



**A P A T**

*Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici*



**DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO**

*Servizio Geologico d'Italia*  
Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.2.1960)

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

foglio 199

**PARMA SUD**

A cura di

**G. Di Dio<sup>1</sup>, S. Lasagna<sup>1</sup>, A. Martini<sup>1</sup>, G. Zanzucchi<sup>2</sup>**

*Con contributi di:* **R. Catanzariti<sup>4</sup>, U. Cibin<sup>1</sup>, M.T. De Nardo<sup>1</sup>,  
P. Iacumin<sup>2</sup>, R. Marasti<sup>2</sup>, L. Martelli<sup>1</sup>, G. Papani<sup>2</sup>, D. Preti<sup>1</sup>, D. Rio<sup>3</sup>,  
S. Segadelli<sup>1</sup>, C. Tellini<sup>2</sup>, G. Venturelli<sup>2</sup>**

*Biostratigrafia:* **D. Rio<sup>3</sup> (coord.), R. Catanzariti<sup>4</sup>, E. Fornaciari<sup>3</sup>**

*Petrografia:* **U. Cibin<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

<sup>2</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Parma

<sup>3</sup> Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova

<sup>4</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

Ente realizzatore

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

**Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:**

**L. SERVA**

*Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - 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. Coccolo**,  
**U. Crescenti**, **L. Del Sordo**, **M. Grasso**, **P. Manetti**, **G. Mariotti**, **G. Pasquarè**,  
**R. Pignone**, **R. Polino**, **A. Praturlon**, **M. Santantonio**, **F. Trincardi**

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

**PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:**

*Revisione scientifica:*

**C. D'Ambrogi**, **M. D'Orefice**, **N. A. Pantaleone**, **M. G. Rossi**

*Coordinamento cartografico:*

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

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**M. C. Giovagnoli**, **F. Visicchio**

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**M. Cosci**, **S. Falcetti**, **D. Tacchia**

**PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA:**

*Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:*

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

*Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:*

**M. Grandi**, **A. Martini** (direzione lavori), **I. Pellegrino** (collaudo)

**Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati**

a cura di **SYSTEMCART S.R.L.**

**Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:**

**M.T. Lettieri** (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)

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

## INDICE

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE .....</b>	<b>pag. 7</b>
<b>II</b>	<b>- CARTOGRAFIA GEOLOGICA E LETTERATURA PRECEDENTI.....</b>	<b>» 11</b>
<b>III</b>	<b>- INQUADRAMENTO GENERALE.....</b>	<b>» 13</b>
1.	- CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI.....	» 13
2.	- ASSETTO STRUTTURALE.....	» 13
3.	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA.....	» 15
<b>IV</b>	<b>- STRATIGRAFIA .....</b>	<b>» 17</b>
1.	- IMPOSTAZIONE DELLA LEGENDA.....	» 17
2.	- DEPOSITI QUATERNARI INTRAPPENNINICI CONTINENTALI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA .....	» 24
3.	- DOMINIO PADANO-ADRIATICO: SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO .....	» 26
3.1.	- SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO .....	» 26
3.1.1.	- <i>Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore</i> .....	» 27
3.1.1.1.	- Subsintema di Ravenna .....	» 29
3.1.1.2.	- Subsintema di Villa Verucchio .....	» 31
3.1.1.3.	- Subsintema di Agazzano .....	» 33
3.1.1.4.	- Subsintema di Maiatico.....	» 35
3.1.1.5.	- Subsintema di Monterlinzana .....	» 36
3.1.2.	- <i>Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore</i> .....	» 37
3.2.	- SUPERSINTEMA QUATERNARIO MARINO .....	» 38
3.2.1.	- <i>Sintema di Costamezzana</i> .....	» 40
3.2.2.	- <i>Sintema del Torrente Stirone</i> .....	» 41
3.3.	- FORMAZIONE A COLOMBACCI .....	» 43
3.4.	- FORMAZIONE DI VERNASCA.....	» 46
3.5.	- ARGILLE DI LUGAGNANO.....	» 47
4.	- SUCCESSIONE EPILIGURE.....	» 48
4.1.	- BRECCIE ARGILLOSE DI BAISO .....	» 48
4.2.	- MARNE DI MONTE PIANO .....	» 49
4.3.	- FORMAZIONE DI RANZANO.....	» 52
4.4.	- FORMAZIONE DI ANTOGNOLA.....	» 59
4.5.	- FORMAZIONE DI CONTIGNACO.....	» 62

4.6.	- GRUPPO DI BISMANTOVA .....	»	63
4.6.1.	- <i>Formazione di Pantano</i> .....	»	63
4.6.2.	- <i>Formazione di Cigarello</i> .....	»	65
4.7.	- FORMAZIONE DEL TERMINA .....	»	66
5.	- DOMINIO LIGURE .....	»	68
5.1.	- UNITÀ TETTONICA SOLIGNANO .....	»	68
5.1.1.	- <i>argille varicolori di Case Garola</i> .....	»	68
5.1.2.	- <i>flysch di Solignano</i> .....	»	69
5.2.	- UNITÀ TETTONICA CASSIO .....	»	71
5.2.1.	- <i>Arenarie di Scabiazza</i> .....	»	71
5.2.2.	- <i>argille varicolori di Cassio</i> .....	»	72
5.2.3.	- <i>Flysch di Monte Cassio</i> .....	»	73
5.2.4.	- <i>Argille di Viano</i> .....	»	74
5.3.	- UNITÀ TETTONICA GROPPALLO .....	»	74
5.3.1.	- <i>complesso di Pietra Parcellara</i> .....	»	75
5.4.	- UNITÀ TETTONICA GROTTA .....	»	75
5.4.1.	- <i>complesso di Case Boscaini</i> .....	»	76
5.4.2.	- <i>argille varicolori di Case Crovini</i> .....	»	78
5.4.3.	- <i>formazione di Ponte Grosso</i> .....	»	79
5.5.	- UNITÀ TETTONICA BETTOLA .....	»	80
5.5.1.	- <i>Flysch di Bettola</i> .....	»	81
5.6.	- UNITÀ TETTONICA GUSELLI .....	»	81
5.6.1.	- <i>argille a palombini</i> .....	»	82
5.7.	- UNITÀ TETTONICA FARINI .....	»	82
5.7.1.	- <i>Flysch di Farini d'Olmo</i> .....	»	83
5.8.	- UNITÀ TETTONICA SPORNO .....	»	84
5.8.1.	- <i>Flysch di Monte Sporno</i> .....	»	85
6.	- DOMINIO UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLO .....	»	86
6.1.	- UNITÀ TETTONICA SALSOMAGGIORE .....	»	86
6.1.1.	- <i>formazione del Torrente Ghiara</i> .....	»	86
6.1.2.	- <i>formazione di Rio Gisolo</i> .....	»	87
<b>V</b>	- <b>TETTONICA E SEDIMENTAZIONE</b> .....	»	89
1.	- TETTONICA E SEDIMENTAZIONE NEL QUATERNARIO .....	»	89
1.1.	- INTRODUZIONE .....	»	89
1.2.	- DISCUSSIONE SULLE SEZIONI STRATIGRAFICHE ALLEGATE AL FOGLIO 199 E CONSIDERAZIONI DI NEOTETTONICA .....	»	90
2.	- LINEE TETTONICHE PRINCIPALI E DISCUSSIONE SULLE SEZIONI GEOLOGICHE .....	»	92
3.	- PALEOGEOGRAFIA .....	»	95



<b>VI</b>	<b>- ASPETTI AMBIENTALI E APPLICATIVI</b> .....»	99
1.	- RISORSE IDROPOTABILI.....»	99
2.	- ACQUE MINERALI E PER USO CURATIVO.....»	108
3.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE.....»	112
<b>APPENDICE 1</b>		
<b>BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA</b> .....»		113
<b>APPENDICE 2</b>		
<b>CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO</b> .....»		119
<b>APPENDICE 3</b>		
<b>LO STUDIO DEI DEPOSITI QUATERNARI ATTRAVERSO</b>		
<b>L'UTILIZZO DI MODELLI STRATIGRAFICO-DEPOSIZIONALI</b> »		131
BIBLIOGRAFIA.....»		160
BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA.....»		176

PROGETTO  
CARGO

## I - INTRODUZIONE

(a cura di G. Di Dio, S. Lasagna & A. Martini)

Il presente lavoro è stato realizzato sulla base dei rilevamenti geologici eseguiti tra gli anni 1989-1996 nell'ambito del progetto "Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:10.000" della Regione Emilia-Romagna e sulla base dei rilevamenti *ex-novo* dei depositi quaternari in scala 1:10.000 e 1:25.000. Tra gli anni 1992-2000 il Gruppo di ricerca ha curato la revisione dei rilevamenti per l'allestimento della carta geologica alla scala 1:50.000.

Il criterio di rilevamento adottato per i terreni pre-quaternari è quello lito-stratigrafico; le unità cartografate sono state organizzate secondo la gerarchia classica (formazioni e membri), utilizzando termini informali (complessi e litozone) per le unità di incerta collocazione stratigrafica o per quelle il cui stato di conoscenza non permette, per il momento, una migliore definizione.

Le unità cartografate sono state raggruppate in grandi insiemi, domini e successioni, in base a rapporti stratigrafici e tettonici riconosciuti a scala regionale e all'interpretazione dell'evoluzione paleogeografica dei bacini sedimentari. All'interno dei rispettivi domini sono state definite delle unità tettoniche, comprendenti una o più unità litostratigrafiche, caratterizzate dalla posizione strutturale e dalla propria successione stratigrafica.

I depositi quaternari coprono la porzione nord-orientale del Foglio 199, costituendo arealmente circa il 50% delle unità geologiche rappresentate in Carta. Essi occupano tutta l'area collinare e di pianura posta a valle del margine appenninico (a partire grossomodo da quota 320 m s.l.m.) e bordano i principali corsi d'acqua nelle zone montane. Il loro studio è stato indirizzato a definirne la geo-

metria ed i caratteri fisico-stratigrafici nelle 3 dimensioni, vale a dire sia in affioramento che nel sottosuolo. Per la cartografia di questi terreni è stato utilizzato un criterio stratigrafico-sequenziale, che ha portato alla definizione ed alla correlazione a livello regionale di Sequenze Deposizionali *sensu* MITCHUM *et alii* (1977) che, nelle porzioni comprese tra le discontinuità stratigrafiche di base e di tetto, equivalgono ad unità formali a limiti inconformi (UBSU), vale a dire Supersintemi, Sintemi e Subsintemi; quest'ultimi sono stati in parte suddivisi in sottounità informali definite su base morfologica e pedostratigrafica.

Lo studio dei depositi quaternari si è articolato in tre fasi di lavoro utilizzando molteplici metodologie d'indagine, di seguito specificate:

- I fase: raccolta dei dati geognostici esistenti. I dati, ubicati sulla cartografia tecnica regionale in scala 1:10.000 e caricati nella Banca Dati Geognostici Regionale (BDGR), comprendono (escluse le linee sismiche e i dati analitici di laboratorio) 222 sondaggi, 85 prove penetrometriche, 29 stratigrafie di pozzi AGIP, 876 stratigrafie di pozzi per acqua.
- II fase: studio geologico di superficie. L'analisi delle foto aeree, tarata con un rilevamento geologico in scala 1:10.000, con l'esecuzione di 196 trivellate manuali, con l'esame della BDGR e con 71 nuovi saggi esplorativi (profondi da 2 a 4 m), ha consentito di definire e delimitare le UBSU affioranti, formali ed informali, e di elaborare sia la Carta geologica di superficie che la Carta del tetto delle ghiaie relativa a gran parte della zona di pianura del Foglio. Per la descrizione pedostratigrafica delle unità continentali si è tenuto conto dei rilievi pedologici condotti dall'Ufficio Pedologico Regionale nell'ambito dei rilevamenti per la "Carta dei suoli della Regione Emilia-Romagna" (FILIPPI & SBARBATI, 1994); per la descrizione dei colori degli orizzonti si è fatto riferimento ai codici delle "Munsell Soil color charts".
- III fase: studio geologico di sottosuolo. Sulla base dei dati stratigrafici raccolti nella BDGR è stata costruita una rete di sezioni geologiche parallele e trasversali al margine, con maglia quadrangolare di circa 10 km<sup>2</sup>, che ha condotto ad una ricostruzione tridimensionale dell'architettura dei depositi in esame (DI DIO *et alii*, 1997a, b). Le sezioni, sviluppate a partire dalle unità e dai limiti geologici affioranti, descrivono i depositi quaternari nel sottosuolo mediante l'utilizzo di numerosi profili sismici messi gentilmente a disposizione dall'ENI-AGIP e 6 sondaggi a carotaggio continuo, eseguiti *ad hoc*, spinti a profondità variabile tra i 100 e i 200 m, corredati da un numero consistente di prove in sito (prove di permeabilità, prove di resistenza dei terreni, carotaggi radioattivi e prove di velocità in pozzo) e analisi di laboratorio (biostratigrafiche, petrografiche, geotecniche e di età radiometrica). La maglia di sezioni geologiche e l'interpretazione stratigrafica del sottosuolo hanno subito, dal 1993 al 2000, ben 4 revisioni complete, adeguandosi progressivamente alle teorie di correlazione delle unità sintemiche che andava-

no man mano sviluppandosi e pervenendo ad una integrazione delle metodologie fisico-stratigrafiche e sedimentologiche, tipiche della ricerca petrolifera dell'ultimo quarto di secolo, con quelle più tradizionali di derivazione geomorfologica e pedologica; tale metodologia integrata sarà illustrata nell'Appendice 3.

PROGETTO  
CARGO

PROGETTO  
CARGO

## II- CARTOGRAFIA GEOLOGICA E LETTERATURA PRECEDENTI

(a cura di G. Zanzucchi)

L'area rappresentata sul Foglio Parma sud è entrata di forza nella bibliografia scientifica del primo '900, soprattutto per l'interesse delle prime Società allo sfruttamento degli idrocarburi che, sia nella zona di Salsomaggiore che in quella di Vallezza, da molto tempo erano conosciuti in numerose manifestazioni superficiali.

Dopo le osservazioni sulla "Geologia dell'Appennino parmense" di DEL PRATO (1882) e quelle di SACCO sull' "Appennino dell'Emilia" (1893), la zona venne presa in considerazione dalle prime industrie petrolifere oltre che da CAMERANA & GALDI nel loro lavoro sui "Giacimenti petroliferi dell'Emilia" (1911). Allora l'interesse era particolarmente rivolto alle "argille scagliose", delle quali si discuteva l'età, la giacitura e la possibilità che proprio esse fossero le rocce madri degli idrocarburi, i quali potevano forse fungere da lubrificante, facilitando l'intrusione o la deformazione spinta di questi terreni! ANELLI (1913), nella sua interpretazione del "Miocene tra il Parma e il Baganza", ritiene che "sia un errore il voler assegnare un significato cronologico alle cosiddette argille scagliose, ... le quali non rappresenterebbero altro che una facies particolare assunta da terreni che possono appartenere ad età diversissime". Una lunga discussione si sviluppa inoltre sulla presenza di "materiale di origine vulcanica segnalato nelle formazioni mioceniche emiliane", materiale di cui sarebbe necessario scoprire la provenienza. "Si trattava di eruzioni sottomarine oppure .... in qualche regione emersa dell'attuale Valle Padana ?" (ANELLI, 1923).

Sempre lo stesso ANELLI (1913) elenca una ventina di gasteropodi fossili e numerosi lamellibranchi che testimonierebbero la presenza del Tortoniano nella valle del T. Cinghio, tra Barbiano e Strognano.

ZUFFARDI (1910), nella sua nota sui terreni dei dintorni di Fornovo Taro, presenta per la prima volta una cartina geologica che comprende l'area del Foglio 199 tra il F. Taro ed il T. Baganza, evidenziando la grande estensione delle "argille scagliose" con ofioliti (e granito), i calcari marnosi del Parisiano (cfr. Flysch di Monte Sporno) e le argille del Piacenziano.

Del 1923 e 1927 gli importanti lavori di ANELLI, sulle "Miniere di Vallezza e di M. Rotondo" ed i "Cenni tettonici sulla regione collinosa interposta tra lo Stirone e il Taro", che sottolineano ancora una volta l'interesse per la ricerca e lo sfruttamento di idrocarburi liquidi e gassosi, in queste aree.

Le ricerche che seguono questo periodo sono spesso intese a sviluppare il problema della presenza di idrocarburi o quello della loro "roccia serbatoio".

A titolo di informazione, ad esempio, nel giacimento di Vallezza, dal 1907 al 1956 sono stati perforati 177 pozzi per complessivi 106.668 metri. Il primo pozzo, scavato a mano, iniziò nel 1907 e fu spinto a 120 metri di profondità, mentre nel 1956, per una collaborazione S.P.I. - A.G.I.P. MIN. un pozzo raggiunse la profondità di 3218 metri. Dal 1909 al 1973 sono stati prodotti complessivamente in questa area 198.462.457 litri di olio e 104.365.146 Nmc di gas.

Da segnalare gli importanti lavori di GREIG (1935, 1937), LUCCHETTI & SCARPA (1954), LUCCHETTI *et alii* (1962), MEDIOLI & ZANZUCCHI (1963), MERLA (1957), WIEDENMAYER C. (1955), e varie relazioni interne alla S.P.I. di PASSANTE (1940), PETTERS (1940), PREVIDI (1959, 1966, 1970, 1974, 1982) ed altri ancora.

E' tuttavia nel 1954 con V. Petters, C. Wiedenmayer e G. Merla che vengono distinte, nell'area, due serie sovrapposte in modo anomalo: quella superiore ligure, che pure contiene idrocarburi e quelle inferiore "autoctona", miocenica, da collegarsi alla struttura di Salsomaggiore ed appartenente alle Unità padane.

Negli anni successivi vengono migliorate le conoscenze stratigrafiche e tettoniche con dettagliati lavori di biostratigrafia, ricostruzioni ambientali e tentativi di separazione e individuazione delle unità tettoniche presenti.



### **III - INQUADRAMENTO GENERALE**

(a cura di G. Di Dio, S. Lasagna, A. Martini & G. Zanzucchi)

#### **1. - CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI**

Il Foglio 199 è compreso geograficamente in un quadrilatero ai cui vertici troviamo (in senso orario partendo dal vertice NO) gli abitati di Tabiano, Parma, Langhirano e Solignano (quest'ultimo, appena fuori dal Foglio 199, ricade nel Foglio 198-Bardi). Il territorio dal punto di vista amministrativo appartiene alla provincia di Parma.

I rilievi maggiori sono rappresentati dal M. Sant'Antonio (736 m), dal M. Prinzerà (736 m), dal M. Albareto (835 m) e dal M. Sporno (1058 m). L'intera superficie risulta drenata dai torrenti Gisolo, Parola e Recchio nel settore estremo NO, dal F. Taro, dal T. Baganza e dal T. Parma nella quasi totalità dell'area centrale e solo marginalmente, a SE, dal T. Termina.

Da ricordare: l'antico abitato di Tabiano, i castelli di Varano de' Melegari, di Felino e di Torrechiara e i resti del Castello di Roccalanzona.

Nell'area del Foglio sono compresi il Parco Fluviale Regionale del Taro, il Parco Regionale dei Boschi di Carrega e la Riserva Naturale Monte Prinzerà.

#### **2. - ASSETTO STRUTTURALE**

L'area del Foglio 199 ricade sul margine meridionale del Bacino Sedimentario Padano, vasta depressione delimitata a cintura dai rilievi appenni-

nici ed alpini e colmata da un potente accumulo di depositi marini ed alluvionali di età pliocenica e quaternaria.

L'attuale strutturazione del bacino trae origine dalle spinte deformative che, a partire dal Miocene superiore, hanno coinvolto l'Appennino Settentrionale e l'antistante substrato padano, provocandone la deformazione secondo un modello generale a falde sovrapposte ed embrici NE vergenti (PIERI & GROPPi, 1982).

Nell'area di catena di pertinenza del Foglio sono presenti quasi tutte le unità tettoniche che, nel loro insieme, costituiscono l'intero edificio appenninico emiliano.

A partire dal basso, al nucleo dell'omonima struttura, affiora l'Unità umbromarchigiano-romagnola di Salsomaggiore. La struttura mostra in affioramento un asse a direzione NO-SE, con graduale immersione verso SE; tale struttura, costituita da terreni miocenici, risulta ricoperta dalle coltri liguri a SO e, anche se di poco, a NE, come dimostrato dalle perforazioni petrolifere.

Nella zona meridionale del Foglio è presente una grossa porzione della complessa struttura a sinclinali rovesciate del Flysch di Monte Sporno, che nell'area esaminata rappresenta l'unità ligure inferiore. E' molto significativo sottolineare l'assoluta mancanza della Unità tettonica Canetolo sopra l'Unità di Salsomaggiore, unità che invece ricopre largamente gli affioramenti "toscani". Questo fatto pone grossi problemi paleogeografici e tettonici (ZANZUCCHI, 1988) relativamente all'evoluzione dei ricoprimenti sulle unità umbro-marchigiano-romagnole e sulle relazioni paleogeografiche tra l'Unità tettonica Monte Sporno e l'Unità tettonica Canetolo.

Nell'area sud-occidentale del Foglio, sono presenti anche le unità tettoniche liguri più alte dell'edificio appenninico e cioè l'Unità tettonica Cassio e l'Unità tettonica Solignano. Come si evince dai capitoli successivi sulla stratigrafia, risulta difficile stabilire la posizione tettonica e paleogeografica di queste due unità, in quanto il Flysch di Solignano rappresenta un *unicum* nel settore appenninico occidentale anche se alcuni Autori propongono di collegarlo alla Unità tettonica Monghidoro dell'Appennino modenese e bolognese.

Infine è interessante rilevare l'estensione notevole dei sedimenti neoautoctoni pliocenico-quaternari, in facies marine, ben rappresentati soprattutto nella valle del T. Sporzana.

Nelle aree di pianura sono noti, grazie soprattutto ai profili sismici dell'AGIP, due archi di accavallamenti, in gran parte sepolti, sviluppati con orientamento NO-SE. Si tratta di gruppi di strutture anticlinaliche, associate a piani di scollamento ed accavallamento (*thrust*) immergenti generalmente verso SO con inclinazioni comprese tra 20 e 30, separati da ampie zone sinclinaliche fortemente subsidenti. Il primo arco è impostato in corrispondenza dell'attuale margine morfologico dell'Appennino, il secondo, più a settentrione, si estende dall'Appennino vogherese fino a Reggio Emilia sull'allineamento Cremona -

Parma. L'arco di accavallamenti più meridionale è conosciuto nella letteratura geologica (PIERI & GROPPI, 1982; BERNINI & PAPANI, 1987) con il nome di "Fronte di Sovrascorrimento Pedepenninico" (*Pedeapenninic Thrust Front*, PTF), il secondo, più settentrionale, è conosciuto con il nome di "Fronte di Sovrascorrimento Esterno" (*External Thrust Front*, ETF) e costituisce l'arco di accavallamenti sepolti attualmente attivi nel Bacino Padano, come dimostrano i recenti terremoti.

### 3. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA (a cura di C. Tellini & G. Zanzucchi)

L'aspetto più spettacolare ed anche significativo della morfologia nell'area del Foglio è particolarmente apprezzabile nella vasta superficie che circonda a monte e a valle la confluenza di due importanti corsi d'acqua appenninici come il F. Taro e T. Ceno.

Se ci si porta sulle colline degradanti su Fornovo o su quelle opposte presso Felegara, si ha modo di osservare un bellissimo ed allungato profilo della conoide fluviale che "affoga" gradualmente nella attuale alta pianura. Questa conoide ampiamente intagliata ed erosa, mantiene tuttavia un chiaro riferimento ed esempio dell'enorme accumulo di ghiaie trasportate da una catena in rapido sollevamento ed erosione con evidente terrazzamento provocato dalle fasi alterne nella evoluzione fluviale dei corsi d'acqua stessi. Da rimarcare il notevole dislivello tra le più antiche alluvioni e l'attuale corso del F. Taro, che raggiunge nelle zone più interne i 180 metri come ad esempio tra le località Casella e la confluenza del T. Ceno.

Le varie unità terrazzate sono state recentemente studiate nei loro rapporti reciproci da CREMASCHI (1987) e la loro disposizione ed evoluzione morfologica è stata sintetizzata nella Carta Geomorfologica della Pianura Padana (AA.VV., 1997).

Caratteristica di queste superfici terrazzate è l'intensa pedogenesi evidenziata da suoli rubefatti antichi, impostati su depositi alluvionali, da suoli lisciviati e da suoli bruni su depositi alluvionali e/o loess.

I terrazzi fra il T. Parma ed il T. Baganza risultano maggiormente inclinati (rispetto a quelli in sinistra Taro e destra Parma) a causa della tettonica che ha basculato in modo sensibile il settore compreso tra i due corsi d'acqua.

Le deformazioni dei terrazzi pleistocenici si evidenziano a Stradella dove emerge un'anticlinale appartenente alle strutture appenniniche marginali che coinvolgono i terrazzi (si vedano le analoghe situazioni di Montechiarugolo, il Ghiardo, ecc.).

Un'altra caratteristica morfologia riscontrata nell'area del Foglio è rappresentata dagli spuntoni ofiolitici, di solito serpentinitici, che si ergono con forme

caratteristiche fra le distese calanchive di “argille scagliose” come un tempo venivano chiamati questi mèlanges tettonico-sedimentari. Ben noti sono quelli di Pietra Corva e del Castello di Roccalanzona, tra il T. Dordone e il F. Taro, ma ancora più imponenti sono quelli in destra Taro a cominciare da M. Zirone (ora in via di smantellamento per attività estrattiva), Rocca Galgana, San Genesio e soprattutto M. Prinzerà, vero simbolo litico a cavaliere tra la Val Taro e la Val Sporzana e ora inserito nell’area protetta omonima. Già abbiamo accennato come dalla sua cima posta a 736 m si possa godere di un vasto panorama che comprende una grande area di pianura fin oltre la Via Emilia, la confluenza T. Ceno-F.Taro, la Val Sporzana e buona parte degli affioramenti del Flysch di Monte Sporno, nonchè le splendide pieghe del Flysch di Monte Cassio e il Flysch di Solignano, sovrastanti desolate distese calanchive di varie formazioni argillose caoticizzate. Nei giorni ventosi di tramontana si scorgono in lontananza i primi rilievi alpini dalla Val Trompia ai Monti Lessini ed anche oltre fino alle vette innevate delle Alpi.

Meno caratteristica, perchè a morfologia più regolare, la zona meridionale del Foglio ove affiora una parte della struttura del Flysch di Monte Sporno, che come già si è detto presenta una successione di pieghe e faglie le cui direttrici tettoniche disegnano archi a concavità rivolta verso i quadranti settentrionali.

Le dorsali rilevate (generalmente di natura calcareo-marnosa) si alternano a valli o zone depresse (corrispondenti a fasce più marnoso-argillose o di natura cataclastica) entrambe allungate secondo l’andamento delle strutture tettoniche di questo settore. Nelle litologie meno coerenti l’incidenza delle frane è notevole, determinando un tipico paesaggio di frana (come ad esempio nel bacino del T. Cinghio). Di solito tali fasce sono più depresse e corrispondono spesso al nucleo di sinclinali.

## IV - STRATIGRAFIA

(a cura di G. Di Dio, S. Lasagna & A. Martini;  
note biostratigrafiche a cura di R. Catanzariti & D. Rio)

### 1. - IMPOSTAZIONE DELLA LEGENDA

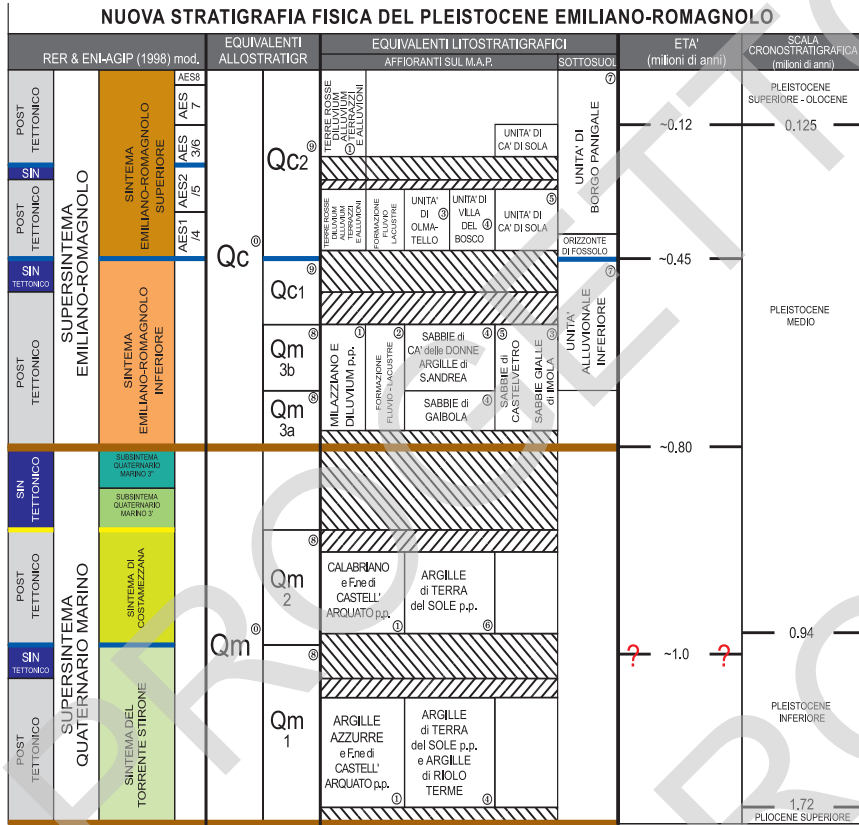
Le unità cartografate possono essere raggruppate in quattro grandi insiemi:

- a) Dominio Padano - adriatico
- b) Successione Epiligure
- c) Dominio Ligure
- d) Dominio Umbro-marchigiano-romagnolo

#### a) Dominio Padano - adriatico

Il Dominio Padano - adriatico è rappresentato dalla successione post-evaporitica del margine padano-adriatico che si presenta nel suo complesso come un ciclo sedimentario trasgressivo - regressivo, costituito alla base da depositi continentali, seguiti da depositi francamente marini e con al tetto ancora depositi continentali. Nel Foglio 199 essa è stata suddivisa, in accordo con i cicli trasgressivo-regressivi di RICCI LUCCHI *et alii* (1982), in quattro gruppi di unità geologiche separate da importanti superfici di discontinuità stratigrafica e caratterizzate da depositi litologicamente e tessituralmente differenti. Di seguito sono elencate dalla più recente alla più antica:

- Supersintema Emiliano-Romagnolo, equivalente al ciclo Quaternario continentale Qc;
- Supersintema Quaternario Marino, equivalente all'omonimo ciclo Qm;



Riferimenti Bibliografici

- ⊗ Ricci Lucchi *et alii* (1982) ⊙ Carta Geologica d'Italia 1:100.000 ⊗ Cremaschi (1982) ⊗ Vai (1984) - Marabini *et alii* (1987) ⊗ Farabegoli (1985)
- ⊗ Gasperi *et alii* (1987) ⊗ Carta Geologica d'Italia 1:50.000 F. 218 - F. 254 (2002) ⊗ Amorosi & Farina (1995) ⊗ Amorosi *et alii* (1996a)
- ⊗ Amorosi *et alii* (1996b)

Legenda

- Discontinuità Principali
- Discontinuità Minori
- Base di Sin-Tettonico Regionale
- Lacuna stratigrafica per non deposizione
- Lacuna stratigrafica per erosione

Fig. 1 - Inquadramento geocronologico della stratigrafia fisica del Pleistocene Emiliano-Romagnolo e comparazione con le unità litostratigrafiche di letteratura.

- argille di Lugagnano e formazione di Vernasca, equivalenti ai cicli P2 e P1.
- Formazione a colombacci, equivalente al ciclo M.

Le prime due sono unità a limiti inconformi formali (UBSU), in accordo con le prescrizioni della “Guida al rilevamento della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000” (AA.VV., 1992). Tale classe di unità consente l’interpretazione stratigrafico-sequenziale e la correlazione fisica nel sottosuolo, a scala regionale, dei depositi quaternari (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998), in quanto ogni UBSU coincide con la porzione marginale di una sequenza deposizionale (*sensu* MITCHUM *et alii*, 1977) che si estende fisicamente sull’intero bacino sedimentario. Le ultime tre unità, pur possedendo alcuni attributi richiesti dalla classe delle unità a limiti inconformi, sono state cartografate come unità litostratigrafiche formali, in accordo con la cartografia geologica precedente.

Il Supersintema Emiliano-Romagnolo (vedi figure 1, 2 e 3) è costituito nel Foglio 199 da depositi di conoide e di piana alluvionale e da depositi alluvionali intravallivi, terrazzati. In esso sono compresi i depositi conosciuti in letteratura come “Formazione fluvio-lacustre” (CREMASCHI, 1982) e tutti i depositi alluvionali, terrazzati, cartografati nella Carta Geologica d’Italia scala 1:100.000 e nella Carta Geologica della Provincia di Parma e zone limitrofe scala 1:100.000 (ISTITUTO DI GEOLOGIA UNIVERSITÀ DI PARMA, 1966).

All’interno del Supersintema Emiliano-Romagnolo, sono state individuate due unità principali (DI DIO *et alii*, 1997a,b): un’unità inferiore, detta Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore ed un’unità superiore detta Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, che occupa la porzione nord-orientale del Foglio. Esse sono separate da una superficie di discontinuità stratigrafica (passante a N del Foglio 199 nella correlativa superficie di continuità), individuata in affioramento e seguita nel sottosuolo tramite l’interpretazione dei profili sismici forniti dall’ENI-AGIP, tarati sulla scorta della Banca Dati Geognostici Regionale, integrata con i dati dei carotaggi continui.

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore è stato suddiviso in cinque subsintemi identificabili in affioramento mediante caratteristiche morfo-pedostratigrafiche: si tratta infatti di depositi di conoide alluvionale, terrazzati, le cui ultime superfici deposizionali, ora relitte, poste a quote diverse e separate da scarpate erosive, presentano evoluzione pedostratigrafica differente. Le superfici di discontinuità erosiva che separano i cinque subsintemi sono state interpolate nel sottosuolo sulla griglia di sezioni geologiche che collegano i pozzi meglio descritti della Banca Dati Geognostici Regionale. I subsintemi più recenti (Subsintema di Ravenna e Subsintema di Villa Verucchio) e il Subsintema di Maiatico sono stati ulteriormente suddivisi, sempre grazie agli attributi morfo-pedostratigrafici, in unità di rango stratigrafico inferiore. Le porzioni del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore affioranti in contesto intravallivo,

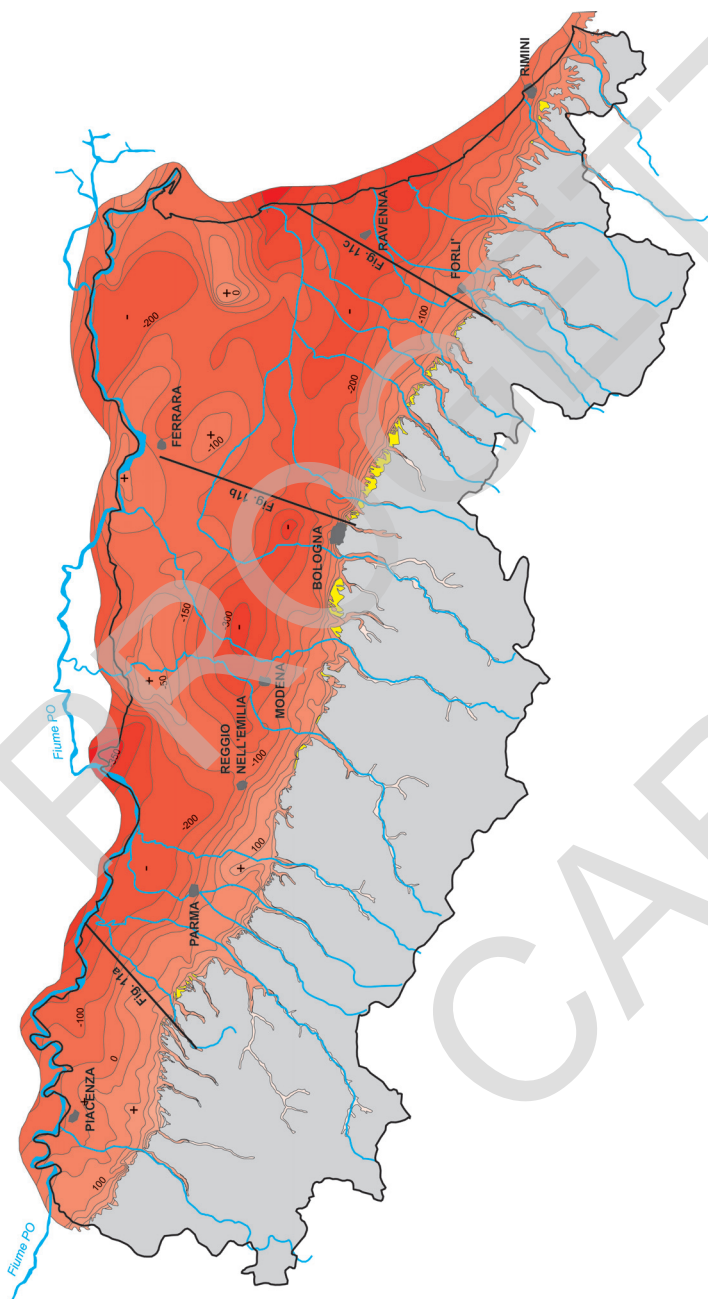


Fig. 2 - Isobate della base del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore nel sottosuolo della pianura Padana. L'andamento irregolare, con la presenza di culminazioni (+) e depressioni (-), è testimonianza di un'attività tettonica recente. E' mostrata inoltre la distribuzione regionale degli affioramenti del Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore (in giallo).



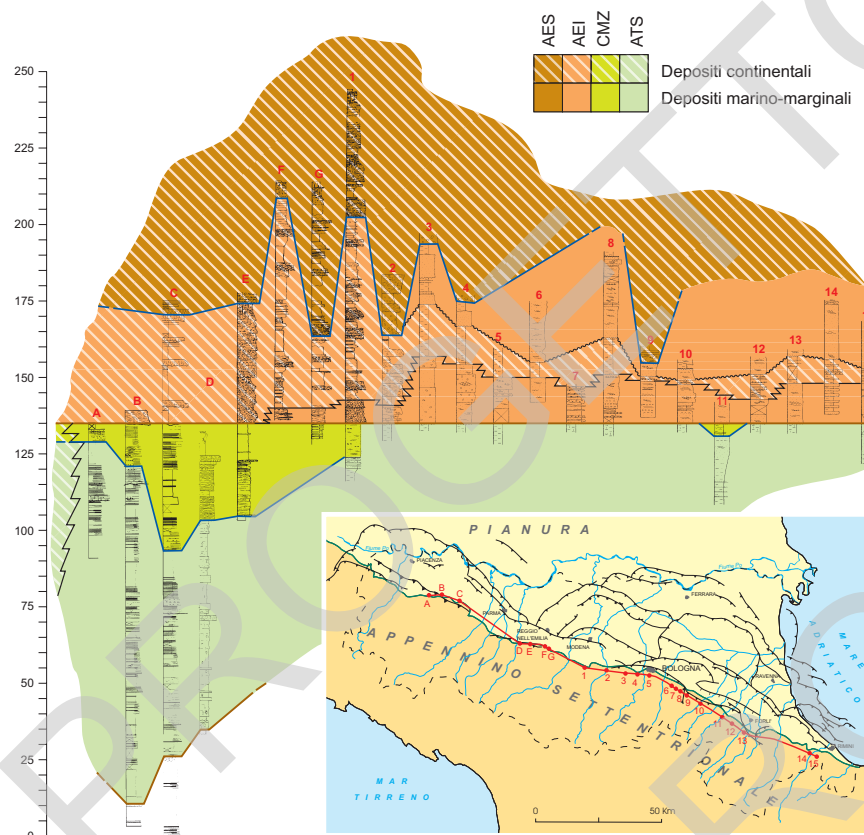


Fig. 3 - Schema di correlazione stratigrafica lungo il margine apenninico padano.

intrappenninico (lembi di terrazzo alluvionale), mancano della continuità fisica delle superfici deposizionali e di altri elementi necessari per una loro correlazione stratigrafica (ad es. dati radiometrici o pedostratigrafici). Non si è preteso quindi di dare un'interpretazione stratigrafica a tutti i terrazzi intravallivi, per cui in corrispondenza delle aste fluviali montane si è preferito utilizzare delle sigle (**b<sub>n</sub>**) che indicano l'ordine progressivo dei terrazzi fluviali dal più recente al più vecchio. Tali sigle consentono comunque una diretta correlazione con i terrazzi alluvionali cartografati nel limitrofo Foglio 217 "Neviano degli Arduini".

Il Supersistema Emiliano-Romagnolo giace in discordanza sul Supersistema Quaternario Marino, di età Pliocene superiore ? - Pleistocene inferiore, il quale risulta costituito da terreni parali e marini che si sono depositi al di sopra di una estesa superficie di discontinuità al termine di un evento di sollevamento tetto-

nico di importanza regionale. La superficie di discontinuità è stata riconosciuta in affioramento e cartografata nel sottosuolo del Foglio mediante l'utilizzo congiunto di sismica, pozzi e sondaggi.

Il Supersistema Quaternario Marino equivale al Calabriano della Carta Geologica della Provincia di Parma e zone limitrofe scala 1:100.000 (ISTITUTO DI GEOLOGIA UNIVERSITÀ DI PARMA, 1966) e alla parte alta della Formazione di Castell'Arquato (Pliocene medio-Pleistocene inferiore), affiorante nell'adiacente Foglio 180-Salsomaggiore Terme e cartografata nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. E' stato conservato per questa unità il nome "storico" attribuito nel 1982, anche se nella parte occidentale dell'adiacente Foglio 180, come illustrato in figura 3 sono stati correlati con il Quaternario Marino terreni di origine continentale (CALABRESE *et alii*, in prep.). All'interno del Supersistema Quaternario Marino sono state individuate due unità principali (DI DIO *et alii*, 1997a,b): un'unità inferiore, detta Sintema del Torrente Stirone (equivalente al Sintema QM1 di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998), magnificamente esposta nella sezione affiorante lungo il torrente da cui prende il nome, ed un'unità superiore, detta Sintema di Costamezzana (equivalente ai Sintemi QM2 e QM3 di DI DIO *et alii*, 1997a,b), che affiora in corrispondenza delle principali incisioni fluviali lungo il Margine Appenninico compreso nel Foglio 199. Esse sono separate da una superficie di discontinuità stratigrafica (passante a N del Foglio 199 nella correlativa superficie di continuità), individuata in affioramento e seguita nel sottosuolo tramite l'interpretazione dei profili sismici forniti dall'AGIP S.p.a., tarati mediante i logs dei pozzi petroliferi.

Le argille di Lugagnano si sono deposte in un bacino profondo a sedimentazione torbiditica, compreso tra l'ambiente neritico inferiore e la piana batiale (IACCARINO & PAPANI, 1982), probabilmente corrispondente al settore interno dell'avanfossa pliocenica del fronte appenninico.

Le argille di Lugagnano rappresentano l'evoluzione del ciclo sedimentario trasgressivo che si sviluppa durante tutto il Pliocene e parte del Pleistocene (IACCARINO & PAPANI, 1982), a partire dalla formazione di Vernasca (cicli P1 e P2 di RICCI LUCCHI *et alii*, 1982) su cui le argille di Lugagnano si depositano con un contatto netto.

La formazione di Vernasca è un'unità torbiditica prevalentemente arenitica, che nel suo complesso mostra una evoluzione trasgressiva, passando da depositi essenzialmente ghiaiosi a sabbiosi, fino a pelitici. Nell'area del Foglio 199 questa formazione era stata denominata finora con termini informali e generici (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967 e BONI *et alii*, 1971). L'ambiente deposizionale era costituito da un bacino relativamente profondo, in cui avveniva il riempimento, da parte delle sabbie, di canali incisi in depositi di scarpata, dove i conglomerati rappresentano i depositi di un fronte deltizio sommerso e le torbiditi pelitico-arenacee episodi di tracimazione depositati ai lati dei canali sabbiosi; la

formazione di Vernasca è stata perciò suddivisa in tre sottunità stratigraficamente sovrapposte, dal basso verso l'alto: una litofacies conglomeratica, una litofacies arenitica e una litofacies pelitico-arenitica.

Questa formazione rientra nel ciclo sedimentario P1: ciclo pliocenico inferiore (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982), che rappresenta la prima fase di un ciclo sedimentario trasgressivo, di ordine superiore, che si sviluppa durante tutto il Pliocene e parte del Pleistocene (IACCARINO & PAPANI, 1979); nell'area del Foglio la formazione di Vernasca è in contatto paraconcordante sulla Formazione a colombacci.

La Formazione a colombacci è costituita da depositi caratteristici di un ambiente transizionale tra quello continentale e quello lagunare, con facies e associazioni faunistiche tipiche di ambienti d'acqua dolce o sottosalata. In letteratura questa formazione era stata denominata finora con termini informali quali "Messiniano ipoalino" o "Serie clastica continentale" (IACCARINO & PAPANI, 1979); la successione mostra nel suo complesso una tendenza trasgressiva, ricca di facies grossolane ed è stata suddivisa in tre litofacies stratigraficamente sovrapposte, anche se con sicuri rapporti laterali, almeno parziali, tra le varie sottunità. Questa formazione rientra nel ciclo sedimentario M: ciclo miocenico sommitale o messiniano "superiore" (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982).

La Formazione a colombacci è in contatto discordante sulla successione epiligure e sulle unità tettoniche liguri, e trasgredisce sulle unità della struttura di Salsomaggiore.

#### b) Successione Epiligure

La Successione Epiligure, in generale appoggia in discordanza sull'edificio a falde ligure; nell'area del Foglio 199 essa è rappresentata da tutti i suoi termini compresi tra l'Eocene medio-superiore e il Messiniano inferiore: breccie argillose di Baiso, Marne di Monte Piano, Formazione di Ranzano, Formazione di Antognola, Formazione di Contignaco, Formazione di Pantano, Formazione di Cigarellò, queste ultime due comprese nel Gruppo di Bismantova, e Formazione del Termina.

#### c) Dominio Ligure

Le formazioni appartenenti al Dominio Ligure sono state raggruppate in unità (e sottunità) tettoniche, che vengono qui di seguito elencate in ordine di sovrapposizione geometrica attuale (dall'alto verso il basso), accompagnate dalle formazioni in esse contenute (in ordine stratigrafico): Unità tettonica Solignano (argille varicolori di Case Garola, flysch di Solignano); Unità tettonica Cassio (Arenarie di Scabiazza, argille Varicolori di Cassio, Flysch di Monte Cassio, Argille di Viano); Unità tettonica Groppallo (complesso di Pietra Parcellara); Unità tettonica Grotta (complesso di Case Boscaini, argille varico-

lori di Case Crovini, formazione di Ponte Grosso); Unità tettonica Bettola (Flysch di Bettola); Unità tettonica Guselli (argille a palombini); Unità tettonica Farini (Flysch di Farini d'Olmo); Unità tettonica Sporno (Flysch di Monte Sporno). I rapporti tra le formazioni appartenenti alla stessa unità tettonica sono stratigrafici, anche se localmente questi possono evidenziare fenomeni di tettonizzazione. L'attuale sovrapposizione di tutte queste unità tettoniche è il risultato della complessa successione di eventi tettonici esplicitatisi a partire dall'Eocene medio sino al Pleistocene (vedi Capitolo V., 3.).

#### d) Dominio Umbro-marchigiano-romagnolo

A questo Dominio appartiene l'Unità tettonica di Salsomaggiore, che costituisce l'unità strutturalmente più bassa di questo settore della catena appenninica. L'attribuzione di questa unità al Dominio Umbro-marchigiano-romagnolo è stata guidata dalle interpretazioni eseguite dai ricercatori dell'AGIP di numerosi profili sismici; la loro analisi sembrerebbe mostrare un collegamento diretto della struttura di Salsomaggiore al di sotto della coltre ligure con l'area di affioramento classica delle unità appartenenti al Dominio Umbro-marchigiano-romagnolo, ad oriente della ben nota "Linea del Sillaro" Auctt. Più specificatamente viene suggerita la correlazione dei terreni della struttura di Salsomaggiore con la Formazione Marnoso-arenacea.

Nell'adiacente Foglio 198-Bardi, la stessa unità era invece stata inserita nel Dominio Padano, prendendo spunto dalla Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale (C.N.R., 1982), dove i terreni della struttura di Salsomaggiore vengono ascritti a non meglio specificate Unità padane interne.

La descrizione stratigrafica delle successioni sopra elencate verrà fatta dall'alto verso il basso, secondo l'ordine di sovrapposizione tettonica proprio dell'edificio appenninico. All'interno delle singole successioni, la descrizione seguirà sempre l'ordine di sovrapposizione stratigrafica, tranne che per i depositi quaternari continentali e marini.

## 2 - DEPOSITI QUATERNARI INTRAPPENNINICI CONTINENTALI PRIVI DI UNA FORMALE CONNOTAZIONE STRATIGRAFICA

(a cura di A. Martini)

Questi depositi si sono formati ad opera di vari processi sedimentari, legati principalmente a fenomeni gravitativi e alla dinamica fluviale.

La cartografia dei depositi continentali quaternari nell'area montuosa e collinare del Foglio è il risultato dell'integrazione tra una fase di rilevamento di terreno, con la raccolta di dati e osservazioni di carattere principalmente morfologico oltre che litologico, e una fase di analisi fotointerpretativa.

Mancano invece informazioni riguardanti la caratterizzazione geotecnica dei depositi, lo spessore degli stessi, la classificazione del tipo di movimento per i corpi franosi, dati sicuramente indispensabili per studi di carattere applicativo, per la raccolta dei quali sono necessarie indagini strumentali mirate, non previste nel progetto di cartografia di questo Foglio.

Gli accumuli di frana sono stati distinti sulla base dello stato di attività del movimento, in accordo con le definizioni di VARNES (1978) in CARRARA (1983), in *frane in evoluzione* ( $\mathbf{a}_1$ ), o attive, e *frane quiescenti* ( $\mathbf{a}_2$ ), le prime presentano evidenze di movimento in atto o sono state interessate da movimento negli ultimi cicli stagionali, mentre le frane quiescenti non recano evidenze di movimento. La distinzione tra frane attive e quiescenti è stata fatta sulla base di osservazioni di campagna senza l'ausilio di strumentazione.

I corpi franosi dal punto di vista litologico sono costituiti da accumuli gravitativi di elementi litoidi eterogenei ed eterometrici, ad assetto caotico, in abbondante matrice pelitica.

Tra gli accumuli di frana non sono state comprese quelle porzioni di successioni sedimentarie, di dimensioni cartografabili, che pur conservando un certo assetto stratificato ordinato, risultano traslate, in genere con movimenti di scivolamento in blocco; in questi casi è stata delimitata la porzione interessata dal movimento ed è stata evidenziata con un apposita simbologia sovrainposta sulle formazioni della successione che la compongono.

Altri tipi di coperture, originatesi per processi essenzialmente gravitativi e con l'apporto più o meno sensibile di fenomeni di ruscellamento, sono i *depositi di versante* ( $\mathbf{a}_3$ ), i *depositi eluvio-colluviali* ( $\mathbf{a}_4$ ) e i *detriti di falda* ( $\mathbf{a}_6$ );  $\mathbf{a}_3$  e  $\mathbf{a}_4$  sono costituiti da elementi lapidei eterogenei ed eterometrici, inglobati in matrice pelitica o sabbiosa talora abbondante, derivanti da processi di alterazione *in situ*, accumulati ad opera della gravità e rielaborati da fenomeni gravitativi e dalle acque di ruscellamento. I detriti di falda sono costituiti da elementi litoidi spigolosi, sono generalmente privi di matrice e si sono formati per processi di disgregazione meccanica in scarpate rocciose, soprattutto se interessate da intensa fratturazione e da fenomeni di crioclastismo; questi materiali si ritrovano quindi accumulati per gravità alla base delle scarpate stesse e in genere sono pochissimo rielaborati successivamente dalle acque di ruscellamento.

I depositi alluvionali sono stati distinti in *depositi alluvionali in evoluzione* ( $\mathbf{b}_1$ ), *depositi alluvionali recenti* ( $\mathbf{b}_{1a}$ ) e *depositi alluvionali terrazzati* ( $\mathbf{b}_n$ ), dal punto di vista litologico sono costituiti da ghiaie, decisamente prevalenti, sabbie e da locali blocchi, di dimensioni fino a plurimetriche. I depositi alluvionali in evoluzione occupano l'alveo attuale del corso d'acqua, i depositi alluvionali recenti i tratti temporaneamente abbandonati, ma che sono potenzialmente interessati dalle dinamiche fluviali in regime di piena ordinaria, sono quindi deposi-

ti soggetti ancora a rimobilizzazione. I depositi alluvionali terrazzati occupano porzioni ormai abbandonate dal corso d'acqua e risultano terrazzati in vari ordini a diverse quote al disopra dell'alveo, in relazione all'età del deposito; tali depositi possono essere rimobilizzati solo in casi di piene eccezionali e solo per gli ordini di terrazzi più giovani, sono quindi fissati da vegetazione stabile. Questi depositi sono in genere ricoperti da sedimenti fini siltoso-argillosi con subordinate sabbie, che presentano differente grado di pedogenesi a seconda dell'età del deposito.

### 3 – DOMINIO PADANO-ADRIATICO: SUCCESSIONE POST-EVAPORITICA DEL MARGINE PADANO-ADRIATICO

#### 3.1. - SUPERSINTEMA EMILIANO-ROMAGNOLO

Il Supersintema Emiliano-Romagnolo, affiorante con i suoi terreni più antichi sul margine appenninico padano (figure 1, 2 e 3), è stato suddiviso in due unità principali, denominate come segue:

- Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore, AES
- Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore, AEI

Queste due unità sono state riconosciute e correlate come sequenze deposizionali (*sensu* MITCHUM *et alii*, 1977) su tutta la pianura emiliano-romagnola, utilizzando i profili sismici e i pozzi dell'AGIP (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). Esse sono separate, in corrispondenza del margine appenninico, da una superficie di discontinuità, spesso con discordanza angolare ed erosione, testimonianza di una fase tettonica regionale databile alla fine del Pleistocene inferiore.

Il contesto geodinamico locale in cui si sviluppa il Supersintema Emiliano-Romagnolo è quello di un bacino di *piggyback* adiacente all'avanfossa padana, allungato in senso SE – NO e limitato a tergo (SO) e sul fronte (NE) da due archi di strutture compressive (rispettivamente: Fronte di accavallamento pedeappenninico PTF e Fronte di accavallamento esterno ETF *sensu* BERNINI & PAPANI, 1987) fortemente attive. Fino a quando il sollevamento del margine appenninico determinato dal PTF risulta tale da continuare a produrre una forte subsidenza relativa del bacino di *piggyback* posto ai suoi piedi, in quest'ultimo persistono le condizioni per avere prevalente aggradazione sedimentaria. A questa fase corrisponde la deposizione dei sedimenti di piana e conoide alluvionale distale appartenenti al Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore. Nel momento in cui diminuisce la subsidenza relativa del bacino di *piggyback*, come conseguenza del forte sollevamento regionale prodotto in corrispondenza dell'ETF, si determinano

significativi spostamenti verso Nord del margine appenninico e quindi si assiste, nel Foglio, allo sviluppo di depositi di conoide alluvionale, terrazzati. Quest'ultimi, nel loro insieme, costituiscono il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore.

### 3.1.1. - Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES)

Si tratta di un'unità alluvionale, terrazzata, costituita da ghiaie prevalenti in corrispondenza degli apparati fluviali principali (depositi di conoide e depositi intravallivi terrazzati), passanti a limi prevalenti con rare intercalazioni di sabbia e ghiaia nelle aree di interconoide.

L'età complessiva dell'unità è Pleistocene medio - Olocene.

In corrispondenza della zona assiale del bacino di *piggyback* (tra Pilastro e Corcagnano), essa presenta lo spessore massimo di circa 100 m; in corrispondenza dell'ETF (nella zona di Stradella di Collecchio), invece, si riduce fino a circa 20 m di potenza mentre sul fianco settentrionale dell'ETF (nel sottosuolo della città di Parma) raggiunge uno spessore massimo di circa 150 m.

Come riferito in precedenza l'AES risulta suddivisibile in 5 Subsintemi, affioranti a quote progressivamente decrescenti lungo il margine appenninico; in ordine crescente di età:

- Subsintema di Ravenna – AES<sub>8</sub> (che comprende l'unità di Modena AES<sub>8a</sub>)
- Subsintema di Villa Verucchio - AES<sub>7</sub> (suddiviso nell'unità di Vignola - AES<sub>7b</sub> e di Niviano -AES<sub>7a</sub>)
- Subsintema di Agazzano - AES<sub>3</sub>
- Subsintema di Maiatico - AES<sub>2</sub> (suddiviso nell'unità di Fico Rosso - AES<sub>2b</sub> e di Miano - AES<sub>2a</sub>)
- Subsintema di Monterlinzana - AES<sub>1</sub>

La sedimentazione dell'AES prende inizio al termine di un evento minore, ancorchè regionale, di sollevamento delle strutture compressive appenniniche, registrato in affioramento da una superficie di discontinuità erosiva. Tale superficie, riconoscibile anche nei profili sismici, risulta particolarmente evidente in corrispondenza dei principali fronti strutturali sepolti (Di Dio *et alii*, 1997a,b).

Nel sottosuolo la successione sedimentaria riferibile all'AES è ottimamente documentata dai sondaggi PR199S2, S3, S4, S5 e S6, eseguiti dalla Regione Emilia-Romagna. Tale successione, ove completa, vale a dire in corrispondenza della zona assiale del bacino di *piggyback* e sul fianco settentrionale dell'ETF, è formata da 5 cicli deposizionali compositi, costituiti da depositi di conoide alluvionale che si sovrappongono in ordine stratigrafico "normale". In corrispondenza e a monte del PTF e sulle culminazioni assiali dell'ETF, invece, essi si giu-



stappongono formando così depositi intravallivi terrazzati. Ogni ciclo deposizionale, nel suo complesso, corrisponde ad una Sequenza Deposizionale Elementare (*sensu* REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) e in affioramento ad un Subsistema della AES. L'architettura interna di ogni ciclo deposizionale verrà illustrato nell'Appendice 3.

