. Vol.in mem.S.VENZO, STEP, Parma, 15-46.
- IACCARINO S., PAPANI G., RO D., ZANZUCCHI G. (1974) - *Considerazioni sul contatto Flysch-Tongriano nell'Appennino emiliano*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **10**, 381-408.
- IACCARINO S., RO D. (1972) - *Nannoplankton calcareo e Foraminiferi della serie di Viano (Val Tresinaro-Appennino settentrionale)*. Riv.It.Paleont.Strat., **78**, 641-678.
- IST.GEOL.UNIV.PARMA - *Carta geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe*. L.A.C., 1965.
- LOMBARDI M. (1995) - *Rilevamento geologico-strutturale di un tratto della "linea dei gessi" compreso tra il T.Campola e il T.Tresinaro*. Tesi di Laurea, Università di Parma, 128 pp.
- LOSACCO U. (1966) - *Terreni, struttura e morfologia del Subappennino modenese-reggiano*. Atti Soc.Nat.Mat.di Modena, **97**, 60 pp.
- LOSACCO U. - *Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia, Foglio 86-Modena*. 80 pp, Roma,1967.
- LOSACCO U., PSTOLESI A., SERPAGLI E., ZAPPELLI A. (1964) - *Carta Geologica d'Italia, F.86-Modena*, Serv.Geol.d'It.
- LUCCHETTI L., ALBERTELLI L., MAZZEI R., THIEME R., BONGIORNI P., DONDI L. (1962) - *Contributo alle conoscenze geologiche del Pedepennino padano*. Boll.Soc.Geol.It., **81**, 5-245.
- MARCHESI R. (1961a) - *Serie stratigrafica di M. Pignano*. Boll.Soc.Geol.It., **80**, 71-77.
- MARCHESI R. (1961b) - *Serie stratigrafica di Contignaco*. Boll.Soc.Geol.It., **80**, 100-104.
- MARCHETTI G., PAPANI G., SIAVETTI M. (1978) - *Evidence of Neotectonics in the north-West Apennines - Po side*. In:Closs, Roeder, Schmidt (Eds.), Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics, Sc.Rep.n.38, 283-288, Stuttgart.
- MARTELLI L., CIBIN G., DI GIULIO A., CATANZARITI R. (1998) - *Litostratigrafia della Formazione di Ranzano (Priaboniano-Rupeliano, Appennino settentrionale e Bacino Terziario Piemontese)*. Boll. Soc. Geol. It., **117** (1998), 151-185.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: FARINACCI A. (ed), *Proceedings II Planktonic Conference*, Roma, 1970, **2**, 739-785.
- MASINI L., PECCHIOLO A. (1988) - *I conglomerati delle Arenarie di Ranzano nella bassa val Ceno e nei dintorni di Viano (Appennino emiliano)*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **24**, 123-141.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll.Soc.Geol.It., **70**, 95-382.
- MEZZETTI R., MORANDI N., PINI G.A. (1980) - *Studio mineralogico delle porzioni pelitiche nelle "Mame di Antognola" della zona di Zocca (Modena)*. Miner. Petrogr. Acta, **24**, 57-75.
- MEZZETTI R., CIVIERI R. (1964) - *Intercalazioni cineritiche di età oligocenica e miocenica nell'Appennino settentrionale. Osservazioni sedimentologiche, petrografiche e microstratigrafiche*. Miner.et Petrogr.Acta, **10**, 129-147.
- MONTANARO E. (1931) - *Coralli dello "Schlier" di Pantano (Reggio Emilia)*. Boll.Soc.Geol.It., **50**, 193-202.
- MONTANARO E. (1934) - *Per chiarire un riferimento cronologico dello "Schlier" di Pantano (Reggio Emilia)*. Atti Soc.Nat.Mat.Modena, **65**, 4pp.
- MUTTI E. (1964) - *Schema paleogeografico del Paleogene dell'Appennino di Piacenza*. Riv.Ital.Paleont., **70**, 869-885.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. AGIP-Ist.Geol.Univ.Parma, 275 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.Sci.Geol., **47**, 217-244, Padova.
- MUTTI E., PAREA G.C. (1975) - *Remarks on the Bismantova sandstone (Late Geosynclinal Sequence) in the Vetto - Carpineti area*. In: Mutti et alii, Examples of turbidite facies and facies association from selected formations of the Northern Apennines. Field Trip A11, IX Intern.Congr.of sedimentology, Nice, 62 - 65.