I ritrovamenti archeologici sulle superfici terrazzate dell'AES ed il confronto con le curve del  $^{18}\text{O}$  pubblicate da RUDDIMAN *et alii* (1989) fanno supporre che l'origine della ciclicità deposizionale dell'AES sia da attribuire ad oscillazioni climatiche sviluppate alla scala dei 40-100.000 anni ed il cui inizio risulta collocabile intorno ai 400-450.000 anni B.P..

In carta, il Subsistema di Ravenna (AES<sub>8</sub>) e l'Unità di Modena (AES<sub>8a</sub>) e il Subsistema di Villa Verrucchio (AES<sub>7b</sub> e localmente AES<sub>7a</sub>) sono stati suddivisi in ambienti deposizionali, in base agli elementi morfo-deposizionali ed alla litologia superficiale considerata per 1-2 m di spessore dal piano campagna. Questa suddivisione è stata operata laddove gli affioramenti lo consentivano e dove presente un numero sufficientemente significativo di dati.

Questo consente, tramite l'uso dei retini, di ricostruire l'evoluzione dei depositi sottocorrente dal settore intravallivo a quello di pianura con sufficiente dettaglio. Per la caratterizzazione litologica delle altre unità, che affiorano solo come depositi fluviali terrazzati, si rimanda alla descrizione delle stesse nella legenda e nelle presenti note.

Di seguito verrà data una descrizione sintetica dei depositi riconosciuti e mappati; si tratta di depositi che nel complesso definiscono un sistema deposizionale di tipo alluvionale, presenti in ambienti intravallivi, di conoide e piana.

#### Depositi di conoide e terrazzo del reticolo idrografico principale

All'interno di questi depositi sono state distinte due associazioni di facies.

La prima è costituita da ghiaie organizzate in corpi lenticolari canalizzati ed amalgamati tra loro, di spessore metrico. Rappresentano il riempimento di canale fluviale.

La seconda è costituita da ghiaie e sabbie in strati prevalentemente sottili alternati a livelli limosi e limoso-argillosi che formano corpi ad andamento nastriforme. Anch'essi rappresentano il riempimento di canale fluviale.

#### Depositi di conoide e terrazzo del reticolo idrografico minore

Si tratta di depositi costituiti da sabbia con ghiaia, in strati prevalentemente sottili ed intercalate in sedimenti argillosi e limosi; questi depositi formano corpi canalizzati a geometria fortemente lenticolare ad andamento nastriforme e rappresentano il riempimento di canale fluviale.



### Depositi di canale fluviale e argine

All'interno di questi depositi sono state distinte due associazioni di facies.

La prima è costituita da limi, limi argillosi, limi sabbiosi con intercalati livelli di sabbia in strati sottili e molto sottili. Ad essi sono associate raramente ghiaie. Rappresentano i depositi di ventaglio di rotta o di tracimazione della porzione distale dell'argine ed occasionalmente il riempimento di canale (ghiaie).

La seconda è costruita da alternanze di sabbie, in strati da sottili a spessi e limi, limi argillosi in strati sottili, molto sottili. Ad essi sono associate raramente ghiaie. Rappresentano i depositi di ventaglio di rotta o di tracimazione della porzione prossimale dell'argine e localmente il riempimento di canale fluviale.

La stratigrafia dei depositi appartenenti all'AES è descritta in dettaglio nei paragrafi seguenti.

#### 3.1.1.1 - Subsistema di Ravenna (AES<sub>8</sub>)

In contesto intravallivo e in pianura l'unità è rappresentata da depositi di conoide alluvionale, terrazzati, costituiti da ghiaie e ghiaie sabbiose prevalenti, con locali intercalazioni di sabbie e limi sabbiosi, ricoperte da una coltre limoso-argillosa di spessore variabile. Localmente sono presenti limi e limi sabbiosi prevalenti: depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore. Il contatto di base è erosivo e discordante con tutte le altre unità, mentre il limite di tetto è una superficie deposizionale, per gran parte relitta, corrispondente alla superficie topografica. Il fronte di alterazione del tetto è di moderato spessore (da qualche decina di cm fino ad 1m) ed i suoli presentano gli orizzonti superficiali decarbonatati o parzialmente decarbonatati. Il profilo è costituito dagli orizzonti A-Bw-Bk (C); Hue degli orizzonti B 2,5Y-10YR.

E' sede di attività agricola diffusa, di insediamenti produttivi e di nuclei abitativi.

Nell'area del Foglio, il Subsistema di Ravenna raggiunge lo spessore massimo di circa 20 m in corrispondenza della città di Parma e lungo l'asse del Fiume Taro tra Medesano e Collecchio.

Nel Foglio allegato alla Carta Geologica viene illustrato, tramite linee isobate, l'andamento nel sottosuolo del tetto delle ghiaie di questa unità, nel caso in cui esse costituiscano un corpo sedimentario di continuità tale da poter essere ragionevolmente correlato arealmente sulla base dei dati disponibili.

Nell'area del Foglio sono disponibili le seguenti datazioni radiometriche ottenute con il metodo del <sup>14</sup>C:

- Loc. Gatto Gambarone (CTR 199020)

Il campione, costituito da un pezzo di legno prelevato in un livello sabbioso

alla profondità di 2,40 m da piano campagna, è riferibile alla parte medio-bassa del Subsistema di Ravenna. Età: 9.960 (dato incerto) anni B.P.

- Loc. Podere Portici W (CTR 199080)

Il campione, prelevato alla prof. di 1,6 m da piano campagna in un livello limoso ricco in sostanza organica, è riferibile alla parte medio-bassa del Subsistema di Ravenna. Età: 9.728 +/- 73 anni B.P.

- Loc. Stradella Est - Ca Fiaccadori (CTR 199040)

Il campione, prelevato alla prof. di 2,1 m da piano campagna in un livello limoso ricco in sostanza organica, è riferibile alla parte medio-bassa del Subsistema di Ravenna. Età: 7.642 +/- 106 anni B.P.

- Loc. Stazione - Strada per Madregolo (CTR 199030)

Il campione, prelevato alla prof. di 4,2 m da piano campagna in un livello limoso ricco in sostanza organica, è riferibile alla parte medio-bassa del Subsistema di Ravenna. Età: 9.295 +/- 100 anni B.P.

- Loc. Madonnina - Strada Scodoncello (CTR 199030)

Il campione, prelevato alla profondità di 4,5 m da piano campagna in un livello limoso ricco in sostanza organica, è riferibile alla parte medio-bassa del Subsistema di Ravenna. Età: 9.370 +/- 80 anni B.P.

Per l'interpretazione di questi dati si sottolinea il fatto che l'età radiometrica di un paleosuolo non coincide con l'inizio della pedogenesi, cioè con l'inizio della lacuna sedimentaria, ma ragionevolmente con la fine di essa e quindi approssimativamente con l'inizio della sedimentazione successiva.

Sulla base delle datazioni radiometriche ottenute nelle successioni "continue" dei Fogli limitrofi (180, 181 e 200) e in base alle datazioni radiometriche e geoarcheologiche disponibili nell'area del Foglio, è possibile datare la base del Subsistema di Ravenna a circa 20.000 anni B.P.

Pleistocene superiore (post circa 20.000 anni B.P.) – Olocene.

Su base morfologica, archeologica e pedostratigrafica, viene distinta, all'interno del Subsistema di Ravenna, l'Unità di Modena.

*unità di Modena (AES<sub>8a</sub>)*. L'unità è costituita da ghiaie prevalenti con livelli e lenti di sabbie, ricoperte da una coltre limosa e/o limoso-sabbiosa discontinua: depositi di conoide alluvionale, terrazzati, adiacenti all'alveo di piena degli attuali corsi d'acqua, sia in contesto intravallivo, sia di pianura. La scarpata che la separa dal Subsistema di Ravenna non supera mai i 2 -3m di altezza. Il fronte di alterazione della superficie di tetto è di limitato spessore (poche decine di cm) ed il profilo pedologico è di tipo A-C (Entisuoli) e, localmente, A-Bw-C (Inceptisuoli); Hue dell'orizzonte Bw 10YR-2,5Y.

Nella zona di alta pianura l'unità è sede principalmente di attività agricola e solo localmente di insediamenti produttivi e di nuclei abitativi. Verso la zona di

bassa pianura i principali corsi d'acqua sono stati arginati artificialmente, e anche le superfici terrazzate riferibili all'Unità di Modena risultano intensamente urbanizzate (per esempio la città di Parma).

Lo spessore massimo dell'unità è di circa 10 metri.

In base alle datazioni geoarcheologiche disponibili nell'area del Foglio, all'unità di Modena è attribuita un'età post-romana, probabilmente post IV-VII sec. d.C..

Olocene (post IV-VII sec. d.C.).

### 3.1.1.2 - Subsistema di Villa Verucchio (AES<sub>7</sub>)

Su base morfologica, archeologica e pedostratigrafica, il Subsistema di Villa Verucchio viene suddiviso in due unità, in gran parte a limiti inconformi, separate in affioramento da scarpate fluviali alte fin oltre dieci metri.

Queste unità sono state tentativamente correlate lungo tutto il margine appenninico padano dal Servizio Geologico della Regione Emilia-Romagna, utilizzando decine di datazioni radiometriche.

*unità di Vignola (AES<sub>7b</sub>)*. In contesto intravallivo è rappresentata da depositi alluvionali terrazzati affioranti in apice di conoide dei Fiumi Taro e Parma, mentre in pianura è rappresentata da depositi di conoide di pertinenza del reticolo idrografico principale (Fiume Taro e torrenti Parma e Baganza), costituiti da litofacies grossolane ed in subordine da depositi del reticolo idrografico secondario, costituiti da litofacies prevalentemente fini. La scarpata fluviale che la separa dal Subsistema di Ravenna raggiunge l'altezza massima di 20 m.

La litofacies ghiaiosa è costituita da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, ricoperti da una coltre limoso argillosa discontinua. La litofacies fine è invece costituita da limi, limi argillosi e limi sabbiosi con localmente intercalazioni lenticolari di ghiaie. Nel Foglio allegato alla Carta Geologica viene illustrato, tramite linee isobate, l'andamento nel sottosuolo del tetto delle ghiaie di questa unità, nel caso in cui esse costituiscano un corpo sedimentario di continuità tale da poter essere ragionevolmente correlato arealmente sulla base dei dati disponibili.

Il tetto dell'unità in apice di conoide dei Fiumi Taro e Parma è rappresentato dalla superficie deposizionale, relitta, corrispondente al piano topografico, mentre il contatto di base è erosivo e discordante sugli altri Subsistemi e sulle unità più antiche.

Il fronte di alterazione del tetto è di discreto spessore (1,5 - 2,0 m) e sono presenti suoli non calcarei, talora con evidenze di accumulo di argilla illuviale. Il

profilo è differenziato in orizzonti A-Bw-BC-C e A-Bt-BCK-C; *Hue* degli orizzonti Bw e Bt 5YR. Il colore rossastro è connesso alla cristallizzazione degli ossidi di Fe prodotti dai processi di alterazione.

Lo spessore massimo di questa unità è inferiore a 15 m.

Nell'area del Foglio sono disponibili le seguenti datazioni radiometriche ottenute con il metodo del  $^{14}\text{C}$ :

- Loc. Stradella Est - Ca Fiaccadori (CTR 199040)  
Il campione, prelevato alla prof. di 4,0 m da piano campagna in un livello limoso, ricco in sostanza organica, è riferibile alla base dell'unità di Vignola.  
Età: > 37.400 anni B.P.
- Loc. C. Ortalli (CTR 199030)  
Il campione è stato prelevato durante il sondaggio PR199S2 alla profondità di 25,0 m da piano campagna alla base della litofacies ghiaiosa basale dell'unità di Vignola: l'età radiometrica, riferibile ad un pezzo di legno e ad un clasto pelitico con torba, risulta rispettivamente di 30.200 $\pm$ 390 anni B.P. e 27.500 $\pm$ 470 anni B.P.

Pleistocene superiore (tra 40÷50.000 e circa 20.000 anni B.P.).

*unità di Niviano (AES<sub>7a</sub>)*. Affiora in corrispondenza di modesti rilievi caratterizzati da superfici sommitali leggermente inclinate verso NE (pendenza 0,5 - 1,5 %) e limitate da scarpate di altezza massima pari a circa 30 m. Queste paleosuperfici deposizionali sono relativamente ben conservate, con larghe ondulazioni e strette e profonde incisioni connesse all'azione erosiva del reticolo idrografico che le attraversa. E' sede di importanti nuclei abitativi (Medesano, Sala Baganza, Felino, Lesignano e S. Maria del Piano).

L'unità è costituita da depositi di conoide ghiaiosa, terrazzati, e da depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore. I primi sono costituiti da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati grigio-nocciola. I depositi di interconoide e del reticolo idrografico minore sono costituiti da limi e limi sabbiosi prevalenti, con intercalazioni di ghiaie e sabbie. L'unità presenta inoltre una copertura fine composta, discontinua, dello spessore massimo di 3 m, costituita da limi, limi sabbiosi e limi argillosi giallastri, interpretata dagli autori della presente nota come depositi alluvionali pedogenizzati, da altri rilevatori come deposito eolico (CREMASCHI, 1978; 1987).

Il fronte di alterazione del tetto dell'unità è molto evoluto, raggiunge i 4-5 m di profondità e presenta la completa decarbonatazione degli orizzonti superficiali e profondi. I suoli evolutisi sulle litofacies grossolane presentano sviluppo di orizzonti di accumulo di argilla illuviale e differenziazione del profilo in orizzonti Btb-Btgb-BCb-Ckb; *Hue* degli orizzonti Bt 5YR. La caratteristica colorazione rossastra degli orizzonti B è dovuta all'immobilizzazione ed alla concentrazione relativa di ossidi di Fe ben cristallizzati. I suoli evolutisi sulle litofacies

fini presentano invece neoformazione di argilla, riorganizzazione dei carbonati sottoforma di concrezioni dure negli orizzonti inferiori e differenziazione del profilo in orizzonti A-Bw-Bkss; *Hue* degli orizzonti Bw 2.5Y. In questi suoli si può giungere alla completa decarbonatazione del profilo con sviluppo di orizzonti ad accumulo illuviale e di sequiossidi di Fe e Mn e la differenziazione del profilo in orizzonti A-Bw-Btg-Bg; *Hue* degli orizzonti B 10YR.

Il contatto di base dell'unità è erosivo e discordante sugli altri Subsintemi e sulle unità più antiche.

Lo spessore massimo dell'unità di Niviano è di circa 15 m.

La base dell'unità è approssimativamente datata a poco più di 100.000 anni B.P. sulla base di correlazioni regionali (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) con:

- successioni polliniche studiate nei Fogli 181, 204, 223 e 255, correlate con le curve di variazione del  $^{18}\text{O}$  pubblicate negli ultimi dieci anni (RUDDIMAN *et alii*, 1989);
- ritrovamenti archeologici sulle superfici morfologiche terrazzate immediatamente sovrastanti, nei Fogli 179 e 180 (ACCORSI *et alii*, 1990) e nel Foglio 200 (Prof. Bernabo Brea M. del Museo Archeologico di Parma, comunicazione personale), riferibili all'industria *Levallois* del Paleolitico inferiore-medio. Questi ritrovamenti pur non fornendo datazioni precise ed attendibili consentono comunque di porre un limite temporale inferiore, indicativo, all'unità di Niviano.

Il tetto dell'unità è approssimativamente datato a circa 40-50.000 anni B.P. sulla base di ritrovamenti archeologici avvenuti in località Stradella (Prof. Bernabo Brea M. del Museo Archeologico di Parma, comunicazione personale), attribuibili ad industrie comprese tra la fine del Paleolitico antico e l'inizio del Paleolitico superiore e sulla base delle datazioni radiometriche citate nel paragrafo precedente.

In conclusione, tenendo presente anche le datazioni ottenute in altre aree della Regione Emilia Romagna, si attribuisce all'unità Niviano la seguente età:

Pleistocene superiore (post Tirreniano – 40÷50.000 anni B.P.).

### 3.1.1.3. - Subsintema di Agazzano (AES<sub>3</sub>)

Affiora sotto forma di estesi pianalti, basculati verso NE con pendenza compresa tra l'1.5 e il 3 %, che si elevano dalla pianura a quote comprese tra 100 e 250 m. s.l.m., limitati da scarpate erosive, fluviali, alte fino a 30 m. L'unità è costituita da ghiaie e ghiaie sabbioso-argillose prevalenti, formanti depositi alluvionali intravallivi e di conoide ghiaiosa. I depositi delle zone di interconoide sono costituiti da sabbie e limi argillosi, con subordinati livelli di ghiaie. I depo-

siti intravallivi sono generalmente costituiti da un intervallo basale con ghiaie prevalenti, sovrastato da un intervallo fine, limoso-argilloso, composito, giallastro nella parte sommitale, dello spessore massimo di 4 m; quest'ultimo è interpretato dagli autori della presente nota come deposito alluvionale pedogenizzato, da altri rilevatori come deposito eolico pedogenizzato (CREMASCHI, 1978; 1987). Nelle aree intravallive, in sinistra idraulica dei Fiumi Taro e Baganza e in destra Taro, si distinguono due depositi terrazzati separati da una scarpata erosiva, tracciata in carta, di altezza decametrica.

I depositi di conoide ghiaiosa, distali, invece, presentano comunemente un livello fine di spessore metrico alla base dell'unità. L'architettura stratigrafica di sottosuolo di questa unità sarà illustrata in dettaglio nell'Appendice 3.

Il tetto dell'unità nelle zone intravallive è rappresentato dalla superficie deposizionale, relitta, corrispondente al piano topografico, mentre il contatto di base è erosivo e discordante sui Subsistemi e sulle unità più antiche.

Il fronte di alterazione delle superfici terrazzate è molto evoluto raggiungendo i 7-8 m di profondità con la completa decarbonatazione degli orizzonti superficiali e profondi. I suoli evolutisi sulla litofacies ghiaiosa sono caratterizzati dallo sviluppo di orizzonti di accumulo di argilla illuviale e di sequioossidi di Fe e Mn e dalla differenziazione del profilo in orizzonti Btb-Btcb-BCb-Ckb-Cb; Hue degli orizzonti Bt 2.5YR. La caratteristica colorazione rossastra degli orizzonti B è dovuta alla immobilizzazione ed alla concentrazione relativa di ossidi di Fe ben cristallizzati. I suoli evolutisi sulla litofacies fine si caratterizzano invece per la neof ormazione di argille di tipo espandibile ed il profilo è differenziato in orizzonti A-Bw-Bkss; Hue degli orizzonti Bw 2.5Y. Il colore bruno-olivastro di questi orizzonti è riconducibile alla insolubilizzazione di ossidi ed idrossidi di Fe ed al loro accumulo all'interno della matrice argillosa. In questi suoli si può giungere alla completa decarbonatazione del profilo con sviluppo di orizzonti eluviali, di orizzonti di accumulo di argilla illuviale e di sequioossidi di Fe e Mn. In questo caso il loro profilo è differenziato in orizzonti A-E-Bt-Btc-Btb-Btcb-Btb-Btcb; Hue degli orizzonti Bt 10YR-2.5Y.

Il contatto di base del Subsistema di Agazzano è erosivo e discordante con il Subsistema di Maiatico, con il Subsistema di Monterlinzana, con il Sintema Emiliano-Romagnola Inferiore e con le Argille di Lugagnano.

Nell'area del Foglio raggiunge lo spessore massimo di circa 30 m.

Mancano datazioni dirette del Subsistema di Agazzano, comunque, sulla base di quanto riportato nel paragrafo 3.1.1. si ritiene che possa essere riferibile alla fine del Pleistocene medio. Alla sommità dell'intervallo fine delle aree terrazzate si rinvennero manufatti del Paleolitico medio.

### 3.1.1.4. - Subsistema di Maiatico (AES<sub>2</sub>)

E' rappresentato da lembi di forma grossolanamente triangolare, profondamente incisi, affioranti lungo il margine pedeappenninico a quote comprese tra 120 e 335 m.s.l.m., basculati verso N - NE con pendenza compresa tra il 3 ed il 5%. La configurazione geomorfologica rilevabile in sinistra Taro consente di suddividere il Subsistema di Maiatico in due unità separate da scarpate fluviali alte fino a trenta metri. In destra Taro le stesse unità si sovrappongono, invece, secondo l'ordine stratigrafico normale. L'architettura stratigrafica di sottosuolo di questa unità sarà illustrata nell'Appendice 3.

Il fronte di alterazione delle superfici deposizionali terrazzate è molto evoluto, raggiungendo i 7-8 m di profondità con la completa decarbonatazione degli orizzonti superficiali e profondi. I suoli evolutisi sulle litofacies ghiaiose sono caratterizzati dallo sviluppo di orizzonti di accumulo di argilla illuviale e di sequioossidi di Fe e Mn e dalla differenziazione del profilo in orizzonti Btb-Btcb-BCb-Ckb-Cb; Hue degli orizzonti Bt 2.5YR. La caratteristica colorazione rossastra degli orizzonti B è dovuta alla immobilizzazione ed alla concentrazione relativa di ossidi di Fe ben cristallizzati. I suoli evolutisi sulle litofacies fini si caratterizzano invece per la neoformazione di argille di tipo espandibile ed il profilo è differenziato in orizzonti A-Bw-Bkss; Hue degli orizzonti Bw 2.5Y. Il colore bruno-olivastro di questi orizzonti è riconducibile alla insolubilizzazione di ossidi ed idrossidi di Fe ed al loro accumulo all'interno della matrice argillosa. In questi suoli si giunge spesso alla completa decarbonatazione del profilo con sviluppo di orizzonti eluviali, di orizzonti di accumulo di argilla illuviale e di sequioossidi di Fe e Mn. In questo caso il loro profilo è differenziato in orizzonti A-E-Bt-Btc-Btb-Btcb-Btb-Btcb; Hue degli orizzonti Bt 10YR-2.5Y.

Il contatto di base del Subsistema di Maiatico è erosivo e discordante con il Subsistema di Monterlinzana, il Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore, il Supersistema Quaternario Marino, le Argille di Lugagnano, la Formazione a Colombacci e la Formazione di Rio Gisolo.

Lo spessore di questo Subsistema varia dai 10-15 metri delle porzioni intravallive terrazzate ai 35 m circa del sottosuolo della pianura.

Mancano datazioni dirette del Subsistema di Maiatico; comunque, sulla base di quanto riportato nel paragrafo 3.1.1. si ritiene che possa essere riferibile al Pleistocene medio avanzato.

Le due unità in cui viene suddiviso il Subsistema di Maiatico sono le seguenti:

*unità di Fico Rosso (AES<sub>2b</sub>)*. I depositi alluvionali intravallivi, terrazzati, appartenenti a questa unità, affiorano esclusivamente in sinistra Taro. Essi sono generalmente costituiti da un intervallo basale con ghiaie prevalenti, sovrastato



da un intervallo fine, limoso-argilloso, composito, giallastro nella parte sommitale, dello spessore massimo di alcuni metri.

Tra il Fiume Taro e il Torrente Baganza l'unità è costituita da limi e limi sabbiosi, con intercalazioni di ghiaie e sabbie, fortemente pedogenizzati, sovrapposti all'unità di Miano: depositi di conoide alluvionale prossimali. In destra Baganza la percentuale di ghiaia diminuisce, per poi aumentare progressivamente verso il Torrente Parma: depositi di conoide alluvionale prossimali e di interconoide.

Lo spessore massimo dell'unità è inferiore a 15 m.

*unità di Miano (AES<sub>2a</sub>)*. Anche i depositi alluvionali intravallivi, terrazzati, appartenenti a questa unità, affiorano esclusivamente in sinistra Taro. Anch'essi sono generalmente costituiti da un intervallo basale con ghiaie prevalenti, sovrastato da un intervallo fine, limoso-argilloso, composito, giallastro nella parte sommitale, dello spessore massimo di alcuni metri.

Tra il Fiume Taro e il Torrente Baganza l'unità è costituita da ghiaie e sabbie, con intercalazioni di limi e limi sabbiosi, fortemente pedogenizzati, sovrapposti al Subsistema di Monterlinzana: depositi di conoide alluvionale prossimali. In destra Baganza la percentuale di ghiaia diminuisce, per poi aumentare progressivamente verso il Torrente Parma: depositi di conoide alluvionale prossimali e di interconoide.

Lo spessore massimo dell'unità è inferiore a 15 m.

### 3.1.1.5. - Subsistema di Monterlinzana (AES<sub>1</sub>)

Affiora esclusivamente in sinistra Taro o, limitatamente, nelle pareti verticali delle incisioni del reticolo idrografico minore posto tra Taro e Parma.

In sinistra Taro è rappresentata da lembi di forma grossolanamente triangolare, profondamente incisi, affioranti lungo il margine pedepenninico, a quote comprese tra 150 e 320 m s.l.m., basculati verso N-NE; ovvero lo si ritrova sottoforma di piccoli terrazzi discontinui posti a quote comprese tra 335 e 370 m s.l.m. E' probabile che alcune superfici relitte poste a quote elevate ma prive di deposito alluvionale possano essere correlate con questa unità. La scarpata erosiva fluviale che separa questa unità dal Subsistema di Maiatico supera i 30 metri di altezza.

In destra Taro non sono stati rinvenuti terrazzi intravallivi correlabili con questa unità.

Dal punto di vista litologico, tessiturale e sedimentologico la descrizione è analoga a quella del Subsistema di Maiatico. Anche il fronte di alterazione dell'unità è del tutto simile a quello del Subsistema di Maiatico. L'architettura stra-



tigrafica di sottosuolo di questa unità sarà illustrata nell'Appendice 3.

Il contatto di base del Subsistema di Monterlinzana è erosivo e discordante con il Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore, il Supersistema Quaternario Marino, le Argille di Lugagnano e la Formazione di Rio Gisolo.

Nell'area del Foglio, in affioramento, non supera mai i 20 m di spessore.

Mancano datazioni dirette del Subsistema di Monterlinzana, comunque, sulla base di quanto riportato nel paragrafo 3.1.1. si ritiene che possa essere riferibile al Pleistocene medio.

### 3.1.2. - *Sistema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI)*

Si tratta di un'unità deposta in ambienti sedimentari di piana alluvionale, bacino interfluviale e conoide distale. E' costituita da depositi prevalentemente limosi e limoso argillosi, di colore tipicamente grigio azzurrognolo, nei quali si intercalano livelli ghiaiosi che, in corrispondenza dei paleo-apparati fluviali principali, possono diventare localmente preponderanti. Le litofacies fini si ritrovano solitamente in banchi, spessi alcuni metri, massivi o con stratificazione piano parallela debolmente espressa, intervallati da strati decimetrici più argillosi e di colore scuro. Sono frequenti i livelli ricchi in sostanza organica (prevalentemente frustoli carboniosi) e con presenza di macrofossili di ambiente continentale (gasteropodi a guscio sottile).

Il contatto di base con i depositi del Supersistema Quaternario Marino è netto o erosivo e discordante.

Lo spessore massimo dell' AEI nel bacino di *piggyback* è di 60 m circa; in corrispondenza della zona di alto strutturale l'AEI è quasi sempre completamente erosa, mentre a N si "riapre" arrivando a raggiungere, in corrispondenza del limite settentrionale del Foglio, una potenza massima di circa 60 m.

Nell'area del Foglio affiora estesamente in sinistra Taro e in particolare è magnificamente esposta nell'alveo del torrente Stirone. Si segnala inoltre l'affioramento rinvenuto nel T. Scodogna circa a quota 125 m s.l.m.: l'AEI, rappresentata da peliti grigio-azzurre, risulta interessata da un duplice sistema di fratturazione descritto da BERNINI & CLERICI (1983). Nello stesso affioramento, sopra alle peliti appoggiano, con contatto netto e discordante, ghiaie e ciottoli improntati attribuibili all'AES. Sistemi di faglie e fratture analoghi sono osservabili in tutti gli affioramenti rilevati dell'AEI e spesso anche nei sondaggi che l'attraversano.

L' AEI è stata attraversata e descritta nei seguenti sondaggi eseguiti dalla Regione Emilia Romagna:

- PR199S3 tra 42,30 e 71,00 metri di profondità da piano campagna
- PR199S4 tra 18,20 e 36,75 metri di profondità da piano campagna

- PR199S5 tra 105,00 e 157,70 metri di profondità da piano campagna
  - PR199S6 tra 92,30 e 116,10 metri di profondità da piano campagna
- Nei sondaggi PR199S1 e PR199S2 l'AEI manca per erosione.

Non è stato fino ad ora possibile ottenere datazioni precise di questa unità: l'intervallo di tempo da essa coperto esce infatti abbondantemente dal campo di risoluzione delle analisi radiometriche con il  $^{14}\text{C}$  e la taratura cronostratigrafica delle sequenze polliniche relativa alla Pianura Padana non è a tutt'oggi affidabile. Tuttavia la base viene datata approssimativamente a 800.000 anni B.P. con riferimento agli studi di BUCHA & HORACEK (1975) i quali individuarono nella sezione del T. Stirone il limite Matuyama – Brunhes pochi metri al di sopra della superficie di inconformità posta alla base dell'AEI. Inoltre, nella parte basale dell'unità affiorante nel T. Stirone è stato rinvenuto un esemplare di *Dicerorhinus hemitoecus*, databile intorno a 800.000 anni B.P. (CIGALA FULGOSI, 1976).

Pleistocene inferiore – Pleistocene medio.

### 3.2. - SUPERSINTEMA QUATERNARIO MARINO

E' costituito da terreni depositi in ambienti sedimentari di prodelta, piattaforma, fronte deltizio, piana deltizia e di delta-conoide.

Corrisponde al ciclo Qm di RICCI LUCCHI *et alii* (1982) e alla formazione Calabriana della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 e della Carta Geologica della Provincia di Parma e zone limitrofe scala 1.100.000 (ISTITUTO DI GEOLOGIA UNIVERSITÀ DI PARMA, 1966).

Affiora in modo pressochè continuo al di sopra delle argille plioceniche e con giacitura costantemente tra N e NE lungo tutta la fascia di raccordo tra l'Appennino e l'alta pianura parmense.

Nel sottosuolo è stato attraversato per intero da tutti i pozzi AGIP presenti nell'area del Foglio e solo parzialmente dai 6 sondaggi eseguiti dalla Regione Emilia-Romagna (sondaggi: PR199S1, PR199S2, PR199S3, PR199S4, PR199S5 e PR199S6).

Su base fisico-stratigrafica risulta suddivisibile in 2 Sequenze Deposizionali Minori (*sensu* REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). Esse sono separate da una superficie di discontinuità stratigrafica, correlabile nel sottosuolo della pianura parmense utilizzando i profili sismici e i pozzi dell'AGIP e cartografata tramite linee isobate nell'area di studio, in scala 1:25.000, utilizzando tutti i pozzi disponibili in Banca Dati. Nel Foglio allegato alla Carta Geologica, descrittivo del sottosuolo, tali isobate sono riprodotte in scala 1:100.000. Queste due unità, possedendo gli attributi richiesti dalla classe delle UBSU, sono state denominate come segue:

- Sintema di Costamezzana, CMZ

- Sintema del Torrente Stirone, ATS (a sua volta suddiviso, sulla base delle associazioni di facies che la caratterizzano, in due unità informali:  $ATS_a$  e  $ATS_b$ )

La successione del Supersintema Quaternario Marino è inquadrabile in un contesto geodinamico compressivo, caratterizzato da un bacino sedimentario tettonicamente attivo, sui margini del quale si sviluppano sistemi deposizionali fluvio-deltizi dominati sia dal moto ondoso sia dai processi di piena fluviale (MUTTI *et alii*, 1996).

La base del Supersintema Quaternario Marino è definita da una marcata superficie subaerea d'erosione e/o non deposizione che testimonia un evento tettonico regionale di sollevamento e basculamento del margine meridionale del Bacino Padano. Tale evento provoca un'importante regressione forzata in tutta l'area emiliana (Di Dio *et alii*, 1997a,b) e una notevole migrazione verso NE del margine appenninico.

Immediatamente al di sopra della superficie basale, in molti dei numerosi pozzi AGIP esaminati e in diverse località in affioramento (in particolare nella sezione del Torrente Stirone), si rinviene un livello guida ricco in bioclasti noto nell'ambito della ricerca petrolifera e in letteratura con il nome di "calcarenite o crostone fossilifero". Esso è interpretabile come deposito di spiaggia residuale che registra la rapida trasgressione della linea di costa avvenuta durante la fase di subsidenza tettonica immediatamente successiva al sollevamento regionale. Al di sopra della superficie di inconformità basale e del "crostone fossilifero" si sviluppa una successione sedimentaria aggradante, costituita inferiormente ( $ATS_a$ ) da depositi prevalentemente fini, di piattaforma, fronte deltizio e prodelta e superiormente ( $ATS_b$ , CMZ) da depositi marino-marginali e fluvio-deltizi organizzati secondo alternanze cicliche di facies fini e grossolane. Questi cicli fine-grossolano (Sequenze Deposizionali Elementari REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) rappresentano probabilmente fasi di avanzamento (attivazione) e ritiro (disattivazione) dei sistemi deposizionali in risposta alle oscillazioni climatico-eustatiche, sviluppate alla scala dei 20-40 ka. Le superfici di inconformità presenti alla base di ciascuno dei due Sintemi sono invece il prodotto dell'attività tettonica delle strutture del PTF e dell'ETF che determinano, attraverso "scatti" ritmati nel tempo, ripetute fasi di sollevamento e/o basculamento del margine verso l'esterno seguite da fasi di subsidenza bacinale mutuamente associate ad erosione e deposizione di sedimento.

Nell'area del Foglio lo spessore massimo del Supersintema Quaternario Marino, direttamente documentato dalle stratigrafie e dalle linee sismiche interpretate della Regione Emilia-Romagna, è di circa 1600 metri.

Ad esso viene attribuita la seguente età: Pliocene sup.- Pleistocene inf. (circa 800.000 anni B.P.).

I dati di campagna più rappresentativi di quest'unità sono quelli rilevabili in corrispondenza delle sezioni stratigrafiche del T. Stirone e del T. Enza (Fig.3), affioranti con buona continuità rispettivamente 2-3 km a ONO e 6-7 km a ESE dei limiti del Foglio 199. Tali sezioni, già oggetto di numerosi lavori (PAPANI e PELOSIO, 1963; CIGALA FULGOSI, 1976), sono state rivisitate sedimentologicamente e paleontologicamente negli anni '90 (MOLINARI, 1996; MUTTI *et alii*, 1996) dai ricercatori dell'Università di Parma (Mutti E., Pelosio G., Iaccarino S. e Collaboratori). Di seguito viene fornita una descrizione dei depositi che caratterizzano il Supersistema Quaternario Marino.

### 3.2.1. - *Sistema di Costamezzana (CMZ)*

E' costituita grossolanamente da 3 associazioni di facies, sovrapposte ciclicamente e giustapposte, che individuano, nel complesso, un prisma sedimentario costiero con tendenza regressiva e progradante verso nord, nord-ovest.

- 1) Sabbie e ghiaie argillose in strati spessi, frequentemente gradati e amalgamati, con intercalati livelli argillosi sottili, discontinui, biancastri, sterili, alternate a banconi limoso-argillosi con livelli ricchi in resti vegetali lignitizzati: depositi di piana inferiore di delta-conoide. Affiorano localmente a sud-ovest di C. Merlini, ubicata nella Sezione 199020 della Carta Tecnica Regionale.
- 2) Sabbie medio-fini in strati sottili e medi con laminazione piano-parallela oppure di tipo hummocky, intercalate a limi argillosi verdi, debolmente bioturbati, contenenti talora macrofaune oligotipiche: depositi lagunari. Affiorano localmente in sinistra Baganza e a sud dei Boschi di Carrega in località La Costa.
- 3) Corpi costituiti prevalentemente da sabbie medie o fini ben selezionate con localmente sviluppo di stratificazione obliqua debolmente cuneiforme. Generalmente gli strati non sono gradati. La laminazione è piano-parallela, solitamente concordante con le superfici di strato. Sono presenti tappeti di trazione con ciottolotti ben arrotondati di 2 - 3 cm di diametro a volte debolmente embriciati. Raramente si possono avere piccoli *scours* alla base degli strati. Sono presenti bioclasti rotti, di piccole dimensioni (pochi mm) e sparsi all'interno della matrice sabbiosa. La bioturbazione è praticamente assente. All'interno delle sabbie sono frequenti le intercalazioni lenticolari di ghiaie fini e medie ben selezionate e con clasti molto ben arrotondati in matrice sabbiosa. Gli affioramenti migliori si rinvencono lungo la sezione del Torrente stirone e nei pressi del Castello di Costamezzana. Lateralmente, verso il Fiume Taro si passa a sabbie, sabbie ghiaiose e subordinatamente ghiaie ciottolose in strati massivi o con una gradazione diretta poco svilup-

pata e comunque sovente mascherata dalle frequenti amalgamazioni tra strati successivi, attribuibili spesso a flussi gravitativi iperconcentrati (*high concentrated flows* nel *sensu* MUTTI *et alii*, 1996), che possono inglobare clasti pelitici di dimensioni anche metriche strappati al substrato durante il passaggio del flusso gravitativo. Gli affioramenti più significativi si ritrovano lungo il T. Scodogna tra quota 125 e quota 135 m s.l.m. Frequenti anche la stratificazione obliqua a grande scala e le laminazioni trattive. La matrice delle ghiaie è costituita sempre da sabbia medio grossolana: depositi di deltaconoide ad alta energia fluviale e marina.

Lo spessore complessivo, dedotto dall'esame delle linee sismiche AGIP, varia da 0 a 400 m circa. Il contatto di base è erosivo o netto e discordante su  $ATS_a$ ,  $ATS_b$  e LUG.

Se si accetta l'interpretazione di MARY *et alii* (1993) dei dati magnetostratigrafici relativi alla sezione del T. Stirone, il Sintema di Costamezzana è attribuibile alla fine del Pleistocene inferiore e precisamente all'intervallo post evento Jaramillo. Tuttavia si ritiene che gli studi magnetostratigrafici citati in precedenza siano poco affidabili, per cui l'unità in questione potrebbe essere anche più vecchia di alcune decine o centinaia di migliaia di anni.

### 3.2.2 - Sintema del Torrente Stirone (ATS)

Come riferito in precedenza il Sintema del Torrente Stirone è stato suddiviso, sulla base delle diverse associazioni di facies che lo contraddistinguono, nelle 2 unità (litofacies), tra loro in parte eteropiche,  $ATS_b$ , costituita da alternanze di corpi sabbiosi e orizzonti limoso-argillosi depositi in ambiente marino-marginale e  $ATS_a$ , caratterizzata da depositi di prodelta prevalentemente fini.

Lo spessore massimo del Sintema del Torrente Stirone, dedotto dall'esame delle linee sismiche AGIP, è di almeno 1200 m.

Il contatto con le sottostanti argille di Lugagnano e con CTG e ANT, nell'area del Foglio, è erosivo e discordante.

Pliocene superiore - Pleistocene inferiore

$ATS_b$ : litofacies costituita da depositi di fronte deltizio. Essi sono formati essenzialmente da lobi sabbiosi e/o sabbioso ghiaiosi, originati da flussi iperpicnali, legati a piene fluviali catastrofiche (*sensu* MUTTI *et alii*, 1996), intervallati ciclicamente a facies pelitiche. I cicli, con spiccata tendenza *fining upward* (FU), sono probabilmente legati a variazioni ad alta frequenza del volume e della concentrazione dei flussi gravitativi fluviali (ciclicità climatica, vedi op.cit.). Si distinguono:

- Facies ghiaiose: sono composte da strati ghiaiosi e ghiaioso sabbiosi a base

netta, gradati e localmente amalgamati. Alla base sono frequenti gli inclusi pelitici. Verso tetto gli strati diventano prevalentemente sabbiosi con laminazione piano parallela e *hummocky cross stratification* (HCS). Talora si incontrano corpi ghiaioso-sabbiosi con tessitura ben selezionata, che mostrano strutture di embriciatura e laminazione obliqua.

- b) Facies sabbiose: sono caratterizzate da strati tabulari di sabbie medio-fini, a volte amalgamati, con spessori di 0.2 - 3.0 metri. Internamente mostrano gradazione normale, con tappeti di trazione, laminazione piano parallela e HCS. Sono comuni in questa facies le intercalazioni ricche di resti conchigliari, disposte sia alla base degli strati come livelli residuali irregolari, sia all'interno degli strati entro tappeti di trazione; tra le forme più frequenti si riconoscono: i bivalvi *Tellina pulchella*, *Spisula subtruncata*, *Donax venustus*, *Corbula gibba*, *Chamelea gallina*, *Abra prismatica*, *Ensis ensis*, e i gasteropodi *Tricolia pulla*, *Bittium reticulatum*, *Natica tigrina*, *Sphaeronassa mutabilis*, *Neverita josephina*, i briozoi incrostanti unilaminari e quelli fenestrati ad habitus eretto e *Ditrupea*.
- c) Facies pelitiche: sono costituite da peliti massicce o da peliti con sottili strati di sabbia fine. Sono comuni i fossili in posizione di vita; si riconoscono i bivalvi *Venus multilamella*, *Glossus humanus*, *Acanthocardia paucicostata*, *Nucula placentina*, *Arctica islandica*, *Venerupis senescens cuneiformis*, *Spisula subtruncata*, i gasteropodi *Turritella tricarinata*, *Amyclina semistriata* e gli echinoidi *Astropecten irregularis*, *Ophiura*, *Echinocardium cordatum*.

Tra il torrente Recchio e il Torrente Stirone il tetto di questa litofacies è costituito da depositi caotici, con matrice sabbioso-argillosa, inglobanti blocchi di "crostone fossilifero". Essi vengono interpretati come depositi residuali, originati e rielaborati dal moto ondoso ai piedi di una falesia costiera. Quest'ultima bordava a nord-est i terreni deformati ed emersi dell'anticlinale di Salsomaggiore durante la fase di sollevamento tettonico regionale responsabile dello sviluppo della discontinuità stratigrafica, con discordanza angolare, tra il Sintema di Costamezzana e il Sintema del Torrente Stirone.

Lo spessore massimo è di diverse decine di metri.

Pliocene superiore - Pleistocene inferiore.

**ATS<sub>a</sub>**: litofacies rappresentata da depositi di prodelta, piattaforma e scarpata marina, costituiti essenzialmente da peliti spesso bioturbate e con presenza più o meno abbondante di fossili di piattaforma (in buona percentuale in posizione di vita). Alle peliti si intercalano strati generalmente sottili di sabbie fini, con debole gradazione granulometrica normale e con sporadica presenza di HCS a piccola scala, interpretabili come facies prodotte da *low density turbidity currents* (LDTC) distali (*sensu* MUTTI *et alii*, 1996). Sono inoltre presenti strati sabbiosi

gradati, con HCS e con base costituita da tritume conchigliare, interpretabili come facies prodotte da LDTC prossimali (*sensu* MUTTI, 1996). Eccezionalmente, come ad es. nel sondaggio PR199S3 tra 136 e 138 metri di profondità, si possono rinvenire, intercalati alle peliti, livelli con ghiaie e ciottoli interpretabili come il prodotto di flussi iperconcentrati in grado di deporre (grazie evidentemente a particolari condizioni morfologiche del fondo, a scosse sismiche ecc.) gran parte del loro carico grossolano in aree distali dalla linea di costa. Le malacofaune presenti in questi depositi sono rappresentate essenzialmente da: *Arctica islandica*, *Turritella tricarinata*, *Ostrea spp*, *Chlamys opercularis*, *Chlamys varia*, *Chlamys multistriata*, *Pseudoamussium clavatum*, *Anomia ephippium*, *Amusium cristatum*, *Amyclina semistriata*, *Haustator spiratus*, *Palliolium simile*, *Venus multilamella*.

Affiora con ottime esposizioni nella zona dei “calanchi” di Maiatico.

I dati biostratigrafici provengono da DOMINICI *et alii* (1996).

Lo spessore massimo è di circa 420 m a sud-ovest dell’allineamento Stradella-Corcagnano, mentre supera i 1200 m in corrispondenza della città di Parma.

### 3.3. - FORMAZIONE A COLOMBACCI (FCO)

Questa formazione affiora in maniera più o meno continua in una stretta fascia sviluppata tra Tabiano e S. Andrea a Bagni, ad E del F. Taro, presenta però le migliori esposizioni tra il F. Taro e il T. Baganza, lungo una fascia articolata tra Fornovo e S. Vitale. Altre aree di affioramento isolate sono quelle di Barbiano e Nandesano, tra i torrenti Baganza e Parma, oltre ai limitatissimi affioramenti del T. Masdone ad E di Lesignano de’ Bagni.

La Formazione a colombacci è un’unità essenzialmente pelitica, ben affiorante nell’Appennino romagnolo (SELLI, 1952 ed AA.VV.); il suo nome è dovuto alla presenza di caratteristici livelli carbonatici chiari detti “colombacci”. Dall’area romagnola la formazione si estende fino al settore centro-settentrionale dell’Appennino emiliano, dominato dalle unità tettoniche Liguri, circa al fronte della struttura di Salsomaggiore.

Caratteristica di questa formazione è quella di essersi deposta in un ambiente transizionale tra quello fluviale e quello lagunare, sviluppando facies e associazioni faunistiche tipiche di ambienti d’acqua dolce o sottosalata. Nell’area del Foglio 199 questa formazione era stata denominata finora con termini informali e generici quali “Messiniano ipoalino” o “Serie clastica continentale” (IACCARINO & PAPANI, 1979); nonostante presenti spessori totali non superiori al centinaio di metri, non paragonabili a quelli riscontrati in Romagna, la successione mostra anche quei caratteri tipici di ambienti sia continentali che lagunari e



nel suo complesso una tendenza trasgressiva, caratteristica della Formazione a colombacci. Rispetto all'area romagnola la successione è più ricca di facies grossolane ed è stata suddivisa in tre litofacies stratigraficamente sovrapposte, anche se con sicuri rapporti laterali, almeno parziali, tra le varie sottounità.

Lo spessore massimo della formazione è di 90 m circa.

Sono state distinte, dal basso verso l'alto, una litofacies conglomeratica, una litofacies arenitica e una litofacies pelitica.

*litofacies conglomeratica (FCO<sub>b</sub>)*. E' costituita da paraconglomerati poligenici grossolani gradati, a matrice sabbiosa, spesso poco cementati e poco organizzati, che costituiscono grossi corpi canalizzati. I clasti risultano in genere ben arrotondati e indicano spesso provenienza da unità tettoniche liguri e dalla successione epiligure, in particolare dalla Formazione di Contignaco; non sono rari i clasti di natura cristallina, ereditati probabilmente da conglomerati della Formazione di Ranzano o dai Conglomerati dei Salti del Diavolo; la taglia media dei clasti è circa 10 cm. Verso l'alto sono spesso osservabili alcune intercalazioni di areniti da grossolane a fini in strati da medi a spessi, a geometria marcata-mente lenticolare.

Lo spessore risulta variabile da pochi metri a 60 m circa.

Questa litofacies sembra mostrare un passaggio graduale rapido, parzialmente eteropico, alla litofacies arenitica FCO<sub>a</sub>.

*litofacies arenitica (FCO<sub>a</sub>)*. E' costituita da sabbie ed arenarie medie poco cementate giallastre, a laminazione incrociata a basso angolo o a laminazione piano-parallela poco evidente, localmente sono stati osservati corpi a geometria lenticolare e a granulometria più grossolana. In genere le porzioni fini sono ridotte a rari livelli argillosi sottili e discontinui e ciottoli molli d'argilla. Sono pure presenti localmente piccoli canali ghiaiosi. Questa litofacies è di solito contraddistinta anche dall'abbondanza di resti vegetali lignitizzati anche ben conservati e meno comuni molluschi ipoalini.

Lo spessore massimo misurato è di circa 55 m.

Questa litofacies risulta in contatto parzialmente eteropico sulla litofacies conglomeratica FCO<sub>b</sub>.

*litofacies pelitica (FCO<sub>c</sub>)*. E' costituita da argille grigie a stratificazione sottile (subvarvate) con fitte alternanze di sottili letti siltosi con strutture da ripples e più rari livelli arenitici finissimi lenticolari, affiorano esclusivamente in Val Sporzana, sul versante sinistro nei pressi dell'abitato di Triano e sul versante destro nei pressi dell'abitato di Ozzanello. Le argille contengono abbondanti



faune ipoaline a ostracodi e gasteropodi, resti vegetali lignitizzati e impronte di foglie. In località Riccò e Monteglino sono stati osservati isolati livelli calcareo-marnosi biancastri, di spessore inferiore al decimetro, senza strutture o fossili, paragonabili ai “colombacci” romagnoli. Al tetto è spesso presente un caratteristico strato argilloso, localmente argilloso-sabbioso, di colore variabile dal nero al verde scuro, e di spessore variabile da pochi cm a circa 150 cm, ricco in sostanza organica e resti vegetali, a luoghi intensamente bioturbato, localmente ricco in concrezioni calcaree e raramente con ciottoli alla base. Questo particolare livello, denominato “strato nero”, che arriva in alcuni casi a rappresentare da solo la litofacies pelitica, è visibile in fondovalle Taro, nei pressi del paese di Riccò, in Val Sporzana tra gli abitati di Monteglino e Triano.

Lo spessore massimo misurato è di circa 70 m.

Questa litofacies sembra passare lateralmente alla litofacies arenitica FCO<sub>a</sub>.

Nel suo insieme anche in questo settore dell'Appennino, la Formazione a colombacci mostra una tendenza trasgressiva, con approfondimento relativo di un bacino di tipo ipoalino, rappresentata dalla sequenza positiva conglomerati-sabbie-argille (IACCARINO & PAPANI, 1979). I conglomerati e le sabbie mostrano caratteri simili a quelli tipici di un sistema deposizionale di conoide alluvionale o delta-conoide, passante a pianura a canali intrecciati, con facies di barra longitudinale e trasversale, e di canale abbandonato. Le argille presentano i caratteri tipici di un ambiente subacqueo poco profondo e sottosalato, da lacustre a lagunare, con interdigitazione locale di episodi deltizi tra la fascia alluvionale e il bacino lacustre. Fasi di oscillazione nel grado di salinità del bacino sembrano essere registrate da livelli carbonatici molto simili ai “colombacci” della Romagna. Infine la presenza più o meno costante dello “strato nero” al tetto della successione potrebbe rappresentare un episodio di impaludamento del bacino lacustre, con possibile emersione (IACCARINO & PAPANI, 1979; 1982).

La Formazione a colombacci presenta uno spessore massimo di circa 90 m nella sezione di Monteglino, è in contatto discordante sulla successione epiligure e sulle unità tettoniche liguri, e trasgredisce sulle unità della struttura di Salsomaggiore.

L'età della formazione desunta dalla letteratura è Messiniano medio-sup. I pochi campioni analizzati, provenienti dall'area del Foglio, hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei non interpretabili o di età diversa. In particolare è stata riconosciuta la Cronozona NN11b\* (limite Tortoniano-Messiniano) per la presenza di *Amaurolithus* spp.

NOTA: Le cronozone e le biozone seguite da un asterisco si intendono modificate rispetto alla zonatura standard di MARTINI (1971).

### 3.4. - FORMAZIONE DI VERNASCA (SVN) (cfr. Sabbie di Vernasca Auctt.)

Affiora in maniera molto limitata in una stretta fascia compresa tra gli abitati di Triano e Palmia in Val Sporzana, all'altezza di Sivizzano.

Nell'area del Foglio 199 questa formazione era stata denominata finora con termini informali e generici (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967 e BONI *et alii*, 1971). La formazione di Vernasca è un'unità torbiditica prevalentemente arenitica, che nel suo complesso mostra una evoluzione trasgressiva, passando da depositi essenzialmente ghiaiosi a sabbiosi, fino a pelitici. E' stata perciò suddivisa in tre sottounità stratigraficamente sovrapposte, sono state distinte dal basso verso l'alto una litofacies conglomeratica, una litofacies arenitica e una litofacies pelitico-arenitica.

L'età della formazione desunta dalla letteratura è Pliocene inferiore.

*litofacies conglomeratica (SVN<sub>c</sub>)*. E' costituita da paraconglomerati poligenici grossolani a matrice sabbiosa, passante verso l'alto a matrice argilloso-sabbiosa, in genere con gradazione normale appena accennata e con grado di arrotondamento dei clasti non molto elevato. I conglomerati risultano organizzati in strati spessi e molto spessi con locali intercalazioni di arenarie grossolane con ciottoli.

Lo spessore di questa litofacies è variabile da pochi decimetri fino ad un massimo di 50 m nella zona di Palmia.

La litofacies conglomeratica risulta appoggiare in paraconcordanza su FCO.

*litofacies arenitica (SVN<sub>a</sub>)*. E' costituita da areniti grossolane e areniti silteose da medie a fini di color ocre, organizzate in strati gradati medi e spessi, spesso amalgamati o con rare intercalazioni di livelli argillosi. A queste sono localmente intercalati alcuni livelli di debris flow costituiti da paraconglomerati a grana media in matrice sabbiosa. Le superfici di strato presentano spesso strutture erosive e locali tasche d'erosione con accumulo di resti di foraminiferi e macrofossili. Verso l'alto la stratificazione risulta più evidente per l'aumento, in frequenza e spessore, dei livelli pelitici intercalati.

Lo spessore massimo di questa litofacies è di circa 60 m.

La litofacies arenitica mostra in affioramento un passaggio per alternanze alla litofacies pelitico-arenitica SVN<sub>b</sub>, mentre si osserva in genere in contatto netto sulla litofacies conglomeratica SVN<sub>c</sub> o direttamente su FCO.

*litofacies pelitico-arenitica (SVN<sub>b</sub>)*. E' costituita dall'alternanza di areniti medie e fini e argille siltoso-marnose grigie in strati di spessore decrescente, da medi a sottili, in cui il rapporto a/p varia dal basso verso l'alto da circa 3 a circa

½. I letti arenitici presentano in genere sequenze di Bouma Ta/c, passanti verso l'alto a sequenze Tb/c e Tc, strutture erosive sono spesso evidenti sulle superfici di strato, come pure sporadiche tasche d'erosione con riempimenti bioclastici, rappresentati sia da resti di foraminiferi che di macrofossili.

Lo spessore della litofacies è variabile fino ad un massimo di circa 60 m, ma spesso manca completamente, probabilmente per motivi deposizionali.

La formazione di Vernasca rappresenta la prima fase di un ciclo sedimentario trasgressivo che si sviluppa durante tutto il Pliocene e parte del Pleistocene (IACCARINO & PAPANI, 1979). L'ambiente deposizionale era costituito da un bacino relativamente profondo a sedimentazione torbiditica in cui avveniva il riempimento, da parte delle sabbie, di canali incisi in depositi di scarpata, dove i conglomerati rappresentano i depositi di un fronte deltizio sommerso e le torbiditi pelitico-arenacee episodi di tracimazione depositati ai lati dei canali sabbiosi. Studi micropaleontologici (IACCARINO & PAPANI, 1979; 1982) confermano questa interpretazione ambientale, riconoscendo faune a foraminiferi bentonici di habitat epibatiale e foraminiferi planctonici, oltre a rimaneggiamento da parte di faune di acqua bassa risedimentate. La tendenza trasgressiva della formazione è registrata dalla sequenza positiva conglomerati-sabbie-argille, determinata dall'approfondimento relativo del bacino di sedimentazione.

La formazione di Vernasca presenta uno spessore massimo di circa 80 m nella sezione di Triano ed è in contatto netto su FCO, il contatto è presumibilmente di tipo paraconcordante, visto anche il brusco cambiamento di ambiente deposizionale che marca il passaggio dai depositi continentali messiniani a quelli torbiditici pliocenici.

### 3.5. - ARGILLE DI LUGAGNANO (LUG) (cfr. Argille Azzurre, Argille del Santerno e Argille e Marne di Riolo Terme Auctt.)

Questa formazione affiora estesamente lungo una fascia continua, che attraversa con andamento appenninico l'area del Foglio da Tabiano, a NO, a Lesignano de' Bagni, a SE, e che comprende i primi rilievi collinari. L'area di massimo sviluppo della formazione è tra il F. Taro e il T. Baganza.

La formazione delle argille di Lugagnano è costituita da una monotona successione di argille marnose compatte grigio-azzurre, a frattura concoide, con rari livelli sabbioso-siltosi per lo più concentrati nella porzione basale della formazione e rari livelli siltosi in quella superiore. Il contenuto paleontologico è sempre molto abbondante, tanto da aiutare spesso nel riconoscimento stesso della formazione rispetto ad altre unità pelitiche; sono frequenti sia microfossili (foraminiferi per lo più planctonici) che macrofossili (lamellibranchi, gasteropodi,

pteropodi, eccezionalmente resti di mammiferi sia marini che terrestri) (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967, BONI *et alii*, 1971).

Abbondanti sono anche i resti di frammenti vegetali lignitizzati e i livelli ad intensa bioturbazione. La stratificazione piano-parallela in genere è mal distinguibile, solo in condizioni di roccia bagnata o umida viene marcata dalla comparsa di bande di colore chiare e scure, che riflettono cambiamenti tessiturali altrimenti difficilmente apprezzabili, e che in tal caso risultano ben visibili anche in osservazioni panoramiche (IACCARINO & PAPANI, 1982).

Le argille di Lugagnano rappresentano l'evoluzione del ciclo sedimentario trasgressivo che si sviluppa durante tutto il Pliocene e parte del Pleistocene (IACCARINO & PAPANI, 1982), a partire dalla formazione di Vernasca.

L'ambiente deposizionale era costituito da un bacino profondo a sedimentazione torbidityca, compreso tra l'ambiente neritico inferiore e la piana batiale, probabilmente corrispondente al settore interno dell'avanfossa pliocenica del fronte appenninico.

Le argille di Lugagnano presentano uno spessore massimo di circa 800 m, e mostrano un contatto netto su SVN e, quando questa è assente, su FCO.

L'età della formazione desunta dalla letteratura è Pliocene-Pleistocene inf., nell'area del Foglio è evidenziata una lacuna stratigrafica che comprende il Pliocene sup. e il Pleistocene inf.

#### 4. – SUCCESSIONE EPILIGURE (a cura di L. Martelli)

La Successione Epiligure (RICCI LUCCHI & ORI, 1985) costituisce una delle successioni meglio preservate dell'Appennino Settentrionale. E' in discordanza sulle unità tettoniche liguri deformate dalla fase tettonica dell'Eocene medio (fase Ligure Auctt.) e la sua storia deposizionale costituisce un'importante documentazione dell'evoluzione geologica tardo-paleogenica e neogenica del prisma appenninico (PAPANI *et alii*, 1987). Questa successione, estesa dall'Eocene medio al Miocene superiore, è caratterizzata da un'estrema variabilità delle facies sedimentarie le quali, insieme alla composizione del detrito arenitico, indicano un ambiente deposizionale confinato e articolato, da relativamente profondo a piattaforma, sintettonico, che migrava insieme al substrato ligure.

##### 4.1. - BRECCIE ARGILLOSE DI BAISO (BAI)

Questa formazione è formata da breccie argillose, costituite da una miscelanza di elementi intra- ed extrabacinali inglobati in una matrice argillosa grigio-scura o rossastra, in cui è ben visibile la tessitura clastica tipica di un "melange"

di origine sedimentaria; la taglia degli elementi litoidi della breccia è estremamente variabile, da millimetrica a plurimetrica. Tra gli elementi costituenti la breccia sono riconoscibili brandelli di MMP rosse e grigie, argille varicolori s.l., arenarie tipo SCB, blocchi calcarei tipo flysch ad elmintoidi e “palombino”. Le osservazioni litostratigrafiche sono sempre disturbate dall'intensa deformazione.

La formazione delle breccie argillose di Baiso costituisce la registrazione dell'inizio della sedimentazione della Successione Epiligure (BETTELLI *et alii*, 1987b). Gli ultimi effetti della fase tettonica Ligure, responsabile dell'impilamento delle successioni cretacicche e paleo-eoceniche (a formare una catena a falde appenninica molto simile a quella attuale), provocano in un bacino profondo a sedimentazione emipelagica l'arrivo di continui flussi gravitativi ad alta densità (imponenti colate di fango e detrito, frane sottomarine o scivolamenti in massa), che depositano materiali di provenienza extrabacinale, coinvolgendo gli stessi depositi intrabacinali penecontemporanei.

Questa formazione affiora in una fascia piuttosto esigua, marcando la base stratigrafica del settore sud-orientale della “placca” della Val Pessola, che compare nel Foglio per il suo estremo lembo orientale, lungo il rio Grassalla, a S di Varano de' Melegari. Un'altra limitatissima area di affioramento si trova a N di S. Andrea Bagni.

Lo spessore varia da pochi metri a circa 80 m; è da segnalare tuttavia che nell'area-tipo dell'Appennino reggiano la stessa formazione raggiunge spessori decisamente maggiori, fino a qualche centinaio di metri.

Le breccie argillose di Baiso passano stratigraficamente alle Marne di Monte Piano. Il contatto che regionalmente è riconosciuto come discordante appare netto e risulta ben visibile nel versante destro della valletta di rio Grassalla, dove è possibile anche osservare il contatto discordante con il substrato ligure, disturbato però dalla presenza di superfici strutturali a basso e medio angolo.

L'età della formazione va dal Luteziano medio al Bartoniano inferiore. Il contenuto paleontologico delle breccie argillose di Baiso è stato studiato nell'area del Castello di Fosio, dove, oltre a campioni con associazioni cretacicche, sono state rinvenute in litologie pelitiche molto simili a quelle delle sovrastanti Marne di Monte Piano, associazioni con *Chiasmolithus gigas*, *Chiasmolithus grandis*, *Nannotetrina cristata*, *Discoaster sublodoensis*, *Discoaster barbadiensis*, *Sphenolithus furcatolithoides* e *Sphenolithus spiniger* riferibili alla Cronozona NP15\* del Luteziano (Eocene medio).

#### 4.2. - MARNE DI MONTE PIANO (MMP)

Questa formazione affiora tra il T. Dordone e il F. Taro in una stretta fascia discontinua, sviluppata da C. Maccani all'abitato di Ramiola; nelle valli del T.

Ceno e del F. Taro, nella zona di Fosio, a S dell'autodromo di Varano de' Melegari, a N di Viazzano, nei pressi di Oriano, nella zona di confluenza del T. Sporzana nel F. Taro e a S del paese di Fornovo. In Val Sporzana le Marne di Monte Piano bordano sistematicamente la base della "placca" di terreni epiliguri, estesa tra Sivizzano e Calestano, così come bordano un'altra struttura simile più complessa, compresa tra Neviano de' Rossi e Marzolaro ad O del T. Baganza. Tra la Val Baganza e la Val Parma questa formazione affiora invece in maniera decisamente discontinua, ma comunque sempre alla base di un'altra "placca" ben sviluppata tra Poggio di S. Ilario e Casatico. Infine, aree di affioramento isolate sono presenti sul versante sinistro della Val Parma, nelle zone di Langhirano e Vidiana.

Le Marne di Monte Piano (MARCHESI, 1961a) sono costituite da argille varicolorate, prevalentemente rossastre e grigio-verdi, debolmente carbonatiche, nella parte inferiore, e da marne argillose e argille marnoso-siltose grigio-verdi, a luoghi rosate, nella parte superiore; sono presenti intercalazioni di rari livelli siltosi ed arenitici fini e molto fini, di spessore sottile e di colore grigio-azzurro, ocreo per alterazione; la stratificazione è spesso mal distinguibile, talora marcata dalle alternanze di bande di colore.

Le Marne di Monte Piano si sono probabilmente deposte in un bacino profondo a sedimentazione emipelagica senza significativi apporti grossolani da parte di correnti torbiditiche.

Lo spessore della formazione è estremamente variabile, sia per motivi deposizionali che per motivi strutturali (laminazione tettonica), e va da pochi metri a circa 90 m alla base della "placca" della Val Pessola, di cui in questo Foglio compare solo il bordo orientale.

Le Marne di Monte Piano passano alla Formazione di Ranzano, il passaggio è netto ed è marcato dalla comparsa dei primi livelli arenitici, assenti nella parte alta delle Marne di Monte Piano. A scala regionale le Marne di Monte Piano sono in contatto discordante su BAI, ma data l'estrema sporadicità di quest'ultima formazione, in questo settore di Appennino poggiano molto spesso direttamente sul substrato ligure; questo contatto, raramente osservabile (spesso obliterato da disturbi tettonici), è interpretato come discontinuo.

Le Marne di Monte Piano si caratterizzano per un buon contenuto in nannofossili calcarei, anche se nella parte inferiore della formazione (varicolorata e povera di carbonati) sono presenti campioni sterili, substerili o con associazioni molto disciolte. In questi campioni sono talora totalmente assenti i foraminiferi planctonici ed è ragionevole supporre un ambiente di deposizione prossimo alla profondità di compensazione dei carbonati. Nella parte superiore della formazione si osserva un vistoso cambiamento nello stato di preservazione e nella composizione delle associazioni con la presenza di un significativa frazione ter-

rigena e di scarse forme rimaneggiate. Per documentare in dettaglio l'età della base della formazione sono state studiate in dettaglio alcune successioni stratigrafiche (CATANZARITI, 1993; CATANZARITI & RIO, in prep.).

L'età della formazione va dal Luteziano terminale al Priaboniano superiore. Le età più antiche finora conosciute per le Marne di Monte Piano nell'area dell'Appennino settentrionale ad est della Provincia di Piacenza sono state documentate nella sezione Fosio, in cui i primi 5 metri permettono di attribuire la base della formazione alla parte non basale della Cronozona NP16\* dell'Eocene medio, alla transizione fra il Luteziano ed il Bartoniano (RIO *et alii*, in stampa), per la presenza di *Reticulofenestra umbilicus*, *Nannotetrina* spp., *Sphenolithus furcatolithoides* e *Sphenolithus spiniger* (CATANZARITI, 1993). La parte restante della formazione è stata datata, nel Foglio 198, indicativamente alle biozone NP17\* e NP18\* di MARTINI (1971) dell'Eocene medio-superiore (Bartoniano-Priaboniano).

Indicazioni simili sono state ottenute nella sezione di Borra del Baccarino-Barigazzo nella "placca" del Monte Barigazzo (Foglio 216). Nell'unità sono documentate anche le cronozone NP17\*, NP18\* e NP19-20\* (pars), che indicano che la formazione si estende entro il Priaboniano. Compaiono, infatti, nella formazione successivamente *Dictyococcites bisectus*, rari *Chiasmolithus oamaruensis* ed *Isthmolithus recurvus*. Sono presenti fino al tetto dell'unità *Cribozentrum reticulatum*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Ericsonia formosa*, *Sphenolithus predistentus*, *Sphenolithus radians*, *Discoaster barbadiensis* e *Discoaster saipanensis*. Nella parte media della formazione è presente un intervallo di acme *Cribozentrum reticulatum* (frequenze maggiori del 10%), che si riconosce regionalmente (CATANZARITI, 1993). Il tetto della formazione è stato datato nella sezione Borra del Baccarino-Barigazzo e nella sezione Rio Molinetto, ed è stato riferito alla Biozona MNP19 del Priaboniano (CATANZARITI *et alii*, 1997) caratterizzata dalle seguenti forme: *Isthmolithus recurvus*, *Cribozentrum reticulatum*, *Cribozentrum aff. reticulatum*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Ericsonia formosa*, *Chiasmolithus oamaruensis*, *Dictyococcites bisectus*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster saipanensis*. A questa stessa biozona sono riferibili i primi 5 metri della sezione Rio Molinetto-Castello (Foglio 198) rappresentati dalla formazione delle Marne di Monte Piano (CATANZARITI *et alii*, 1997).

Nell'area del Foglio le Marne di Monte Piano occupano un intervallo di tempo compreso tra la parte superiore del Bartoniano e la parte inferiore del Priaboniano. Le associazioni a nannofossili rinvenute sono infatti riferibili alle Cronozone NP17\*-NP18\* indistinte, per la presenza di *D. bisectus* e l'assenza di *Isthmolithus recurvus* in associazione con: *R. umbilicus*, *Ericsonia formosa*, *Discoaster barbadiensis* e *Discoaster saipanensis*.



#### 4.3. - FORMAZIONE DI RANZANO (**RAN**) (cfr. Arenarie di Ranzano Aucct.) (a cura di U. Cibin, L. Martelli & A. Martini)

Le principali aree di affioramento della Formazione di Ranzano in questo Foglio sono:

- ad O del F. Taro: presso Varano de' Melegari, nella zona di Fosio e tra Ramiola e il torrente Dordone;
- tra la Val Taro e la Val Baganza: nelle zone di Fornovo di Taro, di M. Varano, e dell'alta Val Sporzana tra Sivizzano e Goiano e nella fascia compresa tra Neviano de' Rossi e il torrente Baganza poco a valle di Marzolarà;
- tra la Val Baganza e la Val Parma: in un'area compresa tra Poggio di S. Ilario, Barbiano e Casatico e nei pressi di Langhirano.

Questa formazione, istituita dai geologi dell'AGIP col nome di Arenarie di Ranzano (PIERI, 1961), è costituita da più corpi sedimentari di origine prevalentemente torbiditica, con geometria da lenticolare a tabulare e con facies deposizionali molto variabili, da grossolane a pelitiche. Ciò ha permesso di suddividere interamente la Formazione di Ranzano in membri e litofacies (MARTELLI *et alii*, 1998; MUTTI *et alii*, 1996); tuttavia in prossimità del margine appenninico padano, come nel caso di questo Foglio e del vicino Foglio 180, la formazione si presenta generalmente con spessori ridotti ed è costituita, dalla base al tetto, da un'alternanza monotona di areniti fini grigie, micacee e peliti siltose grigie scure e grigio-verdi, in strati medi e spessi, con A/P generalmente <1. In questi casi, come ad esempio negli affioramenti in Val Sporzana a monte di Sivizzano e in un'altra struttura più complessa, compresa tra Neviano de' Rossi e Marzolarà ad O del T. Baganza e infine in una fascia che collega grossomodo gli abitati di Barbiano, S. Ilario di Baganza e Casatico, tra la Val Baganza e la Val Parma, la formazione è stata cartografata come un'unità indistinta. Tuttavia, anche in questi casi sono stati riconosciuti strati sottili di vulcanoareniti feldspatiche a composizione andesitica, in cui la componente neovulcanica è pura o variamente diluita al normale detrito terrigeno (GAZZI & ZUFFA, 1970; CIBIN *et alii*, 1998), già riconosciuti a scala regionale nella parte medio-alta della formazione (CIBIN *et alii*, 1998; MARTELLI *et alii*, 1998; CATANZARITI *et alii*, 1997). Questi livelli, ben riconoscibili sul terreno nelle facies prevalentemente pelitiche per la tipica colorazione ocracea e biancastra per alterazione e per la granulometria medio-fine che permette il riconoscimento dei cristalli, costituiscono un ottimo marker di correlazione tra le varie aree di affioramento di questa formazione e consentono di ipotizzare un interessante confronto stratigrafico tra la Formazione di Ranzano e le coeve arenarie ricche di detrito andesitico di Petriagnicola e della Val d'Aveto appartenenti al dominio subligure (AIELLO, 1975; REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1990).



In Val Sporzana sono presenti anche rari strati medi e spessi, tabulari, di marne calcaree chiare con base arenitica.

Alla base la formazione poggia sulle Marne di Monte Piano; questo contatto è spesso discordante e, dove mancano i termini inferiori della formazione, è marcato da lacuna erosiva. Tuttavia, dove la successione è completa, in corrispondenza di questo limite l'analisi del nannoplancton calcareo non ha evidenziato alcuna lacuna biostratigrafica (Pizzo d'Oca e Rio Molinetto, in sinistra Val Pessola, nel F. 198) (CATANZARITI, 1993; CATANZARITI *et alii*, 1997).

Verso l'alto passa stratigraficamente alla Formazione di Antognola; il contatto è talora discordante ma in questo Foglio si presenta in apparente continuità di sedimentazione, ad esempio nell'area Rio Boccolo-Varano de' Melegari dove è ben esposto e marcato da una rapida diminuzione dei livelli arenitici.

Lo spessore complessivo è molto variabile; in questo Foglio è compreso tra alcune decine di metri fino ad un massimo di circa 200 metri; localmente la Formazione di Ranzano sembra mancare completamente, come a N di M. di Viazzano e nell'area di confluenza Taro-Ceno, dove le Marne di Monte Piano sono sovrastate direttamente dalla Formazione di Antognola.

L'ambiente deposizionale doveva essere un bacino confinato, relativamente profondo, a prevalente sedimentazione torbida con ripetuti episodi di risedimentazione in massa ad opera di frane sottomarine.

L'estensione temporale complessiva è di circa 6 Ma, dal Priaboniano superiore al Rupeliano superiore.

Le sottounità distinte in questo settore dell'Appennino Emiliano sono, dal basso verso l'alto, il membro del Pizzo d'Oca (**RAN<sub>1</sub>**), il membro della Val Pessola (**RAN<sub>2</sub>**) e il membro di Varano de' Melegari (**RAN<sub>3</sub>**).

*membro del Pizzo d'Oca (RAN<sub>1</sub>)*. Affiora esclusivamente in un'area estremamente limitata, poco a S dell'abitato di Roccalanzona. Quando presente, esso occupa sempre la posizione basale della formazione. La litofacies prevalente è arenaceo-pelitica. Gli strati sono da sottili a spessi, tabulari. Questo membro si caratterizza per la composizione feldspatico-litica delle areniti, le quali contengono abbondanti frammenti litici metamorfici, derivanti da un basamento cristallino di crosta continentale superiore (composizione media negli affioramenti del Foglio 198: Q34 F30 L+C36, Lm89 Lv8 Ls3, vedi fig. 4; petrofacies B di CIBIN, 1993a,b). Fra i minerali pesanti prevalgono i granati e gli epidoti. Questa composizione conferisce alle areniti un colore chiaro: grigio biancastro o grigio azzurrognolo.

Il contatto inferiore è netto sulle Marne di Monte Piano. Tale limite, che segna l'inizio della deposizione della Formazione di Ranzano, è posto in corrispondenza della comparsa dei primi strati arenacei. Il contatto superiore con il membro della Val Pessola avviene per rapidissima alternanza.

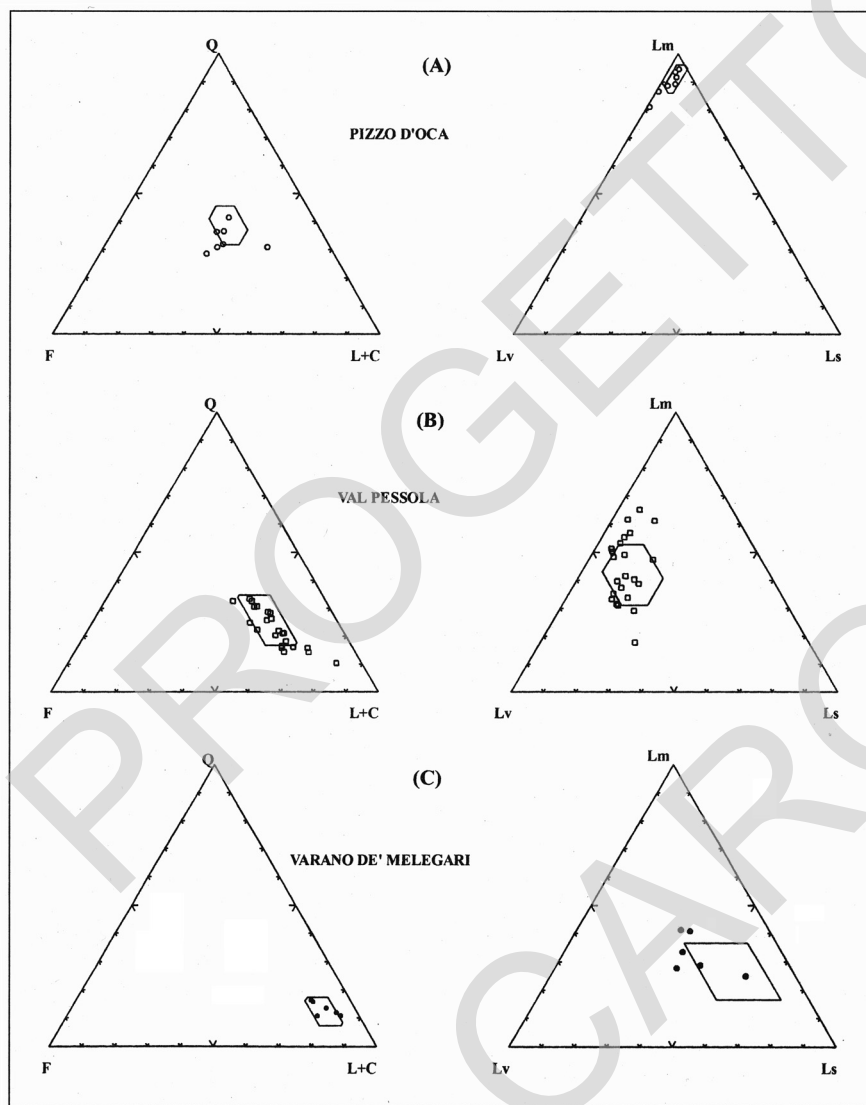


Fig. 4 - *Composizione delle arenite della Formazione di Ranzano (suddivisa nei vari membri) nei campioni prelevati nell'area del limitrofo Foglio198 (pallini e quadratini) confrontata con la distribuzione media dei campioni provenienti da tutto il suo areale di affioramento dall'Appennino bolognese al margine orientale del Bacino Terziario Piemontese (ogni poligono racchiude il 67% dei campioni di ciascun membro; MARTELLI et alii, 1998.). Q=quarzo (incluso la selce); F=feldspati; L+C=litici a grana fine (silicei e carbonatici); Lm, Lv ed Ls=litici, rispettivamente metamorfici, vulcanici e sedimentari.*

Lo spessore complessivo è variabile da pochi metri ad un massimo di circa 20 metri. Dato il carattere marcatamente erosivo di alcune delle unità sovrastanti, e a causa dell'originaria configurazione dei bacini, il membro può essere anche totalmente assente.

La sezione tipo affiora al Pizzo d'Oca (F.198).

Il contenuto in nannofossili calcarei e l'età del Membro di Pizzo d'Oca sono stati studiati in dettaglio nel Foglio 198, nelle sezioni Borra del Baccarino-Barigazzo ("placca" del Monte Barigazzo) e Rio Molinetto-Castello ("placca" della Val Pessola; si veda CATANZARITI *et alii*, 1997). I dati raccolti permettono di attribuire il membro alla Cronozona NP19-20\* del Priaboniano (CATANZARITI *et alii*, 1997). In particolare sono state riconosciute le associazioni tipiche della Biozona MNP19, caratterizzate dalla presenza delle seguenti forme: *Cribozentrum reticulatum*, *Ericsonia formosa*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Isthmolithus recurvus*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster saipanensis*, e della Biozona MNP20, in cui sono presenti: *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster saipanensis*, *Isthmolithus recurvus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Ericsonia formosa*, *Dictyococcites bisectus*. Nella sezione tipo di Monastero (Foglio 216), contraddistinta da uno scarso contenuto in nannofossili calcarei, è stata documentata anche la Biozona MNP21a (Eocene superiore, Priaboniano terminale; CATANZARITI *et alii*, 1997) caratterizzata dalla presenza di *Dictyococcites bisectus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Ericsonia formosa*, *Isthmolithus recurvus*.

*membro della Val Pessola (RAN<sub>2</sub>)*. Affiora in modo limitato a NO del F. Tarò, tra Roccalanzona e Fornovo, e sul versante destro del T. Sporzana, alla sua confluenza nel F. Tarò. Stratigraficamente sovrapposto al membro di Pizzo d'Oca. Al tetto è in contatto netto con il membro di Varano de' Melegari. La litofacies è molto variabile, da pelitico-arenacea ad arenaceo-conglomeratica. Gli strati variano da medi a molto spessi; la loro geometria è generalmente tabulare, talora lenticolare quella degli strati grossolani.

Le areniti hanno composizione litica in cui ai frammenti metamorfici caratteristici del membro precedente si aggiungono abbondanti frammenti di serpentiniti e modeste quantità di rocce sedimentarie, indicanti una provenienza da unità ofiolitiche, con le rispettive coperture sedimentarie, del dominio ligure (composizione media negli affioramenti del Foglio 198: Q23 F20 L+C57, Lm44 Lv43 Ls13, vedi fig. 4; petrofacies C di CIBIN, 1993a,b). Fra i minerali pesanti prevalgono il granato e la picotite. Questa particolare composizione conferisce alle areniti un colore grigio scuro-verdastro.

Questo membro corrisponde in gran parte alle Arenarie di Ranzano comunemente descritte in letteratura (PIERI, 1961; SESTINI, 1970c).

Lo spessore totale è molto variabile, in questo Foglio lo spessore massimo è di alcune decine di metri. A causa della geometria marcatamente erosiva delle

unità sovrastanti, e a causa dell'originaria configurazione dei bacini, il membro può anche essere localmente assente.

E' stata distinta una *litofacies arenaceo-conglomeratica* (**RAN<sub>2a</sub>**) costituita da strati arenacei spessi e molto spessi frequentemente amalgamati, con base conglomeratica a clasti ben arrotondati, anche di dimensioni decimetriche. La base di questa litofacies è erosiva e discordante direttamente sulle Marne di Monte Piano. Questa litofacies affiora nell'area a S di Fosio e sporadicamente alla confluenza del T. Sporzana nel F. Taro e poco a S del paese di Fornovo.

La sezione tipo del membro affiora in Val Pessola; altra bella esposizione affiora al M. Barigazzo (F. 198).

Le associazioni a nannofossili calcarei del Membro della Val Pessola sono state analizzate nel Foglio 198, nelle sezioni di Borra del Baccharino-Monte Barigazzo, Rio Molinetto-Castello, Pizzo d'Oca-Le Creste-Pizzo della Ripa e Rio di Campolungo-Caffaraccia (Foglio 216). E' il membro che occupa il maggiore intervallo di tempo: l'età va dal Priaboniano superiore al Rupeliano inferiore. La gran parte del membro è da riferirsi al Rupeliano (Oligocene Inferiore), nelle sezioni Borra del Baccharino-Monte Barigazzo, Rio Molinetto-Castello e Pizzo d'Oca-Le Creste-Pizzo della Ripa, dove viene documentata la Biozona MNP22 (CATANZARITI *et alii*, 1997), caratterizzata da associazioni a nannofossili rappresentate da *Dictyococcites bisectus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Ericsonia obruta*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster tanii*, *Sphenolithus predistentus*, *Isthmolithus recurvus*, *Chiasmolithus altus*, *Helicosphaera compacta*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera reticulata*, *Lanternithus minutus*. Tuttavia, in alcune località del Foglio ed a livello regionale la base del Membro della Val Pessola, come qui inteso, si colloca nel Priaboniano. In particolare nella sezione Monastero (Foglio 216) nella "placca" del Barigazzo la base del membro è stata attribuita alla Biozona MNP21a e nella sezione Rio Molinetto-Castello ("placca" della Val Pessola) alla Biozona MNP20 (CATANZARITI *et alii*, 1997).

*membro di Varano de' Melegari* (**RAN<sub>3</sub>**). Affiora sporadicamente a NO di Roccalanzona e lungo una fascia sviluppata a partire da poco a S di Roccalanzona fino a Ramiola in Val Taro, e tra M. Varano e Fornovo nella zona di confluenza del T. Sporzana nel F. Taro. In Val Ceno affiora lungo una sottile fascia alle pendici meridionali del M. Mariolo. Infine, sul versante sinistro della Val Baganza, questo membro affiora in piccole aree isolate tra il paese di Langhirano e l'abitato di Casatico. Questo membro è in contatto netto, talora discordante, sul membro della Val Pessola ed è sovrastato, senza apparente lacuna di sedimentazione, dalla Formazione di Antognola. Le litofacies prevalenti sono quelle pelitico-arenacee ed arenaceo-pelitiche, sebbene, in altre aree, non man-

chino dei corpi grossolani. Molto comuni sono inoltre i depositi caotici di risedimentazione in massa (si veda la descrizione che segue delle litofacies specifiche cartografabili separatamente). Nelle litofacies più diffuse gli strati variano da molto sottili a spessi, talora molto spessi; la loro geometria può essere sia tabulare che lenticolare. Geometrie lenticolari sono molto comuni sia negli intervalli in facies a strati sottili, sia in quelli a strati molto spessi e grossolani.

Questo membro è caratterizzato da una composizione del detrito arenitico particolarmente ricca di frammenti litici, in cui prevalgono granuli provenienti da successioni sedimentarie litificate ed in particolare da rocce carbonatiche tipo flysch ad elmintoidi mentre i litici metamorfici e le serpentiniti divengono subordinate (composizione media negli affioramenti del Foglio 198: Q13 F10 L+C77, Lm33 Lv26 Ls41, vedi fig. 4; petrofacies D di CIBIN, 1993a,b). La provenienza del detrito da unità di tipo liguride è confermata anche dall'alto contenuto di nannofossili calcarei rimaneggiati del Cretaceo superiore (che in alcuni casi possono raggiungere il 100% dei nannofossili presenti). Significativa è la presenza di livelli arricchiti in serpentinoscisti e di altre metamorfiti di alta pressione e bassa temperatura tipicamente pennidiche, che confermano le relazioni di parentela esistenti tra questo membro e quello di S. Sebastiano Curone nel BTP (MARTELLI *et alii*, 1998).

La composizione particolarmente arricchita di granuli calcarei e calcareo-marnosi rende le areniti molto reattive all'acido e conferisce loro un tipico colore grigio-piombo.

Nel rio Bocolo e nel rio del Torchio, immediatamente a N di Varano de' Melegari, poco sotto al passaggio graduale con la Formazione di Antognola, sono presenti strati sottili di vulcanoareniti feldspatiche di composizione andesitica, in cui la componente neovulcanica è pura o variamente diluita al normale detrito terrigeno (GAZZI & ZUFFA, 1970; CIBIN *et alii*, 1998). Questi livelli, ben riconoscibili sul terreno, costituiscono un ottimo marker di correlazione tra le varie aree di affioramento di questo membro e consentono di ipotizzare un'equivalenza stratigrafica tra la Formazione di Ranzano e le arenarie rupeliane ricche di detrito andesitico di Petrignacola e della Val d'Aveto appartenenti al dominio subligure (AIELLO, 1975; REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1990).

La parte inferiore del membro è costituita da una litofacies di frana sottomarina, che affiora in modo spettacolare nell'adiacente Foglio 198 presso il paese di Specchio e in Val Pessola, dove raggiunge i 270 metri di spessore (*litofacies caotica di Specchio*, RAN<sub>3a</sub>); nel Foglio 199 affiora nella zona di Fosio, con spessori variabili da qualche metro a circa 200. La base di questo corpo caotico è fortemente erosiva e corrisponde alla discordanza di importanza regionale che costituisce il limite inferiore di questo membro. 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'originaria successione stratigrafica.

Ad un livello stratigrafico superiore affiora, lungo due allineamenti che si sviluppano a N di Varano de' Melegari, un altro deposito di frana sottomarina (*litofacies caotica*, **RAN<sub>3k</sub>**), potente fino a qualche decina di metri, anch'esso con base erosiva, costituito da peliti con assetto caotico inglobanti ciottoli, anche ben arrotondati, di liguridi e lembi di strato della Formazione di Ranzano.

Tra i due corpi caotici è presente una *litofacies arenaceo-conglomeratica* (**RAN<sub>3b</sub>**) che affiora sporadicamente ad O di Varano de' Melegari e poco a SO dell'autodromo di Varano. Questa litofacies, potente fino a qualche decina di metri, è costituita da banchi torbiditici e da depositi di colata, a geometria lenticolare, che lateralmente passano a torbiditi arenacei. I clasti, anche decimetrici, sono costituiti da calcari e marne di provenienza ligure, da Marne di Monte Piano e arenarie degli intervalli inferiori della formazione, oltre che da serpentiniti, basalti, quarziti, metamorfiti a grana fine, diaspri rossi e rocce granitoidi, con matrice pelitico-arenacea.

Tra il Castello di Roccalanzona e S. Andrea Bagni, in sinistra Taro, affiora anche una *litofacies arenacea* (**RAN<sub>3c</sub>**) costituita da litoareniti grigie, con detrito costituito da abbondanti miche, chiare e scure, litici scuri e verdi, quarzo metamorfiti e rari clasti di rocce sedimentarie, talora poco cementate, alternate a peliti scure, in strati medi e spessi frequentemente amalgamati. Potenza massima di alcune decine di metri. Questa litofacies generalmente occupa la parte alta, localmente tutto l'intervallo stratigrafico, del membro ed è in contatto netto su RAN2. Per facies sedimentaria, composizione macroscopica del detrito, colore e grado di cementazione delle areniti, questa litofacies è molto simile, e per posizione stratigrafica correlabile, alle litofacies di Lagrimone (F. 217 e F. 218), di Case Spillamborchia (F. 218) e del membro di S. Sebastiano Curone, che costituisce il membro superiore della Formazione di Ranzano nel Bacino Terziario Piemontese (MARTELLI *et alii*, 1998; DI GIULIO, 1991); la composizione del detrito arenitico indica una provenienza delle areniti che caratterizzano queste litofacies da metamorfiti di alta pressione e bassa temperatura, tipicamente pennidiche.

Lo spessore complessivo del membro può essere di varie centinaia di metri.

La sezione tipo affiora da Specchio (in Val Pessola, F. 198) a Varano de' Melegari.

L'età del membro è riferibile al Rupeliano medio-superiore. Il contenuto paleontologico del membro è stato analizzato in dettaglio nella sezione Rio Molinetto-Castello (Foglio 198) e nel Rio Boccolo, nei pressi di Varano de' Melegari. Le associazioni a nannofossili calcarei sono ricche di individui e ben diversificate. Sono presenti abbondanti forme rimaneggiate del Cretacico e del Paleogene. La parte intermedia e superiore del membro è attribuibile alla parte

bassa e media della Biozona MNP23 del Rupeliano terminale (CATANZARITI *et alii*, 1997), con associazioni a nannofossili che contengono fra le forme più significative e comuni *Helicosphaera recta*, *Helicosphaera perch-nielseniae*, *Helicosphaera compacta*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera wilcoxonii*, *Helicosphaera reticulata*, *Helicosphaera bramlettei*, *Cyclicargolithus abisectus* (minore di 10 micron), e con frequenze inferiori ed in modo discontinuo *Reticulofenestra umbilicus*, *Isthmolithus recurvus*, *Ericsonia obruta*, *Sphenolithus predistentus* e *Sphenolithus distentus*. La parte basale del membro è riferibile alla Biozona MNP22 del Rupeliano. Alla Biozona MNP22 (Sezione Rio Molinetto-Castello) è stata attribuita anche la litofacies caotica di Specchio.

#### 4.4. - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA (ANT) (a cura di U. Cibin & A. Martini)

Affiora nel settore a NO del F. Taro, in una fascia più o meno continua compresa tra S. Andrea Bagni e l'abitato di Mezzadri, in Val Ceno a N di Varano de' Melegari e nei pressi di Viazzano, e nell'area di confluenza del T. Ceno nel F. Taro. Sul versante destro della Val Taro affiora nella zona della confluenza del T. Sporzana, nei pressi di Respiccio e poco ad E del paese di Fornovo. Sul versante sinistro del T. Sporzana affiora in una modesta area ad O di Sivizzano. In Val Baganza affiora limitatamente a monte dell'abitato di S. Vitale, mentre tra il T. Baganza e il T. Parma affiora in alcune sottili fasce a N e ad O di Barbiano e ad E di S. Ilario di Baganza, oltre che tra Casatico e il Castello di Torrechiara.

La Formazione di Antognola (THIEME, 1961) è costituita da marne siltose grigio-verdi, localmente debolmente arenacee, a frattura da scheggiata a concoide, con sporadici livelletti arenitici fini o siltitici di spessore da sottile a medio; le marne presentano spesso spalmature manganeseifere scure sulle superfici di frattura. Sono stati osservati localmente alcuni sottili livelli giallastri di probabile derivazione vulcanica nella zona di M. Mariolo. La stratificazione piano-parallela è generalmente mal distinguibile.

La monotonia della successione è interrotta nella zona di Viazzano dall'intercalazione di un potente corpo arenitico costituito dal membro arenaceo di Montesalvo (ANT<sub>2</sub>).

*membro arenaceo di Montesalvo (ANT<sub>2</sub>)*. Si tratta di un corpo arenitico lenticolare, dallo spessore variabile da qualche decina di metri a 130 m, intercalato nella parte medio-inferiore della Formazione di Antognola. E' costituito da areniti siltose micacee, grigio chiaro-verdastre, da fini a grossolane verso la base, in genere gradate, in letti spessi e molto spessi generalmente amalgamati a formare banchi di spessore superiore alla decina di metri, massivi o a laminazione



parallela a grande scala, poco distinta. Localmente sono presenti sottili interstrati siltitico-marnosi, livelli fortemente bioturbati, clay-chips e orizzonti o noduli ossidati di colore ocraceo. Verso la base del membro, i letti arenitici diminuiscono di spessore e si alternano a livelli di siltiti marnose.

Le analisi microscopiche effettuate su campioni provenienti dalla zona di C. Belvedere (Foglio 198), evidenziano una composizione fortemente arricchita in frammenti litici (litoareniti: Q23-26 F13-15 L+C59-64; vedi fig. 5), costituiti in gran parte da metamorfiti provenienti dallo smantellamento di unità pennidiche alpine (scisti ad epidoti e/o glaucofane, serpentinoscisti, ecc., Lm92-94 Lv3-4 Ls3-4; fig. 5), come confermato anche dall'associazione di minerali pesanti a

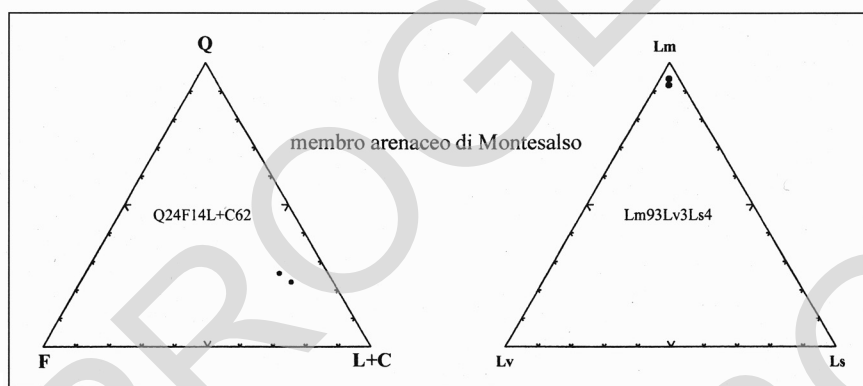


Fig. 5 - Composizione di due campioni di areniti appartenenti al membro arenaceo di Montosalso (ANT), provenienti dal limitrofo Foglio 198. Q=quarzo (inclusa la selce); F=feldspati; L+C=litici a grana fine (silicei e carbonatici); Lm, Lv ed Ls=litici, rispettivamente metamorfici, vulcanici e sedimentari.

epidoto, cloritoide, orneblende ed augiti (campione 54 in GAZZI & ZUFFA, 1970).

Caratteristica delle areniti è l'abbondanza di fenomeni di cementazione differenziata, con formazione di concrezioni subsferiche e tabulari, non sempre parallele alla stratificazione.

Il contatto superiore del membro con la Formazione di Antognola è netto, mentre quello inferiore avviene per alternanze, con rapida comparsa di livelli arenitici da sottili a medi intercalati nelle marne della Formazione di Antognola.

L'ambiente deposizionale della Formazione di Antognola doveva essere un bacino profondo a sedimentazione emipelagica con limitati contributi da parte di correnti torbiditiche, in generale estremamente diluite, con l'eccezione di quelle responsabili del corpo arenitico di Montosalso.

Lo spessore massimo stimato della formazione è di 560 m.

La Formazione di Antognola è in contatto netto, localmente discordante,



sulla Formazione di Ranzano e passa stratigraficamente alla Formazione di Contignaco; il passaggio risulta graduale per alternanze ed è marcato dalla comparsa dei primi livelli silicei, caratteristici della Formazione di Contignaco, intercalati in marne grigio-verdi paragonabili a quelle della Formazione di Antognola; la zona di passaggio è visibile appena fuori dall'area del Foglio, lungo l'alveo del T. Ghiara.

Nel settore più settentrionale, nella zona di M. Calvo-Mezzadri, alla base della Formazione di Antognola sono osservabili pochi metri (non cartografabili) di peliti grigie tempo-equivalenti alla Formazione di Ranzano, ad indicare che in questo settore del suo bacino di sedimentazione non giungevano apporti arenitici.

La Formazione di Antognola si caratterizza per un alto contenuto in organismi planctonici calcarei (foraminiferi e nannofossili) che ne permettono un agevole inquadramento cronobiostratigrafico. Ai fini del presente Foglio è stato studiato in dettaglio il contenuto in nannofossili calcarei nelle sezioni Varano de' Melegari-Rio del Boccolo (CATANZARITI *et alii*, 1997) e Rio del Torchio (FORNACIARI & RIO, 1997), dove è ben esposta la base dell'unità ed il suo passaggio alla Formazione di Ranzano.

L'età della formazione comprende un intervallo che va dal Rupeliano terminale all'Aquitaniense. La base della formazione è stata datata nelle sezioni Varano de' Melegari-Rio del Boccolo e Rio del Torchio, dove ha fornito età riferibili alla parte medio alta della Biozona MNP23 (Rupeliano terminale, Oligocene inferiore) e alla Biozona MNP24 (Chattiano basale, Oligocene superiore; CATANZARITI *et alii*, 1997). Nei campioni riferibili alla Biozona MNP23 è significativa la presenza di *Helicosphaera recta*, *Helicosphaera perch-nielseniae*, *Sphenolithus distentus*, *Sphenolithus predistentus* e l'assenza di *Sphenolithus ciperoensis*, che compare poco sopra la base dell'unità.; la Biozona MNP24 è caratterizzata dalla presenza di *Sphenolithus ciperoensis* e *Cyclicargolithus abisectus* (con dimensioni superiori e inferiori ai 10 micron).

I campioni sparsi raccolti in numerose località indicano che la Formazione di Antognola si estende al Miocene inferiore. In particolare, il tetto della Formazione di Antognola come qui inteso, contiene abbondanti *Helicosphaera euphratis* senza *Sphenolithus disbelemnus* e sembra, pertanto, da collocare entro la Biozona MNN1c di FORNACIARI & RIO (1996), correlabile con la parte inferiore della Cronozona NN2\* (Aquitaniense). A livello regionale entro la Formazione di Antognola sono state documentate tutte le biozone a nannofossili calcarei dell'Oligocene superiore ed Aquitaniense dello schema zonale di FORNACIARI & RIO (1996). Tuttavia, nell'unità sono presenti lacune, talora rilevabili anche biostratigraficamente.

L'età del membro arenaceo di Montesalso è riferibile alla Cronozona NP25\* della parte alta del Chattiano (Oligocene superiore) per la presenza di *S. ciperoensis* e *Dictyococcytes bisectus* e l'assenza di *S. distentus* e *S. predistentus*.

#### 4.5. - FORMAZIONE DI CONTIGNACO (CTG) (cfr. Tripoli di Contignaco Auctt.)

Affiora in maniera piuttosto continua lungo una fascia, sviluppata in direzione NO-SE, compresa tra i rilievi di M. Faggi e M. Calvo sul versante destro del T. Parola e S. Andrea Bagni. Affiora inoltre sporadicamente tra la Val Taro e la Val Baganza nei dintorni dell'abitato di Neviano de' Rossi. Per finire questa formazione affiora tra S. Ilario di Baganza e Barbiano sul versante destro del T. Baganza e tra il T. Cinghio e l'abitato di Torrechiara sulla sponda sinistra del T. Parma.

In occasione di una revisione litostratigrafica, che ha interessato l'intera Successione Epiligure, nella Formazione di Contignaco sono stati raggruppati la formazione dei "Tripoli di Contignaco" (MARCHESI, 1961b) ed il membro delle "marne selciose", precedentemente considerato, dai vari Autori, il membro sommitale della Formazione di Antognola.

La Formazione di Contignaco è costituita da marne localmente siltose di colore grigio cenere, in cui è caratteristica la presenza di livelli fortemente arricchiti in silice di origine sia vulcanica che bioclastica (BOCCALETTI *et alii*, 1982; BETTELLI *et alii*, 1987b), la silice può essere omogeneamente diffusa nella marna (in questo caso particolarmente competente, a frattura scheggiata e con patine scure manganesifere sulle superfici di frattura) o, più raramente, concentrata in sottili livelli o lenti di colore grigio scuro. Altrettanto caratteristica è la presenza di alcuni strati da medi a molto spessi di marne tripolacee biancastre farinose a grana fine, con spalmature nere sulle superfici di frattura e a basso peso specifico (PIERI, 1961; MARCHESI, 1961b). Nell'area del Foglio questi ultimi non sono particolarmente frequenti o potenti, ma immediatamente ad O, nell'area tra del Foglio 198, un paio di questi strati (a composizione riolitica) raggiungono spessori tra gli 8 e i 10 m e sono stati oggetto in passato di sfruttamento minerario (GIAMMETTI *et alii*, 1968). Sono presenti localmente intercalazioni di areniti fini grigie in strati gradati da sottili a medi, raramente spessi, e argille fogliettate grigio-verdastre in livelli da sottili a spessi, che sono di aiuto nell'individuazione dell'assetto e della polarità della formazione.

L'ambiente deposizionale doveva essere un bacino profondo a sedimentazione emipelagica con sporadici arrivi di correnti torbiditiche estremamente diluite, la diffusa presenza di materiale siliceo vetroso rivela durante lo stesso periodo una importante attività vulcanica in aree emerse.

Lo spessore della formazione è stato stimato intorno ai 220 m nell'alveo del T. Ghiara (Foglio 198).

I dati raccolti nell'area tipo, ricadente nel Foglio 198, (in collaborazione con Anna D'Atri dell'Università di Torino) ed a livello regionale (si vedano Note Illustrative al Foglio 218) indicano che nella Formazione di Contignaco sono riconoscibili le biozone MNN1d (parte alta), MNN2a, MNN2b correlabili con la

Cronozona NN2\* che si colloca fra la parte alta dell'Aquitaniiano e la parte inferiore del Burdigaliano (nel Miocene Inferiore). I dati biostratigrafici disponibili confermano la correlazione della Formazione di Contignaco con il Bisciario umbro-marchigiano, che si estende, tuttavia, dalla Biozona MNN1d alla Biozona MNN3b (DEINO *et alii*, 1997).

I campioni raccolti nell'area del Foglio risultano poco fossiliferi e non sempre ben preservati, è stato comunque possibile riferirli alla Biozona MNN2a (transizione Aquitaniiano-Burdigaliano) (FORNACIARI & RIO, 1996) per la presenza continua e comune (>70%) di *Helicosphera carteri* e l'assenza di *Helicosphera ampliapertura*. Inoltre *Helicosphera euphratis* ha costantemente frequenze inferiori al 30%.

#### 4.6. - GRUPPO DI BISMANTOVA

Gruppo di recente istituzione (AMOROSI *et alii*, 1996b) che comprende le unità stratigrafiche, prevalentemente arenacee e arenaceo-pelitiche di età Burdigaliano sup.-Serravalliano, al di sopra della discontinuità burdigaliana di importanza regionale e che caratterizzano la parte alta della Successione Epiligure. La porzione inferiore del gruppo è costituita dalla Formazione di Pantano, mentre quella superiore è costituita dalla Formazione di Cigarellino.

Corrisponde alle Arenarie di Bismantova (PIERI, 1961).

Alla base è in contatto discordante sulle marne selciose della Formazione di Contignaco; al tetto passa alle marne della Formazione del Termina.

##### 4.6.1. - *Formazione di Pantano* (PAT) (cfr. Arenarie di Bismantova Auctt. p.p.)

Affiora tra il T. Baganza e il T. Parma lungo una sottile striscia che si sviluppa ad O di S. Ilario di Baganza, e, in maniera discontinua, ad E del T. Parma, tra M. Civano e l'abitato di Rivalta. Poco più ad E, nella zona di Monchio-M. Cedogno affiora alla base dell'estremo lembo occidentale della "placca" del T. Termina che si sviluppa più estesamente nel Foglio 200. Questa formazione affiora infine, in modo sporadico, nel settore nord-occidentale del Foglio, tra il T. Recchio e il T. Dordone, in una fascia che si sviluppa da M. Faggi a Roccalanzona e poco a S di S. Andrea Bagni.

La Formazione di Pantano è costituita dall'alternanza di areniti fini siltose, siltiti e marne siltose di colore grigio chiaro, ocreo se alterate, organizzate in strati da medi a molto spessi, talora gradati. Il rapporto a/p risulta molto variabile, da 1 a >5, con una generale tendenza alla diminuzione verso l'alto. La stratificazione in genere è piano-parallela, ma molto spesso risulta obliterata dalla

completa bioturbazione del sedimento, che ha cancellato anche eventuali strutture sedimentarie, sono osservabili solo localmente piccole impronte di fondo sulle superfici di stratificazione inferiori (BETTELLI *et alii*, 1987b e AMOROSI 1990). Alle litologie descritte sono intercalati localmente sporadici pacchi di strati di spessore medio, costituiti da calcareniti, da grossolane a fini, a marcata componente bioclastica e con abbondante contenuto fossile, rappresentato soprattutto da Echinodermi, Bivalvi e Gasteropodi (AMOROSI *et alii*, 1996a).

Da un "debris flow" affiorante in prossimità di Visiano (Medesano) proviene una fauna a vertebrati marini prevalentemente costituita di denti di Selaci, ossa, denti e periotici di Odontoceti, coste di Sirenidi etc. (CIGALA FULGOSI, 1977, 1992, CIGALA FULGOSI & PILLERI, 1989). Il materiale, per lo più frammentario, è contenuto in una matrice marnoso-argillosa, prevalentemente bioclastica, assieme a ciottoli e massi (boulders) di circa un metro di diametro. La natura di "debris flow" del deposito spiega il carattere eterogeneo dell'associazione, sia dal punto di vista paleoambientale, che, in parte, cronologico. Pur dominando le forma oceaniche pelagiche e di scarpata (Lamnidi, Squalidi di mare profondo tra gli squali, Physeteridae, Squalodontidae etc. tra i mammiferi), nell'associazione coesistono elementi costieri e di estuario (Pinnipedia, Sirenia), a testimoniare una mescolanza fra specie provenienti da due paleoambienti estremi, forse, ma non necessariamente, fisicamente connessi. Una certa eterocronia è possibile in quanto una frazione minore di fossili mostra una colorazione chiara, a differenza della parte più consistente che è nerastra (impregnazione di ossidi di manganese in conseguenza di un'esposizione più o meno prolungata sul fondale originario in assenza di sedimentazione) (CIGALA FULGOSI, com. pers.). La frequenza nella fauna di numerosi frammenti di denti di *Carcharocles megalodon* (= *Carcharodon* o *Procarcharodon megalodon*) e di *Isurus hastalis* già di taglia relativamente grande permette di escludere la parte basale del Miocene inferiore e, nell'antica catena alimentare, lascia ipotizzare un intenso rapporto predatore-preda fra grandi squali e cetacei odontoceti (CIGALA FULGOSI, com. pers.).

Con la Formazione di Pantano si registra nella successione epiligure un brusco cambiamento nelle condizioni ambientali e deposizionali, da un ambiente profondo a sedimentazione mista torbido-emipelagica di scarpata-bacino si passa ad un ambiente di piattaforma a sedimentazione mista terrigeno-carbonatica, con sviluppo di facies indicative di bassa profondità e di rielaborazione dei depositi ad opera del moto ondoso e localmente facies marginali paraliche. Dal Burdigaliano superiore si osserva nella stratigrafia una graduale transizione trasgressiva verso l'alto, facies arenaceo-pelitiche, intensamente bioturbate, indicano un progressivo, anche se limitato, approfondimento del bacino, si passa da un ambiente costiero e di piattaforma interna ad un ambiente di piattaforma esterna (BETTELLI *et alii*, 1987b; AMOROSI, 1990; AMOROSI *et alii*, 1996a, b).

Questa improvvisa modificazione ambientale avvenuta durante il

Burdigaliano corrisponde ad una importante fase di strutturazione della catena, durante la quale si produce il ricoprimento tettonico dell'avanfossa del Macigno e del Cervarola da parte delle unità alloctone liguri. Il conseguente inspessimento del prisma orogenico associato alla riduzione batimetrica dei bacini alla sua sommità, provoca nella sedimentazione una sostanziale variazione composizionale, accompagnata da lacune stratigrafiche e discordanze angolari di importanza regionale.

La Formazione di Pantano è in contatto discordante su CTG, discordanza tuttavia difficilmente apprezzabile sul terreno, data la mancanza di buoni affioramenti nella zona di passaggio tra le due formazioni.

Lo spessore massimo della formazione è stimato in circa 70 m.

L'età della formazione è compresa tra il Burdigaliano superiore e il Langhiano inferiore (dalla Cronozona NN4 alla parte inferiore della NN5). Nei campioni provenienti dall'area del Foglio sono state trovate tutte le Biozone e Sottozone comprese tra la Biozona MNN4a (associazione a *Sphenolithus heteromorphus* ed *Helicosphaera ampliapertura*) e MNN5b (associazione a *S. heteromorphus* ed *Helicosphaera walbersdorfensis* (FORNACIARI & RIO, 1996 e FORNACIARI *et alii*, 1996).

#### 4.6.2. - *Formazione di Cigarello* (CIG) (cfr. Arenarie di Bismantova Auctt. p.p.)

Affiora tra il T. Baganza e il T. Parma lungo una sottile striscia che si sviluppa ad O di S. Ilario di Baganza e a N del Castello di Torrechiara, oltre che ad E del T. Parma, tra M.Civano e l'abitato di Rivalta.

La Formazione di Cigarello è costituita essenzialmente da marne argilloso-siltose, marne siltose e subordinate marne sabbiose, di colore grigio chiaro, a queste litologie si intercalano abbastanza comunemente siltiti e areniti fini in strati e pacchi di strati medi o sottili. Non sono quasi mai osservabili strutture sedimentarie interne data l'intensa bioturbazione che ha subito il deposito, fenomeno che rende spesso poco distinguibile anche la geometria della stratificazione. La formazione è in genere contraddistinta da un abbondante contenuto fossilifero, rappresentato soprattutto da Echinodermi, Bivalvi e Gasteropodi (AMOROSI *et alii*, 1996b).

La sedimentazione della Formazione di Cigarello avviene in un contesto di graduale transizione trasgressiva: dopo la deposizione della Formazione di Pantano, con facies arenaceo-pelitiche di piattaforma interna e successivamente esterna, la sedimentazione prosegue mostrando sempre un progressivo approfondimento del bacino, si passa ad un ambiente di transizione dalla piattaforma esterna alla scarpata, con sviluppo di facies pelitiche indicative di una maggiore profondità e con episodi di immissione di materiale più grossolano ad opera di

probabili correnti da tempesta (BETTELLI *et alii*, 1987b; AMOROSI *et alii*, 1993).

Lo spessore massimo della Formazione di Cigarello è stimato in circa 50 m.

La Formazione di Cigarello è in contatto paraconcordante su PAT.

L'età della formazione è generalmente compresa tra il Langhiano e il Serravalliano inferiore (dalla parte superiore della cronozona NN5 alla cronozona NN6). L'associazione a nannofossili calcarei rinvenuta nei campioni provenienti dall'area di studio ha permesso di attribuire la Formazione di Cigarello in questo settore alla Biozona MNN6 del Serravalliano inferiore (FORNACIARI *et alii*, 1996) a causa dell'assenza di *Sphenolithus heteromorphus* e della presenza tra gli altri di *Helicosphaera walbersdorfensis* e *Reticulofenestra pseudoumbilicus*. Sulla base di quanto conosciuto la Formazione di Cigarello in quest'area corrisponde alla parte alta della stessa nell'area di Vetto Carpineti (membro delle Arenarie di Vetto).

#### 4.7. - FORMAZIONE DEL TERMINA (TER)

(nota paleontologica a cura di R. Marasti)

Affiora tra il T. Baganza e il T. Parma, in un'area compresa tra S. Ilario di Baganza e il Castello di Torrechiara e più limitatamente sulla sponda destra del T. Parma, presso l'abitato di Rivalta.

La Formazione del Termina è costituita da marne e marne argillose di colore grigio, che nella porzione superiore diventano debolmente siltose e laminate, la stratificazione piano-parallela, in genere poco evidente, mostra strati da medi a spessi, non sono osservabili strutture sedimentarie interne di particolare rilievo. Nella porzione basale si intercalano localmente sottili letti arenitico-siltosi, in genere organizzati a formare corpi apparentemente tabulari di spessore metrico. Sono inoltre stati osservati alcuni livelli decimetrici di colore più scuro dovuti ad arricchimento in materia organica (AMOROSI *et alii*, 1993).

Anche questa formazione si presenta particolarmente ricca in malacofaune, a questo proposito ANELLI, nel lavoro "I terreni miocenici tra il Parma e il Baganza" (1913), elenca numerose forme, raccolte negli affioramenti del T. Cinghio. È da segnalare che molte delle forme citate hanno un'ampia distribuzione stratigrafica, alcune sono ancora viventi, per cui non presentano particolare interesse, altre invece sono o tortoniane preferenziali o particolarmente abbondanti nel piano o comunque nel Miocene medio-superiore. Per tali caratteristiche si possono quindi considerare buoni indicatori del Tortoniano le seguenti specie, per le quali si è mantenuta la classificazione usata dall'Autore: *Ficula condita* var. Bronghiart, *Ancillaria glandiformis* Lamarck, *Ancillaria obsoleta* Brocchi, *Pleurotoma spinescens* Partsch, *Pleurotoma spiralis* Serres, *Columbella carinata* Bonelli, *Lucina globulosa* Desnayes, *Entalina interrupta* (Schroeter).



Anche tra le numerose specie segnalate da ANELLI in “Cenni geologici sui dintorni di Traversetolo e Lesignano Bagni” (1915), solo alcune possono essere considerate buoni indicatori del Tortoniano, esse sono: *Ancillaria obsoleta* Brocchi, *Ancillaria glandiformis* Lamarck, *Pleurotoma spinescens* Partsch, *Pleurotoma spiralis* Serres, *Drillia carinata* Bellardi, *Entalina interrupta* (Schroeter), *Fustiaria jani* (Hoernes), *Dentalium passerinianum* Cocconi var. *striatissima* Doderlein.

Come si può constatare, confrontando i due elenchi, ben cinque specie risultano in comune. Ci è parso opportuno riportare questi ritrovamenti, oltre che per il loro valore paleontologico e biostratigrafico, anche perchè gli affioramenti citati dall’Autore sono ora in gran parte coperti da vegetazione e difficilmente rintracciabili.

La sedimentazione della Formazione del Termina avviene nello stesso contesto trasgressivo che si è osservato a partire dall’inizio della deposizione della Formazione di Pantano, seguita dalla Formazione di Cigarello. Con la Formazione del Termina la sedimentazione prosegue mostrando un ulteriore progressivo approfondimento del bacino, si passa ad un ambiente di bacino, con sviluppo di facies pelitiche indicative di una maggiore profondità rispetto alle formazioni precedenti, inizialmente ancora con rari episodi di immissione di materiale più grossolano ad opera di probabili correnti da tempesta (AMOROSI *et alii*, 1996b).

Questo nuovo approfondimento è molto probabilmente da imputare a un nuovo scatto nella dinamica tettonica della catena, legato all’evento tortoniano, a livello regionale se non sono rilevabili grosse variazioni paleoambientali, è infatti riconoscibile una discontinuità nella sedimentazione, marcata da discordanze geometriche.

Lo spessore massimo della Formazione del Termina è stimato in circa 170 m., da considerarsi come potenza parziale della formazione, in quanto non è conservato il tetto stratigrafico della stessa.

La Formazione del Termina è in contatto paraconcordante su CIG.

L’età della formazione è compresa tra il Serravalliano superiore e il Tortoniano (dalla cronozona NN7 alla cronozona NN9/10). Nell’area del Foglio la formazione è di età tortoniana, in particolare sono state riconosciute le Biozone MNN8a e MNN8b (FORNACIARI *et alii*, 1996) per l’assenza di *Helicosphaera walbersdorfensis* e la presenza rara e sporadica di *Helicosphaera stalis* che diventa comune e continua nella biozona MNN8b mentre *Discoaster bellus* non è ancora comparso. E’ poi stata riconosciuta la biozona MNN9 (FORNACIARI *et alii*, 1996) in base alla presenza di *D. bellus* e *Discoaster hamatus*. Poichè *D. hamatus* è generalmente raro e sporadico, la sua assenza in alcuni campioni non può essere attribuita con sicurezza a motivi biostratigrafici perciò, in questi casi, non è stato possibile distinguere le biozone NN9, NN10 e

NN11 di Martini (1971) (parte bassa). Tali campioni sono stati quindi attribuiti alle biozone NN9-NN11 (pars) indistinte in base alla presenza di *D. bellus* e all'assenza di *Amaurolithus* spp.