- ORI G.G., FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheet*. *Geology*, **12**, 475-478.
- OKADA H., BUKRI D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the Low-Latitude Coccolith Biostratigraphic Zonation (BUKRY, 1973; 1975)*. *Mar.Micropal.*, **5**, 321-325, Amsterdam.
- PANIZZA M., PAPANI G. (1979) - *The Neotectonics of the reggio Emilia Apennines*. In: Panizza and Carton Eds., Proc.15th Meeting "Geomorphological Survey and Mapping", 129-138, Modena.
- PAPANI G. (1964) - *Su un olistostroma di "argille scagliose" intercalato nella serie oligomiocenica del subappennino reggiano*. *Boll.Soc.Geol.It.*, **82**, 195-202.
- PAPANI G. (1971) - *Geologia della struttura di Viano (Reggio Emilia)*. *Mem.Soc.Geol.It.*, **10**, 121-165.
- PAPANI G., TELLINI C., TORELLI L., VERNIA L., IACCARINO S. (1987) - *Nuovi dati stratigrafici e strutturali sulla Formazione di Bismantova nella "sinclinale Vetto-carpineti" (Appennino reggiano-parmense)*. *Mem.Soc.Geol.It.*, **39**, 245-275.
- PAPANI G., VERNIA L. (1990) - *La Successione Epiligure*, *Soc.Geol.It.*, Guide Geologiche Regionali, N.6, Appennino Emiliano, 50-54.
- PAPANI L. (1998) - *Le Arenarie di Loiano (Eocene medio e superiore): sedimentologia e significato geologico*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Sedimentologia, IX Ciclo, Università di Bologna, 83 pp., Febbraio.
- PAREA G.C. (1965) - *Evoluzione della parte settentrionale della geosinclinale appenninica dall'Albiano all'Eocene superiore*. *Atti Acc.Naz.Sc.Lett.Arti Modena*, s. **6(7)**, 3-97.
- PAREA G.C. (1967) - *Bismantova Sandstones*. In: Angelucci et alii. *Sedimentological characteristics of some Italian turbidites*. *Geologica Romana*, **6**, 371-373.
- 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**, 3-33.
- PINI G.A. (1992) - *Associazioni micro-mesostrutturali nelle "Argille Scagliose" (Pedeappennino bolognese): loro significato meccanico*. *Mem.Descr.Carta Geol.d'It.*, **46**, 355-373.
- PLATT J.P. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and uplift of high-pressure metamorphic rocks*. *Geol.Soc.America Bull.*, **97**, 1037-1053.
- PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1993) - *Le unità liguri ed emiliane della media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **36**, 183-230.
- PRINCIPI G., TREVES B. (1986) - *Il sistema corso-appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennino*. *Mem.Soc.Geol.It.*, **28**, 548-576.
- RAYMOND A. (1984) - *Classification of mélanges*. *Geol.Soc.Amer.Spec.Paper* 198, 7-20.
- REGIONE EMILIA ROMAGNA (1994) - *Note illustrative della Carta del Dissesto geologico attuale - F 218 SE Carpineti 1/25000*, (a cura di Bertolini G. e Ferretti P.), Uff. Cartogr. RER, S.EL.CA., p.77, figg. 17, 1 Carta, Firenze.
- REUTTER K.J. (1981) - *A trench-forearc model for the Northern Apennines*. In: F.C. Wezel, *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*, 433-444.
- REUTTER K.J., GROSCURTH J. (1978) - *The pile of nappes in the Northern Apennines, its unravelling and emplacement*. In: Cloos, Roeder e Schmidt (Eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*, 239-343, Stuttgart.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines*. *Int.Ass.Sediment., Spec.publ.*, **8**, 105-139.
- RICCI LUCCHI F. (1987) - *Semi-allochthonous sedimentation in the Apenninic Thrust Belt*. *Sedimentary Geology*, **50**, 119-134.
- RICCI LUCCHI F. (1990) - *Turbidites in foreland and on-thrust basins of the Northern Apennines*. *Paleo.Paleo.Paleo.*, **77**, 51-66.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S., RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: Cremonini e Ricci Lucchi (Eds.), *Guida alla geologia del margine appenninico padano*,

- S.G.I.,guida geol.reg., Bologna, 17-46.