## 5. - DOMINIO LIGURE

Le unità del Dominio ligure nel Foglio 199 sono coinvolte in una tettonica tardiva che spesso le ha dislocate e deformate anche dopo gli eventi polifasati classici dell'Appennino Emiliano. La loro descrizione è pertanto affetta da difficili e problematiche ricostruzioni, che allo stato attuale delle conoscenze non permettono sicure correlazioni.

Le Unità liguri risultano molto spesso fortemente deformate e talora indistinguibili quando la componente argillosa sia dominante, ottimi invece gli affioramenti nei flysch marnoso-calcarei.

### 5.1. - UNITÀ TETTONICA SOLIGNANO (cfr. Unità tettonica Monghidoro Auctt.)

Affiora nell'estremo settore sud-occidentale del Foglio, lungo i versanti della Val Taro immediatamente a monte dell'abitato di Bocchetto e a N di M. S. Antonio, fino a Selva Castello.

L'Unità tettonica Solignano è in contatto tettonico con l'Unità tettonica Cassio. I rapporti tra le due unità vedono l'Unità tettonica Solignano giustapposta e forse in ricoprimento sull'Unità tettonica Cassio; tale interpretazione, priva di sicuri dati oggettivi, è desunta da osservazioni generali, quali la mancanza in aree contermini di affioramenti che mostrino l'Unità tettonica Solignano ricoperta dall'Unità tettonica Cassio.

L'unità è costituita da una successione sedimentaria ricostruita, formata, dal basso, dalle argille varicolori di Case Garola e dal flysch di Solignano.

#### 5.1.1. - argille varicolori di Case Garola (ACG) (cfr. Argille Varicolori Auctt. p.p. e Argille Variegate Auctt. p.p.)

Affiorano in maniera estremamente sporadica alle pendici settentrionali del M. S. Antonio.

Questa formazione, di nuova istituzione, è costituita da argille siltose e argilliti di colore rosso mattone, vinate, grigio scuro e grigio-verdastro, spesso intercalate ad areniti micacee medio-fini, grigio chiare, laminate, in livelli molto sottili e siltiti grigio scure con patine manganesifere. Caratteristica è anche la pre-



senza, sotto forma di inclusi stratoidi, di calcilutiti verdi con patine manganesifere di spessore da sottile a medio, calcari marnosi chiari molto spessi, fino a banchi, e calcareniti a grana media alterate in bruno, da medi a spessi. Nell'area dell'adiacente Foglio 198, verso il contatto con il flysch di Solignano si osservano, intercalati stratigraficamente, un paio di livelli, di spessore metrico, costituiti da breccie gradate a grana da fine a grossolana, sfumanti ad arenarie grossolane, a composizione ofiolitica prevalente e con subordinate calcilutiti, selci, argilliti rosse e diaspri rossi.

Sono spesso osservabili delle argille grigio scure con frammenti di strati calcilutitici giallastri o grigio-verdi tipo palombino, che sembrano intercalarsi stratigraficamente sotto forma di grossi corpi lenticolari alle argille varicolori tipiche della formazione.

Le argille varicolori di Case Garola sembrano passare al flysch di Solignano. Il contatto non è visibile sul terreno e in prossimità di esso la formazione stratigraficamente superiore si presenta tettonizzata (strati fratturati); la giacitura degli strati del flysch appare concordante con la superficie di contatto ricostruibile, inoltre sono presenti, in aree immediatamente limitrofe, un paio di livelli di natura ofiolitica (sopra descritti), intercalati stratigraficamente nella parte più alta delle argille varicolori di Case Garola, che marcano il contatto in questione. Questi dati permettono di interpretare il contatto tra argille varicolori di Case Garola e flysch di Solignano come stratigrafico, successivamente tettonizzato.

L'ambiente deposizionale doveva essere un bacino molto profondo a sedimentazione emipelagica, con apporti torbiditici estremamente limitati come frequenza e volume.

Lo spessore delle argille varicolori di Case Garola è difficilmente valutabile a causa delle condizioni di intensa tettonizzazione, lo spessore geometrico massimo è stimabile in circa 100 m.

L'età della formazione non è stata per il momento determinata, per la difficoltà di reperimento di materiale analizzabile; in letteratura sono segnalate Argilliti Variegate con microfaune che vanno dall'Albiano superiore al Senoniano (BETTELLI *et alii*, 1987a, c).

### 5.1.2. - flysch di Solignano (FSO)

Affiora lungo la Val Taro a monte dell'abitato di Bocchetto, sviluppandosi su entrambi i versanti, e in un'altra area, più limitata, sviluppata alle pendici settentrionali del M. S. Antonio.

Questa formazione, da ascrivere alla famiglia dei flysch ad elmintoidi, è caratterizzata dalla ritmica alternanza di areniti micacee fini grigio-nocciola e peliti grigie, in strati da sottili a molto spessi, con rapporto a/p1, a cui si interca-

lano frequentemente calcari marnosi grigio chiaro-giallastri, a base calcarenitica grigio scura, passanti a marne talora leggermente rosate, in strati da spessi a banchi, al tetto degli strati è di solito presente un sottile livello di argille grigio-verdi. Sulle superfici inferiori di strato sono osservabili numerose impronte di fondo e gli strati presentano sequenze di Bouma Tc-e. Caratteristica della formazione è la presenza di sette-otto banchi calcareo-marnosi che raggiungono spessori fino a 12 m. Sono stati osservati alcuni strati calcilutitici tipo "pietra paesina" di colore rosso acceso con dendriti manganesifere.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo a sedimentazione torbidityca prevalente su quella emipelagica.

Lo spessore misurato della formazione, senza raggiungerne il tetto che non è conosciuto, è di almeno 1100 m.

Il flysch di Solignano mostra un contatto tettonizzato con ACG, contatto che si può comunque ritenere originariamente di tipo stratigrafico.

La parte basale (primi 100 m) della formazione contiene *Uniplanarius trifidus* ed *Aspidolithus parvus* (RIO & VILLA, 1983) ed è quindi riferibile alla Cronozona NC 20 che si colloca al limite fra il Campaniano ed il Maastrichtiano. La parte media è attribuibile al Maastrichtiano, probabilmente non avanzato (RIO & VILLA, 1983). Infine la parte terminale contiene associazioni a nannofossili calcarei banali che non permettono un sicuro riferimento cronostatigrafico.

## 5.2. - UNITÀ TETTONICA CASSIO

Affiora estesamente in un'area che collega i rilievi di M. S. Antonio e di M. Cassio (Foglio 217), e, dubitativamente, all'estremità sud-orientale del Foglio, sul versante destro del T. Termina.

L'Unità tettonica Cassio, insieme all'Unità tettonica Solignano, occupa, nell'area del Foglio, la posizione più elevata nell'edificio strutturale della catena; i rapporti tra le due unità sono problematici, mentre più chiari sono i rapporti di sovrapposizione per sovrascorrimento dell'Unità tettonica Cassio sull'Unità tettonica Grotta ofiolitifera.

Nell'area del Foglio l'Unità tettonica Cassio non risulta ricoperta stratigraficamente dalla Successione Epiligure, come succede invece nell'adiacente Foglio 198.

L'Unità tettonica Cassio è costituita da una successione stratigrafica che comprende, dal basso, le argille a palombini del T. Grontone, le Arenarie di Scabiazza, le argille varicolori di Cassio, il Flysch di Monte Cassio e le Argille di Viano. Nel Foglio non è presente la formazione delle argille a palombini del T. Grontone.

### 5.2.1. - *Arenarie di Scabiazza (SCB)*

Affiorano in maniera estremamente sporadica lungo un allineamento che collega gli abitati di Selva Stazione e Citerna sulla fondovalle del F. Taro, passando a S del M. Muzzolato. All'estremità sud-orientale del Foglio, sul versante destro del T. Termina, affiora una formazione che è stata dubitativamente interpretata come Arenarie di Scabiazza.

Questa formazione è costituita da litoareniti micacee grigio nocciola da fini a medie e peliti siltoso-marnose grigio scure, in strati da molto sottili a medi, localmente spessi, con rapporto A/P tra 1 e  $\frac{1}{4}$ . Sono osservabili localmente alcuni strati molto spessi, fino a banchi, di marne calcaree grigie a base arenitica come anche conglomerati e calciliti in strati spessi e sottili intercalazioni di argilliti rossastre. La formazione si presenta sempre intensamente tettonizzata, con pieghe a tutte le scale, e per gli strati di un certo spessore con una caratteristica fratturazione con vene di calcite perpendicolari alla stratificazione.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo a sedimentazione quasi esclusivamente torbida.

Lo spessore è difficilmente valutabile data l'intensa deformazione della formazione.

Le Arenarie di Scabiazza passano stratigraficamente alla formazione delle argille varicolori di Cassio, molto probabilmente tramite un contatto parzialmente eteropico. L'originario contatto stratigrafico risulta molto spesso disturbato tettonicamente e in più punti non è più riconoscibile come tale. La presenza più o meno costante, alla base delle argille varicolori di Cassio, delle Arenarie di Scabiazza, la stretta parentela riconoscibile tra queste ultime e le arenarie intercalate localmente nella formazione argillosa, il ritrovamento di argille rosse intercalate nelle Arenarie di Scabiazza e lo stile deformativo delle due formazioni, estremamente simile, conforta nell'interpretazione stratigrafica del contatto tra le Arenarie di Scabiazza e le argille varicolori di Cassio.

Le Arenarie di Scabiazza nella loro località tipo in Val Trebbia (BRAGA, 1965; BELLINZONA *et alii*, 1968) sono state attribuite in passato al Cenomaniano-Turoniano in base ai foraminiferi planctonici (BRAGA, 1965). In un recente studio GHISELLI *et alii* (1991) riportano associazioni Turoniano-Santoniano per la facies pelitico-arenacea ed associazioni campaniane per la facies pelitica superiore dell'unità. Questi stessi Autori ipotizzano che le Arenarie di Scabiazza o parte di esse possano essere una successione indipendente dall'Unità tettonica Cassio correlabile con l'Unità tettonica di Ostia Parmense. Un altro studio sulla successione sedimentaria alla base del Flysch di Monte Cassio nella sua località tipo fra le Valli del Baganza e del Taro, di VESCOVI *et alii* (1999), ha riscontrato un'età ristretta al Cenomaniano avanzato-Turoniano per i sedimenti qui attribuiti alle Arenarie di Scabiazza.

Nell'area del Foglio non sono state effettuate analisi biostratigrafiche per le Arenarie di Scabiazza, per analogia di facies rispetto ai lavori sopra citati, questa unità è stata collocata nello schema cronostratigrafico tra il Cenomaniano e il Santoniano.

### 5.2.2. - argille varicolori di Cassio (AVV) (cfr. Argille Varicolori Auctt.)

Affiorano sotto forma di strette fasce allungate, al bordo della "placca" di M. Muzzolato, costituita dalla formazione del Flysch di Monte Cassio, sul versante destro della Val Taro. Sullo stesso versante, un'altra area di affioramento, estremamente limitata, si sviluppa ai bordi meridionali della "placca" di Selva Grossa, costituita dalla formazione del flysch di Solignano.

Questa formazione è costituita da argille e argilliti varicolorate a bande rosse, rosso vinate, verdi, grigio scure, nocciola, più o meno siltose e solo raramente marnose. Sono presenti intercalazioni di arenarie torbiditiche fini grigio scure, con patine ferro-manganesifere, in livelli molto sottili, e più rari brandelli di strati calcilititici verdi e calcilititici chiari. La formazione si presenta sempre intensamente tettonizzata, con pieghe a tutte le scale, rese ben evidenti dall'alternanza delle bande di diverso colore, spesso con sviluppo di una foliazione tettonica che va a sostituire l'originaria stratificazione e con allineamento di "boudins" costituiti dai litotipi più competenti.

All'interno della formazione delle argille varicolori di Cassio è stato distinto un membro arenaceo-conglomeratico costituito dai conglomerati dei Salti del Diavolo (AVV<sub>1</sub>).

*conglomerati dei Salti del Diavolo (AVV<sub>1</sub>)*. Affiorano in maniera estremamente discontinua lungo un allineamento che collega gli abitati di Selva Stazione e Citerna sulla fondovalle del F. Taro, passando a S del M. Muzzolato.

Questo membro è costituito da ortoconglomerati e conglomerati arenacei ad elementi sedimentari, metamorfici e granitoidi, di probabile origine insubrica, in strati gradati da medi a molto spessi; i clasti, di taglia media e grossolana, sono sempre ben arrotondati. Localmente i conglomerati passano a litoareniti medio-grossolane chiare, in strati sottili e medi amalgamati, alternate a peliti spesso varicolorate; in alcuni casi questa litozona diventa preponderante se non esclusiva del membro.

Lo spessore del membro risulta variabile, fino ad un massimo di 30 m circa.

I conglomerati dei Salti del Diavolo sono intercalati stratigraficamente nella parte alta delle argille varicolori di Cassio, localmente con passaggio graduale per alternanze.

L'età dei conglomerati dei salti del Diavolo nella sua località tipo in Val Baganza risulta Campaniano inferiore (sono presenti *Marthasterites furcatus* e forme primitive di *Aspidolithus parvus*; si veda RIO & VILLA, 1983)

L'ambiente di deposizione delle argille varicolori di Cassio doveva essere un bacino molto profondo a sedimentazione emipelagica, con apporti torbiditici estremamente limitati come frequenza e volume, eccettuati quelli responsabili della sedimentazione del corpo conglomeratico dei Salti del Diavolo, che mostrano tra l'altro una provenienza dai settori del Sudalpino.

Lo spessore della formazione è difficilmente valutabile a causa dell'estrema tettonizzazione, tuttavia è stimabile intorno ad un massimo di 400 m circa.

Le argille varicolori di Cassio passano stratigraficamente al Flysch di Monte Cassio. Il contatto sul terreno, quando osservabile, si presenta spesso tettonizzato, ma in alcune località poco al di fuori dell'area del Foglio è ancora osservabile il passaggio per alternanze tra le due formazioni, che si realizza in pochi metri di successione, come a Prelerna e a N del paese di Silva (sul T. Stirone Rivarolo), nell'adiacente Foglio 198.

Il contenuto paleontologico delle AVV è molto povero. Tuttavia, diversi campioni, anche con un debole contenuto in carbonati, contengono associazioni a nannofossili calcarei ben preservate e diagnostiche. I dati raccolti nell'area dell'adiacente Foglio 198 sulle AVV legate all'Unità tettonica Cassio confermano i dati raccolti nelle aree limitrofe che indicano che l'unità è estesa cronologicamente dal Coniaciano terminale (Cronozona NC16\*) fino al limite Campaniano-Maastrichtiano (Cronozona NC20).

### 5.2.3. - *Flysch di Monte Cassio (MCS)*

Questa formazione affiora in continuità a costituire il gruppo di rilievi di M. S. Antonio, M. Muzzolato e M. Cassio (Foglio 217), affacciati su entrambi i versanti della Val Taro.

Il Flysch di Monte Cassio, da ascrivere alla famiglia dei flysch ad elmintoidi, è costituito da marne e marne calcaree grigio-nocciola, giallastre all'alterazione, a base calcarenitica fine, a frattura scheggiata, passanti a marne argillose scagliose, in strati da spessi a banchi, a queste litologie sono regolarmente intercalati set di strati medi e sottili di areniti medio-fini ed argille siltoso-marnose grigio-brune. Gli strati marnosi sono spesso interessati da intensa bioturbazione con impronte di vermi e tracce di elmintoidi, fucoidi e *Chondrites* e spesso presentano al tetto un sottile livello di argille siltose grigio scure. In generale gli strati mostrano sequenze di Bouma Tc-e e le superfici inferiori di strato presentano numerose impronte di fondo di piccole dimensioni.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo, in cui la sedimentazione torbiditica era nettamente prevalente sulla normale sedimentazione emipelagica.

Lo spessore del Flysch di Monte Cassio nell'area del Foglio è stimabile in circa 500 m, ma è da ricordare che nell'adiacente Foglio 198-Bardi lo spessore massimo misurato del Flysch di Monte Cassio raggiunge i 1300 m nella sezione di M. Vidalto, dove per altro non è rappresentato il tetto della formazione.

Il Flysch di Monte Cassio passa stratigraficamente alla formazione delle Argille di Viano, questo passaggio non è tuttavia visibile direttamente sul terreno nell'area del Foglio, ma è stato comunque così interpretato sulla base delle conoscenze acquisite regionalmente.

I dati raccolti nell'area del Foglio confermano per la formazione un'età estesa dalla Cronozona NC20 (Campaniano terminale-Maastrichtiano inferiore) al Maastrichtiano (RIO *et alii*, 1983).

#### 5.2.4. - Argille di Viano (AVI)

Affiorano sporadicamente in una esigua fascia sviluppata sul versante sinistro della Val Taro, all'altezza dell'abitato di Oriano.

Le Argille di Viano sono costituite dalla regolare alternanza di siltiti ed argille siltose di colore variabile, da grigio nerastre, a grigio-verdi fino a rossastre, in strati sottili, a cui sono intercalate areniti fini in letti sottili e, verso la base, calcari marnosi grigio chiaro-giallastri, in strati medi o sottili (BETTELLI *et alii*, 1987a, c).

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo, in cui alla normale sedimentazione emipelagica si alternavano apporti torbiditici molto diluiti (BOCCALETTI *et alii*, 1982).

Lo spessore massimo stimato delle Argille di Viano è di 30 m circa.

Il contatto su MCS non è visibile in affioramento, in letteratura è descritto come un contatto graduale in cui le litologie calcareo-marnose tipiche del Flysch di Monte Cassio mostrano una regolare diminuzione nello spessore degli strati e nella loro frequenza a scapito delle porzioni pelitiche, che a loro volta mostrano gradualmente i caratteri distintivi della formazione delle Argille di Viano.

L'età della formazione desunta dalla letteratura è Paleocene inferiore.

#### 5.3. - UNITÀ TETTONICA GROPPALLO

A questa unità sono stati attribuiti alcuni limitati affioramenti situati nell'estremo settore sud-occidentale del Foglio, disposti lungo una stretta fascia che si

sviluppa lungo le pendici di M. Muzzolato, dal paese di Citerna all'abitato di Ca Scappini.

Questa unità presenta il massimo sviluppo nell'adiacente Foglio 198-Bardi, affiorando estesamente nel settore centro-occidentale del suddetto Foglio, dove occupa sempre una precisa posizione strutturale, è infatti ricoperta dall'Unità tettonica Cassio e sovrascorre l'Unità tettonica Bettola.

#### 5.3.1. - complesso di Pietra Parcellara (CPP) (cfr. Complessi di base Auctt. p.p. e Formazione delle Argille a blocchi Auctt.)

Si tratta di un complesso sedimentario costituito da depositi clastici grossolani, di natura torbiditica, cui sono associati olistoliti, anche di notevoli dimensioni, di varia natura. Nell'area del Foglio, data l'esiguità degli affioramenti, non sono state distinte litozone all'interno dell'unità, come è stato fatto invece per il Foglio 198-Bardi, nè sono segnalati olistoliti.

Il complesso di Pietra Parcellara è caratterizzato da breccie argillose matrice-sostenute (cfr. Formazione delle Argille a blocchi Auctt.), costituite da argille e argille siltose grigio scure a struttura caotica, inglobanti blocchi subarrotondati di dimensioni molto variabili, rappresentati da calcari e calcilutiti chiare, areniti grigio scure o bruno-verdastre, argilliti scure e più rare rocce ofiolitiche, la matrice argillitica è sempre decisamente preponderante sui blocchi. Localmente sono intercalate delle breccie poligeniche grano-sostenute, ad elementi sedimentari (calcilutiti tipo maiolica e palombino, areniti, diaspri, ecc.), ofiolitici (serpentiniti, basalti, oficalciti, ecc.) e più raramente cristallini (graniti) ben arrotondati, con matrice arenaceo-siltitica o argillitica scura.

La potenza geometrica è stimata da 0 a circa 120 m.

L'età attribuita alla formazione è un generico Cretacico superiore, non supportata da datazioni specifiche della formazione stessa, ma definita per confronto con unità simili note in letteratura (ELTER *et alii*, 1997. Note illustrative del Foglio 197).

#### 5.4. - UNITÀ TETTONICA GROTTA

Si sviluppa principalmente nel settore occidentale del Foglio, nei versanti delle valli del T. Ceno e del F. Taro, a monte del paese di Fornovo. Questa unità è stata estesa anche in altre aree con un grado di interpretazione più spinto, come tra la Val Taro e la Val Baganza a NO di Neviano de' Rossi, in Val Baganza nella zona di Calestano, tra la Val Baganza e la Val Parma in una zona compresa tra Marzolaro e Langhirano, infine, nel settore sud-orientale del Foglio, tra la Val



Parma e il T. Termina. L'Unità tettonica Grotta, di recente istituzione, è ricoperta per sovrascorrimento dall'Unità tettonica Cassio, mentre più dubbi sono i suoi rapporti con l'Unità tettonica Sporno e con l'Unità tettonica Bettola, che probabilmente sovrascorre; l'area di M. Albareto dove queste tre unità vengono in contatto è interessata da un'intensa tettonizzazione polifasata che rende difficile l'interpretazione dei rapporti tra queste unità.

Facciamo qui rilevare l'analogia con l'Unità tettonica Groppallo per la convergenza di facies tra i due complessi di natura ofiolitica (complesso di Pietra Parcellara e complesso di Case Boscaini) e per la posizione tettonica.

Le *placche* di Successione Epiligure di Ramiola-Roccalanzona, di Varano de' Melegari, della Val Pessola, della zona della confluenza Ceno-Taro-Sporzana e di Lesignano de' Bagni-Monchio ricoprono stratigraficamente l'Unità tettonica Grotta, anche se spesso gli originali contatti stratigrafici sono stati cancellati o trasformati dalle successive fasi tettoniche. Sporadicamente l'Unità tettonica Grotta è ricoperta stratigraficamente anche dalla Successione Post-evaporitica, come in Val Sporzana, nella zona di Monteglino e in quella di M. Ardone.

La successione stratigrafica che costituisce l'Unità tettonica Grotta è rappresentata, dal basso, dal complesso di Case Boscaini, le argille varicolori di Case Crovini e la formazione di Ponte Grosso.

#### 5.4.1 - *complesso di Case Boscaini (CCB)* (cfr. Complessi di base Auct. p.p.)

Affiora estesamente tra il T. Dordone e il T. Ceno e in maniera spettacolare nella zona compresa tra il T. Ceno e il F. Taro nonchè sul versante sinistro della Val Taro, nell'area compresa tra M. Zirone e l'abitato di Piantonia. Più limitati affioramenti si hanno nella zona di M. della Croce, tra la Val Taro e la Val Baganza, e nel settore compreso tra la Val Parma e il T. Termina, a S del paese di Lesignano de' Bagni.

Si tratta di un complesso sedimentario molto simile al complesso di Pietra Parcellara, anch'esso costituito da depositi elastici grossolani, di natura torbidityca, cui sono associati olistoliti, anche di notevoli dimensioni, di natura essenzialmente ofiolitica (DELLA CASA & GHELARDONI, 1967; BONI *et alii*, 1971).

Il complesso di Case Boscaini è caratterizzato da breccie argillose, costituite da blocchi più o meno stratiformi di calcari grigio chiari tipo palombino e/o Maiolica e da calcari e calcari marnosi grigio-verdi, immersi in una matrice argillosa grigio-azzurra localmente rossa, in cui sono intercalate anche arenarie siltose grigie in strati sottili e corpi lenticolari costituiti da marne grigio chiare. Localmente sono stati osservati dei corpi stratificati costituiti da breccie sedimentarie (paraconglomerati) a pezzame calcareo e subordinati elementi ofioliti-



ci a grana medio-sottile e matrice argillosa grigio-verdastra; sono presenti anche argille rosso mattone in livelli pseudostratificati.

Al suo interno è stata distinta una *litozona a breccie poligeniche (CCB<sub>b</sub>)* costituita da breccie granosostenute ad elementi ofiolitici e sedimentari in rapporti variabili, tra i sedimentari si riconoscono calcilutiti chiare, diaspri rossi, siltiti, areniti ed argilliti nere, sono presenti anche rari frammenti di rocce granitoidi. La matrice è per lo più pelitica scagliosa, molto scura, o arenaceo-siltosa. Localmente le breccie passano a conglomerati fini ed arenarie grossolane gradate a composizione prevalentemente ofiolitica.

Il complesso di Case Boscaini non mostra sul terreno contatti di chiara interpretazione con le formazioni adiacenti, nello schema stratigrafico che proponiamo si ipotizza un passaggio stratigrafico alle argille varicolori di Case Crovini, con probabili rapporti di parziale eteropia tra le due formazioni. Questa interpretazione è basata sulla presenza, all'interno del complesso di Case Boscaini, di intercalazioni di argille varicolori assimilabili a quelle descritte nella formazione delle argille varicolori di Case Crovini, intercalazioni di natura sicuramente stratigrafica (DE NARDO, 1991).

Sono associati olistoliti costituiti da:

*serpentiniti (Σ)*: serpentiniti e lherzoliti serpentinate brecciate di colore verde scuro, in masse di dimensioni molto variabili, spesso fasciate da breccie e arenarie grossolane ofiolitiche.

*calcari a Calpionelle (cc)*: calcilutiti chiare a frattura da concoide a scheggiata, in strati spessi e banchi, spesso a laminazione parallela e con sottili livelli discontinui di selce grigia, talora alla base degli strati sono presenti dei livelli calcarenitici sottili e medi di colore beige-rosato.

*argille a palombini (ap)*: sequenze plurimetriche di calciluti silicizzate a frattura concoide, grigio chiare e grigio-verdi in strati da medi a spessi, con spalmature verdi sulle superfici di strato, calcari marnosi grigi o verdastrati a base talora calcarenitica fine in strati spessi e argilliti scagliose grigio piombo in livelli da molto sottili a medi, raramente si osservano sottili strati arenitici grigio scuri;

*arenarie torbiditiche (at)*: torbiditi pelitico-arenacee con strati calcarenitici medi e spessi, talora molto spessi, laminati con base spesso grossolana a litici calcarei, intercalati a peliti marnose grigio scure con rari banchi marnosi.

*argille varicolori (av)*: argille rosse, rosso mattone e grigio-azzurre e arenarie con patine nerastre in strati sottili e medi, alcuni strati a grana medio-grossolana mostrano una composizione prevalentemente a quarzo, miche e feldspati rosa.

*diaspri (ds)*: diaspri rossi in strati da sottili a molto sottili, talora con sottili intercalazioni di argilliti silicizzate di colore rosso.

L'età della formazione è stata desunta per posizione stratigrafica ed attribuita ad un generico Campaniano. I pochi campioni raccolti contengono associazioni a nannofossili calcarei caratterizzate da un alto grado di rimaneggiamento, fino al 100%, con prevalenti forme cretacicche.

#### 5.4.2. - *argille varicolori di Case Crovini (ACR)* ) (cfr. Argille Varicolori Auctt.)

A N del T. Ceno affiorano in maniera sporadica sul versante settentrionale del M. Riviano e a N dell'abitato di Viazzano, mentre si sviluppano lungo una fascia piuttosto continua tra il T. Recchio a S di M. Faggi e l'abitato di Solaria in Val Taro. Affiorano diffusamente nella zona di confluenza del T. Ceno nel F. Taro, mentre in Val Sporzana si sviluppano lungo una stretta fascia lungo le pendici orientali del M. Prinzerza e di M. Albareto. Affioramenti più modesti e isolati, e con un livello di attribuzione più dubbio, si hanno tra la Val Taro e la Val Baganza a N di Neviano de' Rossi, in Val Baganza nei pressi di Calestano, tra la Val Baganza e la Val Parma alle pendici settentrionali di M. Bosso e ad O dell'abitato di Tordenaso, infine a S del paese di Lesignano de' Bagni nel settore compreso tra la Val Parma e il T. Termina.

Questa formazione, di recente istituzione, è costituita da argille e argilliti, di colore variabile dal rosso, al grigio-verde, al bluastro, fino a nere, a struttura scagliosa; presentano talora intercalati dei livelli sottili di arenarie silicoclastiche, grigio scure, o più raramente di calcari marnosi chiari, e inglobano localmente blocchi budinati calcarei e conglomeratici (paragonabili ai conglomerati intercalati nella porzione basale della formazione di Ponte Grosso). La formazione si presenta molto spesso estremamente tettonizzata, con sviluppo di pieghe isoclinali strizzate, anche alla scala macroscopica, e formazione di superfici lucide (DE NARDO, 1991).

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino molto profondo a sedimentazione emipelagica, con limitati apporti da parte di flussi torbiditici diluiti.

Lo spessore è difficilmente valutabile data l'intensa deformazione della formazione e le cattive condizioni di affioramento. La potenza geometrica è variabile da 0 a circa 200 m.

Le argille varicolori di Case Crovini passano stratigraficamente alla formazione di Ponte Grosso; i rapporti tra le due formazioni sono visibili sul terreno solo in pochi punti, dove si osserva un passaggio rapido per alternanze tra le due formazioni.

Sono stati esaminati solo pochi campioni provenienti dal Foglio 198, attribuiti alle argille varicolori di Case Crovini; per la presenza in un campione di *Aspidolithus parvus* e *Uniplanarius trifidus*, la formazione è attribuibile alla transizione Campaniano-Maastrichtiano, tuttavia nuove datazioni in un settore

prossimo all'area del Foglio sembrano spostare quantomeno il tetto della formazione al Terziario.

#### 5.4.3. - *formazione di Ponte Grosso (PGR)*

Affiora in modo discontinuo sul versante sinistro della Val Ceno, tra M. di Riviano e l'abitato di Ramiola e sui versanti della Val Taro in una fascia sviluppata a N del paese di Citerna e a S fino all'abitato di Corniana; alcuni sporadici affioramenti sul versante sinistro della Val Taro, poco a monte dell'abitato di Osteriazza e poco a valle del paese di Fornovo, sono stati attribuiti anche se dubitativamente alla formazione di Ponte Grosso.

Questa formazione, di recente istituzione (vedi Foglio 198) (da ascrivere alla famiglia dei flysch ad elmintoidi), è costituita da marne e calcari marnosi grigio chiari, in strati da spessi a banchi, a base arenitica medio-fine, passanti a peliti marnose grigio scure, in cui sono intercalate areniti medie grigio chiare, poco cementate, in strati sottili e medi. Gli strati marnosi sono spesso interessati da intensa bioturbazione con impronte di vermi, e tracce di Chondrites. Generalmente la formazione è caratterizzata da una porzione inferiore in cui prevalgono arenarie da finissime a medio-fini, da grigio chiare a verdastre, poco cementate, passanti a siltiti, gradate, e argille siltose debolmente marnose, grigio-verdi, fino a nerastre, in strati da medi a spessi, a queste litologie sono intercalate delle marne siltose nocciola-rosate con tracce di Chondrites e calcari marnosi chiari, in strati sottili e medi raramente spessi. Alla base della formazione sono localmente intercalate alle arenarie sopra descritte, delle litoareniti medio-grossolane in strati medi, di colore bruno-verde, estremamente ricche in elementi ofiolitici, e un paio di livelli conglomeratici, di spessore decimetrico, con abbondanti clasti serpentinitici e basaltici e subordinati sedimentari, costituiti per lo più da calcilutiti e diaspri rossi.

Nel Foglio 198 la porzione inferiore della formazione di Ponte Grosso è stata elevata al rango di formazione col nome di formazione della Canala, nel presente Foglio, dato l'esiguo sviluppo della formazione, si è preferito descriverla come particolarità all'interno della formazione di Ponte Grosso.

L'ambiente di deposizione pare da ascrivere ad un bacino profondo in cui la sedimentazione torbidityca era nettamente prevalente sulla normale sedimentazione emipelagica.

Lo spessore massimo valutato è di circa 640 m, nell'area di affioramento di M. di Riviano, potenza da considerare parziale in quanto non se ne conosce il tetto.

L'età della formazione di Ponte Grosso nell'area del Foglio è problematica in quanto i pochi campioni analizzati hanno fornito associazioni a nannofossili cal-

carei tutte di età diverse. Si tratta di associazioni rappresentative del Cretacico (Cronozona NC10), del Paleocene (Cronozona NP5) e dell'Eocene (Cronozona NP13). Si può quindi ipotizzare che questa formazione non sia più recente dell'Eocene inferiore. Tuttavia, come già accennato per le argille varicolori di Case Crovini, nuovi dati in aree limitrofe sembrano spostare il tetto della formazione di Ponte Grosso nell'Eocene inferiore e medio.

Nell'adiacente Foglio 198, dove era stata effettuata una campionatura mirata, ma che probabilmente aveva indagato porzioni basali della formazione, l'età determinata era stata limitata ad un intervallo compreso tra un probabile Campaniano terminale e un probabile Daniano inferiore. Nei campioni attribuiti a questa formazione le associazioni a nannofossili calcarei erano generalmente ricche e ben preservate e fornivano indicazioni di età comprese tra il Campaniano avanzato (Cronozona NC19) ed il Maastrichtiano terminale (Cronozona NC23). In particolare in una sezione lungo il Rio Grande erano presenti con buona continuità *Aspidolithus parvus* e *Ceratolithoides aculeus* e sembravano mancare *Uniplanarius gothicus* e *Uniplanarius trifidus*. Questi campioni sono stati riferiti, quindi, alla Cronozona NC 19 del Campaniano avanzato. Due campioni raccolti a Pietra Mezzana contenevano *Aspidolithus parvus* e *Uniplanarius trifidus* (Cronozona NC20; transizione Campaniano-Maastrichtiano). Altri in località Rio di Salso contenevano *Ceratolithoides kamptneri*, *Lithraphidites quadratus*, *Micula prinsii* (discontinua). Questa associazione aveva permesso l'attribuzione di questa porzione dell'unità alla Cronozona NC23 del Maastrichtiano avanzato e terminale (PERCH-NIELSEN, 1985).

#### 5.5. - UNITÀ TETTONICA BETTOLA (cfr. Unità tettonica Caio Auctt. p.p.)

Questa unità è presente nel quadrante sud-occidentale del Foglio, in un'area delimitata dal rilievo di M. Albareto.

Nei settori più interni della catena l'Unità tettonica Bettola è generalmente ricoperta per sovrascorrimento dall'Unità tettonica Groppallo o dall'Unità tettonica Cassio (quando l'Unità tettonica Groppallo manca) e sovrascorre a sua volta l'Unità tettonica Guselli e l'Unità tettonica Farini. In settori più prossimi al margine padano, come nel caso di questo Foglio, l'Unità tettonica Bettola è coinvolta in strutture complesse insieme ad unità tipiche della zona di margine, quali l'Unità tettonica Grotta, in cui i rapporti reciproci risultano, in verità, poco chiari. Nello schema proposto l'Unità tettonica Grotta è interpretata in sovrascorrimento sull'Unità tettonica Bettola.

Questa unità è costituita da una successione stratigrafica che comprende, dal basso, il Flysch di Bettola e la Formazione di Val Luretta, nell'area del Foglio compare solamente il Flysch di Bettola.

### 5.5.1. - *Flysch di Bettola* (BET)

Affiora unicamente nel settore sud-occidentale del Foglio, nell'area di M. Albareto.

Il Flysch di Bettola, da ascrivere alla famiglia dei flysch ad elmintoidi, è costituito da calcari marnosi e marne, da grigie a nocciola, a base calcarenitica grigio scura, giallo-bruna se alterata, passanti ad argilliti nerastre, in strati spessi e banchi anche oltre i 10 m. Queste litologie si alternano ritmicamente ad areniti fini e peliti marnose grigie fogliettate, in strati da sottili a spessi, con rapporto A/P < 1. Sono talora intercalati alcuni strati calcarei sottili o medi, di colore rossastro, tipo "pietra paesina", come anche siltiti arenacee laminate, rosso-brune.

La formazione si presenta molto spesso intensamente tettonizzata, questo fatto, oltre alla scarsa qualità e quantità degli affioramenti, ha permesso una valutazione solo approssimativa del suo spessore, stimato in circa 400 m.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo a sedimentazione torbidityca prevalente sulla normale sedimentazione emipelagica.

Per il Foglio 198 sono stati analizzati una quarantina di campioni sparsi provenienti dall'unità in questione, molti dei quali contengono associazioni impoverite riferibili ad un generico Cretacico superiore non meglio definibile. Nel materiale esaminato non è stata riconosciuta con sicurezza la Cronozona NC 20 che caratterizza la base dei Flysch ad Elmintoidi (Rio *et alii*, 1983). In alcuni campioni raccolti presso Croce di Maneia sono presenti associazioni relativamente ricche e ben preservate entro le quali sono presenti (anche se non in continuità) *Nephrolithus frequens*, *Micula murus*, *Micula prinsii*, *Lithraphidites quadratus* che indicano la parte alta del Maastrichtiano terminale (Cronozona NC 23).

Due campioni raccolti in località Boffolara (Foglio 198) contengono, entro un'associazione dominata da forme cretaciche, *Cruciplacolithus tenuis*, *Cruciplacolithus primus* e *Coccolithus pelagicus*, indicativi del Paleocene inferiore (Cronozona NP 2-3\* del Daniano).

In base ai dati raccolti e quelli disponibili in letteratura, è probabile che il Flysch di Bettola sia esteso cronologicamente dal Campaniano terminale - Maastrichtiano inferiore fino ad un Paleocene inferiore (Daniano).

### 5.6. - UNITÀ TETTONICA GUSELLI

A questa unità è stata attribuita una fascia di affioramenti estremamente ridotta, situata nel settore sud-occidentale del Foglio e sviluppata lungo le pendici di M. Albareto.

Questa unità presenta maggiore sviluppo nell'adiacente Foglio 198-Bardi,

dove occupa sempre una precisa posizione strutturale, è infatti ricoperta dall'Unità tettonica Bettola e sovrascorre l'Unità tettonica Farini; proprio la posizione ha guidato l'attribuzione all'Unità tettonica Guselli di questi affioramenti che altrimenti, dal punto di vista litostratigrafico, non presentavano caratteristiche diagnostiche dell'unità.

Questa unità, che nell'area tipo di affioramento tra la Val Trebbia e la Val d'Arda è costituita da una successione prevalentemente pelitica varicolorata, è qui costituita da argille a palombini del tutto simili a quelle che si ritrovano in altre unità tettoniche.

#### 5.6.1. - *argille a palombini* (APA)

Affiorano in una stretta fascia che si sviluppa lungo le pendici orientali di M. Albareto e solo sporadicamente lungo quelle occidentali.

Questa formazione è costituita da calcilutiti silicizzate grigio chiare e grigio-verdi, con patine verde scuro di fillosilicati sulle superfici di strato, in strati da medi a spessi, molto spesso discontinui per motivi tettonici, e più rari calcari marnosi grigi e verdi in strati spessi, intercalati ad argilliti siltose grigio scure; frequenti intercalazioni di siltiti ed arenarie torbiditiche fini in letti molto sottili e sottili di colore grigio scuro e di calcareniti medio-grossolane in strati da medi a spessi. Gli strati calcilutitici sono caratterizzati da una fitta rete di vene di calcite, spalmature verdastre sulle superfici di strato e frattura concoide.

L'ambiente deposizionale doveva essere un bacino molto profondo a sedimentazione emipelagica alternata regolarmente a depositi torbiditici.

Spessore massimo stimato 90 m.

Sulla base dei dati disponibili in letteratura sulle argille a palombini s.l. è possibile riferire questa formazione ad un intervallo compreso tra un probabile Barremiano all'Albiano.

#### 5.7. - UNITÀ TETTONICA FARINI (cfr. Unità tettonica Dosso Auctt.)

Questa unità affiora tra la Val Taro e la Val Sporzana, lungo una fascia più o meno continua che si sviluppa dalle pendici orientali di M. Prinzerà fino a quelle orientali e sud-occidentali di M. Albareto.

Per quanto riguarda i rapporti con le altre unità, l'Unità tettonica Farini è sovrascorsa dall'Unità tettonica Bettola e, quando presente, dall'Unità tettonica Guselli, mentre presenta contatti problematici con l'Unità tettonica Grotta, da cui sembra essere sovrascorsa, ma con cui è anche coinvolta in strutture problematiche.

5.7.1. - *Flysch di Farini d'Olmo* (**FAR**) (cfr. Calcari di Farini D'Olmo e Calcari di Monte Dosso auctt.)

In occasione di una revisione litostratigrafica che ha interessato alcune formazioni affioranti nell'adiacente Foglio 198, nella formazione del Flysch di Farini d'Olmo è stata fatta rientrare anche la formazione, estesamente affiorante in Val Ceno, cartografata in numerose carte geologiche come Calcare di M. Dosso o Flysch di M. Dosso. Le due formazioni, già da gran parte degli studiosi considerate come correlate, sono risultate pressochè identiche nelle loro caratteristiche litologiche e nelle loro successioni sedimentarie. Anche lo stile deformativo comune ha confermato questa interpretazione.

Il Flysch di Farini d'Olmo, di origine prevalentemente torbidity, è stato interamente suddiviso in membri; la successione stratigrafica vede dal basso: il membro di Predalborà (FAR<sub>1</sub>), il membro di Rigolo (FAR<sub>2</sub>), il membro di Costa (FAR<sub>3</sub>) e il membro di Carpadasco (FAR<sub>4</sub>); all'interno di queste sottounità spesso sono state a loro volta riconosciute e distinte delle ulteriori sottounità col rango di litofacies.

L'età della formazione va da un probabile Maastrichtiano terminale al Luteziano.

Nel Foglio affiora esclusivamente la litofacies di Case Poncini (**FAR<sub>1a</sub>**) appartenente al membro di Predalborà.

Il membro di Predalborà (**FAR<sub>1</sub>**), di recente istituzione, non presente nell'area del Foglio se non con la litofacies di Case Poncini, è costituito da areniti medio-fini grigio-nocciola o grigio scure e peliti marnose grigio-nocciola, in strati da medi a spessi, con rapporto A/P  $\cong$  1. Sono intercalate subordinate marne chiare, in strati anche molto spessi, a base calcarenitica ("Pietraforte" di BORTOLOTTI, 1962), e calcari laminati chiari, in strati sottili e medi. Alla base del membro è stata distinta una litofacies calcareo-marnosa, denominata *litofacies di Case Poncini* (**FAR<sub>1a</sub>**), costituita da calcari marnosi e marne chiare, in strati da spessi a banchi, a base biocalcarenitica, passanti a marne argillose grigie e da arenarie laminate e peliti marnose grigio-nocciola, in strati da sottili a medi, con rapporto A/P  $\cong$  1. Caratteristica di questa litofacies è la presenza nell'area-tipo di due banchi di marne rosate, a base biocalcarenitica, di cui uno spesso circa 10 m ("Facies delle Case Poncini" SEGNINI, 1961; BORTOLOTTI, 1962).

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo a sedimentazione torbidity prevalente sulla normale sedimentazione emipelagica.

La litofacies di Case Poncini raggiunge i 250 m di spessore.

La parte basale del membro è stata studiata in dettaglio per il suo contenuto micropaleontologico nella successione di Case Poncini affiorante nell'adiacente



Foglio 198. Le facies calcarenitico-marnose presenti al di sotto dei caratteristici banchi di marne rosate contengono prevalentemente forme cretacicke fra le quali sono, tuttavia, presenti rare, ma sicure forme di *Cruciplacolithus* spp. che sono esclusive del Cenozoico.

L'età del membro va da un probabile Maastrichtiano terminale, al Selandiano (dalla cronozona NP1 alla NP9); la litofacies di C. Poncini è riferibile ad un intervallo che va da un probabile Maastrichtiano terminale al Daniano (dalla cronozona NP1 alla parte inferiore della NP4).

#### 5.8. - UNITÀ TETTONICA SPORNO

È l'unità che affiora più estesamente nel Foglio, occupando una vasta area che si sviluppa dal versante sinistro della Val Baganza a S dell'abitato di Terenzo, fino al T. Termina nel settore sud-orientale del Foglio, comprendente tra l'altro lo stesso M. Sporno. Una seconda area di affioramento si sviluppa lungo una stretta fascia compresa tra Ca Besaschi e S. Andrea Bagni, tra il T. Parola e il T. Dordone

I rapporti dell'Unità tettonica Sporno con le unità sovrastanti sono difficilmente analizzabili nell'area del Foglio; solo lungo le pendici nord-orientali di M. Albareto una serie di faglie subverticali, orientate per lo più SO-NE, giustappongono l'Unità tettonica Sporno all'Unità tettonica Farini. Anche i rapporti con l'Unità tettonica Grotta, che nello schema strutturale viene considerata sovrascorsa sull'Unità tettonica Sporno, sono quasi sempre espressi sul terreno da faglie subverticali. L'Unità tettonica Sporno è quindi ricoperta stratigraficamente da alcune "placche" costituite dalla Successione Epiligure, quali quella della Val Sporzana, quella di Vallezza e quella di S. Ilario di Baganza - Torrechiara, e dalla Successione Post-evaporitica nella zona di Palmia in Val Sporzana e nella zona di Barbiano in Val Baganza.

Nella seconda area di affioramento l'Unità tettonica Sporno si presenta col sovrascorrimento delle unità liguri sulle unità padane, solitamente sepolte; queste relazioni sono attualmente mascherate da una faglia normale ad andamento appenninico, di norma immergente verso la catena, che mette in contatto le unità tettoniche liguri, rappresentate dall'Unità tettonica Sporno, con le unità "autotone" padane, rappresentate dall'Unità tettonica Salsomaggiore; anche in questo settore l'Unità tettonica Sporno è ricoperta stratigraficamente dalla Successione Epiligure, tale contatto è stato tuttavia quasi completamente mascherato dalle successive fasi tettoniche e attualmente avviene tramite una serie di faglie ad alto angolo o subverticali, orientate in direzione appenninica e immergenti verso SO e più raramente con orientamenti trasversali alla catena.

### 5.8.1. - *Flysch di Monte Sporno (FYS)*

Questa formazione, di origine prevalentemente torbiditica, è stata interamente suddivisa in membri; la successione stratigrafica vede partendo dal basso: il membro di rio Brugnara (**FYS<sub>1</sub>**), il membro di Armorano (**FYS<sub>2</sub>**) e il membro di Calestano (**FYS<sub>3</sub>**).

L'età della formazione va dal Selandiano al Luteziano.

Nell'area del Foglio affiorano il membro di Armorano e il membro di Calestano.

*membro di Armorano (FYS<sub>2</sub>)*. È costituito da calcari marnosi e calcari chiari, passanti a marne grigio-nocciola e argille marnose grigio scure, in strati da medi a molto spessi, fino a banchi di 5 m, alternati ad arenarie e peliti marnose grigio scure in strati sottili e medi. Sono presenti sporadicamente, nella porzione superiore del membro, alcuni livelli marnosi a focature rosate o maculati in verde e rosa. Gli strati calcarei presentano spesso una base biocalcarenitica di colore grigio-verde, talora biocalciruditea, con numerosi macroforaminiferi tra cui prevalgono nummuliti e orbitoidi, comune è anche la presenza di livelli o liste di selce bruna e una evidente laminazione sia piano-parallela che da ripples.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo a sedimentazione torbiditica prevalente sulla normale sedimentazione emipelagica.

La potenza parziale massima è stata stimata in circa 780 m; il grado di attendibilità del dato è abbassato dalle condizioni di tettonizzazione dell'unità, spesso elevata. In Val Baganza lo spessore misurato si avvicina ai mille metri.

I campioni raccolti nell'area dell'adiacente Foglio 198 sono in accordo con la determinazione di età del membro nella sua area tipo in Val Baganza che risulta compresa fra le Cronozone NP10\* e NP14\* (Ypresiano – Luteziano basale; Rio, 1987).

*membro di Calestano (FYS<sub>3</sub>)*. È costituito da marne e marne argillose grigie a frattura da concoide a poliedrica e da marne siltose fogliettate, di colore grigio scuro-verdastre, in strati spessi e molto spessi, a queste litologia sono regolarmente intercalate delle arenite a grana media di colore grigio-nocciola e delle peliti brune in set di strati sottili e medi. Alla base degli strati marnosi sono talora presenti calcari e calcari marnosi di color crema, in strati medi ben stratificati e con una marcata laminazione piano-parallela e più raramente calcareniti grossolane. Verso il tetto del membro sono osservabili alcuni rari livelli marnosi rosati.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino profondo a sedimentazione torbiditica prevalente sulla normale sedimentazione emipelagica.

La potenza massima del membro di Calestano è stata stimata in 430 m circa, tuttavia l'attendibilità del dato è fortemente influenzata dall'intensa tettonizzazione dell'unità.

Il membro di Calestano è in contatto sul membro di Armorano: sul terreno si osserva un passaggio graduale tra i due membri che si esplica nello spazio di poche decine di metri.

Nell'area del Foglio non sono stati analizzati campioni ai fini di datazioni cronostratigrafiche, dai dati bibliografici l'età del membro è riferibile al Luteziano.

## 6. - DOMINIO UMBRO-MARCHIGIANO-ROMAGNOLO

Questa denominazione è stata scelta poichè si ritiene che i terreni appartenenti all'Unità tettonica di Salsomaggiore in affioramento, possano essere correlabili direttamente alla Formazione Marnoso-arenacea, classicamente ascritta al Dominio Umbro-marchigiano-romagnolo.

### 6.1. - UNITÀ TETTONICA SALSOMAGGIORE

Quest'unità è localizzata nel settore nord-occidentale del Foglio, ad O del F. Taro.

L'Unità tettonica Salsomaggiore affiora in finestra tettonica e rappresenta, in questo settore di Appennino, l'unica emergenza delle unità un tempo considerate come "unità autoctone padane" sotto le unità alloctone liguri. L'originario sovrascorrimento dell'Unità tettonica Sporno sopra l'Unità tettonica Salsomaggiore, nell'area del Foglio, non è conservato e l'attuale contatto è stato interpretato come una faglia normale ad andamento appenninico, immergente verso la catena e talora verticalizzata.

L'Unità tettonica Salsomaggiore è rappresentata da una successione stratigrafica costituita, dal basso, dalla formazione del Torrente Ghiara, la formazione di Rio Gisolo e la formazione di Case Gallo, quest'ultima formazione affiora esclusivamente nel limitrofo Foglio 198.

#### 6.1.1. - *formazione del Torrente Ghiara (FGH)*

Affiora in una estesa fascia sviluppata da M. Govone, poco a SO dell'abitato di Tabiano, fino a località I Cagnotti, tra i torrenti Recchio e Dordone.

Questa formazione, di recente istituzione, è costituita da peliti marnose gri-

gie, a stratificazione indistinta, con intercalati sottili livelli siltosi e più raramente arenitici fini. Localmente sono frequenti gli pteropodi.

L'ambiente di deposizione doveva essere un bacino molto profondo a sedimentazione emipelagica con sporadici apporti da parte di correnti torbiditiche estremamente diluite.

Lo spessore massimo della formazione è valutabile intorno a 900 m, lo spessore è da ritenersi parziale, in quanto non si conosce in affioramento la base della formazione. Le numerose trivellazioni per ricerche di idrocarburi effettuate nella zona di Salsomaggiore hanno attraversato al di sotto della formazione del Torrente Ghiara almeno 2000 m di serie, mai affiorante, chiamata "Serie Sabbiosa di Salso", datata al Miocene inferiore.

La formazione del Torrente Ghiara nell'area del Foglio occupa un intervallo compreso tra la Biozona MNN5a (parte superiore del Langhiano) caratterizzata dall'assenza di *H. walbersdorffensis* e dalla presenza di *S. heteromorphus* in associazione con: *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra* spp. < 7 µm e *Cyclicargolithus floridanus* e la Biozona MNN6a (Serravalliano) la cui associazione è simile alla precedente ma si diversifica per l'assenza di *S. heteromorphus* e la presenza comune e continua di *H. walbersdorffensis*.

Le informazioni biocronostratigrafiche più omogenee sulla formazione del Torrente Ghiara sono state raccolte nella sezione del Torrente Ghiara (Foglio 198) entro ed intorno all'abitato di Salsomaggiore in una campionatura in bassa risoluzione (16 campioni per uno spessore di circa 450 m). Questi dati suggeriscono che l'unità si estende dal Langhiano (Cronozona NN5) alla parte inferiore del Serravalliano (Cronozona NN6a).

#### 6.1.2. - formazione di Rio Gisolo (FGS)

Affiora lungo una fascia sviluppata tra il T. Parola e il T. Dordone, all'altezza delle case di Contignaco, verso SE, fino all'abitato di Fornacchia.

Questa formazione, di recente istituzione, è stata suddivisa interamente in due membri: il membro arenaceo di Varano Marchesi (FGS<sub>1</sub>), e il membro conglomeratico di Monte Predella (FGS<sub>2</sub>).

*membro arenaceo di Varano Marchesi (FGS<sub>1</sub>)*. Questo membro è costituito da arenarie micacee medie, grigio chiare, giallastre all'alterazione, in letti da medi a spessi a stratificazione poco distinta, con frequenti fenomeni di amalgamazione a formare potenti banchi massivi a base erosiva, a questa litofacies sono associate arenarie e peliti siltose grigio chiare, in strati medio-sottili.

Il membro arenaceo di Varano Marchesi è in contatto apparentemente netto sulla formazione del Torrente Ghiara, tale contatto è visibile sulla sponda destra

del T. Recchio, poco a valle di Varano Marchesi, altre considerazioni sulle facies delle due formazioni farebbero pensare piuttosto ad un contatto discordante non apprezzabile sul terreno in mancanza di condizioni di affioramento favorevoli.

Lo spessore di questo membro è variabile tra 200 e 600 m, tale variabilità è dovuta alla sua parziale erosione ad opera del membro conglomeratico.

*membro conglomeratico di Monte Predella (FGS<sub>2</sub>)*. Questo membro è costituito da conglomerati fini ed arenarie conglomeratiche, in strati spessi e molto spessi, in certi casi amalgamati a formare corpi canalizzati, e da subordinate intercalazioni di arenarie e peliti siltose, in strati da sottili a spessi, bioturbati e ricchi in frammenti carboniosi, con evidenti fenomeni di slumping/colata. I conglomerati, sia matrice- che granosostenuti, sono costituiti da clasti ben arrotondati di taglia per lo più fine (massimo 30 cm), di derivazione sedimentaria, ignea e metamorfica, in matrice arenitica. Verso il tetto compaiono almeno un paio di orizzonti di breccia calcarea tipo calcari a Lucine, ricchi in frammenti di lamelibranchi, gasteropodi, echinodermi e coralli.

Il membro conglomeratico di Monte Predella è in contatto netto erosivo sul membro arenaceo di Varano Marchesi, tale contatto è visibile sulla sponda sinistra del T. Recchio, poco a monte di Varano Marchesi.

Lo spessore di questo membro è variabile tra 0 e 80 m.

La formazione di Rio Gisolo doveva essersi deposta in un ambiente di transizione tra la scarpata e un bacino relativamente poco profondo, a sedimentazione quasi esclusivamente torbidity.

Le informazioni biocronostratigrafiche più omogenee sulla formazione di Rio Gisolo sono state raccolte nell'area del Foglio 198, dove l'unità contiene un'associazione a nannofossili calcarei impoverita e poco diagnostica compatibile con la biozona MNN6 di FORNACIARI *et alii* (1996) della parte inferiore del Serravalliano. Solo pochi campioni provenienti dal membro FGS<sub>2</sub> contengono nannofossili calcarei. Spesso predominano le forme rimaneggiate. Un singolo campione contiene *Calcidiscus macintyreii* (*sensu* RIO *et alii*, 1990) che indicherebbe la Biozona MNN7 (parte superiore del Serravalliano) almeno per una parte dell'unità. Nell'area del Foglio 199 è stato analizzato un solo campione che ha fornito un'associazione compatibile con la Biozona MNN6 caratterizzata dall'assenza di *Sphenolithus heteromorphus* e dalla presenza di *Calcidiscus premacintyreii* in associazione con *R. pseudoumbilicus*, *H. walbersdorfensis* e *Calcidiscus leptoporus*.

## V - TETTONICA E SEDIMENTAZIONE

### 1. – TETTONICA E SEDIMENTAZIONE NEL QUATERNARIO

(a cura di G. Di Dio)

#### 1.1.- INTRODUZIONE

La fase tettonica intramessiniana segna la nascita di un nuovo assetto geodinamico dell'area mediterranea e dà origine al bacino sedimentario (Dominio) Padano-Adriatico. Anche questo bacino, come quello Umbro-marchigiano-romagnolo ad esso antecedente, appartiene alla categoria dei bacini di avanfossa periferici (*peripheral foreland basins*: DICKINSON, 1974), situati sul fronte di un orogene in formazione, la cui origine è legata alla collisione e subduzione di zolle di crosta continentale (subduzione di tipo A; BALLY & SNELSON, 1980).

Come riferito nel Capitolo III,2. la migrazione progressiva verso NE delle avanfosse plio-pleistoceniche, nel settore emiliano occidentale del bacino Padano-Adriatico, è legata alla nascita e allo sviluppo dell'attività di sovrascorrimento lungo due archi principali di strutture compressive, orientate NO-SE: il Fronte di Sovrascorrimento Pedeappenninico e il Fronte di Sovrascorrimento Esterno (Pieghie Emiliane di PIERI & GROPPI, 1982). Questi archi di strutture condizionano in tutto il Plio-Pleistocene la crescita e la distribuzione dei sistemi deposizionali sul margine meridionale del bacino, interferendo con le fasi di erosione e sedimentazione guidate dalle oscillazioni climatico - eustatiche.

In letteratura sono ben documentate due importanti fasi di deformazione

strutturale del margine appenninico, di età pliocenica (vedi cicli P1 e P2 in RICCI LUCCHI *et alii*, 1982), di cui, nel Foglio in esame, esistono evidenze di carattere magnetostratigrafico, biostratigrafico e sismostratigrafico (MARY *et alii*, 1993; REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998), ma non litologico-tessiturale. Viste le scarse evidenze di terreno, questo capitolo non tratterà gli eventi e la stratigrafia pliocenica, ma, con l'ausilio delle mappe e delle sezioni allegate alla carta geologica del Foglio 199, si propone, invece, di documentare e illustrare i rapporti tra tettonica e sedimentazione, nonché l'evoluzione dei sistemi deposizionali, nel Quaternario dell'area di studio.

#### 1.2.- DISCUSSIONE SULLE SEZIONI STRATIGRAFICHE ALLEGATE AL FOGLIO 199 E CONSIDERAZIONI DI NEOTETTONICA

Le sezioni stratigrafiche costruite e allegate, in parte, al Foglio 199 sono state sviluppate e correlate tramite l'utilizzo dei Modelli Stratigrafico-Deposizionali definiti e illustrati in Appendice 3 di queste Note, alla quale si rimanda obbligatoriamente il lettore per ogni approfondimento e chiarimento terminologico. La taratura dei modelli è stata effettuata mediante analisi di facies, strutturali e morfo-pedostratigrafiche delle successioni affioranti o carotate in sondaggio.

Una delle sezioni più interessanti è la numero 4, che interseca i sondaggi regionali 199S1 e 199S3 in destra idraulica del Fiume Taro.

Con il tratto marrone (o nero di spessore massimo) sono tracciate le basi del Supersistema Quaternario Marino e del Supersistema Emiliano-Romagnolo (Sequenze Deposizionali Principali). Con il tratto blu (o nero intermedio) sono tracciate le basi del Sistema di Costamezzana, del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore e del Subsistema di Agazzano (SD Minori).

I limiti delle SD Principali registrano tutti delle forti erosioni, segno che le Cerniere Strutturali Marginali del Bacino attive durante le fasi SIN-tettoniche si dovevano trovare a Nord del piano della sezione. Anche i limiti delle SD Minori corrispondono a discontinuità erosive o, in corrispondenza dell'intersezione con la Sez. 6, a discontinuità non deposizionali e pertanto, nella Sez. 4 non possono esistere depositi SIN appartenenti al Supersistema Quaternario Marino (Subsistemi Quaternario Marino 3<sup>I</sup> e 3<sup>II</sup>) o alle SD più giovani. In effetti la CSMB attiva durante le fasi SIN delle SD Principali e Minori del Quaternario, come deducibile anche dai profili sismici, era situata in corrispondenza dell'ETF, vale a dire del fronte esterno delle Pieghe Emiliane, a Nord del Foglio 199. I corpi geologici correlati nella Sez. 4, pertanto, corrispondono a fasi deposizionali POST-tettoniche.

Le linee nere sottili delimitano le Sequenze Deposizionali Climatico-Eustatiche, vale a dire i Subsistemi. Non è stato possibile individuare e correla-



re con ragionevole sicurezza delle SDCE all'interno del Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore.

L'esame delle relazioni geometriche intercorrenti tra i Subsintemi del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore evidenzia che, in destra Taro, tutte le SDCE si sviluppano praticamente in continuità stratigrafica, secondo un ordine normale (dal basso all'alto), fino al limite inferiore del Subsintema di Agazzano. A partire da quest'ultimo, invece, nel settore tra il Taro e il Baganza, ogni SDCE incide e terrazza quella precedente. In sinistra Taro il terrazzamento comincia prima, quanto meno a partire dall'AES<sub>1</sub>. Questo tipo d'analisi consente di stabilire l'evoluzione neotettonica della CSMB; si ricordi, infatti, che a monte della CSMB attiva non si può creare nuovo spazio per la sedimentazione a carico della subsidenza tettonica. A monte della CSMB attiva l'aggradazione sedimentaria è consentita solo per riempire spazi geomorfologicamente esistenti e definiti. Nelle condizioni geodinamiche che hanno originato il Bacino padano i terrazzi fluviali sono forme effimere destinate a scomparire. Si può dunque affermare che se si considerano solo le fasi POST delle ultime due SD Minori, la CSMB attiva durante la deposizione dell'AES<sub>1</sub> e dell'AES<sub>2</sub> interseca la Sez. 4 in corrispondenza del Fiume Taro attuale, mentre la CSMB attiva durante la deposizione delle SDCE successive interseca la Sez. 4 in corrispondenza del Torrente Baganza. La Tav. III dell'Allegato riporta le posizioni occupate dalla CSMB durante queste ultime due fasi POST (AES<sub>1-2</sub> e AES<sub>3-8</sub>).

Lo spostamento abrupto della CSMB evidenziato nella Tav. III, per quanto detto in Appendice 3, è provocato da eventi tettonici che, ancorché minori, coinvolgono aree e blocchi strutturali di notevole estensione. E' lecito pensare che in concomitanza con tali eventi tettonici si creino le premesse topografiche per uno sconvolgimento del reticolo di drenaggio. In effetti esaminando la carta geologica si scopre che, proprio in concomitanza con lo spostamento della CSMB, compare geomorfologicamente e stratigraficamente l'apice di conoide del Torrente Baganza con i suoi terrazzi fluviali incassati e rientranti in valle. Ecco quindi che si evidenziano i legami tra evoluzione del reticolo di drenaggio ed eventi tettonici, ma attenzione; la tettonica propone e il clima dispone. Vale a dire che il nuovo assetto morfologico si manifesta solo quando i sistemi fluviali entrano in una fase d'attivazione, innescando così i fenomeni di diversione, cattura, erosione regressiva, ecc., che danno luogo alla trasformazione del reticolo di drenaggio.

Le oscillazioni climatiche sono responsabili, attraverso le fasi d'attivazione e disattivazione fluviali, dello sviluppo e dell'organizzazione interna delle facies nelle SDCE. Le correlazioni e gli elementi deposizionali mostrati nella Sez. 4 rispecchiano fedelmente il MSD proposto nell'Appendice 3. In particolare è interessante notare:

- i 4 cicli complessi di incisione fluviale (attivazione) e riempimento ghiaioso (disattivazione) che registrano le continue fluttuazioni del punto neutro nella

zona assiale dell'apice di conoide del Torrente Baganza. Essi si giustappongono a monte della CSMB attiva, mentre a valle di essa si sovrappongono come prescritto dal modello.

- La successione di alfisuoili sepolti incontrata nel sondaggio 199S3, che testimonia le oscillazioni del punto neutro nella zona marginale destra dell'apice di conoide del Fiume Taro, quando la CSMB attiva si trovava un po' più a Sudovest.
- L'alfisuolo doppio ritrovato al tetto della successione carotata che testimonia lo spostamento abrupto della CSMB avvenuto alla fine del ciclo deposizionale dell'AES<sub>2</sub>.
- Sempre nel sondaggio 199S3, il suolo evoluto sviluppato sulle ghiaie a 58 m dal p.c. che, ricoperto da limi argillosi grigi di conoide distale, poco pedogenizzati, registra la rapida retrocessione della CSMB all'inizio della fase POST del Supersistema Emiliano-Romagnolo.

Questa modalità di analisi e lettura della Sez. 4 è consigliabile e riproponibile anche per tutte le altre sezioni stratigrafiche allegate al Foglio 199. In tal modo è possibile ricostruire sia la storia climatica, sia la storia tettonica recente di questa parte del Bacino padano.

## 2. - LINEE TETTONICHE PRINCIPALI E DISCUSSIONE SULLE SEZIONI GEOLOGICHE (a cura di G. Zanzucchi)

Nelle Sezioni geologiche presentate con il Foglio si è cercato di evidenziare i tratti più caratterizzanti la regione in oggetto, come l'ordine di sovrapposizione delle unità tettoniche liguri sopra la struttura miocenica di Salsomaggiore, la posizione della Successione epiligure sulle più esterne unità alloctone, la complessità delle strutture dell'Unità tettonica Sporno ed il prolungamento verso E dell'Unità tettonica Grotta di nuova istituzione, ben caratterizzata e descritta per la prima volta nell'adiacente Foglio 198.

Una delle sezioni evidenzia anche la presenza delle unità tettoniche liguri Bettola e Farini, ora segnalate in quest'area, e nella cartografia precedente attribuite all'Unità tettonica Caio.

Il problema della evoluzione strutturale dell'Unità tettonica Sporno può essere in parte chiarito dall'esame della Successione epiligure, come riportato nella Sez.C - C' della carta: le Marne di Monte Piano e la Formazione di Ranzano risultano molto ridotte in spessore, come pure la Formazione di Antognola e la Formazione di Contignaco, mentre la serie di Bismantova appare fortemente lacunosa e ridotta in spessore. La Formazione del Termina infine è ben rappresentata e molto probabilmente discordante sulla precedente successione. Questa

situazione denota che l'Unità tettonica Sporno era sede di una sedimentazione epiligure completa nei suoi termini ma lacunosa e ben diversa da quella delle altre unità tettoniche liguri, quasi a configurare un passaggio paleogeografico ad un altro Dominio (Unità tettonica Canetolo ?).

Sia dalla cartografia geologica del Foglio, sia dalla Sez. B- B', risulta chiaro come l'Unità tettonica Sporno, affetta dalle deformazioni in parte precedenti la sedimentazione delle Marne di Monte Piano, ma soprattutto implicata nelle strutturazioni successive, risente fortemente di una immersione di tutti gli assi delle strutture verso NO. Appare evidente in planimetria anche una specie di sfrangiatura degli affioramenti del flysch che, ancora seguendo le principali direttrici, si immerge sotto le altre unità liguri, ofiolitiche e non, da Terenzo (C. Storti) fino a Palmia, in Val Sporzana. L'Unità tettonica Sporno ed altre unità liguri esterne sono poi ricoperte stratigraficamente ed in modo discordante dal Pliocene (LUG e SVN) e dal Messiniano sup. (FCO), che ne sigillano quindi le ultime deformazioni plicative. Si deve tuttavia ammettere che l'insenatura dei terreni pliocenici entro la Val Sporzana non possa essere originaria, ma piuttosto preservata da due "rughe" *sensu* ANELLI (1923) a direzione meridiana, presenti tra Forno Taro e il M. Prinzerza nel lato occidentale e tra M. Ardone e Vallezza sul lato orientale.

Sempre nella Sez. B - B', che tuttavia rimane obliqua rispetto alle principali strutture tettoniche del Flysch di Monte Sporno, viene interpretata in modo dubitativo la posizione del lembo epiligure di Goiano, che sembra limitato per faglia dagli strati rovesciati del flysch in parola e che appoggia stratigraficamente sullo stesso flysch in giacitura normale, presso Lesignano Palmia. Tale situazione può bene inquadrarsi panoramicamente poco a monte di Calestano, da dove si osserva, chiarissima, l'antiforme a strati rovesciati del Flysch di Monte Sporno, che rimane bruscamente separato dalla struttura sinclinalica di Goiano e Bardone. Dato il particolare andamento del limite tra i depositi epiliguri e il Flysch di Monte Sporno, è inoltre da presumere la presenza di una superficie discordante di probabile origine sedimentaria, anche se parzialmente scollata e tettonizzata, in tutta l'area compresa tra Goiano e Palmia.

Di tutt'altra problematica è ricca l'analisi della Sez. A - A', che comprende verso NE la struttura anticlinale, in parte rovesciata, di Salsomaggiore, le scaglie e pieghe delle Epiliguri, che probabilmente erano originariamente legate all'Unità tettonica Sporno e alcuni lembi fortemente tettonizzati dell'Unità tettonica Grotta che, pur essendo tra quelle più esterne in senso appenninico, è ricca di "detritismo ofiolitico" sia stratificato, che in blocchi olistolitici. Quest'ultima osservazione porta direttamente alla difficoltà di una ricostruzione paleogeografica in quanto tale unità risulta costantemente ricoperta dalla più alta Unità tettonica Cassio che, dovendo pertanto collocarsi in posizione più interna, non contiene tuttavia porzioni ofiolitiche apprezzabili macroscopicamente. Un'alternativa possibile, anche se non suffragata da dati inequivocabili, risiede nella ipote-

tica “destinazione alpina” dell’Unità tettonica Cassio, prima della sedimentazione delle Marne di Monte Piano (PLESI *et alii*, 1993) e quindi di un suo ritorno in “destinazione appenninica” a ricoprire la suddetta Unità tettonica Grotta, oppure ammettendo forti sovrascorrimenti fuori sequenza fra le unità liguri.

Altro grosso problema è legato all’affioramento dei terreni miocenici (umbro-marchigiano-romagnoli) della struttura di Salsomaggiore ricostruita nella Sez. A - A’ allegata al Foglio. Poichè in affioramento i sedimenti autoctoni terminano con le sabbie e i conglomerati serravalliani (FGS) direttamente ricoperti (?) dall’alloctono ligure ed epiligure, diviene possibile ritenere che tale ricoprimento possa essere avvenuto nel Serravalliano sup. (?) anche se, in perforazioni effettuate più a valle (Campore 1), i terreni più alti della medesima struttura sono ascrivibili al Tortoniano e sempre ricoperti da un mélange tettonico-sedimentario di derivazione ligure. Benchè molto spesso il limite tra l’autoctono di Salsomaggiore e l’Alloctono ligure sia mascherato da coperture o implicato in sistemi tettonici disgiuntivi, crediamo si possa escludere la presenza di un Tortoniano argilloso o sabbioso affiorante al tetto della stessa struttura. Il problema sembra risolvibile secondo tre diverse interpretazioni: a) l’attuale struttura affiorante è stata in gran parte erosa prima dell’arrivo delle coltri alloctone; b) l’alloctono ligure arriva sulla struttura di Salsomaggiore nel Messiniano medio (fase intramessiniana), ma la forte attività erosiva del Messiniano superiore avrebbe denudato gran parte di quell’area, depositando poi i clasti continentali (FCO<sub>b</sub>) prima della grande e rapida trasgressione pliocenica; c) il materiale alloctono ligure è effettivamente giunto nel Serravalliano sui terreni della struttura affiorante e solo in seguito, nel Tortoniano, avrebbe guadagnato posizioni più esterne, ancor prima della grossa fase tettonica intramessiniana (IACCARINO & PAPANI, 1979); in questo caso tuttavia è necessario ammettere un fortissimo raccorciamento per thrust tra la odierna struttura e le aree al limite tra collina e pianura.

Nella Sez. C - C’ viene evidenziata ancora la tettonica del Flysch di Monte Sporno e i rapporti tra questo e la zona di affioramenti delle Epiliguri tra S. Ilario Baganza e Casatico (Valle del T. Cinghio) ove tale successione, quasi completa e con limitatissimi spessori, va dalle Marne di Monte Piano alla Formazione del Termina. Solo queste ultime sono interessanti per i numerosi macrofossili presenti e per la estensione e potenza. Su queste appoggiano poi in netta discordanza stratigrafica le sabbie e conglomerati del Messiniano sup. (FCO) nella zona di Nandesano in una piccola e isolata placca, che tuttavia si raccorda molto bene con la fascia della medesima formazione presente poco a valle, alla base del Pliocene argilloso (LUG). Sulla stessa sezione viene proiettata la stratigrafia del Pozzo AGIP Felino 1 che dopo avere attraversato l’Unità tettonica Sporno, penetra di nuovo in un mélange tettonico-sedimentario con caotici non differenziati, gessi messiniani e marne simili alla Formazione di Antognola, per poi entrare,

intorno ai 2000 m e fino a circa 2600 m, in marni tortoniane della struttura di Salsomaggiore e quindi in sabbie serravalliane fino a fondo pozzo e cioè a 3080 m. Tale interessantissima situazione geologica può dare una buona rappresentazione di ciò che poteva essere l'area tra S. Andrea Bagni e Salsomaggiore prima del sollevamento della struttura stessa e della sua conseguente erosione. Nel vicino Pozzo (SPI) S. Michele 1, che si trova poco più a monte, la struttura di Salsomaggiore con terreni tortoniani al tetto, sarebbe presente già a 1850 m di profondità. Cinque chilometri più a monte, in prossimità di Marzolaro, al di sotto di un alloctono non ben specificato, ma da ascrivere probabilmente in gran parte al Flysch di Monte Sporno, la trivellazione SPI Sivizzola 1 incontra un Miocene inf.-medio a sabbie, arenarie e marni, confrontabile forse con la "marnoso-arenacea", da 1750 m fino a fondo pozzo a 2250 m. Molto più ad E, in Val Parma presso Langhirano, il pozzo AGIP Torrechiara 1, dopo aver perforato un grosso spessore di Flysch di Monte Sporno, termina a 2740 m sempre nell'alloctono ligure, senza interessare terreni autoctoni (?) miocenici.

### 3. - PALEOGEOGRAFIA (a cura di G. Zanzucchi)

Il problema del quadro paleogeografico risiede principalmente nella ricostruzione del limite tra il fronte delle unità tettoniche liguri e la più esterna Unità tettonica Canetolo che avrebbe dovuto interporre tra le unità tettoniche toscane e quelle liguri esterne. E' ben nota peraltro la forte analogia esistente tra i Calcari di Groppo del Vescovo ed il Flysch di Monte Sporno, il quale oggi si trova direttamente sovrapposto in modo tettonico alla struttura di Salsomaggiore, difficile è pensare infatti ad una sua completa elisione tettonica prima e durante il suo arrivo al bordo padano. Si può forse ipotizzare a questo proposito l'esistenza di una "rampa fuori sequenza" che abbia provocato lo scavalco della intera Unità tettonica Canetolo da parte della Unità tettonica Sporno quando la prima già aveva ricoperto le "Unità toscane". Nella intera area appenninica non esiste infatti alcun elemento che mostri la sovrapposizione tettonica della Unità tettonica Sporno sul Macigno toscano o sul "complesso Modino-Cervarola", ed inoltre non esiste sintomo di sovrapposizione tra Unità tettonica Canetolo e Marnoso-arenacea o serie toscano - umbro - marchigiane.

Un'altra difficoltà legata alle unità tettoniche liguri esterne risiede nel procedere alla ricostruzione paleotettonica e paleogeografica sulle unità tettoniche Grotta, Cassio e Solignano, ofiolitiche la prima e la terza, non ofiolitica l'Unità tettonica Cassio.

La situazione attuale infatti vede l'Unità tettonica Solignano, probabilmente ofiolitica, giustapporsi all'interno dell'Unità tettonica Cassio non ofiolitica e la sovrapposizione di entrambe sull'Unità tettonica Grotta ofiolitica, in posizione

più esterna, nonchè sull'Unità tettonica Groppallo (o Unità tettonica ofiolitica della media Val Taro) che le divide dalle sottostanti unità dei flysch calcareo-marnosi-terziari, come l'Unità tettonica Farini (cfr. Dosso) e l'Unità tettonica Sporno.

Anche questa pila di unità tettoniche è di difficile interpretazione, a meno che non si voglia invocare ancora una volta deformazioni e tettonica alpino-vergenti prima della sedimentazione delle Marne di Monte Piano, cioè tra l'Eocene inferiore e l'Eocene medio.

Non sono tanti e convincenti i tentativi di ricostruzioni paleogeografiche sulle Liguridi esterne proposti dagli studiosi di geologia appenninica, anche perchè, forse troppo spesso, basati su semplificazioni cilindristiche comode si per impostare la discussione, ma probabilmente meno realistiche. Per l'area ad O del T. Secchia, ZANZUCCHI (1980) ha raccolto una parte di queste interpretazioni nelle Tav. II e III allegate alla pubblicazione, ma rimane oltremodo difficile una ricostruzione che prenda in esama la possibilità di limiti complessi e articolati tra la placca apula e il bacino ligure-piemontese. La presenza di ofioliti sia in posizione normale che in giacitura secondaria alla base di flysch cretacei o intercalate a più livelli nelle unità tettoniche liguri, pone gravi problemi di ricostruzione che devono tenere conto di fasi cretache e successive, responsabili di coinvolgimenti tettonici nel substrato oceanico e della necessità di ubicare tali deformazioni, probabilmente a carattere prevalentemente disgiuntivo, nella grande area ligure.

La presenza di unità tettoniche quasi esclusivamente ofiolitiche, di altre comprendenti grossi spessori di flysch con intercalazioni di materiale oceanico, nonchè di unità prive di ofioliti, dovrebbe guidare in questi tentativi di ricostruzione paleogeografica, che peraltro risultano già di per se stessi complessi solo tenendo conto ad esempio della posizione tettonica delle unità liguri, come chiaramente schematizzato da BERNINI *et alii* (1997) che propongono la divisione di tali unità tettoniche in Insieme superiore e Insieme inferiore.

Per quanto riguarda l'area del Foglio 199, i temi più rilevanti riguardano la collocazione paleogeografica della Unità tettonica Salsomaggiore ed i suoi rapporti con le successioni padane da una parte e le formazioni arenacee più interne dall'altra. Queste ultime sono da riferire alla "marnoso-arenacea", alle "arenarie del Cervarola" o di Bobbio, cioè a quegli elementi tettonici genericamente inquadrabili nel Dominio Tosco-umbro che normalmente affiorano in struttura positiva tra la fronte del Macigno Toscano e le unità padane.

L'altro problema del Foglio è relativo alle unità liguri più esterne e cioè: Unità tettonica Cassio, Unità tettonica Grotta, Unità tettonica Bettola e Unità tettonica Solignano per quelle cretache e Unità tettonica Sporno e Unità tettonica Farini per quelle terziarie. Poichè recentemente (OTTRIA, 1997) sembra dimostrata l'indipendenza del Flysch di Farini d'Olmo dal cretaceo Flysch di Bettola,



che invece sarebbe la base stratigrafica della Formazione di Val Luretta, è necessaria la sua collocazione paleogeografica all'esterno di quest'ultima, in quanto ricoperto tettonicamente dalla stessa con "destinazione appenninica". Rimane quindi da verificare se il terziario Flysch di Farini, come l'analogo Flysch di Monte Sporno (Calcari di M. Dosso dell'AGIP; PIERI, 1961) manchino di una base cretacea tipo flysch ad elmintoidi o siano da questa scollati, oppure appoggino stratigraficamente su argille varicolori s.l.

Una discussione sulla posizione originaria di queste unità è sviluppata in modo chiaro da OTTRIA (1997) quando viene tentata la "correlazione a scala regionale tra la successione Bettola-Val Luretta (Unità tettonica Bettola) e la successione Flysch di Monte Caio-Formazione delle Marne rosate di Tizzano... del resto già avanzata da CERRINA FERONI *et alii* (1994)". A questo punto l'Autore vorrebbe verificare la "correlazione stratigrafico-strutturale tra il Flysch di Monte Sporno e la Formazione di Val Luretta, generalmente ammessa in letteratura" ma a nostro modo di vedere non così univocamente accettabile e non tanto per la mancanza (?) di una base calcareo-marnosa cretacea per il Flysch di Monte Sporno, quanto piuttosto per la sua analogia litologica più marcata con il Flysch di Farini che non con la Formazione di Val Luretta.

Il fatto che le perforazioni petrolifere ubicate nel Foglio pongano chiaramente il Flysch di Monte Sporno alla base della pila delle unità liguri esterne, ci fa supporre che l'Unità tettonica Farini possa essere considerata più interna, in contrasto all'assunto che l'Unità tettonica Bettola con il suo flysch terziario di Val Luretta provenga dall'interno della Unità tettonica Farini o in contrasto con l'identificazione tra Flysch di Monte Sporno e Formazione di Val Luretta, come proposto da ZANZUCCHI (1980).

Per quanto sopra esposto, ci sembra preferibile semplificare la ricostruzione paleogeografica dei flysch terziari calcareo-marnosi liguri, collocandoli tutti all'esterno di una grande area che vede da una parte l'Unità tettonica Canetolo e all'interno l'Unità tettonica Caio con la formazione terziaria delle Marne rosate. Tali flysch terziari avrebbero una base solo in parte costituita dal Flysch di Bettola, mentre la rimanente sarebbe da identificare con argille varicolori s.l. (U. Sporno, U. Farini?). In questa prospettiva le varie unità tettoniche dei flysch liguri terziari, si sarebbero realizzate dopo la sedimentazione delle Marne di Monte Piano, secondo geometrie e fenomeni tettonici legate alla natura dei loro "complessi di base" cretacei o/e alla possibilità di sovrascorrimenti fuori sequenza.

In via puramente ipotetica si potrebbe ricostruire un "bacino" ligure esterno che dal Cretaceo sup, all'Eocene medio vedesse all'interno il Flysch di Ottone, con ricca base ofiolitica come ben documentato da VILLA & ZANZUCCHI (1994) nel T. Dragonale (Complesso di M. Penna-Casanova), seguito dal Flysch di Monte Caio, con al tetto la formazione terziaria delle Marne rosate e scarsamente ofiolitico alla base, quindi la successione Flysch di Bettola-Formazione di Val



Luretta e finalmente il Flysch di Farini e il Flysch di Monte Sporno ancora più all'esterno, entrambi senza base cretatica flyschioide, sostituita da argille varicolori s.l.

Rimane sempre oscura tuttavia la posizione del Flysch di Monte Cassio senza ofioliti di base e al tetto una anomala successione paleocenica ben diversa da quella dei suddetti flysch terziari. Per quest'ultimo VESCOVI (1993) e VESCOVI *et alii* (1999) propongono una ubicazione nei quadranti nord-occidentali. Ancora più difficile la collocazione paleogeografica del Flysch di Solignano.

La ofiolitica Unità tettonica Grotta infine potrebbe essere paragonata e forse legata alla Unità tettonica Ottone-Casanova, trasportata nella posizione attuale da un accidente tettonico fuori sequenza.

Altro fondamentale problema paleogeografico risiede nella collocazione dell'Unità tettonica Canetolo e dei suoi elementi tettonici (o subunità) ben descritte in VESCOVI (1998) e tentativamente confrontati coi flysch terziari, sulla base di certe analogie tra l'Unità tettonica Groppo Sovrano, la più interna del "Complesso di Canetolo", e le torbiditi grossolane del Flysch di Monte Sporno, che in una visione cilindrista doveva porsi poco all'interno di questa. Rimane tuttavia da spiegare, come accennato all'inizio, la mancanza assoluta dell'Unità tettonica Canetolo (o dei suoi elementi tettonici) alla base dell'Unità tettonica Sporno o sovrascorsa sopra la esterna struttura di Salsomaggiore.

## VI - ASPETTI AMBIENTALI E APPLICATIVI

### 1. - RISORSE IDROPOTABILI (a cura di G. Di Dio)

L'idrostratigrafia è quella branca dell'idrogeologia che studia l'architettura dei bacini idrogeologici attraverso la definizione e la mappatura di unità idrostratigrafiche (MAXEY, 1964; SEABER, 1988), vale a dire corpi geologici più o meno complessi, cartografabili, in ciascuno dei quali ha sede un sistema idrologico ragionevolmente distinto. L'unità base dell'idrostratigrafia classica è il serbatoio acquifero, o più semplicemente l'acquifero, i.e. un corpo geologico, cartografabile in affioramento e in sottosuolo, costituito da un'associazione latero-verticale di facies le cui caratteristiche petrofisiche d'insieme consentono di immagazzinare e trasferire volumi di acqua economicamente sfruttabili. Affinchè venga rispettata la definizione iniziale, ogni acquifero deve essere limitato, per gran parte della sua estensione, da corpi geologici a permeabilità bassa o nulla, genericamente denominati, nel gergo dei petrolieri, barriere di permeabilità, che corrispondono agli acquitardi e agli acquicludi della letteratura idrogeologica. Le facies omogenee dal punto di vista sedimentologico e petrofisico che costituiscono gli acquiferi e le barriere di permeabilità confinanti, vengono chiamate operativamente idrofacies. Insieme di acquiferi, acquitardi e acquicludi vengono accorpati in unità idrostratigrafiche di rango gerarchico crescente fino al termine ultimo che coincide con l'intero bacino idrogeologico.

In questo capitolo si discuterà brevemente l'idrostratigrafia del Bacino Idrogeologico della Pianura Parmense, di cui fa parte l'area di pianura compresa nel Foglio 199.

I primi studi geologici moderni sul Bacino Idrogeologico della Pianura

Parmense, promossi in gran parte dall'Istituto di Ricerca Sulle Acque del CNR, risalgono agli anni '70 (MORESTORI, 1971; VENZO, 1973; PETRUCCI *et alii*, 1975 a, b; PETRUCCI *et alii*, 1976; ROSSETTI, 1976; BIGI *et alii*, 1976; REGIONE EMILIA-ROMAGNA / IDROSER, 1978). Le principali conclusioni scientifiche dei suddetti Autori si possono sintetizzare nelle espressioni seguenti, tratte da PETRUCCI *et alii* (1975a):

1. Il passaggio fra depositi alluvionali (*acquiferi*) appenninici e depositi (*acquiferi*) di origine padana dovrebbe estendersi su di una fascia rintracciabile all'altezza della via Emilia.
2. Il limite tra sedimenti marini e continentali è determinante nello studio degli acquiferi, in quanto, di norma, il tetto del sedimentario marino è costituito da depositi prevalentemente argillosi.
3. Solo attraverso una ricostruzione completa delle strutture geologiche che hanno portato alle attuali condizioni geomorfologiche, si può esaminare l'andamento delle falde acquifere sotterranee.
4. L'ipotesi che le falde acquifere possano essere comprese entro livelli permeabili di notevole estensione areale, regolarmente alternati con diaframmi impermeabili, è insostenibile, per l'impossibilità di correlare in tal senso, in pozzi limitrofi, orizzonti di analoghe caratteristiche litostratigrafiche.
5. L'andamento irregolare degli acquiferi conferma che sarebbe praticamente vano tentare l'esatta rappresentazione in dettaglio del sottosuolo; appare invece necessario orientare le ricerche verso una correlazione e interpretazione di dati su basi statistiche e su scala territoriale.

Tali conclusioni vengono supportate da sezioni idrogeologiche (Fig. 6B) che sfruttano un lungo e paziente lavoro di ricerca e classificazione di stratigrafie di pozzi per acqua e la raccolta di stratigrafie di pozzi petroliferi pubblicata in quegli anni dall'ENI (1972). Ritenuta impraticabile l'impresa di comprendere e rappresentare in dettaglio il sottosuolo, nel Progetto di Piano per la Salvaguardia e l'Utilizzo ottimale delle Risorse Idriche in Emilia-Romagna (REGIONE EMILIA-ROMAGNA/IDROSER, 1978) il Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola viene schematizzato come un acquifero monostrato equivalente, in parte freatico, in parte in pressione.

Nel corso degli anni '80 non vengono pubblicati studi idrogeologici sulla pianura parmense corredati di nuove sezioni geologiche interpretative del sottosuolo. A partire dal 1990, invece, riprendono gli studi e le pubblicazioni, sollecitati, soprattutto, dal crescente problema dei nitrati nelle acque di falda. Si segnalano i lavori di PETRUCCI *et alii* (1990a,b, 1992), di ALIFRACO *et alii* (1992) e di AMPS (1996), che si concentrano quasi esclusivamente sul problema della vulnerabilità degli acquiferi e si basano su estese campagne di indagini geoelettriche. Quest'ultima pubblicazione e quella di ALIFRACO *et alii* (1992) sono le uniche a

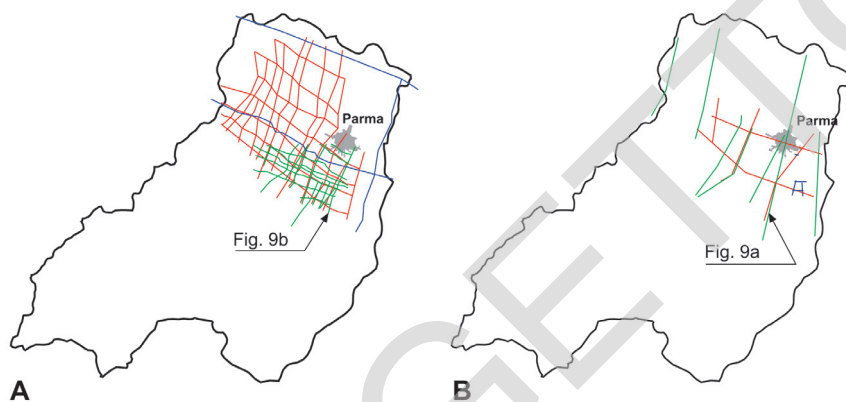


Fig. 6 - A) Sezioni idrostratigrafiche e idrogeologiche legate al progetto CARG (da Di Dio, 1998, in rosso; da RER & ENI-AGIP, 1998, in blu; sezioni per il Foglio 199, in verde).  
 B) Sezioni idrogeologiche elaborate nei lavori precedenti (da PETRUCCI et alii, 1975a, in verde; da ALIFRACO et alii, 1992, in rosso; da AMPS, 1996, in blu).

proporre, a sostegno dei risultati delle nuove ricerche, un modello idrogeologico del sottosuolo dedotto da sezioni stratigrafiche redatte *ex novo* rispetto agli studi precedenti (fig. 6B). Tuttavia, nei confronti delle metodologie e delle conclusioni scientifiche degli anni '70, l'unico miglioramento conoscitivo apprezzabile risiede nell'individuazione ben più a nord della via Emilia del limite tra gli acquiferi di origine appenninica e quelli di origine padana.

Nella prima metà degli anni '90 l'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna intraprende il Progetto CARG (Nuova Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000). All'interno del Progetto CARG, nel corso di oltre sette anni, lo studio dei depositi pleistocenici della Provincia di Parma (DI DIO, 1996b; DI DIO *et alii*, 1997a, 1997b) si sviluppa attraverso la creazione e la periodica revisione di una fitta rete di sezioni stratigrafico-idrogeologiche (fig. 6A). Tale rete si caratterizza e distingue da quelle proposte negli studi precedenti per il fatto di osservare rigorosamente il principio fondamentale degli studi di sottosuolo, secondo cui tutte le maglie di sezioni stratigrafiche devono risultare chiuse e tarate ovvero agganciate ai limiti stratigrafici rilevati in affioramento e in sondaggio. Nel corso degli anni di studio l'interpretazione stratigrafica del sottosuolo si concretizza in un modello evolutivo tridimensionale, sia stratigrafico che idrogeologico, dell'intera Pianura Padana emiliano-romagnola (DI DIO, 1998; REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). Tale modello è sinteticamente illustrato nella fig. 7. In questa figura si distinguono 3 Unità Idrostratigrafico – Sequenziali (*sensu* REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP,

1998) di rango superiore, denominate Gruppi (di) Acquiferi. Tali unità affiorano sul margine meridionale del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola per poi immergersi verso nord al di sotto dei sedimenti depositati negli ultimi 20.000 anni dal Fiume Po e dai suoi affluenti, contenenti acquiferi di scarsa estensione e potenzialità (Acquifero Superficiale). Ciascun Gruppo Acquifero risulta idraulicamente separato, almeno per gran parte della sua estensione, da quelli sovrastanti e sottostanti, grazie a livelli argillosi di spessore plurimetrico sviluppati a scala regionale. Al suo interno ogni Gruppo Acquifero è composto da serbatoi acquiferi sovrapposti e giustapposti, parzialmente o totalmente isolati tra loro, suddivisi in Complessi e Sistemi (di) Acquiferi.

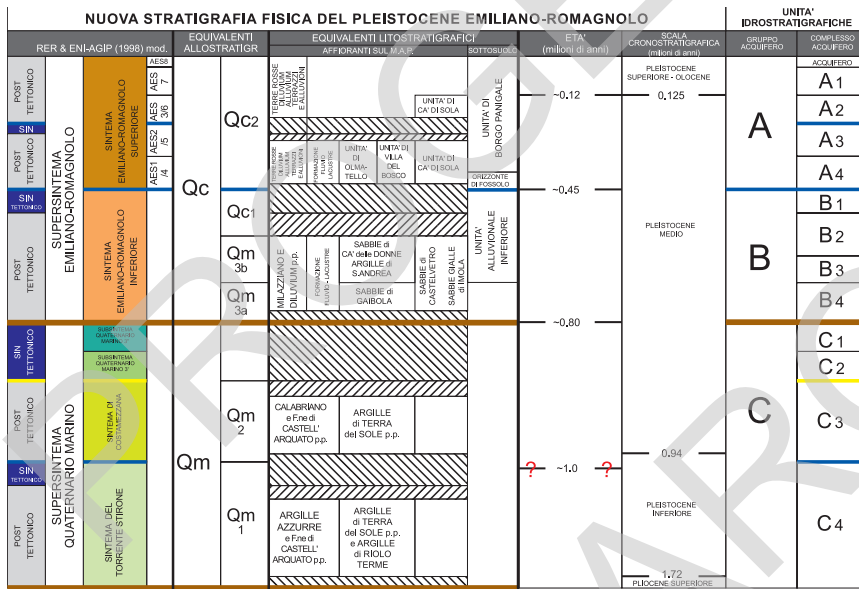


Fig. 7 - Schema stratigrafico e idrostratigrafico del Pleistocene Emiliano-Romagnolo.

Per quanto riguarda il Bacino Idrogeologico della Pianura Parmense, i corpi geologici che fungono da acquiferi sono costituiti dai sedimenti ghiaiosi e sabbiosi di origine deltizia, litorale e alluvionale depositi dai paleo-fiumi appenninici e dal Paleo-fiume Po a partire da circa 1 milione di anni fa. Le principali barriere di permeabilità in senso orizzontale sono costituite da corpi geologici decametrici, a prevalente granulometria fine, interpretabili come sistemi deposizionali interdeltizi o di interconoide e bacino interfluviale, che si giustappengono ai sistemi deposizionali deltizi, di conoide alluvionale e fluviali, ricchi in materiali grossolani.

Gli studi geologici promossi dal Progetto CARG hanno consentito di migliorare notevolmente il quadro delle conoscenze del Bacino Idrogeologico della

Pianura Padana Parmense illustrato nelle conclusioni degli Autori degli anni '70 e nel Progetto di Piano per la Salvaguardia e l'Utilizzo ottimale delle Risorse Idriche in Emilia-Romagna (REGIONE EMILIA-ROMAGNA/IDROSER, 1978). In particolare, si può affermare che:

- i serbatoi acquiferi del Bacino Idrogeologico della Pianura Padana Parmense si formano, a partire da circa 1 milione di anni fa, dapprima all'interno di un sistema deposizionale di delta-conoide attribuibile ad un Paleo-Fiume Taro (Complesso Acquifero C3), e poi, nel Pleistocene Medio e Superiore, all'interno delle Piane e delle Conoidi Alluvionali dei Fiumi Po, Taro, Parma, Enza, Baganza e Stirone, elencati in ordine di importanza per dimensione dei serbatoi (Gruppi Acquiferi B e A).
- L'evoluzione strutturale dell'Appennino e le oscillazioni climatiche quaternarie, come descritte nel Capitolo V, guidano l'evoluzione del reticolo di drenaggio appenninico e il progressivo sviluppo dei sistemi di conoide alluvionale; l'ultima a presentarsi nel registro geologico è quella del Torrente Stirone che si sviluppa a partire dal Pleistocene superiore.
- I depositi grossolani di origine marino-marginale e di delta-conoide ascritti al Complesso Acquifero C3 costituiscono serbatoi acquiferi di grande estensione, solitamente in pressione, intercalati da barriere di permeabilità di notevole spessore (>8m) e continuità.
- I Gruppi Acquiferi B e A, di origine alluvionale, non costituiscono mai un acquifero monostrato indifferenziato. Essi risultano invece molto più complessi e articolati del Gruppo C a causa della giustapposizione e sovrapposizione di differenti sistemi deposizionali, ma possono comunque essere studiati e cartografati in dettaglio, evidenziando le aree di interconnessione presenti tra sistemi acquiferi generalmente separati e l'estensione delle principali barriere di permeabilità.

Visto che le Unità Idrostratigrafico-Sequenziali sono derivate direttamente dalle Sequenze Deposizionali è possibile leggere in chiave idrostratigrafica le Sezioni allegate al Foglio descrittivo del sottosuolo. Proprio per consentire questo tipo di lettura ed evidenziare le barriere di permeabilità che separano i Complessi e i Sistemi Acquiferi, le facies fini dotate di una certa continuità, appartenenti a ciascuna SDCE dell'AES, sono state colorate in grigio. Per avere qualche valore di riferimento della conducibilità idraulica media delle differenti idrofacies si veda la Fig. 8.

Nella Fig. 9 sono messe a confronto la Sez. 3 (in una versione ora modificata) e una sezione di PETRUCCI *et alii* (1975a) la cui traccia, in gran parte coincidente con la prima, corre lungo il Torrente Parma, dalle colline di Arola fino alla città di Parma. La differenza fondamentale tra le due sta nel metodo interpretativo utilizzato e nelle sue conseguenze di carattere pratico. Nella sezione di fig.

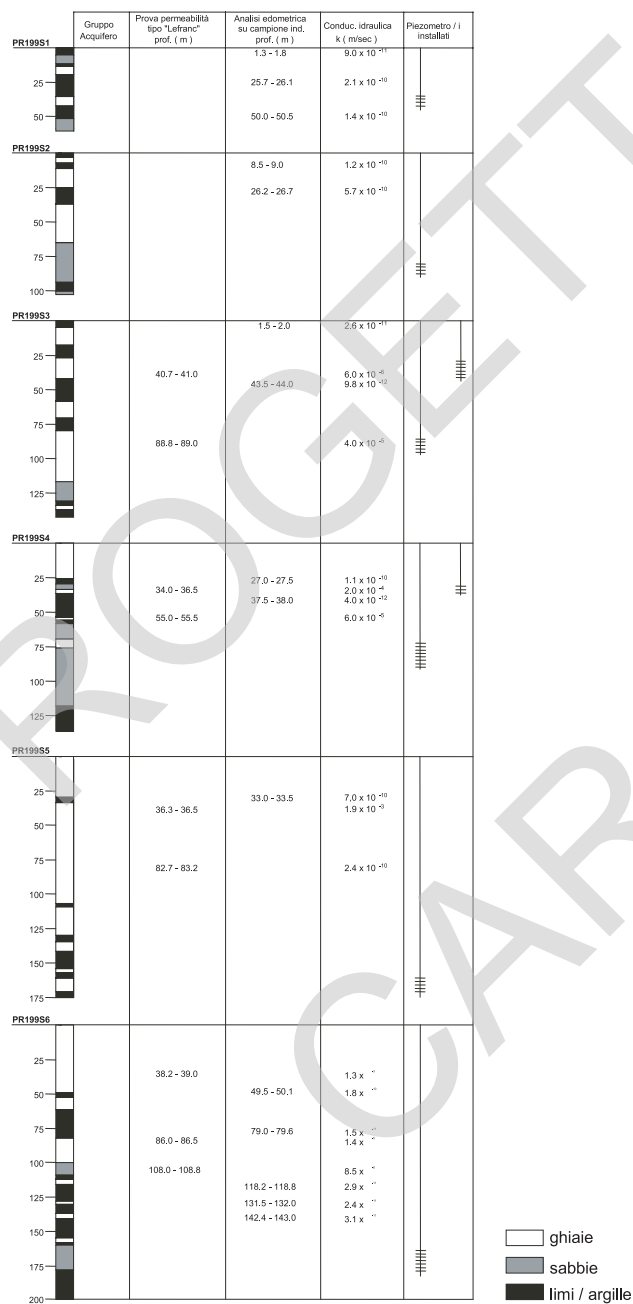


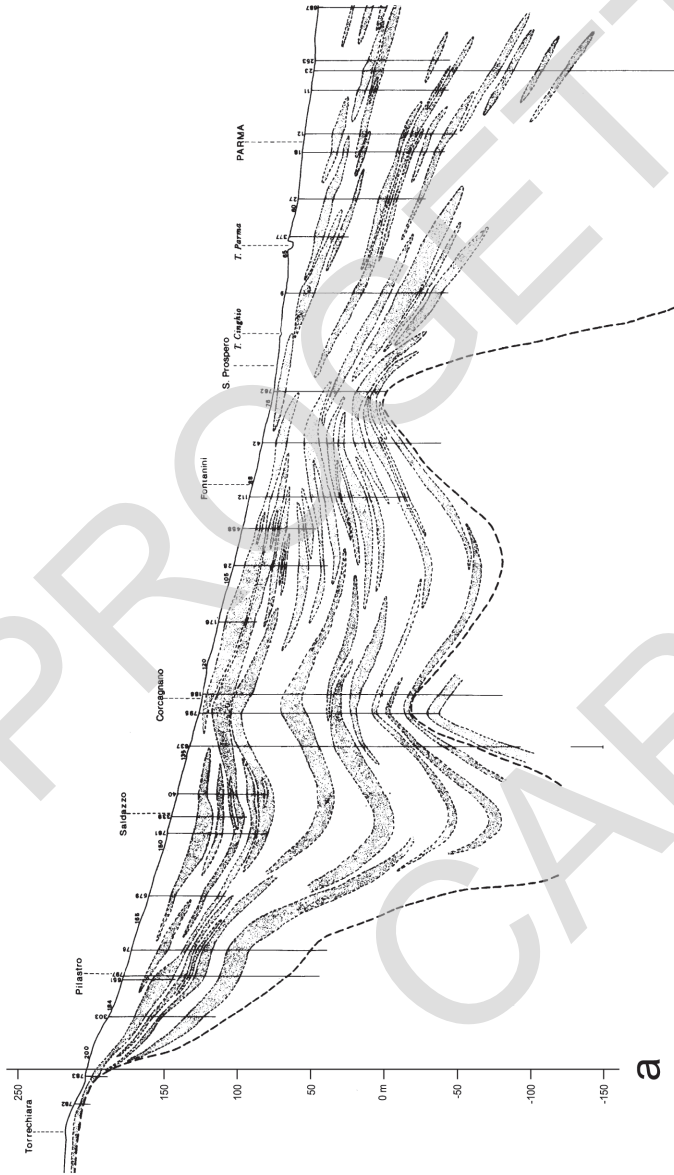
Fig. 8 - Tabella riassuntiva dei dati di campo e di laboratorio ottenuti da 6 sondaggi a rotazione realizzati, da parte della Regione Emilia-Romagna, all'interno del Foglio 199.



9a, infatti, la metodologia di lavoro utilizzata, basata sulla litostratigrafia, ha come fine principale la delimitazione e la chiusura di corpi ghiaiosi in forma lenticolare e l'individuazione del tetto dei sedimenti argilloso-sabbiosi, marini, che costituiscono la base impermeabile del sistema acquifero di pianura. La seconda sezione, invece, è costruita secondo i dettami della stratigrafia fisica, che ritiene fondamentale correlare nel sottosuolo i limiti tra le UBSU definite in affioramento e comprendere in un'ottica sedimentologica la distribuzione stratigrafica e la geometria dei livelli argillosi e ghiaioso-sabbiosi. Il vantaggio applicativo del secondo metodo è immediato, se si pensa che l'andamento degli strati nel sottosuolo è essenzialmente concordante con i limiti delle UBSU che li contengono e che, ad esclusione delle aree di ricarica diretta dalla superficie, i flussi idrici sotterranei avvengono prevalentemente lungo-strato e nei livelli più permeabili. Disponendo di sezioni costruite secondo i dettami della stratigrafia fisica, risulta quindi agevole ipotizzare, per ciascun acquifero e in ogni punto del sottosuolo, il percorso più probabile del flusso idrico che lo alimenta (o lo inquina) a partire dalla superficie (CONTI *et alii*, 1999; DALL'OLIO *et alii* 1999). Al contrario, se le sezioni di cui si dispone mancano delle relazioni geometriche fondamentali fra gruppi di strati e ogni acquifero appare isolato dagli altri (fig. 9a), non sarà mai possibile utilizzarle per effettuare osservazioni e ipotesi di carattere idrogeologico, né tantomeno per risalire dagli acquiferi inquinati alle potenziali fonti di inquinamento.

In base a quanto detto in precedenza, attraverso l'esame combinato delle sezioni (idro)stratigrafiche allegate al Foglio 199 e dei dati sulla qualità delle acque sotterranee nella Provincia di Parma è possibile fare alcune considerazioni di carattere idrogeologico:

- i 3 Gruppi Acquiferi mostrano un notevole grado di isolamento fra loro a partire già dal margine collinare.
- Il Gruppo Acquifero A, a causa della connessione diretta con l'atmosfera e il suolo nelle zone ove l'acquifero superficiale si sviluppa fino a piano campagna (vedi Tav. II, Carta del tetto delle ghiaie), risulta generalmente inquinato da nitrati e privo di ferro in soluzione.
- Il Gruppo Acquifero B è praticamente isolato dalla superficie, come denunciato dalla generale assenza di nitrati e da notevoli quantità di ferro in soluzione. Esso comprende numerose barriere di permeabilità dotate di buona continuità areale e pertanto, fin dove preservato nel sottosuolo (vedi Tav. I), rappresenta nel suo insieme una separazione invalicabile tra il Gruppo Acquifero A e il Gruppo Acquifero C.
- Il Gruppo Acquifero C è sfruttato intensamente solo in corrispondenza del margine appenninico e degli alti strutturali di Collecchio e Corcagnano. Più a valle è in condizioni di non sfruttamento e presenta facies idrochimico-iso-



1 A

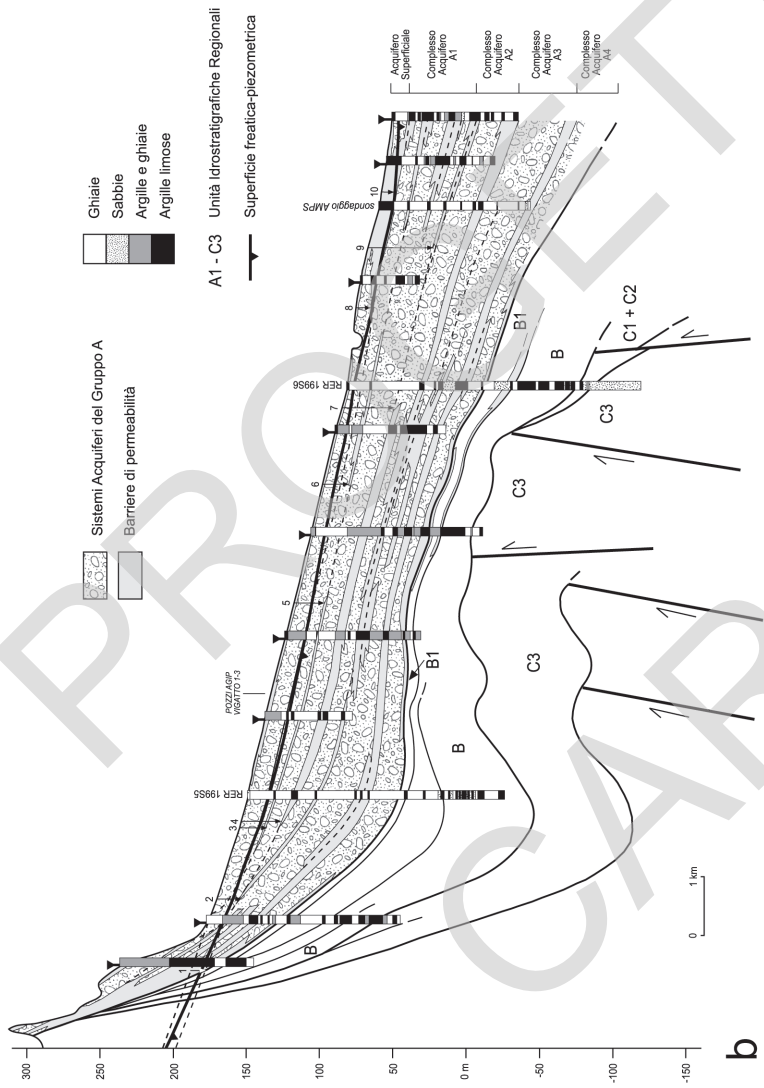


Fig. 9 - Sezioni idrogeologiche evidenziate in figura 6. a) da PETRUCCI et alii, 1975. b) da CONTI et alii, 1999.

topiche particolari, studiate da SAGNE (1998). La sua alimentazione è spesso ridotta alle aree d'intersezione con i corsi d'acqua appenninici.

- La base del Sintema di Costamezzana o Complesso Acquifero C3, illustrata nella Tav. 1, coincide con la base degli acquiferi utili (*sensu* REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) fin circa all'isobata dei 350÷400 m.

I risultati conseguiti con gli studi sopra esposti rivestono un'importanza fondamentale nel campo della pianificazione territoriale e nella gestione e protezione della risorsa acqua. Le possibili applicazioni sono molteplici e vanno dalla gestione dell'attività di spandimento dei liquami alla delimitazione delle aree di protezione dei pozzi acquedottistici (D. Lgs. 152/99, L.R. 50/95).

La rete di sezioni stratigrafiche allegate al Foglio 199 consente di sviluppare un modello idrostratigrafico tridimensionale del sottosuolo che analizzato in dettaglio permette di delimitare in superficie le aree di ricarica diretta (*sensu* REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998) di ciascuna delle unità individuate. La mappatura delle aree di ricarica diretta riveste un ruolo importantissimo nella valutazione di vulnerabilità degli acquiferi e consente di ridefinire in modo sostanziale anche il criterio di delimitazione delle Fasce di Rispetto delle Opere di Captazione, come discusso nelle pubblicazioni di DALL'OLIO *et alii* (1999) e CONTI *et alii* (1999).

Sulla base dei dati ottenuti con il Progetto CARG sono già stati ottenuti notevoli risultati: infatti è stata ristrutturata la Rete di Monitoraggio delle Acque Sotterranee della Provincia di Parma e sono stati elaborati sia la Nuova Carta della Vulnerabilità degli Acquiferi, sia gli Indirizzi per la Tutela delle Acque (PROVINCIA DI PARMA, 1997, 1998, 2000a, 2000b). Per approfondire tali argomenti si rimanda alle pubblicazioni citate.

## 2. - ACQUE MINERALI E PER USO CURATIVO

(a cura di G. Venturelli e P. Iacumin)

### *S. Andrea Bagni*

Le acque di S. Andrea Bagni, attualmente commercializzate come acque minerali o utilizzate per scopo curativo, sono ben note a partire dalla seconda metà del secolo scorso (ARTUSI *et alii*, 1977; MEZZADRI, 1990; TOSCANI *et alii*, 2001). Esse provengono per lo più da pozzi ubicati nell'area del Rio Fabbro a WNW dell'abitato. I pozzi Ducale e Villa Vignali sono ubicati al di fuori di quest'area: il primo lungo la strada che da S. Andrea conduce a Miano, il secondo nel giardino di Villa Vignali, nel centro dell'abitato. I pozzi possono raggiungere profondità molto elevate (fino a circa 470 m) e raccolgono acque provenienti

da diversi livelli produttivi. Le caratteristiche chimiche della acque sono estremamente variabili; esse sono sommariamente descritte nella tabella 1.

Tab.1. *Classificazione di alcune acque di S. Andrea Bagni, Salsomaggiore e Tabiano*

Località/denominazione locale	Tipo di acqua
<b>S. ANDREA</b>	
<i>Bassa salinità</i>	<i>cond &lt; 1.5 mS cm<sup>-1</sup></i>
Ducale	Na/Bicarbonatica [S(-II)]
Lidia	Na/Bicarbonatica [S(-II)]
Magnesiaca	Na-Mg/Bicarbonatica [S(-II)]
Fontechiara	Na-Ca-Mg/Bicarbonatica
S. Andrea (nove pozzi)	da Mg-Na/Bicarbonatica a Mg-Ca/Bicarbonatica [ S(-II)]
Ferruginosa	Na-Ca-Mg/Bicarbonatica-Solfatica
<i>Salinità intermedia</i>	<i>cond 1.9 mS cm<sup>-1</sup></i>
Villa Vignali	Na/Bicarbonatica -Clorurata [S (-II)]
<i>Alta salinità</i>	<i>cond 22 mS cm<sup>-1</sup></i>
Purgativa leggera e simili [talora S (-II)]	Na/Clorurata ( a CaCl <sub>2</sub> )
<i>Altissima salinità</i>	<i>cond 40 mS cm<sup>-1</sup></i>
Purgativa forte	Na/Clorurata (a CaCl <sub>2</sub> )
<b>SALSOMAGGIORE</b>	<i>cond &gt; 110 mS cm<sup>-1</sup></i>
	Na/Clorurata (a CaCl <sub>2</sub> )
<b>TABIANO</b>	<i>cond 2.1-5.8 mS cm<sup>-1</sup></i>
(Pergoli, Arvè 1 e 2, Violi)	Ca/solfatica, Na-Ca/solfatica

cond = conducibilità specifica a 20C; S(-II) = acqua sulfurea.

In base ai dati relativi agli isotopi stabili di ossigeno e idrogeno recentemente ottenuti (IACUMIN *et alii*, com. pers.) si deduce che le acque a bassa salinità sono di origine meteorica (medie annuali di  $\delta^{18}\text{O}$  (V-SMOW) comprese tra -9.55‰ e -10.5‰) . La costanza dei dati isotopici per le singole acque, verificata nell'arco dell'anno, e i bassi contenuti di  $^3\text{H}$  (tritio) indicano lunghi tempi di permanenza in profondità (almeno quarant'anni; IACUMIN *et alii*, in stampa)

Nonostante le acque circolino in formazioni contenenti carbonato di calcio, le acque a bassa salinità più diffuse sono di tipo sodico-bicarbonatico, con contenuti di calcio talora irrilevanti. Come ampiamente dimostrato in letteratura, ciò è dovuto alla lunga interazione delle acque con sedimenti contenenti anche soltanto piccole quantità di silicati ricchi in sodio (in particolare albite) e conseguente deposizione di calcite (cfr. VENTURELLI *et alii*, 2003).

Le acque saline e altamente saline (Purgativa leggera e simili, Purgativa forte), di tipo sodico-clorurato a  $\text{CaCl}_2$ , presentano caratteri isotopici del tutto particolari: esse, infatti, nel diagramma  $\delta^2\text{H}$  contro  $\delta^{18}\text{O}$  si discostano nettamente dalla linea delle precipitazioni attuali, posizionandosi a destra di tale linea (alti valori di  $\delta^{18}\text{O}$  a parità di  $\delta^2\text{H}$ ). La composizione chimica e i caratteri isotopici indicano che esse rappresentano il prodotto di mescolamento di acque meteoriche con acque fortemente saline, generalmente connesse a soggiacenze di idrocarburi (vedi Salsomaggiore, Fontevivo, etc.).

#### *Salsomaggiore*

Le acque di Salsomaggiore sono ben note fin dall'antichità e ampiamente utilizzate in passato sia per l'estrazione del sale sia per uso curativo (ARTUSI *et alii*, 1977; MEZZADRI, 1990). Le acque, emunte da numerosissimi pozzi, che possono raggiungere grande profondità (ben oltre 1000 m), sono a salinità molto elevata (fino a circa 180g/l, conducibilità  $>110$  mS  $\text{cm}^{-1}$ ) e a carattere schiettamente sodico-clorurato a  $\text{CaCl}_2$ . Esse sono note per l'elevato contenuto di bromo e iodio (circa 230 e 54 mg/l rispettivamente) ed associate ad idrocarburi liquidi e gassosi.

I dati isotopici relativi a ossigeno e idrogeno raccolti negli ultimi anni (IACUMIN *et alii*, com. pers.) indicano che queste acque si discostano nettamente da quelle meteoriche, essendo posizionate a destra della linea delle precipitazioni nel diagramma  $\delta^{18}\text{O}$ (ascisse)- $\delta^2\text{H}$ (ordinate). La loro genesi/evoluzione è difficilmente definibile. Comunque si può affermare che, in base al loro carattere a  $\text{CaCl}_2$  e ai dati isotopici, esse non possono essere generate dai normali processi di dissoluzione-deposizione di fasi minerali che caratterizzano l'interazione acqua-roccia, ma piuttosto da fenomeni di evaporazione, avvenuti prima che esse si localizzassero nei sedimenti, e da processi di osmosi inversa/ultrafiltrazione connessi a barriere semipermeabili naturali (ad esempio, rocce argillose). I bassissimi contenuti di  $^3\text{H}$  ( $< 0.1$  U.T., dove 1 U.T. equivale a un atomo di  $^3\text{H}$  su 1018 atomi di idrogeno) indicano un'età di infiltrazione estremamente elevata.