- RICCI LUCCHI F., ORI G.G. (1985) - *Synorogenic deposits of a migrating system in the NW Adriatic foreland: examples from Emilia-Romagna region, Northern Apennines*. Int.Symp.Foreland Basins, Field Excursion D, P.Allen, P.Homeewood & G.Williams Ed., Fribourg.
- 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., VILLA G., CANTADORI M. (1983) - *Nannofossil dating of Helminthoid Flysch Units in the Northern Apennines*. Giornale di Geologia, **45**, 57-86.
- RIO D. & VILLA G. (1987) - *On the age of the "Salti del Diavolo" conglomerates and of Monte Cassio Flysch "Basal Complex" (Northern Apennines, Parma Province)*. Giornale di Geologia, ser.3, **49** (1), 63-79.
- RIO D., CITA M.B., ACCARINO S., GELATI R., GNACCOLINI M. (1997) - *Langhian, Serravallian and Tortonian historical stratotypes*. In: Montanari, Odin, Coccioni (Eds.), *Miocene Stratigraphy: an integrated approach*. Elsevier Science, 57-87, Amsterdam.
- RONCAGLIA L. (1995) - *Dinoflagellati del Campaniano-Maastrichtiano con particolare riferimento alla biostratigrafia in Italia*. Tesi di Dottorato - VII Ciclo, Modena, Bologna, Firenze, Roma.
- ROVERI E. (1966) - *Geologia della sinclinale Vetto-Carpineti (Reggio Emilia)*. Mem.Soc.Geol.It., **5**, 241-267.
- ROVERI E. (1968) - *La Pietra di Bismantova (Reggio Emilia). Condizioni morfologiche e suo grado di stabilità*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **4**.
- ROYDEN L., PATACCA E., SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust belt and foredeep basin evolution*. Geology, **15**, 714-717.
- SACCO F. (1932) - *Carta Geologica d'Italia. Fogli n.85-Cast.Monti e 86-Modena*.
- SACCO F. (1932) - *Note illustrative della carta Geologica d'Italia. Fogli Modena e Reggio Emilia*. R.Uff.Geol.d'It., 35 pp.
- SCHIROLI A. (1982) - *Riesame della distribuzione delle paleosuperfici appenniniche tra il F.Secchia e il T.Nure e tentativo di correlazione con le entità di erosione e di sollevamento*. CNR, P.F.Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica, Pubbl.n.513 "Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia"(II), 309-358, Roma.
- SENO S., PEROTTI C., VANOSI M. (1995) - *Considerazioni sull'evoluzione post-eocenica delle Alpi occidentali e dell'Appennino settentrionale nel quadro di un modello roto-traslazionale*. In:R.Polino, R.Sacchi (Eds.),Atti Conv."Rapporti Alpi-Appennino", Acc.Naz.Scienze, Scritti e Documenti, **14**, 167-180, Roma.
- SERPAGLI E. (1961) - *Contributo alla conoscenza dei terreni Oligo-miocenici del Subappennino modenese*. Boll:Soc.Geol.It., **80**, 127-134.
- SERVA L. (1990) - *Il ruolo delle Scienze della Terra nelle analisi di sicurezza di un sito per alcune tipologie di impianti industriali: il terremoto di riferimento per il sito di Viadana (MN)*. Boll.Soc.Geol.It., **109**, (2), 375-411, Figg.18, tab. 1, tav. 1, Roma.
- SESTINI G. (1970) - *Development of the Northern Apennines geosyncline: sedimentation in the late geosynclinal stage*. Sedimentary Geology, **4**, 445-479.
- SILVETTI A. (1989) - *Rapporti fra eventi tettonici ed eventi deposizionali nella Formazione di Bismantova nelle località di: Val d'Enza, Pietra di Bismantova, Ca' di Viola, Case Codeghino, Monte Gazzo. Confronti con i prismi di accrezione*. Tesi di Laurea, Università di Parma, 194 pp.
- SIMONE L., CARANNANTE G. (1988) - *Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations*. Sedimentary Geology, **60**, 333-346.
- SIMONE L., CARANNANTE G. (1988) - *The fate of foramol ("temperate-type") carbonate platforms*. Sedimentary Geology, **60**, 347-354.
- SPADAFORA E. (1995) - *Compositional evolution of the Miocene epi-Ligurian succession of Emilia Apennines (Italy)*. Giornale di Geologia, **57**, 219-232.
- SPADAFORA E. (1996) - *Composizione e diagenesi delle successioni epiliguri mioceniche*

- dell'Appennino settentrionale. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, Università di Bologna, 163 pp.