#### *Tabiano*

Dalla metà del diciannovesimo secolo, quando Maria Luigia d'Austria ordinò la realizzazione del primo stabilimento termale moderno, le acque di Tabiano (Pergoli, Arvè 1, Arvè 2, Violi; ANELLI, 1930; VENZO, 1959; ARTUSI *et alii*, 1977; MEZZADRI, 1990; PAPANI *et alii*, 1993; TOSCANI *et alii*, 2000) sono ampiamente utilizzate per le loro proprietà terapeutiche. Esse sono prevalentemente di tipo calcico-solfatico, più raramente sodico-calcico-solfatico (TOSCANI *et alii*, 2000), e caratterizzate da un elevatissimo contenuto di zolfo ridotto disciolto (fino a circa 210 mg/l come  $\text{H}_2\text{S}$ ), ciò che le rende di grande interesse naturalistico e

medico. I caratteri chimici delle acque sono dovuti all'interazione delle acque circolanti con sedimenti a componente evaporitica (solfati di calcio, salgemma, etc.) di età Messiniana. Quanto meno per l'acqua Pergoli, l'origine meteorica è suggerita dai caratteri isotopici dell'idrogeno e dell'ossigeno (TOSCANI *et alii*, 2000;  $\delta^{18}\text{O} = -9.03\text{‰}$  e  $\delta^2\text{H} = -59.1\text{‰}$ ); inoltre gli elevati contenuti di  $^3\text{H}$  (circa 8 UT) indicano tempi di soggiacenza piuttosto brevi, ma comunque sufficienti a consentire la riduzione di S(VI) a S(-II). La riduzione dello zolfo avviene, con ogni probabilità, per marcata diminuzione del potenziale di ossidoriduzione, Eh, della coppia dominante  $\text{O}_2\text{-H}_2\text{O}$  -fatto dovuto a consumazione di  $\text{O}_2$  (disciolto nell'acqua) a causa dell'ossidazione di composti di origine organica- e conseguente proliferazione di solfobatteri riducenti, che agiscono come catalizzatori della riduzione. Bilanci di massa degli isotopi dello zolfo nel solfato ( $\delta^{34}\text{S} = 27.3\text{‰}$ , V-CDT) e nel solfuro ( $\delta^{34}\text{S} = -17.1\text{‰}$  disciolti dell'acqua e presente nei solfati (anidrite e gesso:  $\delta^{34}\text{S} = 20\text{‰}$ ) di età Messiniana confermano l'ipotesi di riduzione a solfuro del solfato proveniente da gesso o anidrite e di una perdita non rilevante di  $\text{H}_2\text{S}$  gassoso da parte dell'acquifero.

Queste acque provengono da un acquifero legato alla Formazione gessoso-solfifera messiniana, non presente in affioramento perchè mascherata dalla Formazione a colombacci, che la ricopre in discordanza stratigrafica. Infatti la Formazione gessoso-solfifera è ben rappresentata in sottosuolo, dove è stata attraversata anche da un recente sondaggio (Arvè 1 bis) eseguito nel 1999 per conto delle Terme di Tabiano S.p.A.

La presenza di gesso selenitico e di calca-

SONDAGGIO ARVÈ 1 BIS (1999)  
(Terme di Tabiano)

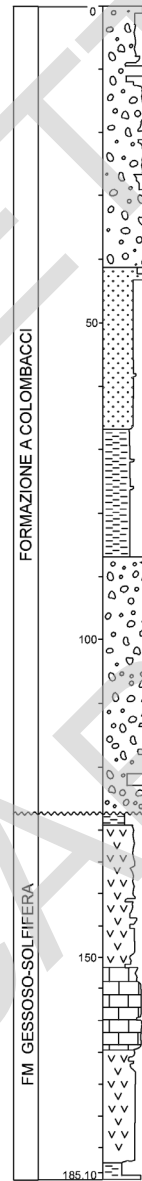


Fig.10 - Stratigrafia del sondaggio Arvè 1bis (1999), Terme di Tabiano.



ri carciati nei 60 metri finali documenta inequivocabilmente la facies evaporitica della Formazione gessoso-solfifera (fig. 10).

Il bacino evaporitico messiniano, presente solo nel settore compreso fra Tabiano Bagni e Tabiano Castello, è strutturato in conca sinclinalica interessata da un complicato sistema di faglie ed appartiene al complesso alloctono, costituito da unità liguri ed epiliguri, traslato sulla struttura miocenica di Salsomaggiore durante la "fase intramessiniana" (IACCARINO & PAPANI, 1979), e poi ricoperto in discordanza dai depositi del "lago-mare".

### 3. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Sono essenzialmente da ricordare, oltre le piccole cave di prestito localizzate dall'alveo dei corsi d'acqua fino alle prime pendici montuose, le escavazioni ancora in attività in argille vari colori presso Rubbiano e nelle ofioliti serpentinitiche di M. Zirone, e R.ca Galgana, mentre già esaurite o abbandonate sono quelle di marne da cemento presso Calestano e di argille plioceniche per laterizi a N di S.Vitale di Baganza oltre che nel T. Recchio presso la Stecchina.

Poco a N di Visiano (Valle del T. Dordone) sono state aperte enormi cave di materiale proveniente dalla Formazione di Contignaco, all'incirca sul prolungamento di quelle già conosciute e più classiche della località tipo in Val Recchio. Questi materiali erano e sono utilizzati come correttivo inerte nei cementifici, allo scopo di migliorare la presa nei cementi idraulici.

## APPENDICE 1

### BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA

(a cura di D. Rio)

#### 1. - ATTRIBUZIONE DI ETÀ

Le attribuzioni di età alle unità stratigrafiche affioranti nel Foglio sono basate in larga misura sulla biostratigrafia a nannofossili calcarei, resti scheletrici di alghe planctoniche unicellulari, ad ampia distribuzione biogeografica, che si sono evolute molto rapidamente nel Cretacico e nel Cenozoico, e che si trovano in grande abbondanza nei sedimenti marini depositi anche a profondità prossime a quella di compensazione dei carbonati (CCD). Essi sono sicuramente il gruppo fossile meglio rappresentato e più immediatamente utilizzabile dal punto di vista bio- e cronostratigrafico in sedimenti di mare profondo quali quelli che caratterizzano gran parte della catena appenninica.

Come è noto (si veda ad esempio International Stratigraphic Guide, ISSC, 1976) la classificazione biostratigrafica delle successioni sedimentarie è un'operazione relativamente oggettiva, basata sul contenuto paleontologico. Al contrario la classificazione cronostratigrafica e, quindi, l'attribuzione di età alle varie unità stratigrafiche, è un'operazione largamente interpretativa che dipende dalle convenzioni adottate e dalla disponibilità di strumenti affidabili di correlazione temporale. Secondo le procedure generalmente accettate a livello internazionale (SALVADOR, 1994), essa dovrebbe fare riferimento dal punto di vista nomenclaturale alla Scala Cronostratigrafica Globale Standard (SCG) ed essere basata sulla supposta equivalenza-tempo con uno standard di riferimento (stratotipo)

concordato a livello internazionale. Tuttavia, anche se la nomenclatura della SCG si va progressivamente stabilizzando, ben pochi limiti delle unità cronostatigrafiche risultano definiti in modo rigoroso ed univoco. A causa di questo stato di incertezza, è pratica diffusa (ed inevitabile) desumere le età in base a “definizioni biostratigrafiche” dei limiti cronostatigrafici specifiche a ciascun gruppo fossile, spesso contraddittorie fra loro, con conseguenti gravi problemi di comunicazione che si riflettono in modo deleterio nelle ricostruzioni geologiche. Stante questa situazione di incertezza della SCG, abbiamo ritenuto utile chiarire, con le presenti note e con lo schema tempo presentato in Tavola, la logica e le convenzioni sulla cui base sono state fatte le nostre interpretazioni di età delle varie unità stratigrafiche del Foglio. Questi elementi hanno due scopi: 1) rendere chiare le convenzioni alle quali ci siamo riferiti e 2) potere riutilizzare i dati biostratigrafici raccolti (relativamente oggettivi) anche nell’ambito di standard cronostatigrafici diversi da quello qui adottato.

## 2. - LO SCHEMA-TEMPO

Nello schema-tempo che abbiamo adottato figurano quattro diverse scale stratigrafiche correlate fra loro: 1) la Scala Cronometrica in milioni di anni fa (Ma); 2) la Scala delle Inversioni di Polarità del Campo Magnetico Terrestre (“Global Polarity Time Scale”, GPTS); 3) la Scala Cronostatigrafica Globale Standard (SCG); e 4) la Scala biocronostatigrafica basata sui nannofossili calcarei. Allo stato attuale di conoscenze, ciascuna di queste scale presenta problemi specifici e, soprattutto, la loro taratura in termini cronometrici (di “età assoluta”) e la loro intercorrelazione sono in continua evoluzione. Conseguentemente, lo Schema-tempo proposto rappresenta un modello di riferimento provvisorio e perfezionabile che va usato con le cautele derivanti dai commenti seguenti.

## 3. - LA SCALA CRONOMETRICA E LA SCALA GPTS

La Scala delle inversioni (globali) di polarità del Campo Magnetico Terrestre (GPTS), nonostante raramente venga usata direttamente come strumento di datazione e correlazione nel lavoro pratico stratigrafico, è concettualmente molto importante per la messa a punto di qualunque Schema-tempo. E’ infatti il mezzo più comunemente usato per valutare l’età cronometrica dei biorizzonti ed il loro grado di sincroneità nelle diverse province biogeografiche (si veda ad es. BERGGREN *et alii*, 1985a, 1985b) e per intercorrelazioni fra le diverse scale stratigrafiche (ad es. isotopiche, biostratigrafiche, ecc.) in diversi ambienti (marino-continentale) e fra diverse aree (alte e basse latitudini). Sulla base delle età dei

biorizzanti, ottenute essenzialmente su basi magnetostratigrafiche (si veda BERGGREN *et alii*, 1985a, b), è possibile derivare una cronologia “assoluta” nelle successioni sedimentarie (Biocronologia), che per quanto affetta da un errore difficilmente quantificabile, è di fondamentale importanza per valutazioni quantitative (anche se approssimate) dei processi geologici (ad es. velocità di accumulo dei sedimenti) e per correlazioni fra i diversi ambienti geologici (marino, continentale, vulcanico, metamorfico ecc.).

La storia delle inversioni di polarità del Campo Magnetico Terrestre è stata ricostruita in modo soddisfacente sulla base delle anomalie magnetiche dei fondi oceanici, tuttavia la sua taratura in termini cronometrici (di “età assoluta”) è da considerare ancora non accurata ed affetta da un errore, che diventa minore nella parte più recente della Scala del Tempo Geologico. Questa non accuratezza della taratura della scala GPTS dipende: 1) dalla scarsità di punti di taratura radiometrica e 2) dalla scarsa precisione ed accuratezza delle stesse datazioni radiometriche (anche ad alta temperatura), come hanno dimostrato recenti lavori astrociocronologici del tardo Neogene (SHACKLETON *et alii*, 1990; HILGEN, 1991a, b). In letteratura sono stati proposti diversi modelli di taratura della GPTS, spesso costruiti su presupposti molto diversi (BERGGREN *et alii*, 1985a e 1985b; HARLAND *et alii*, 1989; HAQ *et alii*, 1988; CANDE & KENT, 1992; tra gli altri). Nello schema tempo adottato abbiamo fatto riferimento al modello di GPTS proposto da CANDE & KENT (1992), che essenzialmente è basato sulla interpolazione della velocità di espansione di alcuni segmenti di aree oceaniche sulla base di pochi punti di controllo radiometrico. Tuttavia, è da notare che lavori recenti (ad es. HILGEN, 1991; BAKSI, 1993; SHACKLETON *et alii*, 1995) indicano che la taratura adottata nel modello di CANDE & KENT (1992) necessita di sostanziali cambiamenti, anche dell'ordine del 4-6%.

#### 4. - SCALA DELLE BIOCRONOZONE A NANNOFOSSILI CALCAREI

I nannofossili calcarei sono forse il più potente strumento per correlazioni a grande distanza nei sedimenti marini del Cretacico e del Cenozoico e sulla loro base sono stati stabiliti schemi zonali di valenza sopraregionale, noti come “Zonature standard” (SISSINGH, 1977; ROTH, 1978; MARTINI, 1971; OKADA & BUKRY, 1980; tra gli altri). Le singole Zone di questi schemi sono contrassegnate da una sigla indicativa di segmenti della Scala Geologica (CC=Coccolith Cretaceous, NN=Nannoplankton Neogene, ecc.) seguita da un numero progressivo dalle zone più antiche a quelle più recenti. Questa codificazione, di facile memorizzazione e di immediato significato stratigrafico, ne facilita l'uso anche fra gli stratigrafi non-paleontologi e fra i non stratigrafi. Di fatto, nonostante le Zone standard a nannofossili calcarei siano state introdotte come unità biostrati-

grafiche, esse sono diventate un riferimento di tipo cronostatigrafico a livello internazionale (si veda ad es. HAQ *et alii*, 1988). Infatti, anche quando le biozone standard non sono riconoscibili in base al contenuto paleontologico che le definisce, è pratica comune riconoscere il “tempo” ad esse corrispondenti con criteri alternativi. In altri termini, le Zone degli schemi standard sono usate anziché come biozone come cronozona o biocronozona (si veda discussione in ISSC, 1976 ed in LOUTIT *et alii*, 1988). E’ in questo senso di (bio)cronozona che vanno intese le biozone standard di MARTINI (1971) e di ROTH (1978) riportate nello Schema-tempo. Esse, al momento, rappresentano un riferimento cronostatigrafico più affidabile, oggettivo ed accurato della Scala Cronostatigrafica Globale Standard (in termini di piani, serie e sistemi). Infatti, la Scala delle Biocronozona a nannofossili calcarei è molto più dettagliata (ad un piano corrispondono sempre diverse biocronozona) ed è molto meglio definita (non si ha un accordo generalizzato sui limiti fra i piani e le serie, mentre i limiti fra le biocronozona sono definiti in modo univoco dal “tempo” indicato dai biorizzonti che definiscono la biozona). Ovviamente, una cronozona (come qualunque altra unità cronostatigrafica) ha significato nella misura in cui essa è ampiamente riconoscibile con una accettabile precisione. In altri termini, una biozona standard è utile come cronozona quando essa è definita in base a biorizzonti le cui età sono ben stabilite e possono essere approssimate, in assenza dei “markers” zonali originali, sulla base di altri eventi (basati sui nannofossili o meno) con lo stesso significato cronologico. Non tutte le Zone standard di ROTH (1978) e MARTINI (1971) cui facciamo riferimento hanno queste caratteristiche. Alcuni limiti zonali sono definiti da biorizzonti che nel corso degli anni si sono rivelati scarsamente affidabili dal punto di vista cronologico. Nel contempo, in particolare nel Cenozoico, sono stati messi in evidenza biorizzonti affidabili che non erano stati utilizzati nella zonatura standard di MARTINI (1971). Tenendo conto di questi fatti, nella Scala biocronostatigrafica adottata o abbiamo raggruppato quelle biozone i cui limiti non ci apparivano nel materiale appenninico riconoscibili con sicurezza (ad esempio le Zone NC11 e NC12 E NC13 e NC14) oppure abbiamo emendato la definizione originale della zona in base ai biorizzonti messi in evidenza recentemente. Tutte le cronozona corrispondenti a biozone di MARTINI (1971) emendate sono contrassegnate con un asterisco. Per queste biozone emendate viene indicato il biorizzonte che le ridefinisce, mentre per quelle cronozona che corrispondono alle biozone non emendate si rimanda ai lavori originali di ROTH (1978) e MARTINI (1971).

## 5. - BIOCRONOZONE E SCALA GPTS

Una componente critica dello Schema-tempo adottato è la correlazione delle

biocronozona a nannofossili calcarei con la Scala GPTS e, quindi, la valutazione dell'età "assoluta" dei limiti delle biocronozone adottate. Non è possibile in questa sede discutere i dettagli di tale correlazione, che è basata su lavori ormai classici come quelli di BERGGREN *et alii* (1985a, 1985b) e su molta letteratura più recente e su dati in corso di acquisizione. In questa sede è importante sottolineare che nell'intervallo fra il Burdigaliano e la base del Campaniano tale correlazione è basata sulla correlazione diretta dei biorizzonti a nannofossili calcarei con la magnetostratigrafia su successioni sedimentarie di terra ed oceaniche. Purtroppo, le sezioni con buona magnetostratigrafia non sono numerose, e sicuramente la biocronologia a nannofossili calcarei riportata nello schema subirà modifiche con il progredire delle ricerche. In particolare, nello Schema-tempo abbiamo tratteggiato i limiti di quelle biocronozone che ci appaiono ancora scarsamente ben correlate alla scala magnetostratigrafica e, quindi, assoluta.

Per l'intervallo di tempo compreso fra il Cenomaniano ed il Santoniano, durante il quale il Campo Magnetico terrestre ha polarità costantemente positiva (la "Cretaceous Quiet Zone" delle anomalie magnetiche dei fondi oceanici), la posizione cronometrica dei biorizzonti è stata derivata considerando la loro posizione rispetto ai piani standard e le età attribuite a questi da HARLAND *et alii* (1989). È evidente, che questa valutazione di età dei biorizzonti è molto approssimata, anche in relazione alle difficoltà di valutare le età cronometriche dei piani stessi.

## 6. - BIOCRONOZONE E UNITÀ CRONOSTRATIGRAFICHE STANDARD

Come abbiamo accennato, i Sistemi ed i Piani, le unità cronostratigrafiche di uso più comune nella comunicazione geologica, sono stati e sono usati in modo contraddittorio dai diversi autori. Il riferimento cronostratigrafico che crediamo più stabile in questo momento è quello biocronostratigrafico. Tuttavia, appare indispensabile "tradurre" le biocronozone a nannofossili calcarei in termini di unità cronostratigrafiche tradizionali e, con la correlazione piani-biocronozone riportata nello schema tempo allegato, si è voluto rendere chiaro le basi sulle quali abbiamo fatto le nostre attribuzioni cronostratigrafiche.

È da notare che la suddivisione cronostratigrafica adottata si basa sui deliberati più recenti delle competenti commissioni internazionali e sulla letteratura più accreditata (ad es. BERGGREN *et alii*, 1985a, 1985b). I limiti fra le varie unità cronostratigrafiche standard sono stati posti con precisione rispetto alle altre scale stratigrafiche nei casi in cui vi è un generale accordo sulla loro posizione nel tempo o quando sono definiti in modo formale in uno stratotipo. In quei casi, numerosi nel Neogene, in cui vi è un forte disaccordo sulla posizione dei limiti abbiamo preferito porre intervalli di incertezza che corrispondono sostanzialmente alle posizioni cronologiche dei criteri usati dai diversi autori.

PROGETTO  
CARGO



## APPENDICE 2

### 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 nel Foglio geologico oggetto di queste Note Illustrative.

Questi gli argomenti trattati:

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

## 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:

- un livello 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;
- un livello 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 PTR), 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 web [www.regione.emilia-romagna.it](http://www.regione.emilia-romagna.it), alla voce "urbanistica".

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

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

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

- art. 17 : “zone di tutela dei caratteri ambientali di laghi, bacini, corsi d'acqua” (fasce di tutela fluviale s.l.)

- artt. 26 e 27 : zone con fenomeni di dissesto, instabilità e potenziale instabilità (individuate dalla carta del dissesto pubblicata negli anni '70 dall'Ufficio Cartografico della regione Emilia-Romagna)

- art. 29 : prescrizioni riguardanti gli abitati da consolidare e trasferire, relativamente ai quali è pubblicato un elenco aggiornato rispetto al nucleo originariamente definito dalla L. n.445 del 9-7-1908.

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

La disponibilità di dati relativamente al settore appenninico, ottenuta attraverso il rilevamento della carta geologica a scala 1:10.000 (parzialmente completa all'epoca della prima formulazione del Piano), rende necessario un aggiornamento 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 “Carta dell'Inventario del dissesto” (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1997). 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 perimetrate 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).

#### 4. - GESTIONE DEI 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, come previsto del resto anche dalla L.R. 3/99) 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 “Applicazione e gestione del vincolo idrogeologico in Emilia-Romagna” a cura dell’Ordine dei Geologi della Regione Emilia-Romagna (1996).

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

Nell’area del Foglio 199 “Parma sud-ovest” non sono compresi Comuni classificati sismici. Considerando complessivamente le Province di Piacenza e Parma tra le quali è suddiviso, i Comuni classificati sismici in base alla suddetta normativa sono Monchio delle Corti, Palanzano e Tornolo (PR).

#### 5. - CATASTO CAVE (a cura di M.T. De Nardo & A. Martini)

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 localiz-

zazione 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. In relazione all'avvenuta adozione dei Piani Infra-regionali delle Attività Estrattive, informazioni più aggiornate sullo stato delle attività estrattive sono reperibili presso i Servizi tecnici delle rispettive Amministrazioni provinciali.

Si elenca il numero (e la % sul totale, per ciascun anno di riferimento) delle cave attive localizzate in provincia di Parma entro la quale è compresa l'intera area del Foglio "Parma sud-ovest", distinte per tipo di materiale estratto (anni 1989-1993)

#### *Ghiaia e sabbia alluvionali*

1989	23 (51.1%)
1990	27 (50%)
1991	30 (55.5%)
1992	33 (58.9%)
1993	29 (61.7%)

#### *Marna*

1989	1 (2.2%)
1990	1 (1.8%)
1991	1 (1.8%)
1992	1 (1.7%)
1993	1 (2.1%)

#### *Arenaria*

1989	7 (15.5%)
1990	7 (12.9%)
1991	6 (11.1%)
1992	6 (10.7%)
1993	4 (8.5%)

#### *Argilla*

1989	6 (13.3%)
1990	7 (12.9%)
1991	6 (11.1%)
1992	5 (8,9%)
1993	6 (12.7%)

#### *Calccare*

1989	2 (4.4%)
1990	1 (1.8%)

#### *Ofiolite*

1989	6 (13.3%)
1990	11 (20.3%)
1991	11 (20.3%)
1992	11 (19.6%)
1993	7 (14.8%)

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

1989: n.45    1990: n.54    1991: n.54    1992: n.56    1993: n.47

Relativamente al Foglio 199, la banca dati regionale (aggiornata al 1996) riporta:

- nel territorio comunale di Collecchio 10 cave denominate: Madregolo (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Mantelli 1 e Mantelli 2 (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, esaurite e sistemate); Pelagatti (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, esaurita e sistemata); Campirola (sez. 199070, estr. argilla, esaurita e sistemata); Ripa di Sotto (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Le Chiesuole (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Il Quartiere (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, esaurita e sistemata); Taro (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Musi (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, attiva);
- nel territorio comunale di Fornovo Taro una cava denominata Pietramacinata la Chiastra (sez. 199130, estr. ofiolite, attiva);
- nel territorio comunale di Medesano 8 cave denominate: Stecchina S. Lucia (sez. 199010, estr. argilla, esaurita e sistemata); Le Scalie (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, sospesa); Castelletto (sez. 199030, estr. marna, attiva); Grossardi (sez. 199020, estr. ghiaia e sabbia, esaurita e sistemata); Lotto 1 Cipe (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Bianchine (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, esaurita e sistemata); Lotto 2 Begani (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Monte Bago (sez. 199060, estr. argilla, attiva);
- nel territorio comunale di Noceto 7 cave denominate: Ghiaie superiori (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, esaurita e sistemata); Ghiaie Podere Casa Vecchia (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, esaurita e sistemata); Podere Partitore (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, esaurita e sistemata); La Casella (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Ampliamento Ghiaie superiori (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Il Partitore (sez. 199030, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Casa Rossa (sez. 199010, estr. argilla, attiva);
- nel territorio comunale di Parma 8 cave denominate: Podere Inferiore (sez. 199120, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Pannocchia (sez. 199120, estr. ghiaia e sabbia, esaurita e sistemata); Ferretti (sez. 199120, estr. ghiaia e sabbia, esaurita e sistemata); Rossi (sez. 199070, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Lotto 3 Cipe (sez. 199120, estr. ghiaia e sabbia, esaurita e sistemata); Bertoncini (sez. 199120, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Martini (sez. 199120, estr. ghiaia e sabbia, sospesa); Ampollini (sez. 199120, estr. ghiaia e sabbia, attiva);
- nel territorio comunale di Solignano 4 cave denominate: Chiastra di Fosio (sez. 199090, estr. arenarie, esaurita e sistemata); La Casazza (sez. 199090, estr. argilla, attiva); Vinzano (sez. 199090, estr. ghiaia e sabbia, attiva); Le



- Carde (sez. 199090, estr. ghiaia e sabbia, esaurita e in corso di sistemazione);
- nel territorio comunale di Terenzo una cava denominata Monte Zirone (sez. 199130, estr. ofiolite, attiva);
- nel territorio comunale di Varano de' Melegari 2 cave denominate: Rizzone (sez. 199090, estr. ofiolite, esaurita e sistemata); La Casazza-Montecroce (sez. 199090, estr. argilla, sospesa);

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

## 6. - VALUTAZIONE DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO

L'Appennino emiliano-romagnolo è particolarmente interessato dal dissesto (determinato da frane ed intensa erosione nelle aree calanchive), come dimostra il numero elevato di abitati dichiarati da consolidare (R.D.L. 45/1908): 128, con una media di 1 ogni 57 Km<sup>2</sup>. 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 199 i centri abitati instabili (sia dichiarati da consolidare che censiti come dissestati) sono i seguenti:

Fornovo Taro (Comune)  
 Citerna, Neviano de' Rossi, Piantonia (Comune di Fornovo Taro)  
 Tabbiano, Vidiana (Comune di Langhirano)  
 Miano (Comune di Medesano)  
 Corniana, Selvacastello (Comune di Terenzo)

In ambito regionale, una delle principali cause predisponenti si identifica nella diffusione areale delle formazioni argillose: principalmente le unità che presentano aspetto caotico (blocchi litici in argillite caratterizzata da "scagliosità") e secondariamente alcune facies torbiditiche pelitico-arenacee. Entrambe sono ben rappresentate nell'area del Foglio 199, dove le frane possono interessare estensioni anche maggiori del 20-30% dell'area di affioramento di queste formazioni (valore medio stimato a scala regionale).

A conclusione di questa sintesi, per una visione più generale sulla distribuzione delle aree predisposte all'instabilità dei versanti, si indirizza il lettore alla consultazione della "Carta del Rischio Geoambientale" a scala 1:250.000, pubblicata dal Servizio cartografico della Regione Emilia-Romagna (VIEL & PRETI, 1994) e relativa all'intero territorio regionale. Vi troverà una sintesi delle infor-

mazioni derivate dalle cartografie geotematiche regionali, elaborate in relazione alle problematiche applicative e di pianificazione territoriale.

#### 6.1. - VALUTAZIONE QUALITATIVA DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO DELLE UNITÀ AFFIORANTI NELL'AREA DEL FOGLIO 199

Le formazioni affioranti nell'area del Foglio 199 si possono suddividere in quattro raggruppamenti (A-B-C-D), sulla base di una stima qualitativa della loro propensione al dissesto. E' stata seguita la metodologia proposta nella "Carta del Dissesto Geologico Attuale - Foglio 218SE-Carpinetti" (BERTOLINI, 1994). Il criterio (semplificativo) utilizzato è quello litologico, mediato da una speditiva valutazione delle aree complessivamente occupate da accumuli franosi.

Tale classificazione applicata alle formazioni affioranti nell'area del Foglio 198 ha permesso di individuare i raggruppamenti qui di seguito riportati.

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

##### *Gruppo A*

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

SVN <sub>a</sub>	formazione di Vernasca, litofacies arenitica
SVN <sub>c</sub>	formazione di Vernasca, litofacies conglomeratica
FCO <sup>a</sup>	Formazione a colombacci, litofacies arenitica
FCO <sup>b</sup>	Formazione a colombacci, litofacies conglomeratica
FGS <sub>2</sub>	formazione di Rio Gisolo, membro conglomeratico di M.Predella
FGS <sub>1</sub>	formazione di Rio Gisolo, membro arenaceo di Varano Marchesi
CIG	Formazione di Cigarellino
PAT	Formazione di Pantano
ANT <sub>2</sub>	Formazione di Antognola, membro arenaceo di Montesalso
RAN <sub>3</sub>	Formazione di Ranzano, membro di Varano de' Melegari (escluse litozone caotiche)
RAN <sub>2</sub>	Formazione di Ranzano, membro della Val Pessola
RAN1	Formazione di Ranzano, membro di Pizzo d'Oca,
AVV1	argille varicolori di Cassio, conglomerati dei Salti del Diavolo

128

*Gruppo B*

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

LUG	argille di Lugagnano
FGH	formazione del Torrente Ghiara
TER	Formazione del Termina
CTG	Formazione di Contignaco
ANT	Formazione di Antognola
MMP	Marne di M.Piano, facies a marne grigie (non differenziate in carta)

*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.

FYS <sub>2</sub>	Flysch di M.Sporno, membro di Armorano
FYS <sub>3</sub>	Flysch di M.Sporno, membro di Calestano
FAR <sub>1a</sub>	Flysch di Farini d'Olmo, membro di Predalbora, litofacies di Case Poncini
PGR	formazione di Ponte Grosso
FSO	flysch di Solignano
BET	Flysch di Bettola
MCS	Flysch di M.Cassio

*Gruppo D*

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

SVN <sub>b</sub>	formazione di Vernasca, litofacies pelitico-arenitica
FCO <sub>c</sub>	Formazione a colombacci, litofacies pelitica
RAN	Formazione di Ranzano (quando non suddivisa)
RAN <sub>3a</sub>	Formazione di Ranzano, membro di Varano de' Melegari, litofacies caotica di Specchio

RAN <sub>3k</sub>	Formazione di Ranzano, membro di Varano de' Melegari, litozona caotica
MMP	Marne di Monte Piano, facies ad argille marnose rosse (non differenziate in carta)
BAI	brecce argillose di Baiso
AVI	Argille di Viano
ACR	argille varicolori di Case Crovini
ACG	argille varicolori di Case Garola
AVV	argille varicolori di Cassio
SCB	Arenarie di Scabiazza
APA	argille a palombini
CCB	complesso di Case Boscaini
CPP	complesso di Pietra Parcellara

PROGETTO  
CARGO

### APPENDICE 3

## LO STUDIO DEI DEPOSITI QUATERNARI ATTRAVERSO L'UTILIZZO DI MODELLI STRATIGRAFICO-DEPOSIZIONALI

(a cura di G. Di Dio)

### 1. - I MODELLI STRATIGRAFICO-DEPOSIZIONALI

Lo studio dei depositi quaternari dell'Emilia-Romagna (figg. 8, 9 e 11 ) e in particolare del Foglio 199, è stato intrapreso in modo sistematico dal Servizio Cartografico e Geologico Regionale a partire dal 1992 ed in collaborazione con l'AGIP S.p.a. dal 1994, con l'obbiettivo di sviluppare strumenti cartografici che permettessero di interpretare e rappresentare, tramite sezioni, la distribuzione dei corpi geologici nel sottosuolo. La scelta delle unità geologiche da cartografare è stata fatta seguendo 3 criteri principali:

- 1) significatività in termini descrittivi dell'evoluzione del bacino e dei suoi sistemi deposizionali;
- 2) obbiettività (entro limiti ragionevoli) nel riconoscimento e tracciamento dei limiti delle unità con i mezzi a disposizione, vale a dire affioramenti, pozzi, sondaggi e sismica a riflessione per la ricerca di idrocarburi;
- 3) utilità nello sviluppo di applicazioni pratiche.

In base a questi criteri, come già riferito nel capitolo I, è stata scelta come classe di unità geologiche di riferimento la **Sequenza Deposizionale (SD)**, sensu MITCHUM *et alii* 1977, ( in particolare per le aree di affioramento è stata usata la sottoclasse formale delle UBSU) definita come: "Unità stratigrafica composta da una successione relativamente continua e concordante di strati geneticamente

correlati, limitata alla base e al tetto da superfici di discontinuità o dalle superfici concordanti correlabili con esse”.

Nonostante nell'ambito della stratigrafia fisica questa definizione sia chiara e coerente, risulta spesso difficile e soprattutto arbitrario tracciare i limiti fisici di una SD nel sottosuolo, correlando tra loro, come illustrato nelle sezioni allegare alla Carta Geologica, le stratigrafie di bassa qualità descrittiva che accompagnano i pozzi per acqua. Per superare questa arbitrarietà si è ricorso, allora, all'utilizzo di **Modelli Stratigrafico-Deposizionali (MSD)**.

Un MSD è un'ipotesi logica, basata su un certo insieme di osservazioni, riguardante lo sviluppo e l'organizzazione deposizionale dei corpi sedimentari all'interno di una SD, come risposta a quella particolare combinazione di fattori allogeni (oscillazioni climatiche, oscillazioni eustatiche, eventi tettonici, ecc.) che induce la formazione delle superfici di discontinuità basale e sommitale. In altre parole un MSD esprime come e perchè i sistemi deposizionali si evolvano all'interno di una SD.

La letteratura scientifica degli ultimi 20 anni riporta numerosi esempi di MSD. Essi possono essere classificati come MSD generali, vale a dire riferiti alle fasi di sviluppo di un intero bacino sedimentario (ad es.: POSAMENTIER & VAIL, 1988; GALLOWAY, 1989; POSAMENTIER *et alii*, 1992; POSAMENTIER ET ALII LEN, 1993; tra gli altri), ovvero particolari, vale a dire riferiti all'evoluzione di una determinata classe di sistemi deposizionali o di uno specifico sistema deposizionale (ad es.: MIALI, 1985; MASSARI & COLELLA, 1988; MUTTI *et alii*, 1996; tra gli altri). Il denominatore comune di questi modelli è la suddivisione della SD in stadi di crescita (corrispondenti a intervalli geocronologici variabili da poche migliaia ad alcuni milioni di anni, a seconda del rango gerarchico di SD considerato), separati da superfici stratigrafiche caratteristiche (superfici erosive o non deposizionali, subaeree o subacquee, superfici trasgressive, superfici di massima ingressione marina, superfici di *ravinement*, superfici di attivazione o disattivazione dei sistemi fluvio-deltizi), alle quali viene attribuito un particolare significato in termini di risposta dei sistemi deposizionali ai fattori allogeni (oscillazioni climatico - eustatiche ovvero eventi tettonici) che condizionano la sedimentazione.

L'analisi delle facies sedimentarie e di quelle sismiche consente di identificare le superfici stratigrafiche caratteristiche in affioramento, nei carotaggi, sulle linee sismiche e nei pozzi per la ricerca di idrocarburi. Tuttavia, nella pratica operativa fisico-stratigrafica, che spesso richiede la correlazione nel sottosuolo di dati stratigrafici di scarsa qualità su una fitta maglia di sezioni, come quella costruita per il F. 199, solo l'utilizzo di un MSD permette di trasformare una linea di correlazione, a priori spesso arbitraria, in una linea razionalmente costruita e quindi probabilmente attendibile. La maglia di sezioni geologiche riportate in carta e l'interpretazione stratigrafica del Pleistocene, ivi rappresenta-



ta sia in superficie che nel sottosuolo, hanno subito, dal 1993 al 2000, ben 4 revisioni complete, adeguandosi progressivamente ai MSD che andavano man mano sviluppandosi e pervenendo ad una integrazione delle metodologie fisico-stratigrafiche e sedimentologiche, tipiche della ricerca petrolifera degli ultimi 25 anni, con quelle più tradizionali di derivazione geomorfologica e pedologica, tipica dei geologi del quaternario.

In questa appendice saranno illustrati i MSD generali e particolari, sviluppati e utilizzati nell'elaborazione delle sezioni e delle mappe allegate al Foglio 199, che compendiano lo studio dei depositi quaternari. L'esposizione comincerà dalle terminologie, dalle ipotesi e dalle osservazioni che stanno alla base delle interpretazioni e delle correlazioni proposte, richiamando e approfondendo concetti già espressi in parte in RICCI LUCCHI *et alii* (1982) e REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998). I termini in grassetto e le frasi sottolineate, in particolare, costituiscono terminologie e relative definizioni studiate appositamente per la redazione di queste note.

## 2. – PREMESSE TEORICHE, OSSERVAZIONI E CONSIDERAZIONI

La geodinamica dei bacini di *foreland* e le loro fasi di sviluppo sono stati studiati da numerosi ricercatori a partire dai primi anni '70. Per una sintesi interessante e per una bibliografia quasi esaustiva si rimanda ad ALLEN *et alii* (1986). Si elencano di seguito le conclusioni più importanti delle ricerche sul tema e alcune delle caratteristiche principali dei bacini di *foreland* che si ritengono strumentali per l'esposizione successiva:

1. La causa primaria della formazione e della subsidenza attiva di un bacino di *foreland* risiede nello sviluppo di carichi tettonici *supra* o *sub*-crostali che danno origine a una flessura litosferica permanente. Tale flessura si configura come un aggiustamento isostatico regionale in risposta al carico dei terreni impilati per sovrascorrimento, con un incremento subordinato di subsidenza risultante dal carico dei sedimenti depositi nel bacino (BEAUMONT, 1981; KARNER & WATTS, 1983) e dalla compattazione degli stessi a seguito dell'espulsione dei fluidi contenuti.
2. Le dinamiche della subsidenza del bacino e dell'inarcamento dell'avampae-  
se riflettono le proprietà reologiche della litosfera. Studi modellistici in proposito hanno mostrato che solo una litosfera con caratteristiche viscoelastiche è in grado di simulare le elevate velocità iniziali di subsidenza che seguono immediatamente ogni evento tettonico di caricamento regionale (rilassamento litosferico degli sforzi indotti dal carico: KUSZNIR & KARNER, 1985).
3. Un bacino di *foreland* impostato su una litosfera viscoelastica dovrebbe evol-

vere attraverso la ripetizione ciclica di due fasi: la prima, di caricamento e deformazione elastica, geologicamente immediata (*sin* evento tettonico), della litosfera; la seconda, di flessurazione viscoelastica (subsidenza o assestamento isostatico), continua (*post* evento tettonico), sotto il carico dei *thrusts* (QUINLAN & BEAUMONT, 1984; TANKARD, 1986).

4. La migrazione nel tempo dei depocentri verso l'avampaese è una delle caratteristiche più comuni dei bacini di avanfossa. Essa riproduce in direzione e verso la migrazione dell'onda orogenetica, a testimonianza di un evidente rapporto di causa ed effetto. RICCI LUCCHI (1986) considera questa migrazione un fenomeno continuo, ma che avviene a velocità variabile; di conseguenza, il termine **evento tettonico** indicherebbe solo una forte accelerazione del processo deformativo crostale.
5. I depositi più antichi in un bacino di *foreland* sono di solito prevalentemente fini e di tipo torbido, accumulati in acque relativamente profonde. Al contrario, i depositi più giovani sono di tipo continentale o marino-marginale. Il motivo di questa evoluzione può essere legato al fatto che negli stadi iniziali della vita del bacino l'elevazione topografica e l'area dell'orogene emerso sono relativamente ridotti, con conseguente ridotto apporto di sedimento. Lo stadio continentale e marino-marginale si può instaurare solo quando la catena montuosa emersa raggiunge una dimensione pseudo-stazionaria, in cui il volume eroso controbilancia l'ulteriore crescita topografica: in questo stadio il bacino si riempie e l'eccesso di sedimento viene rimosso tramite processi fluviali e marino-marginali (MIALL, 1978; COVEY, 1986). Un altro modo di vedere le cose è il seguente: lo stadio continentale si instaura quando, a causa di un qualche fattore geodinamico limitante, il volume di bacino che si rigenera continuamente per subsidenza, diminuisce, cosicché le aree drenate della catena emersa, che al contrario aumentano, riescono ad apportare sedimento in eccesso.

Gli strumenti analitici più appropriati di cui disponga il geologo per comprendere le tappe evolutive di un bacino sedimentario sono i profili sismici acquisiti dall'industria petrolifera, opportunamente tarati da rilevamenti di superficie e da *log* di pozzo. I metodi dell'analisi sismostratigrafica sono stati esposti per la prima volta nel 1977 nella storica Memoria n 26 dell'AAPG: *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. In essa sono illustrate, sistematizzate e commentate le principali geometrie di riflettori sismici, la cui nomenclatura originale sarà utilizzata nell'esposizione successiva.

L'analisi della configurazione geometrica d'insieme dei riflettori sismici (facies sismica) consente una lettura diretta dei profili sismici in termini di sistemi deposizionali e della loro evoluzione, soprattutto nelle situazioni tettonicamente indisturbate in cui le facies sismiche diagnostiche si presentano fisica-

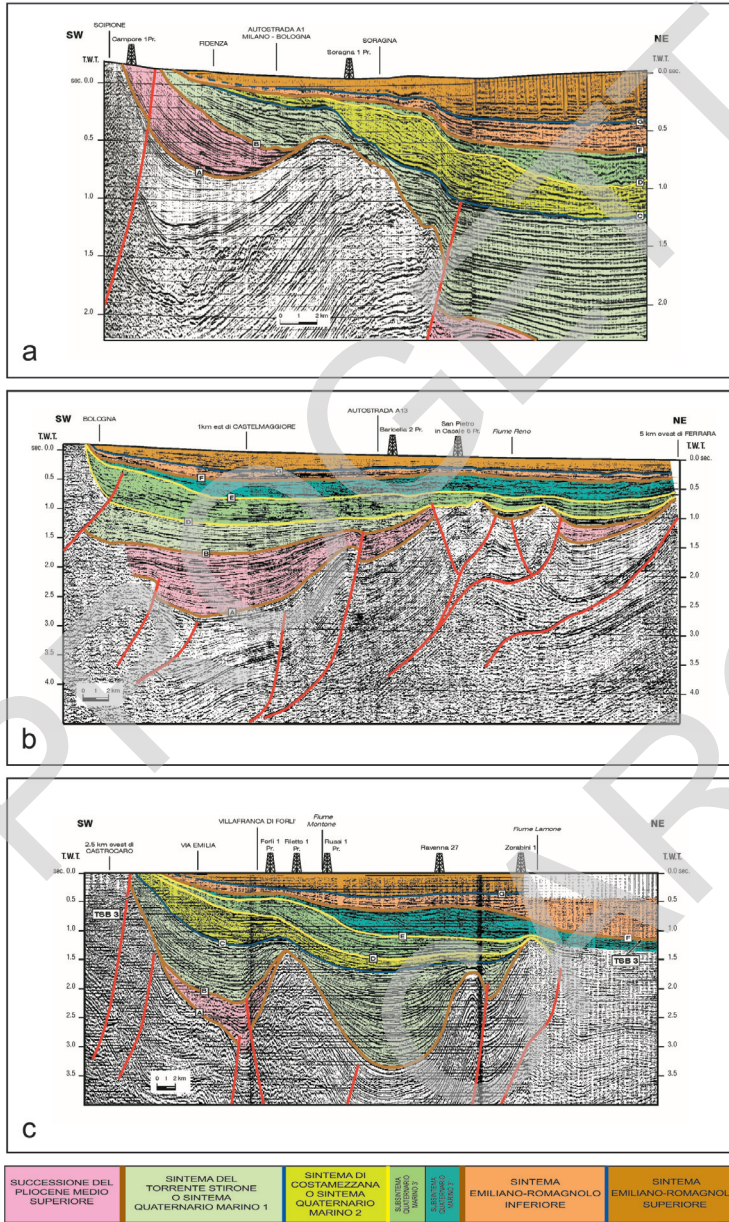


Fig. 11a, b, c - Sezioni sismiche cortesemente fornite da ENI-AGIP. Ubicazione in figura 2.

mente contigue (ORI *et alii*, 1986; ORI, 1993). Come evidenziato dai profili sismici industriali messi a disposizione dall'ENI-AGIP (fig. 11), nel comparto emiliano-romagnolo del Bacino di *foreland* Padano si passa da uno stadio di sedimentazione di tipo marino profondo, nel Pliocene, a uno stadio deposizionale marino-marginale e continentale, nel Pleistocene. Questa evoluzione del riempimento può essere giudicata, a prima vista, come continua e progressiva; tuttavia l'osservazione di alcune caratteristiche geometriche dei riflettori e dell'organizzazione delle facies sismiche permette di ipotizzare un'evoluzione del bacino diversa, fatta di eventi tettonico-sedimentari parossistici, separati nel tempo da periodi di quiescenza relativa.

Le figg. 12a e 12b mostrano l'organizzazione geometrica dei riflettori sismici o degli strati così come riscontrabili sul margine del bacino o su un alto strutturale intrabacinale. Il motivo geometrico dominante è il continuo ripetersi di *offlap* e/o *toplap* e *onlap* separati da superfici di discordanza divergenti verso il depocentro locale. Alcune di queste superfici possono essere seguite e tracciate, con le medesime caratteristiche geometriche, lungo tutto il margine appenninico e su tutti gli alti strutturali intrabacinali. Poichè, per definizione, due superfici di discordanza sovrapposte racchiudono una Sequenza Deposizionale, nella pratica sismostratigrafica è fondamentale distinguere, correlare e cartografare le superfici di discordanza regionalmente più evidenti e continue.

Tuttavia, per passare dalla descrizione di un assetto geometrico alla sua comprensione geologica, si deve chiarire, attraverso un percorso logico-deduttivo, quali siano le cause esterne e/o quale sia la dinamica del sistema deposizionale osservato, che portino a tale configurazione finale. Innanzitutto si può ragionare sul significato degli *onlap* basali e degli *offlap* e/o *toplap* di tetto. Genericamente si può affermare che l'*onlap* rappresenta un'espansione delle aree del bacino in cui si è deposto sedimento, in altre parole rappresenta una **trasgressione sedimentaria**; l'*offlap* e/o il *toplap*, al contrario, registrano una **regressione sedimentaria**, vale a dire una contrazione delle aree del bacino in cui si è deposto sedimento.

In termini meno generici si potrebbe anche affermare che gli *onlap* sul margine del bacino registrino i periodi in cui quest'ultimo subside, concedendo spazio per la sedimentazione. Quindi, richiamando quanto detto ai punti 1, 2 e 3 all'inizio del paragrafo, si potrebbe pensare di legare i momenti di sviluppo degli *onlap* alla base delle SD rilevate sui profili sismici industriali, con i periodi di subsidenza o assestamento isostatico del bacino, sotto il carico dei *thrusts*. Gli *offlap* e i *toplap* al tetto, invece, potrebbero essere associati al sollevamento degli archi strutturali, procurato da eventi tettonici di compressione, sovrascorrimento e caricamento della litosfera, con conseguente diminuzione delle aree di bacino disponibili per la sedimentazione.

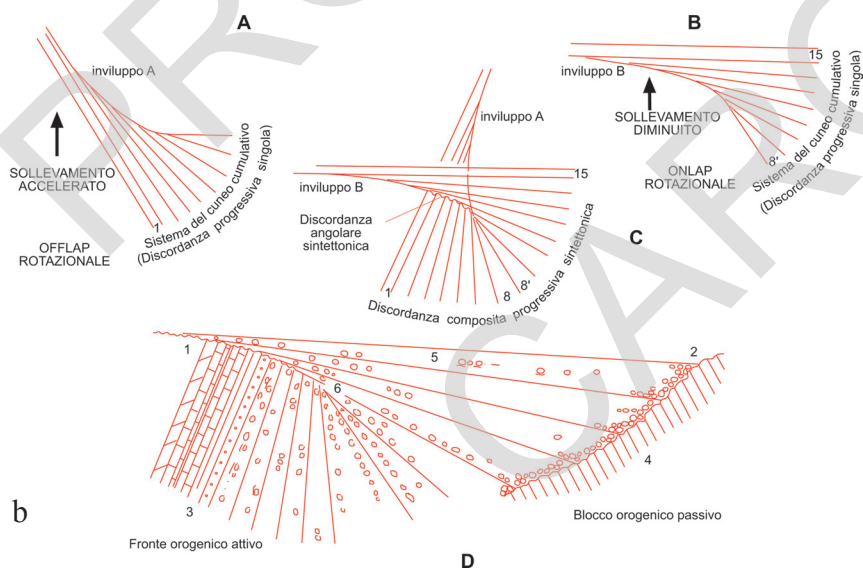
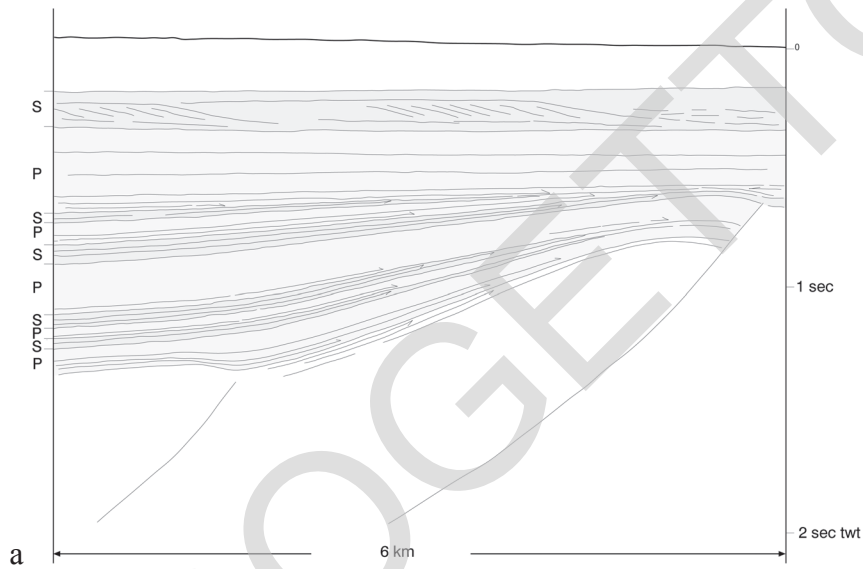


Fig. 12 - a) Configurazione geometrica dei riflettori sismici in corrispondenza di un alto intrabacinale in un bacino di "foreland". S: sedimentazione sin-tettonica; P: sedimentazione post-tettonica. b) Configurazione geometrica degli strati sul margine di un bacino di "foreland" (da ANADON et alii, 1986).



Un'altra osservazione sismostratigrafica a favore di questa interpretazione è la seguente: alla scala dell'intero Bacino Padano, la transizione fra lo stadio deposizionale marino profondo e quello continentale si attua attraverso il colmamento del differenziale batimetrico con un prisma sedimentario deltizio, progradante, caratterizzato da riflettori sismici clinoformi, terminanti verso il margine in *toplap* e verso il depocentro in *downlap* (fig. 11). In corrispondenza del margine meridionale del bacino il prisma sedimentario deltizio avanza, in direzione Est-Nordest, per tappe successive, ben distinte geograficamente e ben separate nel tempo. Durante ogni tappa si colma un'ampia area del bacino compresa tra due archi strutturali successivi. In particolare nell'area compresa tra il margine ligure-piemontese e l'arco strutturale Alessandria - Vercelli (bacino astiano-villafranchiano), il bacino profondo si riempie alla fine del Pliocene inferiore; nell'area compresa tra l'arco strutturale Alessandria - Vercelli e le Pieghe Emiliane la transizione si attua alla fine del Pliocene superiore; la chiusura del bacino profondo nell'area compresa tra le Pieghe Emiliane e le Pieghe Ferraresi (fig. 11) avviene verso la fine del Pleistocene inferiore (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

E' possibile spiegare questi fatti sedimentari coerentemente con quanto detto in precedenza. Infatti, un arco di strutture compressive è la manifestazione più superficiale di piani di taglio, variamente inclinati e articolati, che si radicano nelle porzioni profonde della crosta terrestre in zone poste decine di km più a monte. Un evento tettonico di sovrascorrimento, che provochi un sollevamento in corrispondenza dell'arco strutturale, induce necessariamente anche un sollevamento in blocco di tutti i terreni retrostanti, diminuendo o annullando, di colpo, il volume di bacino che in precedenza veniva rigenerato continuamente dalla subsidenza isostatica. In accordo con quanto espresso al punto 5 all'inizio del paragrafo, la diminuzione di subsidenza bacinale comporta un immediato eccesso di sedimento che causa la rapida transizione allo stadio deposizionale marino-marginale e continentale nell'area coinvolta dall'evento tettonico. Terminato l'impulso compressivo, prevale e si manifesta nuovamente la subsidenza isostatica che crea spazio per l'aggradazione di ingenti volumi di depositi marino-marginali e continentali. L'incorporamento nella catena montuosa emersa di archi strutturali sempre più esterni, con conseguente migrazione episodica dell'avanfossa verso l'avampaese, è coerente con quanto detto all'inizio del paragrafo al punto 4.

Questo modo di vedere i rapporti tra tettonica e sedimentazione non è nuovo. A grande scala, una tettonica episodica è invocata da SLOSS (1963) per spiegare la genesi delle sequenze sedimentarie limitate da discontinuità regionali nei bacini intracratonici dell'America settentrionale. QUINLAN & BEAUMONT (1984) correlano le medesime discontinuità stratigrafiche con periodi di rilassamento viscoelastico della litosfera, al termine di eventi tettonici di compressione e cari-

camento. TANKARD (1986) afferma che le modalità evolutive dei bacini di *fore-land* dovrebbero riflettere anche minimi aggiustamenti nella dimensione e disposizione delle falde tettoniche, sulla base della reologia della litosfera sottostante e del tempo disponibile per l'assestamento isostatico tra due eventi tettonici consecutivi. Egli, sulla base di queste affermazioni, associa le fasi di progradazione, *shallowing-up* e *overfilling* nel Bacino carbonifero degli Appalachi (America settentrionale) con eventi tettonici di sovrascorrimento regionali. RIBA (1976), invece, in un contesto geodinamico e a una scala del tutto paragonabili a quelli del presente studio, descrive e interpreta alcune geometrie stratigrafico-strutturali che affiorano sul margine settentrionale del Bacino dell'Ebro (Spagna). Egli, supposto costante il tasso di sedimentazione, imputa le geometrie deposizionali illustrate in fig. 12, denominate *Syntectonic Progressive and Angular Unconformities*, alle accelerazioni (*rotative offlap*) e alle decelerazioni (*rotative onlap*) della deformazione compressiva associata al sollevamento e basculamento dei blocchi strutturali posti sul margine del bacino. In termini più generali, per Riba l'assetto geologico-strutturale delle *Syntectonic Progressive and Angular Unconformities* deriva dai tassi relativi di sedimentazione ed erosione nonché di sollevamento tettonico e subsidenza di bacino. Anche MIALL (1978) descrive e interpreta analogamente geometrie deposizionali simili a quelle descritte da Riba.

Tuttavia, per comporre un mosaico evolutivo completo del Bacino pleistocenico padano è necessario affrontare due ragionamenti di carattere non solo geologico, ma prettamente multidisciplinare. Molte delle osservazioni che ne costituiscono il supporto cognitivo derivano dallo studio dei sistemi fluvio-deltizi attualmente in evoluzione. Il loro studio è determinante poichè essi mostrano, più o meno intatte, le relazioni genetiche tra le aree di pianura e foce, ove domina la sedimentazione e la geomorfologia deposizionale, e le aree di produzione-collettamento dei sedimenti, vale a dire il bacino di drenaggio intramontano ove dominano i processi erosivi. Come si vedrà in seguito, questo fatto rende molto più agevole la comprensione dei rapporti tra tettonica, oscillazioni climatico-eustatiche e sedimentazione, rispetto ai casi di studio di bacini e sistemi fluviali fossili ove tali relazioni non sono preservate.

La prima considerazione riguarda l'**attività dei sistemi fluvio-deltizi**, intesa come capacità (relativa al sistema in esame) di produzione, trasporto e deposizione di sedimento ghiaioso-sabbioso in un intervallo di tempo geologicamente significativo. L'attività dei sistemi fluvio-deltizi, che potremmo chiamare anche potenza morfogenetica, deriva direttamente dall'energia climatica e in particolare dall'intensità e dal tipo di precipitazioni nel bacino imbrifero (cfr. SMITH, 1994). Tuttavia, nel meccanismo di trasformazione dell'energia potenziale trasmessa dall'evento meteorico per unità di tempo al bacino imbrifero, in energia cinetica dell'evento di piena, gioca un ruolo molto importante la copertura vege-

tale. Essa dipende dalla morfologia del bacino imbrifero e dal tipo climatico e la sua mancanza permette ad uno stesso evento meteorico di sviluppare nello stesso bacino un evento di piena di potenza maggiore. La copertura vegetale, quindi, risulta essere un fattore di controllo molto importante dell'attività dei sistemi fluvio-deltizi.

Esistono prove osservabili del fatto che le **oscillazioni climatiche**, intese nel senso di modulazioni cicliche della frequenza, dell'intensità e del tipo di precipitazioni, producano **attivazioni e disattivazioni dei sistemi fluvio-deltizi**, vale a dire l'alternarsi di fasi di forte e debole attività relativa del corso d'acqua su scale temporali variabili da poche migliaia di anni a diverse decine di migliaia di anni.

Una prova tangibile è l'esistenza dei terrazzi fluviali intravallivi (HALL, 1990; BLUM *et alii*, 1994; tra gli altri). Se ad esempio si prende la valle del Fiume Reno a Sud di Bologna, è possibile cartografare più di 20 ordini di terrazzi separati da scarpate erosive fluviali di altezza variabile da alcuni metri ad alcune decine di metri (AMOROSI *et alii*, 1996c). Datazioni radiometriche e archeologiche confinano lo sviluppo di quei terrazzi in un intervallo di tempo di circa 120.000 anni. Come dimostrato da livellazioni topografiche abbastanza recenti (ARCA & CARDINI, 1977), il limite morfologico montagna-pianura, posto in corrispondenza della città di Bologna, rappresenta sia il confine della valle fluviale terrazzata sia il confine tra il bacino sedimentario, subsidente, e la catena appenninica in continuo sollevamento. Aspetto morfologico a parte, i terrazzi fluviali indicano che su una stessa verticale intravalliva, in concomitanza con il continuo sollevamento della catena, si sono succeduti nel tempo, a intervalli di alcune migliaia di anni, momenti di erosione e momenti di parziale aggradazione sedimentaria fluviale. Detto in altri termini, i terrazzi fluviali intravallivi registrano il ciclico progredire e retrogradare del punto neutro (terminologia valida in sezione; in pianta si deve parlare di **linea neutra**). Il **punto neutro** è quel punto che separa, mediamente, in un intervallo di tempo geologicamente significativo, una zona a monte soggetta ad erosione fluviale, da una zona a valle soggetta a deposizione sedimentaria. Solo negli intervalli di forte attività fluviale il corso d'acqua possiede la potenza necessaria per sviluppare e incidere profondamente ed estesamente, verso valle, il suo profilo, depositando contemporaneamente ingenti volumi di sedimento grossolano nelle porzioni distali delle zone di pianura e deltizie; nelle fasi di debole attività fluviale il corso d'acqua sarà costretto a sovralluvionare in parte le zone a monte precedentemente incise. L'esame del contesto geologico ora illustrato porta quindi a concludere che i cicli di attivazione-disattivazione fluviale e, di conseguenza, le oscillazioni climatiche, siano il fattore allogeno responsabile della formazione dei terrazzi intravallivi nelle aree di catena.

Come ulteriore prova che le oscillazioni climatiche costituiscano il motore allogeno primario dell'attività dei sistemi fluviali, si può portare la correlazione



di paleosuoli sepolti attraverso tutta l'alta e media pianura della Regione Emilia-Romagna, eseguita dall'Ufficio Geologico regionale mediante datazioni radiometriche. Questi inceptisuoli ed entisuoli (USDA, 1993) sepolti, estesi regionalmente, testimoniano fasi di disattivazione, ovvero pause nella sedimentazione, coeve e comuni a tutti i sistemi fluviali appenninici. L'intervallo di tempo considerato (gli ultimi 20.000 anni) e l'estensione regionale permettono di escludere un eventuale controllo eustatico o autogeno sul fenomeno osservato. La ciclicità nell'organizzazione delle facies sedimentarie, riscontrabile praticamente in tutti i depositi alluvionali (e.g. MASSARI *et alii*, 1993; AMOROSI & FARINA 1995; REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998), a nostro parere non può che essere interpretata allo stesso modo.

Un'altra prova, di tipo sismostratigrafico, è mostrata in fig. 11b. Se osserviamo le facies sismiche accorpate nel Subsistema Quaternario marino 3<sup>II</sup>, si possono notare, tra Bologna e il pozzo Baricella 2, tre gruppi distinti di riflettori con tipica geometria *shingled*, sfasati progressivamente verso Nord e verso l'alto, separati da gruppi di riflettori con geometria sigmoidale. Essi rappresentano fasi alterne di accelerazione e stasi nella progradazione di un sistema deposizionale deltizio, in acque relativamente profonde (150÷200m), comprese in un intervallo di tempo di poche decine di migliaia di anni. Ad una risoluzione sismica e a una scala temporale di maggior dettaglio, situazioni analoghe di progradazione e stasi di sistemi deposizionali deltizi sono state studiate e documentate nel Pleistocene superiore e nell'Olocene dei bacini adriatico e tirrenico dai ricercatori dell'Istituto di Geologia Marina del C.N.R. (TRINCARDI *et alii*, 1994; ROVERI *et alii*, 1997). Se si considerano i brevissimi intervalli temporali entro cui si verificano gli eventi geologici descritti e citati, risulta assai difficile invocare fattori allogeni differenti dalle oscillazioni climatiche (vale a dire eustatismo o tettonica) per giustificarne l'esistenza. Non si dimentichi del resto che, banalmente parlando, un sistema fluvio-deltizio esiste ed è attivo solo se piove.

La seconda considerazione riguarda la possibilità di separare la rispettiva influenza delle oscillazioni climatiche e degli eventi tettonici sui processi di erosione e sedimentazione fluviali rilevabili nel registro stratigrafico.

Nel Gennaio del 1996 fu eseguito dall'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna il carotaggio denominato 199S3 (vedi Sez. 4 del Foglio allegato), ubicato all'interno del Foglio 199, nel Comune di Collecchio (PR), su un ripiano piuttosto elevato rispetto all'antistante pianura, terrazzato e profondamente inciso dal reticolo idrografico minore. Il deposito terrazzato era attribuito nella vecchia Carta Geologica d'Italia al fluvioglaciale Riss. Nei primi 70 metri, dopo alcuni metri di depositi limosi e sabbiosi fortemente pedogenizzati (Collecchio Vetusol di CREMASCHI, 1987), furono rinvenuti 3 livelli di ghiaie fluviali, molto spessi, alternati da livelli pelitici alluvionali di spessore comparabile. Il dato più interessante fu la scoperta di tre suoli sepolti, molto evoluti (alfi-

suoli: USDA, 1993), con fronti d'alterazione di spessore mediamente superiore a 5 metri, sviluppati a partire, circa, dal tetto di ciascuno dei banconi ghiaiosi. Alfisuoli intercalati in successioni stratigrafiche aggradanti erano già noti sul margine appenninico padano; ad esempio nella successione affiorante lungo il Torrente Tiepido, in provincia di Modena. Tuttavia in letteratura (e.g. CREMASCHI, 1987) il processo di pedogenesi è sempre stato associato al processo geomorfologico di terrazzamento delle conoidi alluvionali, enfatizzando particolarmente gli aspetti paleoclimatici del processo e relegando gli aspetti tettonici alla semplice considerazione di un margine appenninico in continuo e costante sollevamento. Da cui la diffusa convinzione, ereditata da una cultura geomorfologica, che gli alfisuoli possano trovarsi solo al tetto dei terrazzi fluviali più antichi. Gli alfisuoli sepolti, al contrario, non solo esistono, ma rappresentano anche uno strumento stratigrafico potentissimo, proprio per comprendere gli effetti della tettonica sulla morfogenesi e sulla sedimentazione.

Per vedere come ciò sia possibile è necessario definire alcuni elementi morfologico-strutturali, attingere dalla letteratura e dall'esperienza alcune informazioni e precisare dei concetti importanti:

1. Si definiscono **blocchi strutturali** dei corpi geologici individuabili a scala regionale che, per effetto di svincoli strutturali complessi, si deformano e si muovono con velocità assolute differenti in un contesto geodinamico omogeneo. I differenziali di velocità di deformazione tra i blocchi adiacenti si esaltano, normalmente durante un evento tettonico crostale.
2. Si definisce **cerniera strutturale marginale del bacino (CSMB)** il limite, in pianta, che separa, in un dato istante, i blocchi strutturali a monte, in cui prevale il sollevamento, da quelli a valle, in cui prevale la subsidenza. È opportuno notare che, per quanto detto al punto 1, i blocchi strutturali posti a monte della CSMB presentano, oltre al moto assoluto di sollevamento, anche un moto relativo tra loro. Le componenti verticali della velocità relativa tra i blocchi, se persistenti nel tempo, possono dare origine a veri e propri bacini intramontani di origine compressiva. Si veda ad esempio il Bacino Pleistocenico di Compiano (BERNINI *et alii*, 1994), nel Comune di Bedonia (PR).
3. Il tempo necessario per lo sviluppo di un alfisuolo, con orizzonti pedogenetici di tipo B (USDA, 1993) ben differenziati ed evoluti, è valutabile in una o più decine di migliaia di anni (dati non pubblicati dell'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna; MACK & JAMES, 1992).
4. Nelle decine di carotaggi relativamente profondi, eseguiti dall'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna per il progetto CARG, ubicati nella pianura padana a più di 1 Km di distanza dalla cerniera marginale appenninica attuale, non è mai stato ritrovato un solo alfisuolo sepolto.

5. Un alfisuolo si sviluppa, generalmente, su una superficie deposizionale, sub-aerea, relitta e rappresenta stratigraficamente uno *hiatus* non deposizionale.

I dati riportati e le affermazioni elencate nei punti precedenti ci consentono di elaborare le seguenti deduzioni:

- gli alfisuoli sepolti in una successione sedimentaria continentale testimoniano lo sviluppo di incisioni vallive fluviali e morfologie terrazzate adiacenti, temporanee e confinate in prossimità del margine di bacino.
- Tali morfologie si formano a valle di una CSMB che si mantiene tettonicamente stabile, vale a dire non avanza, nè arretra significativamente, durante tutto l'intervallo di tempo registrato dalla parte di successione compresa tra l'alfisuolo più alto e quello più basso, posto che internamente non vi siano lacune stratigrafiche di rango maggiore.
- La sovrapposizione stratigrafica normale dei depositi pedogenizzati assicura che, nell'intervallo di tempo registrato stratigraficamente, l'area esaminata era posta a valle della CSMB.
- La genesi delle morfologie terrazzate temporanee e delle conseguenti evidenze geologico-stratigrafiche non deve essere legata a eventi tettonici di sollevamento del margine appenninico; essa, per quanto detto in precedenza, è necessariamente legata alle oscillazioni climatiche e quindi alle fasi di attivazione e disattivazione fluviali che si verificano in un contesto tettonico relativamente stabile.
- E' abbastanza semplice diagnosticare e datare, in senso relativo, un evento tettonico di sollevamento del margine appenninico: è sufficiente rilevare a monte della CSMB attuale, vale a dire incorporata nella catena, una successione sedimentaria continentale contenente alfisuoli sepolti. Questa situazione geologica in effetti indica una transizione abrupta, su una stessa verticale, da una condizione di aggradazione sedimentaria a una condizione di terrazzamento, che è possibile spiegare solo facendo ricorso alla tettonica. Spesso questi eventi tettonici di sollevamento del margine appenninico provocano anche la comparsa stratigrafica di nuovi sistemi di drenaggio. Gli esempi relativi al Foglio 199 sono illustrati nel capitolo V.
- E' altrettanto semplice diagnosticare e datare, in senso relativo, un evento di basculamento del margine appenninico, con arretramento della CSMB: è sufficiente rilevare in un sondaggio un alfisuolo sepolto da una consistente successione sedimentaria priva di lacune stratigrafiche significative e quindi attribuibile all'aggradazione continua e uniforme di una pianura alluvionale.

Gli elementi di osservazione e deduttivi esposti in questo paragrafo pongono le basi per la costruzione dei MSD illustrati nel paragrafo successivo. I modelli

proposti si basano su un lavoro decennale di rilevamento di campagna, di analisi di migliaia di km di linee sismiche e di correlazione di migliaia di stratigrafie di carotaggi continui, pozzi per acqua e pozzi petroliferi.

E' importante sottolineare che si tratta di MSD molto specializzati; se ne consiglia pertanto l'utilizzo solo nello studio e per la correlazione di successioni sedimentarie marino-marginali e continentali, sviluppate nelle fasi di *overfilling* dei bacini di *foreland*.

### 3.- SEQUENZE DEPOSIZIONALI E MODELLI STRATIGRAFICO - DEPOSIZIONALI UTILIZZATI NELLO STUDIO DEL PLEISTOCENE EMILIANO-ROMAGNOLO

Le SD quaternarie, definite e delineate nelle Figure 1, 2, 3 e individuate nei profili sismici esemplificativi di Fig. 11, sono gerarchicamente suddivise in Tab. 2:

- **Principali**, corrispondenti ai Supersintemi e ai Cicli Sedimentari di RICCI LUCCHI *et alii* (1982)
- **Minori**, corrispondenti ai Sintemi
- **Climatico-Eustatiche di rango superiore**, corrispondenti ai Subintemi (sono le S. D. Elementari di REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998).

TAB. 2

UNITÀ	CLASSE	MEZZI DI IDENTIFICAZIONE	MECCANISMO RESPONSABILE
S. D. Principali (Supersintemi)	S.D. <i>sensu</i> MITCHUM <i>et alii</i> 1977	- Analisi sismostratigrafica dei profili sismici industriali - Analisi di facies e biostratigrafia delle sezioni affioranti e dei pozzi petroliferi	Tettonica compressiva e subsidenza isostatica a scala crostale con associata compattazione ed espulsione dei fluidi interstiziali
S. D. Minori (Sintemi)	S.D. <i>sensu</i> MITCHUM <i>et alii</i> 1977	- Analisi sismostratigrafica dei profili sismici industriali - Analisi di facies e biostratigrafia delle sezioni affioranti e dei pozzi petroliferi	Tettonica crostale e/o pellicolare con associata compattazione ed espulsione dei fluidi interstiziali
S. D. Climatico-Eustatiche di rango superiore (Subintemi)	S.D. <i>sensu</i> MITCHUM <i>et alii</i> 1977	- Analisi di facies su affioramenti, pozzi e sondaggi - Analisi strutturale e morfo-pedostratigrafia del margine - Analisi di facies sismica (max risoluzione industriale)	Oscillazioni climatiche ed eustatiche che inducono variazioni della potenza morfogenetica dei sistemi fluviali (cicli di 20÷100.000 anni)

Una **SD Principale** è un'unità stratigrafica appartenente alla classe delle S.D. sensu Mitchum et alii (1977) sviluppata a una scala temporale minima di diverse centinaia di migliaia di anni. Essa, intesa come corpo geologico tridimensionale, raggiunge spessori depocentrali di diverse centinaia, talora migliaia, di metri. Una SD Principale è identificabile e cartografabile attraverso lo studio dei profili sismici industriali incrociato con l'analisi di facies e biostratigrafica, dettagliata, di sezioni affioranti e pozzi per la ricerca di idrocarburi.

La fig. 13 illustra il MSD, generale, elaborato e utilizzato nello studio delle SD Principali del Quaternario padano (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998; Di Dio, 1998).

Si considera che il bacino possa essere schematicamente suddiviso in 4 **zone strutturali dinamiche**:

- 1) la **zona I** è quella che comprende i blocchi strutturali posti a monte della CSMB, in cui prevale il sollevamento tettonico.
- 2) La **zona II** comprende i blocchi strutturali posti tra la CSMB e un arco strutturale attivo definito **Gradino di Subsidenza Primario (GSP)**. In questa zona si alternano subsidenza isostatica e sollevamento tettonico; tuttavia il ritmo con cui mediamente viene creato spazio per la deposizione è inferiore al tasso medio di apporto sedimentario. L'eccesso di sedimento porta in breve tempo a un rapido riempimento e alla "continentalizzazione" di questa zona che può essere considerata un'area di piattaforma strutturale. Il GSP è quindi l'arco strutturale attivo che limita, a valle, l'insieme dei blocchi in cui il volume di bacino creato per subsidenza isostatica, nell'unità di tempo, è mediamente inferiore al tasso di apporto sedimentario.
- 3) La **zona III** comprende i blocchi strutturali posti tra il GSP e l'**Alto Strutturale Intrabacinale (ASI)** più esterno, vale a dire più vicino all'avampaese. In questa zona prevale la subsidenza isostatica; inoltre, se si escludono le aree di ASI, il ritmo con cui viene creato spazio per la deposizione è decisamente superiore al tasso medio di apporto sedimentario. La zona III è generalmente un'area di sedimentazione marina profonda.
- 4) La **zona IV** corrisponde all'avanfossa in senso stretto, vale a dire la parte più subsidente e non strutturata del bacino. Qui si ha solo subsidenza da carico tettonico, con un incremento subordinato di subsidenza risultante dal carico dei sedimenti deposti nel bacino e dalla compattazione degli stessi a seguito dell'espulsione dei fluidi contenuti.

Ogni SD Principale può essere scomposta in una porzione inferiore, i cui depositi corrispondono a una fase di sedimentazione detta **Post-tettonica (POST)**, ed una parte superiore, i cui depositi corrispondono a una fase di sedimentazione detta **Sin-tettonica (SIN)**. Esse si susseguono nel tempo e nello spazio all'interno della stessa SD e in SD sovrapposte, in risposta agli impulsi ciclici impartiti dalla tettonica compressiva crostale.

SCHEMA GENETICO E CARATTERISTICHE  
SISMOSTRATIGRAFICHE DI UNA S.D. PRINCIPALE

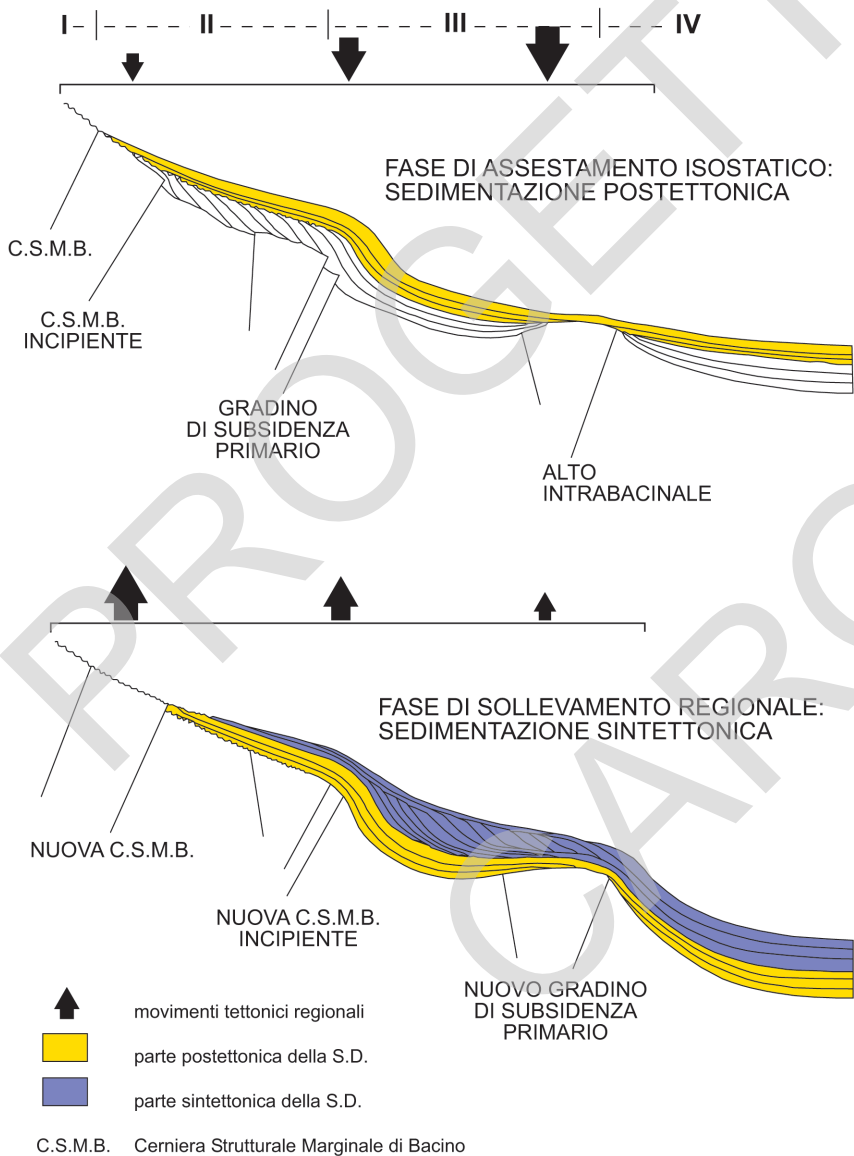


Fig. 13 - Schema genetico e caratteristiche stratigrafiche di una sequenza deposizionale principale.

Durante ogni evento tettonico di compressione, sovrascorrimento e caricamento della litosfera, a scala regionale, mutano drasticamente i rapporti tra le velocità di sollevamento dei blocchi strutturali adiacenti, mutano i limiti tra le 4 zone dinamiche del bacino ed inoltre muta la distribuzione delle masse crostali sia nel bacino che in catena. L'evento è registrato da:

- 1) La formazione di un'importante discontinuità di sedimentazione sul Margine Appenninico Padano (MAP) per progressivo sollevamento ed esposizione all'erosione (subaerea e sottomarina costiera) d'ampie aree delle precedenti zone I e II. Ciò significa che la CSMB si sposta progressivamente e temporaneamente sul fronte di un arco strutturale più esterno, che può addirittura coincidere con il GSP della fase precedente.
- 2) La deposizione di un prisma sedimentario fluvio-deltizio, progradante, con riflettori sismici *shingled*/clinoformi e geometrie delle terminazioni tipo *toplap-downlap*, che colma un'ampia area del bacino limitata esternamente da un nuovo GSP.
- 3) La formazione di superfici condensate sugli alti intrabacinali; la tipica geometria dei riflettori sismici, di tipo *offlap*, è mostrata in fig. 13.
- 4) La migrazione progressiva dell'avanfossa con lo sviluppo di un nuovo depocentro in posizione più esterna.

Gli effetti geologici descritti nei punti 1 e 2 possono essere sinteticamente definiti **Regressione Forzata Tettonica**, sinonimo, in pratica, del termine inglese *overfilling* (TANKARD, 1986).

Al termine di ogni evento tettonico di compressione e sollevamento, a scala regionale, si verifica l'assestamento isostatico della nuova disposizione di masse crostali, con un incremento generalizzato della subsidenza che coinvolge anche il margine del bacino. La fine dell'evento tettonico coincide con l'inizio della nuova SD. La registrazione sedimentaria di questo fatto (sedimentazione posttettonica) si manifesta con:

- 1) Il ritorno della sedimentazione sulle aree precedentemente esposte ed erose del MAP e sugli alti intrabacinali; i riflettori sismici sono in *onlap* sulle superfici di discontinuità formate in precedenza e drappeggiano gli alti intrabacinali (figg. 12 e 13). Si individua una nuova CSMB, più esterna rispetto a quella attiva nella fase POST della SD precedente, ma più interna rispetto alla posizione della CSMB attiva nella fase SIN appena conclusa.
- 2) La progradazione fortemente rallentata e limitata arealmente dei sistemi deltizi, in quanto confinati dal nuovo GSP.
- 3) L'aggradazione di depositi torbiditici in corrispondenza di un asse depocentrale d'avanfossa spostato verso l'esterno rispetto al precedente.

Si noti che in un contesto geodinamico di continuo avanzamento del fronte orogenetico è possibile rilevare e studiare in affioramento sul MAP sia le porzioni POST sia quelle SIN delle SD Principali più antiche; al contrario, i depo-



siti SIN appartenenti alle SD Principali più recenti, in particolare alla penultima, non possono affiorare poichè, a causa della retrocessione della CSMB, sono trasgrediti sul MAP dai sedimenti POST della SD successiva.

Le SD principali sono costituite da SD di rango inferiore, dette **SD Minori**, che differiscono dalle prime per l'intervallo spazio-temporale abbracciato (qualche centinaia di migliaia di anni) e per il fatto che la discontinuità basale non è estesa a tutto il MAP e agli alti sepolti, ma si localizza in corrispondenza di un particolare arco strutturale ovvero solo su porzioni di archi strutturali. Ciò deriva dal fatto che gli archi strutturali risultano attivi anche durante le fasi **POST** delle SD Principali. Tuttavia questa attività non è facilmente inquadrabile, con i mezzi a disposizione, in un movimento collettivo di natura crostale (l'evento tettonico regionale) dei blocchi strutturali. Alla luce delle attuali conoscenze, l'attività tettonica che origina le SD Minori può essere messa in relazione sia con movimenti crostali di minore entità, ovvero con sovrascorrimenti pellicolari, associati a compattazione dei terreni caricati ed espulsione dei fluidi interstiziali, collegati a movimenti gravitativi profondi innescati dalla subsidenza regionale (ARGNANI *et alii*, 1997). Nelle SD di questo rango gerarchico non si verifica migrazione del depocentro d'avanfossa e, inoltre, la distinzione di una porzione POST da una SIN può essere fatta solo localmente.

Ad un livello gerarchico ancora più basso ci sono le **SD** che qui chiameremo **Climatico-Eustatiche di rango superiore (SDCE)**. Le SDCE sono unità stratigrafiche appartenenti alla classe delle S.D. *sensu* MITCHUM *et alii* (1977), che si sviluppano a una scala temporale compresa tra i 20 e 100 mila anni circa. I limiti delle SDCE sono per gran parte del bacino equivalenti a superfici trasgressive, ovvero, per i sistemi continentali, a superfici di disattivazione, che passano in superfici di discontinuità stratigrafica solo in corrispondenza delle CSMB.

Ciascuna SDCE è composta da depositi continentali, paralici, di scarpata e bacino, organizzati in sei gruppi di sistemi deposizionali, così come 6 sono i macroambienti deposizionali attuali:

- 1) sistema fluviale e di pianura alluvionale, assiale;
- 2) sistemi di conoidi alluvionali e fluviali tributari, trasversali;
- 3) sistema deltizio assiale;
- 4) sistema costiero e dei delta-conoidi trasversali;
- 5) sistema di scarpata;
- 6) sistema di piana bacinale.

Gli ultimi 4 gruppi citati hanno una corrispondenza biunivoca con facies sismiche diagnostiche, che, in situazioni tettonicamente indisturbate, si presentano fisicamente contigue:

- sistemi deltizi e costieri: riflettori piano-paralleli con geometria esterna tabulare, frequenza medio-bassa, ampiezza elevata e costante. Talvolta la progredizione deltizia in acque basse, su piattaforme preesistenti, può essere evi-

denziata da riflettori con geometrie tipo *shingled*. Lo spessore, in tempi, di questi sistemi in una SDCE non supera i 100 ms.

- sistema di scarpata: riflettori divergenti o subparalleli, cliniformi, di tipo sigmoidale e/o obliquo, talvolta *hummocky* o caotici, frequenza medio-alta e ampiezza bassa. Lo spessore, in tempi, di questo sistema in una SDCE può arrivare a circa 400 ms.
- sistema di piana bacinale: riflettori piano e ondulato-paralleli, talvolta non paralleli, con geometria generalmente tabulare, bassa frequenza e ampiezza variabile. Spessore in tempi fino a qualche centinaio di millisecondi.

La sismica industriale utilizzata nello studio del Bacino padano generalmente non permette di risolvere nel dettaglio le SDCE, nè tantomeno unità stratigrafiche di rango inferiore. Comunque, dal punto di vista pratico, le SDCE non si cartografano, nel sottosuolo e in superficie, utilizzando i profili sismici industriali, ma correlando tra loro sezioni stratigrafiche misurate in affioramento con colonne stratigrafiche ricavate da pozzi e carotaggi. I metodi dell'analisi di facies e i rilevamenti morfo-pedostratigrafici risultano fondamentali in questo genere di correlazione che utilizza ampiamente i MSD illustrati nelle figure che seguono.

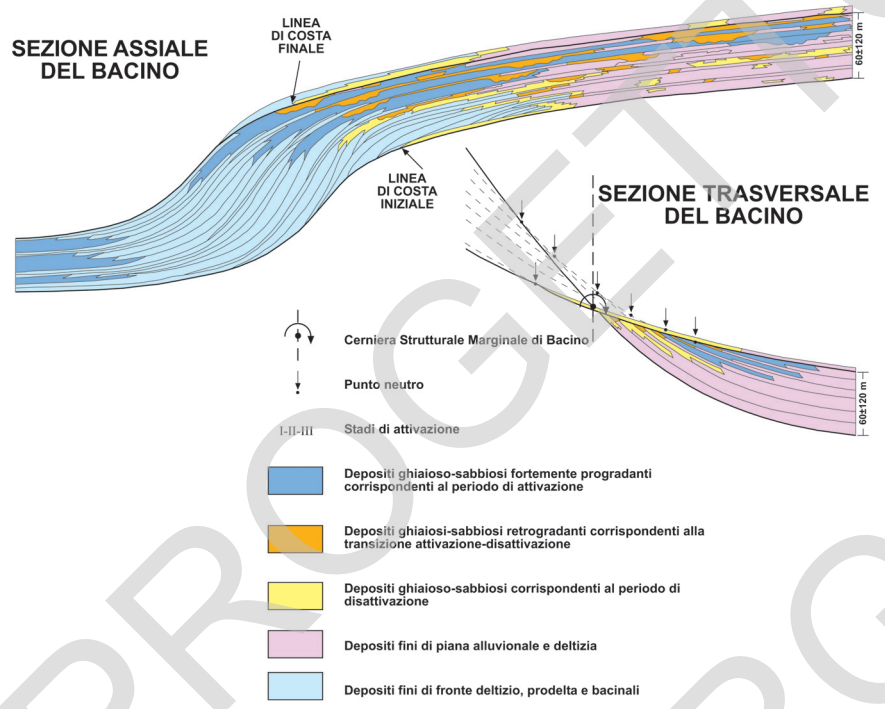
La sismica industriale è comunque utile per osservare e comprendere le relazioni geometriche tra i riflettori sismici appartenenti a due o più SDCE sovrapposte: esse appaiono regolate dalle dinamiche strutturali, regionali o locali, che sono state esposte in precedenza. In effetti gruppi di più SDCE formano quelle associazioni di facies sismiche che costituiscono le espressioni POST e SIN delle SD gerarchicamente più grandi. Tuttavia, come è intrinsecamente espresso dal nome attribuitogli, non si ritiene che le SDCE siano originate dagli eventi e dai movimenti tettonici, ma piuttosto si pensa che quest'ultimi controllino le dinamiche evolutive dei centri di subsidenza ove gruppi di SDCE possano svilupparsi (cfr. TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000). Secondo quanto esposto e discusso nel paragrafo precedente, si ritiene che le oscillazioni climatiche e le conseguenti fasi di attivazione-disattivazione dei sistemi fluvio-deltizi siano il fattore allogeno che genera e controlla lo sviluppo delle SDCE. Le oscillazioni eustatiche ad alta frequenza, desumibili dalle curve del  $^{18}\text{O}$  (cfr. SHACKLETON, 1987; RUDDIMAN *et alii*, 1989), controllano sicuramente lo spazio disponibile per la sedimentazione marina e paralicca e, di conseguenza anche i processi sedimentari che avvengono nelle parti dei sistemi fluviali adiacenti ai sistemi deltizi. Il controllo eustatico sui sistemi deposizionali fluvio-deltizi si esplica prevalentemente nelle fasi di risalita del livello del mare, a causa della rapidità con cui questo fenomeno avviene. Tuttavia i sistemi di conoidi alluvionali e fluviali tributari, trasversali all'asse del bacino, risultano praticamente insensibili alle variazioni eustatiche.

Lo stato attuale delle conoscenze non consente di stabilire con certezza se le

oscillazioni eustatiche e quelle climatiche siano interdipendenti e in quale modo. Pertanto il MSD che sarà presentato si basa prevalentemente sulla storia deposizionale del Bacino padano-adriatico negli ultimi 100.000 anni; è un *record* geologico molto breve per basarvi un MSD affidabile, ma ha il vantaggio di essere noto e calibrato da studi interdisciplinari molto approfonditi (CORREGGIARI *et alii*, 1992; AMOROSI, 1999; AMOROSI *et alii*, 1996c, 1999; DI DIO *et alii* 1997a, b; DI DIO & CAPORALE, 1998; DI DIO & MOLINARI, 2000; dati non pubblicati dell'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna).

La fig. 14 illustra il MSD, generale, elaborato e utilizzato nello studio delle SDCE del Quaternario padano (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, ENI-AGIP, 1998; DI DIO, 1998). Le tesi salienti del modello sono:

1. Le SDCE sono originate da cicli climatico-eustatici con frequenza di 20 - 100 Ka. I cicli climatico-eustatici si sovrimpongono sugli impulsi ciclici impartiti dalla tettonica compressiva crostale e le relative SD si sviluppano in accordo con l'evoluzione delle 4 zone strutturali dinamiche, e relativi limiti, in cui può essere suddiviso il bacino sedimentario.
2. Le oscillazioni climatiche, agenti su bacini di drenaggio più o meno rigogliosamente vegetati secondo il tipo climatico dominante, provocano l'alternanza di fasi di forte e debole attività relativa dei sistemi fluvio-deltizi. MUTTI *et alii* (1996) mostrano come la deposizione in detti sistemi, nei periodi di attivazione, sia imputabile ad eventi di piena ad altissima energia (catastrofici), in grado di trasportare e depositare, come flussi in massa, ingenti volumi di sabbie e ghiaie, sia sui fronti deltizi che, talora, direttamente nei bacini profondi.
3. La potenza di picco degli eventi di piena (e di conseguenza il volume di sedimento grossolano eroso e trasportato) può essere schematicamente suddivisa secondo tre livelli (relativi al bacino e al sistema fluviale considerato):
  - Potenza elevata ed elevatissima: livello 1
  - Potenza media: livello 2
  - Potenza bassa: livello 3
4. Come illustrato nello schema di fig. 14, alla scala dei 100 Ka si possono individuare periodi, in media, di disattivazione fluviale, seguiti da periodi (sempre in media) d'attivazione. La frequenza degli eventi di livello 1 varia ciclicamente nel periodo d'attivazione secondo oscillazioni climatiche sviluppate alla scala di poche migliaia di anni, dette **Stadi**. Ogni stadio dà origine, all'interno del medesimo periodo d'attivazione, a un *high frequency forestepping-backstepping cycle* di MUTTI *et alii* (1996: Fig. 17). Tuttavia, poiché si è supposto che, contemporaneamente, il livello eustatico cali, la sovrapposizione di più *cycles* risulta in un'architettura deltizia progradazionale, in parte corrispondente alla Progradazione Forzata di POSAMENTIER *et alii*



MIGLIAIA DI ANNI	d <sup>18</sup> O	LIVELLO DEL MARE		CURVE DI FREQUENZA RELATIVA DEGLI EVENTI DI PIENA SUDDIVISI PER CLASSI DI LIVELLO ENERGETICO		
		BASSO	ALTO	LIVELLO 1	LIVELLO 2	LIVELLO 3
100	GLACIALE	[Black area]	[Black area]	III	[Blue area]	[Blue area]
75				II	[Blue area]	[Blue area]
50				I	[Blue area]	[Blue area]
25	INTERGLACIALE	[Black area]	[Black area]	[Yellow area]	[Yellow area]	[Yellow area]
0				[Yellow area]	[Yellow area]	[Yellow area]
					ATTIVAZIONE	
					DISATTIVAZIONE	

Fig. 14 - Modello stratigrafico deposizionale di una sequenza deposizionale climatico-eustatica del Quaternario Padano.

- (1992). Nei sistemi di conoide alluvionale, invece, a ogni stadio successivo corrisponde uno spostamento verso valle del punto neutro.
5. La frequenza degli eventi di piena dei livelli 1 e 2 aumenta bruscamente in corrispondenza con la caduta eustatica, corrispondente a sua volta con l'inizio del periodo glaciale, probabilmente in relazione anche alla variazione del tipo di copertura vegetale. Si stabilisce in questo modo un rapporto tra caduta eustatica, periodo glaciale, incremento della frequenza degli eventi di piena a elevata ed elevatissima potenza, incremento dell'attività geomorfica e incremento dei volumi di sedimento (grossolano soprattutto) trasportati.
  6. Più è elevata la potenza di picco dei flussi di piena (flussi in massa), più vicino all'asse del bacino si trova il loro **livello di base** (minimo dell'energia potenziale gravitazionale); inoltre, a parità di potenza dei flussi, nel sistema fluvio-deltizio assiale più è basso il livello del mare, più è lungo il cammino subaereo da percorrere per raggiungere la linea di costa; perciò più è basso il livello del mare, più è piccola la potenza dissipata per unità di percorso. In sintesi, a parità di potenza del flusso, più è basso il livello del mare più è facile depositare ingenti volumi di sabbie torbiditiche direttamente nel bacino profondo.
  7. Nel caso che il prisma deltizio si sviluppi nelle zone strutturali III e IV del bacino, ovvero nella zona II durante una fase POST, la Progradazione Forzata (punto 4) avviene in parte con una componente di aggradazione, in quanto la velocità di caduta eustatica è bilanciata dalla somma di subsidenza tettonica e compattazione.
  8. Trasversalmente all'asse del bacino, nei sistemi di conoide alluvionale e di delta-conoide, la migrazione verso valle del punto neutro (punto 4) si manifesta con un'erosione valliva fluviale che, attraversando la CSMB, incide e terrazzava i depositi della pianura alluvionale o costiera antistante.
  9. La transizione al successivo periodo di disattivazione fluviale provoca l'immediato ritorno del punto neutro a monte della CSMB; la parte di incisione fluviale posta a valle della CSMB si riempie rapidamente con i sedimenti grossolani portati dagli eventi di piena di livello 2 e 3.
  10. Se la transizione al successivo periodo di disattivazione si attua in concomitanza con la rapida risalita eustatica, sul sistema fluvio-deltizio assiale si sommano gli effetti di un tasso ridotto di apporto sedimentario con un enorme incremento di volume disponibile per la sedimentazione paralica. La registrazione stratigrafica di tali effetti è stata studiata e illustrata in dettaglio dai ricercatori dell'Istituto di Geologia Marina del CNR di Bologna, nel caso della Trasgressione Flandriana in Adriatico.
  11. I limiti delle SDCE sono per gran parte del bacino equivalenti a superfici trasgressive, ovvero, per i sistemi continentali, a superfici di massima disattiva-

zione, che passano in superfici di discontinuità stratigrafica solo in corrispondenza delle CSMB. Per comodità operativa, nelle correlazioni di SDCE all'interno di sistemi marino-marginali, è spesso preferibile usare le superfici di *ravinement* al posto delle superfici trasgressive, in quanto quest'ultime sono di difficile individuazione.

Le figg. 15, 16, 17 e 18 illustrano, nel dettaglio, il MSD elaborato per correlare le SDCE nei depositi di conoide alluvionale del Quaternario sud-padano (DI DIO, 1996a, b; DI DIO & VALLONI, 1997; REGIONE EMILIA-ROMAGNA, ENI-AGIP, 1998; DI DIO, 1998).

Si ripropone la dinamica del punto neutro in risposta alle fasi di attivazione-disattivazione fluviali, supposte sincronizzate con le fasi glacio-eustatiche come già detto al punto 5. La CSMB è considerata stabile.

La fig. 16 mostra le successioni schematiche di facies e il profilo qualitativo d'alterazione pedogenetica che rappresentano una SDCE lungo due sezioni, trasversali rispetto alla direzione dei flussi fluviali, poste la prima nell'apice della conoide subito a valle della CSMB, la seconda nella conoide distale. Successioni di facies grossolane saldate, eventualmente F.U. nella parte alta, non pedogenizzate, talora con concentrazioni di ossidi nella matrice delle ghiaie più giovani, sono caratteristiche dei riempimenti delle incisioni fluviali nell'apice di conoide. Esse passano distalmente a successioni costituite da alternanze di facies fini e grossolane, caratterizzate da inceptisuoli al tetto e spesso da un trend iniziale di tipo C.U., poco o affatto pedogenizzato. Le zone temporaneamente e periodicamente terrazzate dell'apice di conoide sono caratterizzate da suoli molto evoluti, sviluppati spesso su depositi ghiaiosi formati nella fase precoce di attivazione del sistema fluviale, che incorporano tutto il tempo corrispondente al periodo d'attivazione (o a un suo stadio) e la parte iniziale del periodo di disattivazione. Le colonne mostrate in fig. 16 rappresentano ovviamente degli *end members* di una situazione estremamente semplificata. Se si complicano le cose introducendo l'effetto degli stadi (vedi punto 4 prec.) all'interno di un periodo considerabile, nel suo complesso, d'attivazione del sistema, si ottengono delle successioni verticali di facies più articolate e più verosimili come quelle illustrate in fig. 18. Si noti la complessità delle correlazioni fisiche da sviluppare nel sottosuolo e in affioramento.

In definitiva, la posizione della litofacies grossolana all'interno di ogni SDCE varia in funzione della distanza dalla CSMB attiva. In particolare:

- 1) a monte della CSMB i depositi grossolani stanno alla base e quelli fini al tetto; i depositi a monte della CSMB si possono considerare equivalenti alla parte iniziale di un *Highstand Systems Tract*.
- 2) A valle della CSMB ed in prossimità di essa la litofacies grossolana può stare

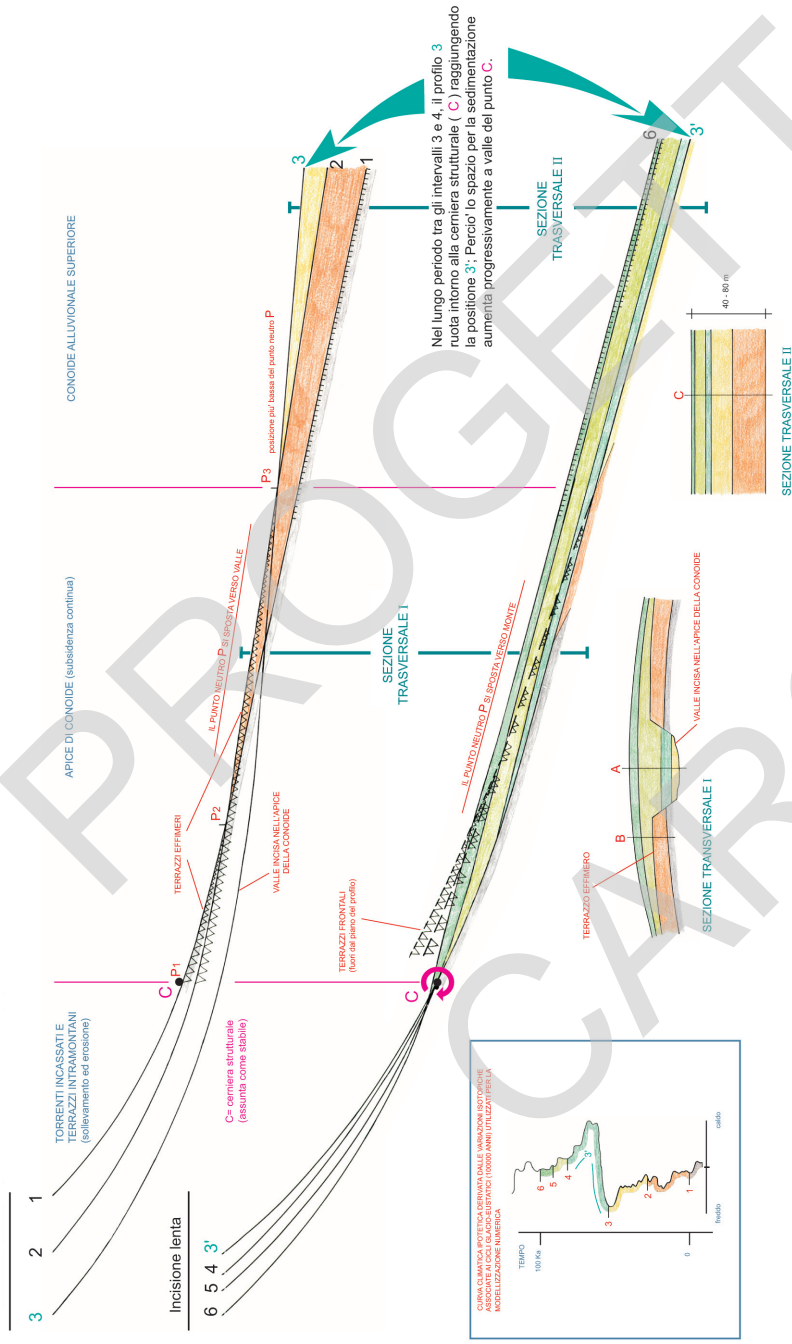


Fig. 15 - Modello evolutivo del profilo di equilibrio di un corso d'acqua e del sistema di conoide ad esso correlato. Sono evidenziate le relazioni tra le variazioni cicliche del livello di base, l'attività tettonica e le oscillazioni climatiche degli ultimi 100.000 anni.



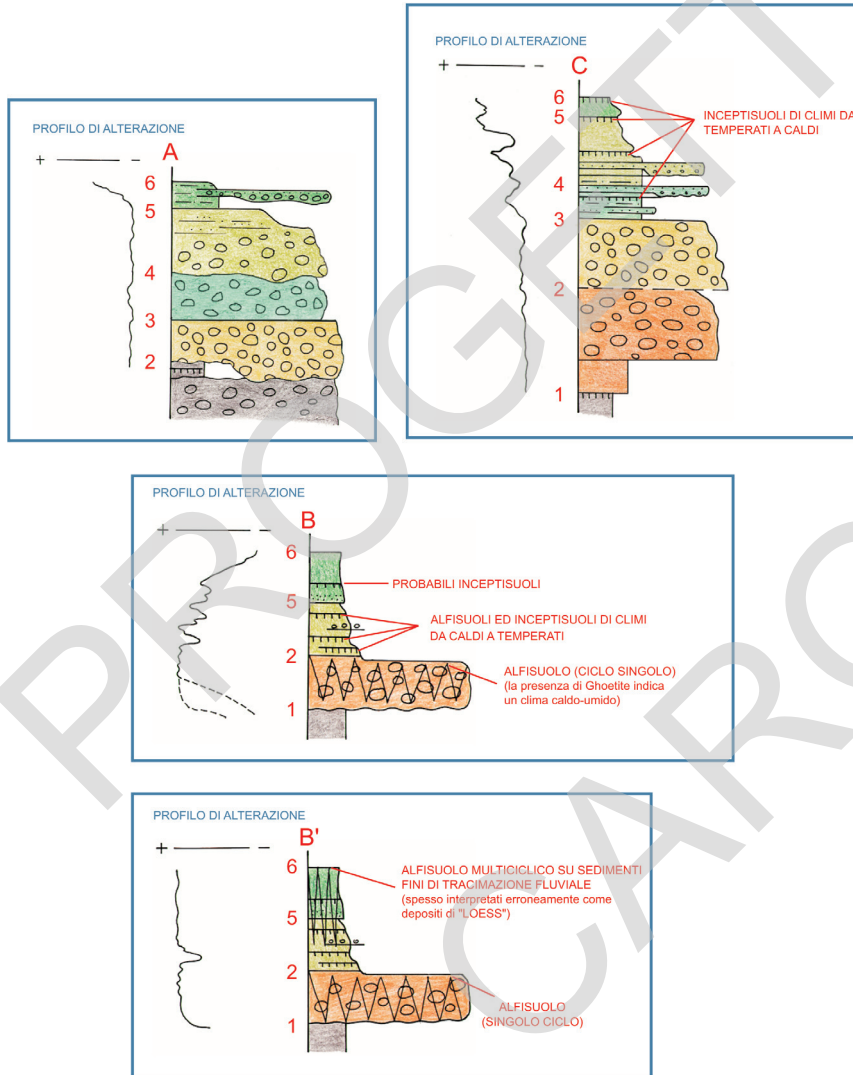


Fig. 16 - Successioni schematiche di facies e profili di alterazione pedogenetica nello sviluppo di una SDCE in un sistema deposizionale di conoide alluvionale.

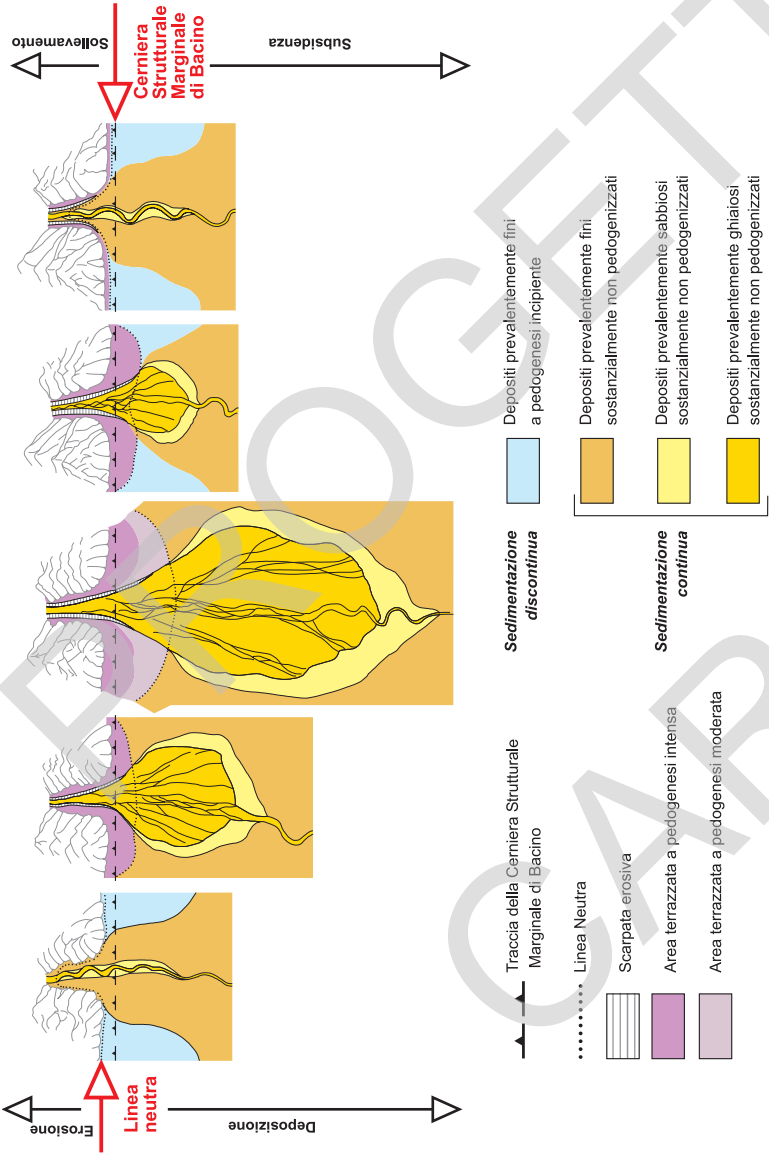


Fig. 17 (ex V.10) - Schema illustrante le superfici morfologiche che concludono le fasi evolutive numerate da 1 a 5 nelle figure 15, 16 e 18b.

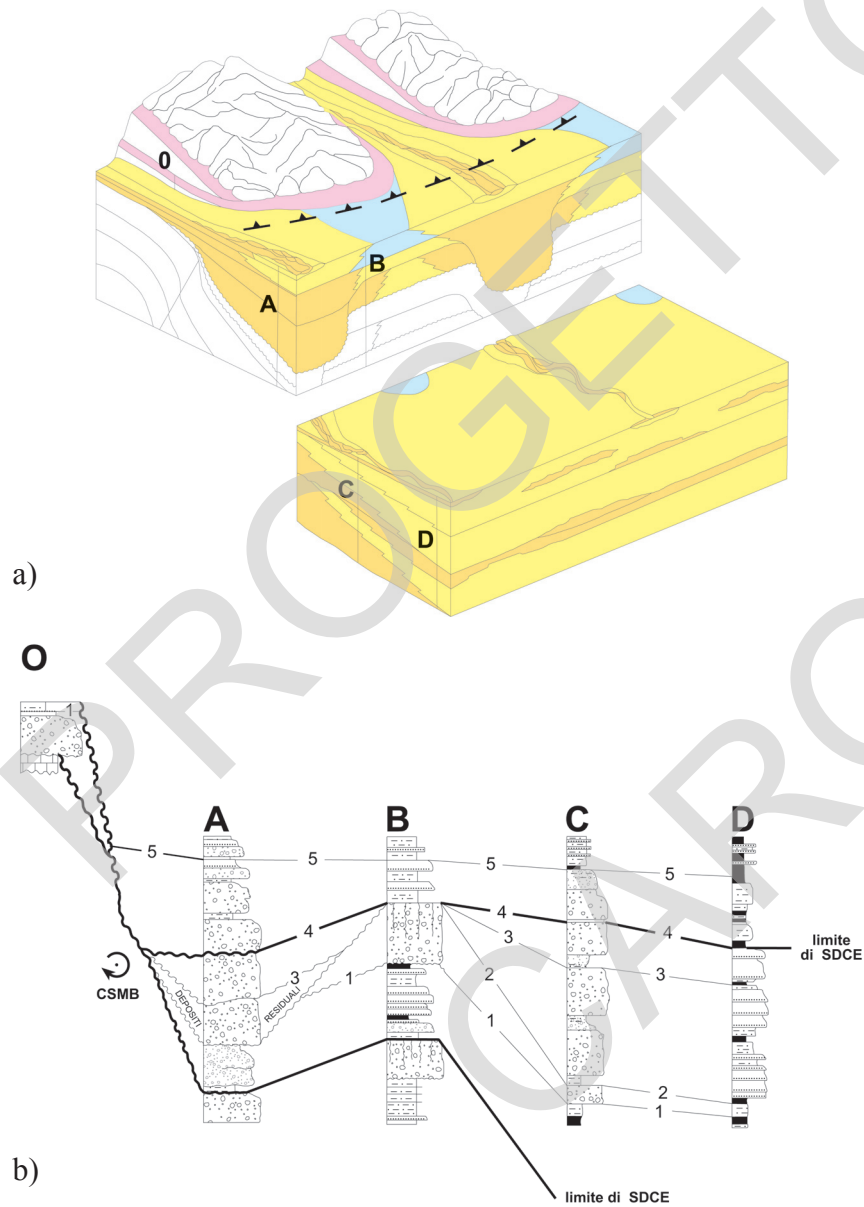


Fig. 18a - a) "Block Diagram" schematico riportante la posizione relativa delle successioni verticali di facies illustrate in fig. 16 ed in fig. 18b. b) Successioni di facies complesse sviluppate in un sistema deposizionale di conoide alluvionale. fasi 1-5 di figg. 15, 16 e 17.

sia nella parte bassa della successione, che in quella alta, a seconda che si prendano in considerazione rispettivamente la zona assiale della conoide ovvero le zone prossime agli interconoidi.

- 3) A valle della CSMB, in posizione distale, la litofacies grossolana si trova generalmente verso la parte alta del ciclo.

Nel primo caso la lacuna sedimentaria principale si trova alla base della successione, per erosione, mentre al tetto si ha una lacuna sedimentaria per non deposizione (il tetto è costituito da una superficie deposizionale che diviene relitta per effetto dell'incisione fluviale e quindi del terrazzamento che si produce durante lo sviluppo della medesima SDCE); la lacuna al tetto è evidenziata dalla presenza di suoli con evoluzione crescente a partire dalle superfici terrazzate morfologicamente più basse verso quelle più elevate.

Nel secondo caso, invece, si distinguono:

- la zona assiale della conoide, ove si ritrova un'importante lacuna erosiva alla base della successione, sovrastata da una litofacies grossolana residuale;
- le zone prossime agli interconoidi, ove la lacuna sedimentaria principale, al tetto della successione, è costituita da un paleosuolo molto evoluto (alfisuolo) o un complesso di paleosuoli ad evoluzione intermedia (inceptisuoli), sviluppati al tetto della litofacies grossolana e/o nei sedimenti fini immediatamente sovrastanti.

Nel terzo caso si hanno *hiatus* trascurabili concentrati alla base e al tetto della successione. Essi sono testimoniati dalla presenza di entisuoli che si sviluppano nelle litofacies fini.

Riprendendo i ragionamenti sviluppati alla fine del paragrafo precedente, per comprendere l'evoluzione nel tempo delle CSMB, vale a dire i rapporti tra la neotettonica e la sedimentazione, sono diagnostici sia il rilevamento di successioni sedimentarie con alfisuoli sepolti che il riconoscimento di "alfisuoli doppi" posti al tetto delle unità alluvionali attualmente terrazzate. Per **alfisuolo doppio** si intende una coppia di alfisuoli, di cui il primo, sviluppato a partire dal piano campagna in depositi di spessore limitato e prevalentemente fini, si sovrappone ad un secondo, sviluppato nella litofacies grossolana sepolta, a partire dal tetto di essa.

La formazione degli "alfisuoli doppi" può essere così spiegata: la litofacies grossolana con al tetto il primo alfisuolo costituisce la parte alta di una SDCE che si sviluppa a valle della CSMB attiva in quel momento, in un'area prossima all'interconoide. Durante la deposizione della SDCE successiva la CSMB si sposta a valle dell'area in esame. Di conseguenza i sedimenti fini appena depositi sopra al primo alfisuolo non potranno più essere ricoperti da altro sedimento e da quel momento inizierà la pedogenesi che, a partire dal piano campagna, porterà alla formazione dell'alfisuolo superiore.

In generale, nel caso che la CSMB non fosse stabile (si distinguono i movi-

menti lenti e progressivi, verso il bacino o verso la catena, connessi ad una dinamicità normale dei limiti tra le zone strutturali del bacino, e i movimenti parossistici, connessi agli eventi tettonici che generano le SD Principali), le successioni di facies di fig. 18, mostrate in giustapposizione all'interno di una SDCE, si verranno a trovare impilate l'una sull'altra, in seguito alla sovrapposizione stratigrafica di più SDCE, secondo un *trend* che consente di capire se la CSMB si è mossa verso il bacino o verso la catena. Nel caso, invece, che una CSMB permanga nella stessa posizione per alcune centinaia di migliaia di anni, a valle di essa, nelle zone prossime agli interconoidi, si formeranno e si conserveranno successioni di SDCE limitate da alfisuali.

## BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1992) - *Guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, vol.1.
- 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**: 637-644.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PASSERINI P., PRINCIPI G. e TREVES B. (1986) - *Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the Western Tethys*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 23-44.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PASSERINI P. (1970) - *Olistostromes and Olistolithes*, in: Sestini G.: "Development of the Northern Apennines geosyncline". Sedimentary Geology, **4**: 521-557.
- 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". Sedimentary Geology, **4**: 207-249.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970) - *The geosyncline concept and the Northern Apennines*, in: Sestini G.: "Development of the Northern Apennines geosyncline". Sedimentary Geology, **4**: 625-636.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1967) - *Suddivisioni litostratigrafiche nei calcari ad Elmintoidi Auctt. della placca dell'Ebros-Antola e correlazioni con terreni simili affioranti tra Voghera e Castelnuovo ne' Monti (Appennino settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 23-65.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*, in: Sestini G.: "Development of the Northern Apennines geosyncline". Sedimentary Geology, **4**: 251-340.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1982) - *Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 115-126.
- ACCORSI C.A., BARONI C., CARTON A., CREMASCHI M., FILIPPI N., MAGNANI P., MAGGI W. & NISBET R. (1990) - *The loess at the Apennine fringe*. In: M. Cremaschi (ed.) "The loess in Northern and Central Italy: a loess basin between the Alps and the Mediterranean region", C.N.R. Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali, Milano, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **1**: 73-101, 177-184
- AGIP Mineraria (1959) - *Situazione della ricerca geologica nell'Appennino settentrionale ed esame geominerario dei Permessi "Varsi", "Caestano", "Baiso" e "Ospitaletto"*. 16.3.1959 (Rapporto S.P.I. G.106), S. Donato Milanese.
- AGIP Mineraria (1959) - *Stratigrafia padana*. Atti Conv. Milano. I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale. Acc. Naz. Lincei, **2**, 67-112, 1957, Roma.
- AGIP Mineraria (1962) - *Contributo alle conoscenze geologiche del Pedepennino Padano*. Boll. Soc. Geol. It., **87** (4), 5.
- AIELLO E. (1975) - *Le arenarie dell'Aveto, di Petrignacola e di M. Senario (Appennino settentrionale). Osservazioni sedimentologiche e petrografiche*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 797-825.
- ALIFRACO G. (a cura), (1994) - *L'acquifero parmense, rete di controllo dei corpi idrici sotterranei, Monografia 1994*
- ALIFRACO G., BERETTA G.P., BODRIA A., CATTINI Z., FRANCANI V., LARINI G., NESPOLI M., PECORARI M., VICARI L., ZAVATTI A. (1990) - *Carta della vulnerabilità degli acquiferi a media scala. 1. L'alta e media pianura della provincia di Parma*. In: "Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi, I", Quad. Protez. Ambient., **11**. Pitagora Ed., Bologna.
- ALIFRACO G., BERETTA G.P., BODRIA A., CATTINI Z., NESPOLI M., PECORARI M., ZAVATTI A. (1992) - *Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi 3, Alta e media pianura parmense*. Quad. Protez. Ambient., **20**. Pitagora Ed., Bologna.
- ALLEN P. A., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G.D. (1986) - *Foreland basins: an introduction*, in Allen P. & Homewood P.: "Foreland basins", I.A.S. Spec. Publ. **8**: 3-12.