- SPADAFORA E., DE ROS L.F., ZUFFA G.G., MORAD S., AL-AASM I.S. - *Diagenetic evolution of hybrid and lithic synorogenic arenites (Miocene, Northern Apennines, Italy)*. In: S.Morad (Ed.), Carbonate cementation in sandstones, I.A.S., spec.Publ., in stampa.
- STEININGER F.F. et alii (1994) - *Proposal for the global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Neogene and the Paleogene/Neogene, resp. Oligocene/Miocene boundary*. IUGS International Subcommission on Neogene Stratigraphy, Neogene Newsletter, **1**, 17-21, Milano.
- STOPPA S. (1996) - *Rilevamento geologico presso Castelnovo ne' Monti (RE)*. Tesina di rilevamento, Università di Milano.
- TAGLIAVINI S. (1968) - *Particolarità sedimentarie nelle "arenarie di Ranzano" della media val d'Enza*. Ateneo Parm. Acta Nat., **4**, 1-24.
- TEDESCHI D. (1961) - *Nota paleontologica introduttiva allo studio stratigrafico del versante padano eseguito dal 1955 al 1959 dai paleontologi dell'AGIP Mineraria*. Boll.Soc.Geol.It., **80**, 105-110.
- THIEME R. (1961) - *Serie stratigrafica di Antognola*. Boll.Soc.Geol.It., **80**, 89-98.
- THIEME R. (1962) - *Geologia del settore parmense-modenese*. In: Lucchetti et alii, Boll.Soc.Geol.It., **81**, 45-79.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic Belts as accretionary prism: the example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **9(3)**, 577-618.
- VAI G.B., CASTELLARIN A. (1993) - *Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche dell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, Vol.Spec. 1992/2, CROP 1/1A, 171-185.
- VESCOVI P. (1986) - *L'assetto strutturale della Val Baganza tra Berceto e Cassio (Prov. di Parma)*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **22**, 85-111.
- VESCOVI P. (1988) - *La linea trasversale Passo della Cisa - Val Parma - bassa Val d'Enza: 1) Sistema trascorrente sinistro nella zona del Passo della Cisa (Prov.di Parma)*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **24**, 221-243.
- VESCOVI P. (1993) - *Schema evolutivo per le Liguridi dell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**, 89-112.
- VESCOVI P., RIO D. (1981) - *Stratigrafia delle formazioni dell'Appennino settentrionale. Nota I: biostratigrafia a nannofossili e cronostratigrafia della formazione delle Marne di Monte Piano nella località tipo in media val Taro (Appennino parmense)*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **17**, 149-168.
- VEZZANI F., PASSEGA R. (1963) - *Applicazione di nuovi metodi sedimentologici allo studio dell'Appennino settentrionale*. Boll.Soc.Geol.It., **82**, 11-36.
- WRIGHT J.D., MILLER K.G., FAIRBANKS R.G. (1992) - *Early and Middle Miocene stable isotopes: implication for deepwater circulation and climate*. Paleoceanography, **7**, 357-389.
- 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)*. In: Volume dedicato a S.Venzo, 195-233, Parma.
- ZANZUCCHI G. (1982) - *Il substrato alloctono nell'Appennino settentrionale*. In: Cremonini & Ricci Lucchi (Ed.), Guida alla geologia del margine appenninico padano, Soc.Geol.It., Guida Geol.Reg., 3-8.
- ZANZUCCHI G. - *Ipotesi sulla posizione paleogeografica delle "Liguridi esterne" cretaceo-eoceniche nell'Appennino settentrionale*. Atti Ticinensi Sc.d.Terra, **31**, 327-339, 1987.
- ZANZUCCHI G. (Ed.) (1994) - *Appennino Ligure-Emiliano*. Soc.Geol.It., "Guide geologiche Regionali".
- ZUFFA G.G. (1969-1980) - *Arenarie e calcari miocenici di Vetto-Carpineti (Formazione di Bimantova, Appennino settentrionale)*. Min.Petr.Acta, **15**, 191-219.
- ZUFFA G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. Journ. of Sedim. Petrol., **50**, 21-29.
- ZUFFA G.G., CIBIN U., DI GIULIO A. (1995) - *Petrography of arenites and sequence stratigraphy*. Journal of Geology, **103**, 451-459.



PROGETTO
CARGO