- 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 Geol. ser.3<sup>a</sup>, **52**/1-2, 1990: 159-177, Bologna.
- AMOROSI A. (A CURA DI) (1999) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000. Foglio 223 Ravenna*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Emilia-Romagna, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma: 144pp.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1993) - *Le unità epiliguri mioceniche nel settore emiliano dell'Appennino Settentrionale*. Riunione del Gruppo Informale Paleopelagos.
- 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** (96): 355-367.
- AMOROSI A., COLALONGO M.L., FUSCO F., PASINI G. & FIORINI F. (1999) - *Glacio-eustatic control of continental - shallow marine cyclicity from Late Quaternary deposits of the south-eastern Po Plain (Northern Italy)*. Quaternary Research, **52**: 1-13.
- AMOROSI A., & FARINA M. (1995) - *Large-scale architecture of a thrust-related alluvial complex from subsurface data: the Quaternary succession of the Po Basin in the Bologna area (northern Italy)*. Giornale di Geologia, ser. 3a, **57**/1-2: 3-16, Bologna.
- AMOROSI A., FARINA M., SEVERI P., PRETI D., CAPORALE L. & DI DIO G. (1996c) - *Genetically related alluvial deposits across active fault zones: an example of alluvial fan - terrace correlation from the upper quaternary of the southern Po Basin, Italy*. Sedimentary Geology, **102**: 275-295.
- AMPS (1996) - *Protezione idrogeologica delle centrali di captazione acquedottistica di Marano-Marore*. Direttore della ricerca: Prof. F. Petrucci. Grafiche STEP, Parma.
- ANADON P., CABRERA L., COLOMBO F., MARZO M. & RIBA O. (1986) - *Foreland basins: an introduction*, in Allen P. & Homewood P.: "Foreland basins", I.A.S. Spec. Publ. **8**: 259-272.
- ANELLI M. (1910) - *Cenni petrografici sul conglomerato dei Salti del Diavolo in Val Baganza (Prov. di Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., **29**: 257-286.
- ANELLI M. (1913) - *I terreni miocenici fra il Parma e il Baganza*. Boll. Soc. Geol. It., **32**: 195-272.
- ANELLI M. (1915) - *Cenni geologici sui dintorni di Traversetolo e Lesignano Bagni*. Boll. Soc. Geol. It., **34**: 78-139.
- ANELLI M. (1923) - *Tettonica dell'Appennino Parmense e Reggiano - II; La Miniera di Vallezza e di Monte Rotondo*. Boll. Soc. Geol. It.
- ANELLI M. (1927) - *Cenni tettonici sulla regione collinosa interposta tra lo Stirone ed il Taro (Prov. di Parma)*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **52**: 1-56.
- ANELLI M. (1935) - *Sezioni geologiche attraverso l'Appennino parmense*. Giorn. Geol., **10**: 1-27.
- ANELLI M. (1938a) - *Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza*. R. Acc. Sc. Lettere ed Arti di Modena, **3**: 3-37.
- ANELLI M. (1938b) - *Sulla presenza di Aptici nelle cosiddette argille scagliose dell'Appennino emiliano*. Riv. It. Paleont. Strat., **44**: 82-93.
- ANELLI M. (1938c) - *Calcari a Calpionelle, diaspri e rocce ofiolitiche dell'Appennino settentrionale*. Atti Soc. Natur. e Mat. Modena, **69**: 3-13.
- ANGELUCCI A., DE ROSA E., FIERRO G., GNACCOLINI M., LA MONICA G.B., MARTINIS B., PAREA G.C., PESCATORE T., RIZZINI A. & WEZEL F.C. (1967) - *Sedimentological characteristics of some Italian turbidites*. Geologica Romana, **6**: 345-420.
- ARCA S. & CARDINI A. (1977) - *Analisi degli spostamenti del suolo nella città di Bologna*. Boll. Geod. Sci. Affini, **4**: 439-450.
- ARGNANI A., BERNINI M., DI DIO G., PAPANI G. & ROGLEDI S. (1997) - *Stratigraphic record of crustal-scale tectonics in the quaternary of the Northern Apennines*. Il Quaternario, **10**, (2): 597-604.



- ARTUSI G. C. (1977) - *Le Acque Minerali della Provincia di Parma. Origine, composizione e classificazione*. Università degli Studi di Parma, Gruppo Interdisciplinare di Studio. Tipo-Lito Tecnografica, Parma.
- BAKSI A. K. (1993) - *Geomagnetic polarity time scale for the period 0-17 Ma, based on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau ages for selected field reversals*. Geophys. Res. Lett., 20(15):1607-1610.
- BALLY A. W. & SNELSON S. (1980) - *Realm of subsidence*. In: A. D. MIALI (ed.) - *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 6: 9-94.
- BALLY A. W., CATALANO R. & OLDOW J. (1985) - *Elementi di tettonica regionale*. Pitagora Editrice, Bologna.
- BARBIERI F. (1949) - *Contributo alla conoscenza della geologia della Val Ceno (Parma)*. Atti Soc. Natur. e Mat Modena, 80: 3-5.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1982) - *Carta neotettonica dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., 101: 523-549.
- BEAUMONT C. (1981) - *Foreland basins*. Geophys. J. R. astr. Soc., 55: 291-329.
- BERGGREN W.A., KENT D.V. & FLYNN J.J. (1985a) - *Paleogene geochronology and chronostratigraphy*. In: Snelling N.J. (ed.), *Geochronology and the geological record*. Geol. Soc. Mem., 10: 141-195.
- BERGGREN W.A., KENT D.V. & VAN COUVERING J.A. (1985b) - *The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy*. In N.J. Snelling (Ed.): *The chronology of the Geological record*. London Geol. Soc., Spec. Publ., pp.211-260, London.
- BERNINI M., BERTOLDI R., PAPANI G. & VESCOVI P. (1994) - *Evoluzione in regime compressivo del bacino villafranchiano di Compiano (Parma)*. Atti Tic. Sc. Terra, 37: 155-171.
- BERNINI M. & CLERICI A. (1983) - *Individuazione di un campo di sforzi compressivo in alcuni affioramenti del Pleistocene continentale del margine appenninico presso Collecchio (Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., 102: 369-384.
- BERNINI M., CLERICI A., PAPANI G., SGAVETTI M. & TELLINI C. (1979) - *Prime considerazioni riasuntive sull'area appenninica dal F. Secchia al T. Nure*. C.N.R., P.F. Geodinamica, Pubbl. 251, "Nuovi contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, 431-441.
- BERNINI M., CREMASCHI M., PAPANI G., ROSSETTI G., & SGAVETTI M. (1980) - *Neotettonica dei fogli 73 - Parma e 74 - Reggio nell'Emilia (p.p) : Metodologia seguita nello studio delle aree di pianura alluvionale per il V Intervallo*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Pub. n. 356 del Progetto Finalizzato Geodinamica.
- BERNINI M. & PAPANI G. (1987) - *Alcune considerazioni sulla struttura del margine appenninico emiliano tra lo Stirone e l'Enza (e sue relazioni con il sistema del Taro)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, 24: 219-240.
- BERNINI M., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1997) - *Schema Strutturale dell'Appennino nord-occidentale*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 33, 43-54.
- BERTINI G. & ZAN L. (1974) - *Nuovi dati riguardanti i Calcari di Ottone ed il Complesso di Casanova*. Boll. Soc. Geol. It., 93: 913-926.
- 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. (1987c) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., 39: 91-126.
- BETTELLI G., FREGNI P. & PANINI F. (1987d) - *Età delle Marne di Monte Piano a tetto delle Arenarie di Loiano nella zona di Marzabotto (Appennino bolognese)*. Mem. Soc. Geol. It., 39: 277-284.

- BETTELLI G. & PANINI F. (1987) - *I melanges dell'Appennino settentrionale, dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 187-214.
- BIELLA G.C., CLARI P., DE FRANCO R., GELATI R., GHIBAUDO G., GNACCOLINI M., LANZA R., POLINO R., RICCI B. & ROSSI P.M. (1992) - *Geometrie crostali al nodo Alpi-Appennino: conseguenza sull'evoluzione cinematica dei bacini neogenici*. Soc. Geol. Ital., 76<sup>a</sup> Riunione estiva, Firenze.
- BIELLA G.C., GELATI R., LOZEJ A., ROSSI P.M. & TABACCO I. (1988) - *Sezioni geologiche nella zona limite Alpi occidentali-Appennino Settentrionale ottenute da dati geofisici*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 287-292.
- BIGI B., CAVAZZINI R., MORESTORI L., PANICIERI E., PECORARI M., PETRUCCI F. & ROSSETTI G. (1976) - *Ricerche sulle acque sotterranee nella pianura parmense e piacentina (destra del T. Nure): Carte della permeabilità media del sottosuolo*. Geol. Appl. Idr., **11**.
- BLUM M. D., TOOMEY III R. S. & VALASTRO JR. S. (1994) - *Fluvial response to Late Quaternary climatic and environmental change, Edwards Plateau, Texas*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoclim., **108**: 1-21.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1990) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the northern Apennines and southern Alps*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **77**: 3-14.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 359-373.
- 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, sottopr. 5 Modello Strutturale, 429.
- BONAZZI U. (1971) - *Le Arenarie di Ranzano: caratteristiche sedimentarie e analogie con altre arenarie paleogeniche emiliane*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **102**: 1-32.
- BONAZZI U. & FAZZINI P. (1973) - *Le variazioni di facies nell'Oligo-miocene semiautoctono del versante padano dell'Appennino settentrionale*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **104**: 285-308.
- BONI A., BRAGA G., GELATI R., LAURERI S., PAPANI G., PETRUCCI F. & VENZO S. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 72-Fiorenuola d'Arda*. Serv. Geol. d'It., 7-83.
- BORTOLOTTI V. (1962) - *Sulla stratigrafia del passaggio Pietraforte-Alberese nell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 415-419.
- BORTOLOTTI V. & MALESANI P. (1967) - *Correlazione fra i flysch cretacei delle Prealpi Lombarde e quelli della coltre alloctona dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 265-268.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The miogeosynclinal sequences*, in: Sestini G.: "Development of the Northern Apennines geosyncline". Sedimentary Geology, **4**: 341-444.
- BOSELLINI A. (1973) - *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi meridionali durante il Giurassico-Cretacico. Sue possibili applicazioni agli Appennini*. In: "Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino", Acc. Naz. Lincei, **183**: 163-205.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*, UTET
- BOTTINO G., CAVALLI C. & VIGNA B. (1994) - *L'analisi di facies nella prospezione idrogeologica*. Geologica romana, **30**: 515-524.
- BRAGA G. (1957) - *Segnalazione di scisti ad aptici e di calcari di tipo maiolica nell'Appennino di Piacenza*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **7**: 87-104.
- BRAGA G. (1962) - *Litologia e stratigrafia dei calcari alberesi dei dintorni di Farini d'Olmo (Piacenza)*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 349-361.
- BRAGA G. (1965) - *Geologia delle Valli del Nure e del Perino (Appennino piacentino)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**: 3-49.
- BRAGA G., CASNEDI R., GIAMMETTI F., MARCHETTI G. & ZERBI M. (1975) - *Elementi di granuliti basiche in livelli clastici associati a masse ofolitiche ultrafemiche del versante appenninico padano*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **25**: 89-105.

- BRAGA G. & MOSNA S. (1964) - *Sulla presenza e sulle condizioni di giacitura di marne oligoceniche al margine padano dell'Appennino piacentino*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **16**: 1-11.
- C.N.R. (1987) - *Note illustrative alla Carta strutturale dell'Appennino settentrionale*. Tipografia senese.
- CALABRESE L. *et alii*, (in prep.) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 180 - Salsomaggiore Terme*
- CAMERANA E. & GALDI B. (1911) - *I giacimenti petroliferi dell'Emilia; Carte e Sezioni geologiche*. J. Geoph. Res., **97** (13): 917-951.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A new Geomagnetic Polarity Time Scale for late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geoph. Res., **97** (13): 917-951.
- CARRARA A. (1983) - *Multivariate models for landslide hazard evaluation*. Mathematical Geol., **15**: 403-426.
- CASNEDI R. (1982) - *Sedimentazione e tettonica delle Unità Liguridi nell'Appennino Nord-occidentale*. Atti Ist. Geol. Pavia, **30**: 42-66.
- CASNEDI R. (1987) - *Le unità liguridi della Val Trebbia e zone limitrofe*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**: 91-107.
- CASTANY G. (1986) - *Idrogeologia - Principi e metodi*. Liguori editore, Napoli
- CATANZARITI R. (1993) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei dell'intervallo Eocene superiore-Oligocene inferiore nell'Appennino settentrionale*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Padova.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. Mem. Sci. Geol., v. **49**, 207-253.
- CATTINI Z., MARINO L., PALTRINIERI N., PELLEGRINI M., TAGLIAVINI S., VOLTOLINI C. & ZAVATTI A. (1995) - *La carta della vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero della pianura delle province di Parma, Reggio Emilia e Modena*. Note illustrative. Quad. Tecniche Prot. Ambient. **11**, "Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi, 48", Pitagora Ed., Bologna.
- CERBINI G. (1992) - *Il manuale delle acque sotterranee*. 2.ed, Geo-Graph s.n.c - Segrate
- CERRINA FERONI A. & MARTINELLI P. (1991) - *Possibili relazioni stratigrafico-strutturali tra i Domini ligure esterno e subligure dell'Appennino settentrionale e il Sudalpino lombardo*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**: 61-70.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1994) - *L'edificio strutturale della media Val Nure (Appennino settentrionale): nuovi dati strutturali e biostratigrafici*. Atti Tic. Sc. Terra, **94**: 105-115.
- CESTARI F. (1990) - *Prove geotecniche in sito I*. ed Geo-Graph s.n.c - Segrate.
- CHIESA G. (1990) - *Idraulica delle acque di falda*. Geo-Graph s.n.c - Segrate-Hoepli, Milano.
- CIBIN U. (1993a) - *La successione epiligure eo-oligocenica dell'Appennino settentrionale: composizione del detrito e diagenesi*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Bologna.
- CIBIN U. (1993b) - *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**: in stampa.
- CIGALA FULGOSI F. (1976) - *Dicerorhinus hemitoechus (FALCONER) del post-Villafranchiano fluvio-lacustre del Torrente Stirone (Salsomaggiore, Parma)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **15** (1): 59-72.
- CIGALA FULGOSI F. (1977) - *Heptranchias perlo (Bonaterre) (Selachii, Hexanchidae) nel Serravalliano di Visiano (Medesano, Parma, Emilia occidentale): considerazioni tassonomiche e filogenetiche*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **16** (2): 245-256, 1 fig., 1 tav.
- CIGALA FULGOSI F. & PILLERI G. (1989): *Additional observations on the Lower Serravallian marine mammals fauna of Visiano and the Stirone river (Northern Apennines)*, in G. Pilleri Ed.: "Contributions to the palaeontology of some Tethyan Cetacea and Sirenia (Mammalia), II", 63-86, 20 figg.

- CIPRIANI C. & MALESANI P. G. (1964) - *Ricerche sulle arenarie. 9. Caratteristiche e distribuzione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 339-374.
- COBIANCHI M., PICCIN A. & VERCESI P.L. (1995) - *La Formazione di Val Luretta (Appennino Piacentino): nuovi dati litostratigrafici e biostratigrafici*. Atti Tic. Sc. Terra, **37**: 235-262.
- COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA-CNR (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni serie III, **1**, Servizio Geologico Nazionale.
- CONTI A., DI DIO G., LASAGNA S. & ZINELLI D. (1999) - *Approccio idrostratigrafico alla delimitazione delle zone di protezione passiva delle opere di captazione delle acque sotterranee*. In: CNR-GNDICI (Pubbl. n. 2000), Atti del 3 Convegno Nazionale sulla Protezione e Gestione delle Acque Sotterranee per il III Millennio, Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora, Bologna, 1.183-1.193.
- CORREGGIARI A. M., TRINCARDI F. & ROVERI M. (1992) - *Regressioni "forzate", regressioni "deposizionali" e fenomeni di instabilità in unità progradazionali tardo-quadernarie (Adriatico Centrale)*. Giornale di Geologia, **54**: 19-36.
- COSTA E., DE NARDO M.T., MATTIOLI A. & RONCHI P. (1991) - *Evoluzione tettonica delle Liguridi: le strutture di M. Carameto e M. Dosso (Val Ceno, Prov. di Parma)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 375-395.
- COSTA E. & FRATI G. - *Evoluzione strutturale delle Liguridi esterne tra la media Val Ceno e la Val d'Arda (Appennino settentrionale, province di Parma e Piacenza)*. Studi Geol. Camer., in stampa.
- COSTA E., FRATI G. & VILLA G. (1995) - *Note illustrative della Carta Geologico-strutturale delle Liguridi Esterne nell'area tra la media Val Ceno e la Val d'Arda (Prov. di Parma e Piacenza)*. Atti Tic. Sc. Terra, **38**: 3-29.
- COSTA E. & ZANZUCCHI G. (1978) - *Osservazioni di tettonica e paleogeografia sull'Appennino parmense e zone limitrofe*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **14**: 35-54.
- COVEY M. (1986) - *The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin*. In Allen P. A. & Homewood P. (Eds.) - *Foreland basins*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**: 77-90.
- CRAIG H. (1961) - *Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters*. Science, **133**.
- CREMASCHI M. (1978) - *Unità litostratigrafiche e pedostratigrafiche nei terreni Quaternari pedeappenninici; loess e paleosuoli tra il fiume Taro ed il torrente Sillaro*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. **1**: 4-22.
- CREMASCHI M. (1982) - *La formazione Fluviolacustre del Pleistocene inferiore-medio nel Pedeappennino emiliano*. In: CREMONINI G. e RICCI LUCCHI F. (Editori) - *Guida alla Geologia del Margine appenninico padano*. Guide Geol. Reg. S.G.I. 145-149.
- CREMASCHI M. (1987) - *Paleosols and vetusols in the central Po plain (northern Italy): a study in Quaternary geology and soil development*. Ed. Unicopli, Milano, 306 pp.
- CREMASCHI M. & PAPANI G. (1975) - *Contributo preliminare alla Neotettonica del margine Padano dell'Appennino: le forme terrazzate comprese tra Cavriago e Quattro Castella (Reggio E.)*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **11**.
- CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (a cura di) (1982) - *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. Guide Geol. Reg. S.G.I., Bologna.
- DALL'OLIO N., DI DIO G. & LASAGNA S. (1999) - *Valutazione della vulnerabilità intrinseca di sistemi acquiferi complessi attraverso la stima dei tempi minimi di infiltrazione di un inquinante generico idroveicolato. Una carta per l'alta pianura parmense*. In: CNR-GNDICI (Pubbl. n. 2000), Atti del 3 Convegno Nazionale sulla Protezione e Gestione delle Acque Sotterranee per il III Millennio, Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora, Bologna, 1.349-1.357.
- DALLA CASA G. & GHELARDONI R. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 84-Pontremoli e Foglio 85-Castelnuovo ne' Monti*. Serv. Geol. d'It., 7-83.

- DE NARDO M. T. (1991) - *Escursione tematica sulle "Unità caotiche" del medio Appennino parmense e reggiano*. Ufficio Geologico Regione Emilia-Romagna.
- DE ROSA E., GELATI R. & MUTTI E. (1966) - *Una nuova formazione terziaria dell'Appennino di Piacenza: la formazione di Val Luretta*. Riv. It. Paleont. Strat., **72**: 369-395.
- DEINO, A., CHANNELL, J., COCCIONI, R., GRANDIS, G.D., DEPAULO, 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: A. Montanari (Editor), *Miocene stratigraphy: an integrated approach*. 1997 Developments in Palaeontology and Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, pp. 315-341.
- DI DIO G. (1996a) - *Conceptual model of the evolution of a stream equilibrium profile and development of genetically related alluvial fan system: impact of tectonics and 100 ky glaciations on cyclic variations of energy base level*. Sessione Poster, XIII Convegno della Società Paleontologica Italiana, 10-13/09/1996, Università di Parma.
- DI DIO G. (1996b) - *La nuova carta geologica della Provincia di Parma in scala 1:50.000: presupposto fondamentale per lo studio della geometria e della ricarica degli acquiferi*. In: Alifracco G. (a cura di), *L'Acquifero Parmense - Relazione Annuale 1995*, vol. 2, Amministrazione Provinciale di Parma, Assessorato Ambiente e Difesa del Suolo, 215-224.
- DI DIO G. (1998) - *Applicazione di concetti e metodi della stratigrafia fisica alla ricerca di risorse idriche nel sottosuolo: l'idrostratigrafia sequenziale del bacino idrogeologico della pianura emiliano-romagnola*. Giornale di Geologia, Serie 3<sup>a</sup>, **60**: 35-39.
- DI DIO G. & CAPORALE L. (1998) - *Un modello fisico tridimensionale della conoide alluvionale del Fiume Reno per la gestione degli acquiferi e lo studio della subsidenza*. In: Brighenti G. & Mesini E. (a cura di), *Problemi di Geoingegneria: estrazione di fluidi e subsidenza*, GEOfluid '98, GEO-GRAPH, Segrate (MI): 67-76.
- DI DIO G., LASAGNA S., PRETI D. & SAGNE M. (1997a) - *Stratigrafia dei depositi quaternari della Provincia di Parma*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **35**: 181-189.
- DI DIO G., LASAGNA S., PRETI D. & SAGNE M. (1997b) - *Carta geologica dei depositi quaternari della Provincia di Parma*. Il Quaternario, **10** (2): 443-450.
- DI DIO G. & MOLINARI F. (2000) - *A study of the groundwater resources in the Ferrara Province (Po River Basin, Northern Italy)*. Proceedings of III Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems, 24-27/10/2000. Bavaria, Munich, Germany: 84-86.
- DI DIO G. & VALLONI R. (1997) - *Unità di crescita nei sistemi di conoide alluvionale del tardo Quaternario: la risposta dei corsi d'acqua ai cicli climatici e ai movimenti tettonici*. Convegno A.I.Q.U.A.: Tettonica Quaternaria del Territorio Italiano - conoscenze, problemi ed applicazioni, 25-27/02/1997, Università di Parma.
- DI GIULIO A. (1990) - *Litostratigrafia e petrografia della successione eo-oligocenica del Bacino Terziario Ligure-Piemontese, nell'area compresa tra le valli Grue e Curone (provincia di Alessandria, Italia settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 279-298.
- DI GIULIO A. (1991) - *Detritismo della parte orientale del Bacino Terziario Piemontese durante l'Eocene-Oligocene: composizione delle arenarie ed evoluzione tettono-stratigrafica*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**: 21-41.
- DICKINSON W. R. (1974) - *Plate tectonics and sedimentation*. In: DICKINSON W. R. (Ed.) - *Tectonics and sedimentation*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, **22**, 1-27.
- DOMENICO P.A. & SCHWARTZ F.W. (1990) - *Physical and chemical hydrogeology*. John Wiley & Sons, New York, 824 pp.
- DOMINICI S., PELOSIO G. & ZAVALA C. (1996) - *Le facies del Pleistocene del T. Stirone (Stop 2)*. Guida alle escursioni, XIII Convegno S.P.I., 10-13 Settembre 1996, Parma.
- DONDI L. & D'ANDREA M. G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giornale di geologia, ser. 3 **48**/1-2: 197-225, Bologna.



- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (Editori) - *Guida alla Geologia del Margine appenninico padano*. Guide Geol. Reg. S.G.I., 47-58.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du domaine de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chaiblaisiennes*. Arch. Soc. Phys. Nat., Genève, **19**: 279-377.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a Nord-Ovest delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79**: 273-312.
- ELTER P. (1975) - *Introduction à la géologie de l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Géol. France, **17**: 956-962.
- ELTER P. (1975) - *L'ensemble ligure*. Bull. Soc. Géol. France, **17** (6): 984-997.
- ELTER P. (1975) - *Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale*. In: "Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino", Acc. Naz. Lincei, **183**: 97-118.
- ELTER P., GHISELLI F., MARRONI M. & OTTRIA G. (1997) - *Note Illustrative della Carta Geologica alla scala 1:50.000 - Foglio 197, Bobbio*. Serv. Geol. d'It.: pp. 106, Roma.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 121-138.
- ELTER P., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991) - *Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso di M.Penna/Casanova (Alta Val Trebbia, Appennino settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**: 97-106.
- ELTER P. & PERTUSATI P.C. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 359-375.
- ENI (1972) - *Acque dolci sotterranee*. Grafica Palombini, Roma.
- FARABEGOLI E. (1985) - *Note geologiche sul territorio di S. Lazzaro di Savena*. In F. Lenzi, G. Menzioni, C. Peretto (Ed), Materiali e documenti per un museo della preistoria. Mus. Arch. L. Donini, S. Lazzaro di Savena, Nuova Alfa Editore, 13-26.
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) - *Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 299-309.
- FAZZINI P. & TACOLI M.L. (1965) - *La serie oligo-miocenica del versante padano dell'Appennino e la sua posizione nella tettonica regionale*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **44**: 33-52.
- FERRARI G. A. & MAGALDI D. (1968) - *I paleosuoli di Collecchio (Parma) ed il loro significato*. Ateneo Parmense. Acta Nat., **4** (2), Parma.
- FERRARI G. A. & MAGALDI D. (1983) - *Significato ed applicazioni della paleopedologia nella stratigrafia del Quaternario*. Boll. Mus. Civ. St. Nat. Verona, **X**: 315-340.
- FILIPPI N. & SBARBATI L. (1994) - *I suoli dell'Emilia-Romagna. Note illustrative e Carta 1:250.000*. Regione Emilia-Romagna, Bologna. S.EL.CA., Firenze.
- FINETTI R. (1958) - *La stratigrafia e la tettonica di Salsomaggiore (Subappennino parmense)*. Boll. Soc. Geol. It., **77**: 127-154.
- FONTANA D., SPADAFORA E., STEFANI C., TATEO F. & ZUFFA G.G. (1990) - *Il Flysch di Solignano nel quadro dei Flysch ad Elmintoidi (Maastrichtiano inferiore, Appennino settentrionale)*. Giornale di Geologia, **52**: 99-120.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996). *Latest Oligocene to Early Middle 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. Padova, **49**: 127-144
- FORNACIARI M. (1982) - *Osservazioni litostratigrafiche sul margine sud-orientale della sinclinale Vetto-Carpinetti (Reggio Emilia)*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 117-118.

- FRITZ P. & FONTES J. CH. (1980) - *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. The Terrestrial Environment*. A. 1, Elsevier, Amsterdam.
- GALLOWAY W. E. (1989) - *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units*. A.A.P.G. Bull., **73**: 125-142.
- GASPERI G., CREMASCHI M., MANTOVANI UGUZZONI M.P., CARDARELLI A., CATTANI M. & LABATE D. (1987) - *Evoluzione plio-quadernaria del margine appenninico modenese e dell'antistante pianura*. Note illustrative alla carta geologica. Mem. Soc. Geol. It., **39**.
- GASPERI G., GELATI R. & PAPANI G. (1986) - *Neogene paleogeographic and structural evolution of the Northern Apennines chain in the Po Valley side*. Giorn. Geol., ser. 3, **48**: 187-195.
- GAZZI P. (1966) - *Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro*. Mineral. Petrogr. Acta, **12**: 69-97.
- GAZZI P. & ZUFFA G.G. (1970) - *Le arenarie paleogeniche dell'Appennino emiliano*. Miner. Petrogr. Acta, **16**: 97-137.
- GHELARDONI R. (1961) - *Serie stratigrafica di M. Caio*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1): 35-40.
- GHELARDONI R. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 277-290.
- GHELARDONI R. (1994) - *Successioni epi- e perisuturali oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale: ipotesi paleogeografiche alternative*. Atti Tic. Sc. Terra, **37**: 215-233.
- GHIBAUDO G. & MUTTI E. (1973) - *Facies ed interpretazione paleoambientale delle Arenarie di Ranzano nei dintorni di Specchio (Appennino parmense)*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 251-265.
- 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**, Note brevi: 75-84.
- GIAMMETTI F. (1966) - *Gli inclusi ignimbrici nel conglomerato dei Salti del Diavolo (Val Baganza)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **3**: 223-248.
- GIAMMETTI F., MEZZADRI G. & PAPANI G. (1968) - *Osservazioni stratigrafiche e petrografiche su un livello cineritico nel Miocene dell'anticlinale di Salsomaggiore Terme (Parma)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **4**: 238-263.
- GORGONI C., MARTINELLI G. & SIGHINOLFI G.P. (1982) - *Isotopic evidence of paleowaters in the Po sedimentary basin (Northern Italy)*. Geoch. Journal, **16**.
- GRAUBY, A., BADIE, C. & SAAS, A. (1994) - *Le cycle des radioéléments de longue durée dans les sols et dans les nappes phréatiques*. Mem. Soc. Geol. France, n.s., 1993 (1994), **162**: 211-212.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Appennins (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 309-341.
- HALL S.A. (1990) - *Channel trenching and climatic change in the southern U.S. Great Plains*. Geology, **18**: 342-345.
- HAQ B.U., HANDBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles*. In C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross e Van J. Wagoner (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., **42**: 71-108, Los Angeles.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R., COKS A., CRAIG L., SMITH A. & SMITH D. (1989) - *A Geological Time Scale*. Cambridge Univ. Press, 1-263.
- HILGEN F.J. (1991a) - *Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary*. Earth Planet. Sci. Lett., **107**: 349-368.
- HILGEN F.J. (1991b) - *Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale*. Earth Planet. Sci. Lett., **104**: 226-244.
- IACCARINO P., MONEGATI P. (1996) - *La successione pleistocenica del T. Enza, Stop 6*. Guida alle escursioni, XIII Convegno 10-13 Settembre 1996, Parma.
- IACCARINO S., PAPANI G. (1979) - *Il Messiniano dell'Appennino Settentrionale dalla Val d'Arda alla Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato e il Pliocene*. In: Volume dedicato a S. Venzo, STEP, Parma: 15-46.



- IACCARINO S., PAPANI G. (1982) - *Cenni generali sulla Formazione clastica continentale del Messiniano superiore dell'Emilia occidentale, con particolare riferimento alla Sezione del T. Stirone*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (a cura di): "Guida alla geologia del margine appenninico padano". Guida Geol. Reg. S.G.I.: 137-139, Bologna.
- IACCARINO S., PAPANI G., RIO D. & ZANZUCCHI G. (1972) - *Considerazioni sul contatto Flysch-Tongriano nell'Appennino emiliano*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **10**: 381-408.
- IBBEKEN H. & REUTTER K.J. (1967) - *Zum Problem der intramontanen Oligozänmolassen im Nordapennin*. Ecl. Geol. Elv., **60 (1)**: 93-108.
- ISSC (1976) - *International Stratigraphic Guide*. Hedberg H. D. ed. Wiley & s., New York.
- ISTITUTO DI GEOLOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PARMA (1965) - *Guida alle Escursioni*. Soc. Geol. It., 63<sup>a</sup> Adunata Estiva: 5-108.
- KARNER G. D. & WATTS A. B. (1983) - *Gravity anomalies and flexure of lithosphere at mountain range*. J. Geophys. Res., **88**: 10,449-10,477.
- KUSZNIR N. & KARNER G. D. (1985) - *Dependence of the flexural rigidity of the continental lithosphere on rheology and temperature*. Nature, **316**: 138-142.
- LABESSE B. (1982) - *La "Formation de Varzi", témoin de la phase ligure d'âge èocène, dans l'Apennin Septentrional (Italie)*. C. R. Acad. Sc. Paris, **295**: 51-56.
- LAURERI S. (1964) - *Cenni sulla giacitura del Neogene nel Pedepennino piacentino tra le valli dell'Arda e del Nure*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **35 (1)**: 1-17.
- LIPPARINI T. (1935) - *I terrazzi fluviali dell'Emilia (Sintesi di uno studio di tutte le valli dell'Appennino emiliano dalla Trebbia alla Marecchia)*. Giornale di Geologia, **9 bis**: 43-88, Bologna.
- LONA F. & BERTOLDI R. (1972) - *La storia del Plio-Pleistocene italiano in alcune sequenze vegetazionali lacustri e marine*. Acc. naz. Lincei, Memorie Sc. Fis. Mat. Nat., Sez. VIII: 11, Sez. III: 1-45.
- LOUITT T. S., HARDEMBOL J. & VAIL P. R. (1988) - *Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin section*. In: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross e Van J. Wagoner (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., **42**: 183-213, Los Angeles.
- LUCCHETTI L., ALBERTELLI L., MAZZEI R., THIEME R., BONGIORNI D. & DONDI L. (1962) - *Contributo alle conoscenze geologiche del Pedepennino padano*. Boll. Soc. Geol. It., **81 (4)**: 5-245.
- MACK G. H. & JAMES W. C. (1992) - *Paleosols for sedimentologists*. Geol. Soc. Am. Short Course Notes.
- MARABINI S., COSTA G. P., GIUSBERTI G., SAMI M., TAVIANI M., RICCI LUCCHI F., VAI G. B. (1987) - *Rinvenimento di un cranio di Elephas nella parte alta delle "Sabbie Gialle" presso Faenza (Pleistocene)*. Rend. Soc. Geol. It., **10**, 55-58.
- MARASTI R. (1973) - *La fauna tortoniana del T. Stirone*. Boll. Soc. Pal. It., **12**: 76-120.
- MARCHESI R. (1961a) - *Serie stratigrafica di Monte Piano*. Boll. Soc. Geol. It., **80 (1)**: 71-77.
- MARCHESI R. (1961b) - *Serie stratigrafica di Contignaco*. Boll. Soc. Geol. It., **80 (1)**: 99-104.
- MARCHETTI G. (1974) - *Studi geomorfologici in rapporto alla neotettonica nella fascia pedecollinare piacentina: Prime osservazioni sull'area compresa fra il T. Nure e il F. Trebbia*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Nuova AEI, **51 n. 2a**: 193-212.
- MARCHETTI G. & PAPANI G. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica di un settore dell'Appennino nord-occidentale e dell'antistante pianura padana*. C.N.R., P.F. Geodinamica, Publ. n155 "Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia", Napoli.
- MARCHETTI G., PAPANI G. & SGAVETTI M. (1978) - *Evidence of Neotectonics in the North-West Apennines-Po side*. In: "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Co. on Geodynamics, Rep. n.38: 283-288, Stuttgart.
- MARTELLI L., CIBIN U., DI GIULIO A., CATANZARITI R. (1998) - *Litostratigrafia della Formazione di Ranzano (Priaboniano-Rupeliano, Appennino Settentrionale e Bacino Terziario Piemontese)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 151-185.

- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. Farinacci (ed.), Proceedings II Planktonic Conference, Rome, 1970, **2**: 739-785.
- MARY C., IACCARINO S., COURTILLOT V., BESSE J & AISSAOUI D.M. (1993) - *Magnetostratigraphy of Pliocene sediments from the Stirone River (Po Valley)*. Geophys. J. Int., **112**, 359-380.
- MASSARI F. & COLELLA A. (1988) - *Evolution and types of fan-delta systems in some major tectonic settings. Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting*. Eds. W. Nemecek and Steel. Blackie and Son.
- MASSARI F., MELLERE D. & DOGLIONI C. (1993) - *Cyclicality in non-marine foreland-basin sedimentary fill: the Messinian conglomerate-bearing succession of the Venetian Alps (Italy)*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. **17**: 501-520.
- MAXEY G. B. (1964) - *Hydrostratigraphic units*. Journal of Hydrology, **2**: 124-129.
- MEDIOLI F., PAPANI G., PETRUCCI F. & VENZO S. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 73-Parma*. Serv. Geol. d'It., 1-65.
- MEDIOLI F. & ZANZUCCHI G. (1963) - *Osservazioni sul limite Miocene-Pliocene tra il Fiume Taro ed il Torrente Baganza (Parma) - Contributo alla geologia dell'Appennino Emiliano*. Nota III. (Tav. XVI-XVII), **102 (2)**: 1-123
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70 (1)**: 95-382.
- MERLA G. (1959) - *Essay on the geology of the Northern Apennines*. Atti Conv. Milano, I Giacimenti Gassiferi dell'Europa occidentale, Ac. Naz. Lincei, **2**: 629-651, 1957, Roma.
- MEZZADRI G. (1963) - *Petrografia delle arenarie di Ostia*. Rend. Soc. Miner. It., **20**: 193-228.
- MIALI A. D. (1978) - *Tectonic setting and syndepositional deformation of molasse and other non-marine-paralic sedimentary basins*. Can. J. Earth Sci., **15**: 1613-1632.
- MIALI A. D. (1985) - *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Sci. Rev., **22**: 261-308.
- MITCHUM R.M.JR., VAIL P.P. & THOMPSON S. (1977) - *Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. in Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. C.E. Payton Editor, A.A.P.G. MEMOIR **26**: 53-62, Tulsa Oklahoma, U.S.A.
- MOLINARI F. (1996) - *Stratigrafia fisica ed analisi di facies della successione pliocenica e pleistocenica dell'Appennino parmense e piacentino*. Tesi di Laurea, A.A. 1996-1997
- MONTEFORTI B. (1968) - *Nuove conoscenze sui rapporti fra Arenarie di Ostia e la formazione delle breccie nel complesso di base del Flysch di Monte Caio (Appennino parmense)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **74 (29)**: 541-548.
- MORESTORI L. (1971) - *L'acqua a Parma*. Rivista PR del Comune di Parma e dell'A.M.P.S., **13**.
- MUTTI E. (1963) - *Confronto tra le direzioni d'apporto dei clastici entro il Macigno e il "Tongriano" dell'Appennino di Piacenza*. Riv. It. Pal. Strat., **69 (3)**: 235-258.
- MUTTI E. (1964) - *Schema paleogeografico del Paleogene dell'Appennino di Piacenza*. Riv. It. Paleont. Strat., **70 (4)**: 869-885.
- MUTTI E., DAVOLI G., TINTERRI R. & ZAVALA C. (1996) - *The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins*. Mem. Sci. Geol., Padova, **48**: 233-291.
- MUTTI E., DE ROSA E. & SACANI G. (1965) - *Paleocorrenti e caratteri sedimentologici delle arenarie di Ranzano tra la Val Tidone e la Val Taro (Appennino settentrionale)*. Riv. It. Paleont. Strat., **71 (29)**: 565-602.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11 (2)**: 161-199.
- MUTTI E., RICCI LUCCHI F., SEGURET M. & ZANZUCCHI G. (1984) - *Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits*. Marine Geology, **55**: 103-116.
- OGNIBEN L. (1972) - *Gli elementi strutturali della regione appenninica*. Mem. Istituti Geol. e Min. Univ. Padova, **19**: 1-29.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the Low-Latitude Coccolith Biostratigraphy Zonation*. Marine Micropaleontology, **5**: 321-325.

- ORDINE DEI GEOLOGI REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1996) *Applicazione e gestione del vincolo idrogeologico in Emilia Romagna* Atti del convegno, Bologna 24 Febbraio 1995.
- ORI G.G. (1982) - *Braided to meandering channel patterns in humid-region alluvial fan deposits, river Reno, Po plain (Northern Italy)*. Sedimentary geology, **31**: 231-248. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- ORI G.G. (1993) - *Continental depositional systems of the Quaternary of the Po Plain (northern Italy)*. Sedimentary Geology, **83**: 1-14. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, **12**: 475-478.
- ORI G.G., ROVERI M. & VANNONI.F. (1986) - *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy)*. In Allen P. A. & Homewood P. (Eds.) - *Foreland basins*. Spec. Pubbl. Int. Ass. Sediment., **8**: 183-198.
- OROMBELLI G. (1971) - *Concetti stratigrafici utilizzabili nello studio dei depositi continentali quaternari*. Riv. Ital. Paleont., **LXXVII**: 265-291, Milano.
- OTTRIA G. (1997) - *I rapporti tra i flysch Bettola e Farini d'Olmo nell'Appennino piacentino. Note illustrative alla sezione Farini della carta geologica in scala 1:10.000 della regione Emilia-Romagna*. Atti Tic. Sc. Terra, **39**, 107-128, 10 figg., 1 tab., 1 tav. f. t.
- PAGANI G., PAPANI G. et alii (1972) - *Osservazioni sulla giacitura delle ofioliti nelle alte valli del T. Ceno e del F. Taro*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 531-546.
- PAPANI G. (1967) - *Segnalazione di flysch calcareo-marnoso nummulitifero nella zona di Vernasca (Preappennino piacentino orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 469-494.
- PAPANI G. & PELOSIO G. (1963) - *La serie del Plio-Pleistocene del T. Stirone (Parmense occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **81**(2): 293-335.
- PAPANI G. & SGAVETTI M. (1975) - *Alcuni problemi di Neotettonica nell'Appennino emiliano-occidentale*. L'Ateneo Parmense- Acta Naturalia, **11**: 315-334.
- PAPANI G., TELLINI C., TORELLI L., VERNIA L. & IACCARINO S. (1987) - *Nuovi dati stratigrafici sulla Formazione di Bismantova e sui suoi rapporti con il substrato nell'Appennino reggiano*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 245-275.
- PAPANI G. & ZANZUCCHI G. (1970a) - *Flysch di Monte Cassio*. Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia. Formazioni Geologiche. Serv. Geol. d'It., **4**: 63-72.
- PAPANI G. & ZANZUCCHI G. (1970b) - *Argille di Viano*. Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia. Formazioni Geologiche. Serv. Geol. d'It., **4**: 73-80.
- PAREA G.C. (1961) - *Contributo alle conoscenze del Flysch ad Elmintoidi dell'Appennino settentrionale. Strutture sedimentarie, modo di deposizione e direzione di apporto*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 185-214.
- PASSERINI P. (1965) - *Rapporti tra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5): 93-176.
- PELLEGRINI M. & ZAVATTI A. (1980) - *Il sistema acquifero sotterraneo fra i fiumi Enza, Panaro e Po: alimentazione delle falde e scambi tra le falde, correlazioni idrochimiche*. Quad Ist. Ric. Sulle acq. C.N.R., **51** (1), Roma.
- PELOSIO G. & PINNA G. (1963) - *Ammoniti svolte ed Inocerami del flysch a Fucoidi ed Elmintoidi di M. Vialto (Piacentino orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (3): 33-58.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Mesozoic calcareous nannofossils*, in: Bolli H.M. Saunders J.B. and Perch-Nielsen Katharina eds. Plankton stratigraphy: New York, Cambridge, University Press, p. 329-426.
- PEROTTI C.R. (1991) - *Osservazioni sull'assetto strutturale del versante padano dell'Appennino nord-occidentale*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**: 11-22.
- PETRUCCI F. (1960) - *Osservazioni sulla zona collinare tra il F. Taro e il T. Recchio (Parma) con particolare riguardo al limite Mio-Pliocene*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **99** (4): 314-334.
- PETRUCCI F. (1968) - *Studio geomorfologico dei terrazzi pleistoceni tra il F. Taro ed il T. Baganza (prov. di Parma) Quaternario continentale padano*. Nota I. Ateneo Parm., Acta Nat., **4**: 91-114

- PETRUCCI F. & BARBIERI F. (1966) - *Il flysch paleocenico-eocenico di M. Sporno (Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 39-58.
- PETRUCCI F., BIGI B., CAVAZZINI R., MORESTORI L., PANICIERI E., PECORARI M. & ROSSETTI G. (1975 a) - *Ricerche sulle acque sotterranee della pianura parmense e piacentina. Sezioni interpretative degli acquiferi.. (Parte 1)*. Grafiche STEP Ed., Parma
- PETRUCCI F., BIGI B., MORESTORI L., PANICIERI E., PECORARI M. & VALLONI R. (1975b) - *Ricerche sulle acque sotterranee della pianura parmense e piacentina. Pozzi idrici nella pianura di Parma e Piacenza (destra Nure). Parte I: da 1 a 1000*. Grafiche STEP Ed., Parma
- PETRUCCI F., BIGI B., MORESTORI L., PANICIERI E., PECORARI M. & VALLONI R. (1976) - *Osservazioni geoidrologiche nella pianura a Sud di Parma*. Quaderni IRSA, **28** (9).
- PETRUCCI F., CAREGGIO M. & CAVAZZINI R. (1990a) - *Carta idrogeologica della pianura di Parma (scala 1:25.000)*. Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia dell'Università di Parma, CTF, Parma.
- PETRUCCI F., CAREGGIO M. & CONTI A. (1992) - *Le acque nel Comune di Parma*. Grafiche STEP Ed., Parma.
- PETRUCCI F., CAVAZZINI R. & CONTI A. (1983) - *Geologia e morfologia della conoide del F. Taro - Prov. di Parma (ed evento alluvionale del 9 novembre 1982)*. Ateneo Parm., Acta Nat., **19**: 5-23
- PETRUCCI F., CAVAZZINI R. & PIAZZA M. (1990b) - *Carta della vulnerabilità della pianura di Parma (scala 1:25.000)*. Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia dell'Università di Parma, CTF, Parma.
- PIERI M. (1961) - *Nota introduttiva al rilevamento geologico del versante appenninico padano eseguito nel 1955-59 dai geologi dell'AGIP Mineraria, con carta geologica 1:100.000*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1): 3-34.
- PIERI M. & GROPPI G. (1982) - *Subsurface geological structure of the Po Plain*. Pubbl. 414 Prog. Fin. Geodinamica C.N.R., 1-23
- PIRINI C. (1961) - *Contributo paleontologico allo studio dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (1): 111-126.
- 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**: 183-229.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1990) - *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps*. Mem. Soc. Geol. France, **156**: 345-367.
- POSAMANTIER H. W. & ALLEN G. P. (1993) - *Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors*. Sedimentary Geology **86**: 91-109.
- POSAMANTIER H. W., ALLEN G. P., JAMES D. P. & TESSON M. (1992) - *Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and sequence stratigraphic significance*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull. **76**: 1687-1709.
- POSAMANTIER H. W. & VAIL P. R. (1988) - *Eustatic controls on clastic deposition, II: sequence and systems tract models*. In Wilgus C. K., Kendall C. G., Posamentier H. W. & Van Wagoner J. C. (Ed.), Sea level changes - an integrated approach. S.E.P.M. Spec. Publ. **42**: 125-155.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennino*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576.
- QUINLAN G. M. & BEAUMONT C. (1984) - *Appalachian thrusting, lithospheric flexure and the Paleozoic stratigraphy of the eastern interior of North America*. Can. J. Earth. Sci., **21**: 973-996.
- RADDRIZZANI S. (1964) - *Presenza di colate sottomarine nella placca oligocenica del M. Barigazzo*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1): 273-282.
- RAFFI S. (1982) - *Stato delle conoscenze sulla sezione pleistocenica marina del Torrente Stirone (Parma)*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (Editori) - *Guida alla Geologia del Margine appenninico padano*. S.G.I., 141-144.
- READING H. G. (1986) - *Sedimentary environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications. Oxford, pp. 615

- REDINI R. (1943) - *La struttura di Salsomaggiore ed i suoi riflessi sulle strutture petrolifere dell'Italia settentrionale*. Riv. It. del Petrolio, **123**: 1-14.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) - *Riserve Idriche Sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. A cura di G. Di Dio. S.EL.CA., Firenze, 120 pp..
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA / IDROSER (1978) - *Progetto di Piano per la Salvaguardia e l'Utilizzo ottimale delle Risorse Idriche in Emilia-Romagna*. Vol. VII. Il quadro idrogeologico regionale. A cura di Idroser S.p.A., Coopitip, Modena.
- REUTTER K.J. (1961) - *Zur stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **11**: 563-588.
- REUTTER K.J. (1968) - *Die tektonischen Einheiten des Nordapennins*. Ecl. Geol. Helv., **61**: 183-224.
- REUTTER K.J. & GROSCURTH J. (1978) - *The Pile of Nappes in the Northern Apennines, its unravelling and emplacement*. In: "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Co. on Geodynamics, Sc. Rep. n.38: 234-243, Stuttgart.
- REUTTER K.J., GÜNTHER K. & GROSCURTH J. (1978) - *An approach to the geodynamics of the Corsica-Northern Apennine double Orogen*. In: "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Co. on Geodynamics, Sc. Rep. n.38: 299-311, Stuttgart.
- REUTTER K.J. & SAMES C.W. (1962) - *Fazies zusammenhänge im Nordapennin*. Z. Deutsh. Geol. Ges., **114**: 620-646.
- REUTTER K.J., TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R. & ZANZUCCHI G. (1978) - *Coalification studies in the Northern Apennines and palaeothermal implications*. In: "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Co. on Geodynamics, Sc. Rep. n.38: 261-268, Stuttgart.
- RIBA O. (1976) - *Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation*. Sediment. Geol., **15**: 213-233.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene paleogeography and basin analysis in the periadriatic Apennines*. Geology of Italy, Petrol. Expl. Soc. Libya, **2**: 129-236.
- RICCI LUCCHI F. (1978) - *Turbidite dispersal in a Miocene deepsea plain; the Marnoso-Arenacea of the Northern Apennines*. Geol. en Mijnbouw, **57**: 559-576.
- RICCI LUCCHI F. (1984) - *Flysch, molassa, cunei elastici: tradizione e nuovi approcci nell'analisi nei bacini orogenici dell'Appennino settentrionale*. In: "Cento anni di geologia italiana". Vol. Giub. I Centenario S.G.I.: 279-295.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to recent foreland basins of the northern Apennines*. In Allen P. A. & Homewood P. (Eds.) - *Foreland basins*. Spec. Pubbl. Int. Ass. Sediment., **8**: 105-139.
- RICCI LUCCHI F. (1987) - *Semi-allochthonous sedimentation in the Apenninic thrust belt*. Sedimentary Geology, **50**: 139-134.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografia nel margine appenninico*. In: CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F.: "Guida alla geologia del margine appenninico padano". Guida Geol. Reg. S.G.I.: 17-46, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic Foreland*. In: P.H. Allen, P. Homewood & G. Williams (Eds.) "Excursion Guidebook". Foreland Basins Symposium. Fribourg, 137-176.
- RIO D. (1987) - *Età ed osservazioni litostratigrafiche sui flysch di tipo "Alberese" dell'Appennino Parmense*. Congresso S.G.I. La geologia del versante padano dell'Appennino Settentrionale; Volume degli abstract.
- RIO D. & VILLA G. (1983) - *I nannofossili calcarei del Cretacico Superiore del Flysch di Solignano (Media Val Taro, Appennino settentrionale)*. Mem. Sc. Geol., Padova.
- RIO D. & VILLA G. (1987) - *On the age of the "Salti del Diavolo" conglomerates and of the M. Cassio flysch "Basal complex" (Northern Apennines, Parma province)*. Giornale di Geologia, **49**: 63-79.
- RIO D., VILLA G. & CANTADORI M. (1983) - *Nannofossils dating of the Helminthoid Flysch Units in the Northern Apennines*. Giornale di Geologia, **45 (1)**: 57-86.



- ROSSETTI G. (1976) – *Le falde freatiche nella pianura parmense tra il F. Taro e il T. Enza*. Il Frantoio, 1.
- ROTH P.H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean*. In Benson W. E., Sheridan R. E. et Al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **44**: 731-759, Washington.
- ROVERI M., CORREGGIARI A., ASIOLI A. & TRINCARDI F. (1997) – *Evoluzione dei sistemi deltici e costieri tardo olocenici in Adriatico settentrionale*. GEOITALIA 1997- 1 Forum Italiano di Scienze della Terra, Bellaria, 5-9 ottobre: 41-43.
- RUDDIMAN W.F et Al. (1989) - *Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and north Atlantic Ocean*. *Paleoceanography*, **4**, n. 4: 353-412.
- SAGNE M. (1998) - *Struttura fisica e aspetti idrogeochimici del Bacino Idrogeologico dell'alta e media Pianura Parmense*. Tesi di Dottorato non pubblicata. Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, X Ciclo, Parma, Anno 1998.
- SAGRI M. & MARRI C. (1980) - *Paleobatimetria e ambienti di deposizione delle unità torbiditiche cretaceo-superiori dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 231-240.
- SALVADOR A. (1994) – *International stratigraphic guide, second edition* – International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission on Stratigraphic. IUGS and GSA, pp. 214.
- SAMES C.W. (1963) - *Beitrag zur Gliederung des Kreidefysch zwischen Bobbio und Bercelo im Nordapennin (Italien)*. Hann., ex. Geol. Jb., **81**. 1-38, 3 Taf.
- SAMES C.W. (1967) - *Sui conglomerati medio-cretacei della geosinclinale emiliana e la loro importanza per la paleogeografia*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 49-58.
- SAMES C.W. (1970) - *Orogene Sedimentation und Paläogeographie während der tieferen Oberkreide in Norditalien*. Beih. Geol. Jb., **103**: 1-115, Hannover.
- SEABER P.R. (1988) - *Hydrostratigraphic units*. *Hydrogeology*. W. Back, J.S. Rosenshein & P. R. Seaber (eds.) - *The Geology of North America*. Geological Society of America, **0-1- 2**: 9-14.
- SEGNINI A. (1961) - *Serie stratigrafica di M.Dosso*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 45-52.
- SELLI R. (1952) – *Su un livello-guida nel Messiniano romagnolo-marchigiano*. Atti VII Conv. Naz. Metano e Petrolio, **1**: 195-198
- SESTINI G. (1970a) - *Development of the Northern Apennines Geosyncline*. *Sedimentary Geology*, **4**: 201-648.
- SESTINI G. (1970b) - *Sedimentation of the late geosynclinal stage*, in: “*Development of the Northern Apennines Geosyncline*”. *Sedimentary Geology*, **4**: 445-479.
- SESTINI G. (1970c) - *Postgeosynclinal deposition*, in: “*Development of the Northern Apennines Geosyncline*”. *Sedimentary Geology*, **4**: 481-520.
- SESTINI G. (1970d) - *Flysch facies and turbidite sedimentology*, in: “*Development of the Northern Apennines Geosyncline*”. *Sedimentary Geology*, **4**: 559-597.
- SHACKLETON N.J. (1987) – *Oxygen-isotopes, ice volumes and sea level*. *Quaternary Science Reviews*, **6**: 183-190.
- SHACKLETON N.J., BERGER A. & PELTIER W.R. (1990) - *An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scale based on ODP Site 667*. Royal Soc. of Edinburgh Trans., Earth Sciences, **81**: 251-261.
- SHACKLETON N.J., CROWHURST S., HAGELBERG T., PISIAS N.G. & SCHNEIDER D.A. (1995) - *A new late Neogene time scale: application to ODP Leg 138 sites*. Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results, **138**: 73-101
- SIGNORINI R. (1935) - *Linee tettoniche trasversali nell'Appennino settentrionale*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **21**: 1-42.
- SIGNORINI R. (1943) - *Colate supramioceniche di materiale oligocenico nel parmense*. Boll. Soc. Geol. It., **62**: 1-3.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton*. Geol. en Mijnbouw, **56**: 37-65.

- SLOSS L. L. (1963) – *Sequences in the cratonic Interior of North America*. Bull. Geol. Soc. Am, **74**: 94-113.
- SMITH G. A. (1994) – *Climatic influences on continental deposition during late-stage filling of an extensional basin, southeastern Arizona*. Bull. Geol. Soc. Am, **106**: 1212-1228.
- SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1994) - *Appennino Ligure-Emiliano*. Guide Geol. Reg., 6, BE-MA editrice.
- SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1994) - *Appennino Tosco-Emiliano*. Guide Geol. Reg., 4, BE-MA editrice.
- SPINELLI L. (1963) - *Studio petrografico e sedimentologico di una formazione clastica elveziana dell'Appennino parmense (Serie del Recchio)*. Rend. Soc. Min. It.: 251-279.
- STANLEY D.J. & MUTTI E. (1968) - *Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian Sea during the Palaeogene*. Nature, **218**: 32-36.
- STURANI C. (1973) - *Considerazioni sui rapporti tra Appennino settentrionale ed Alpi occidentali*, in: "Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino". Acc. Naz. Lincei, **183**: 119-145.
- TANKARD A. J. (1986) – *Tectono-stratigraphy of Appalachian and Cordilleran basins*. In Allen P. A. & Homewood P. (Eds.) - *Foreland basins*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**: 369-392.
- TEDESCHI D. (1961) - *Nota introduttiva allo studio stratigrafico del versante appenninico padano eseguito dal 1955 al 1959 dai paleontologi dell'AGIP Mineraria*. Boll. Soc. Geol. It., **80 (1)**: 105-110.
- THIEME R. (1961) - *Serie stratigrafica di Antognola*. Boll. Soc. Geol. It., **80 (1)**: 89-98.
- TONGIORGI E. & TREVISAN L. (1941) - *Discussione sulla genesi e sulla morfologia dei terrazzi e delle pianure in relazione alle variazioni climatiche*. Atti Soc. Toscana Sc. Nat. Mem., Vol. II: 217-231, Firenze.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **9**: 577-618.
- TRINCARDI F & CORREGGIARI A. (2000) – *Quaternary forced regression deposits in the Adriatic basin and the record of composite sea-level cycles*. In Hunt D. & Gawthorpe R. L. (Eds.) – *Sedimentary response to forced regressions*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, **172**: 245-269.
- TRINCARDI F, CORREGGIARI A. & ROVERI M. (1994) – *Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin*. Geo-Mar. Lett., **14**: 41-51.
- USDA (1993) – *Soil Survey Manual*. USDA, Soil Survey Division Staff. Handbook 18.
- VAI G. B. (1984) – *Quando barrivano sul Castellaccio gli ultimi elefanti*. In *Pagine di vita e storia imolesi*. C. A. R. S. Imola, **2**, 195-219.
- VAIL P.R, AUDEMARD F, BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PERZ-CRUZ C. (1991) - *The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview*, pp 617-659. Einscle et Al. (Eds), *Cycle and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- VALLONI R., BELFIORE A., CALZETTI L., CALZOLARI M., DONAGEMMA V., LAZZARI D. & PANDELI E. (1992) - *Evoluzione delle petrofacies arenacee nell'Oligocene-Miocene di avana fossa del Nord-Appennino*. Serv. Geol. Ital., 76<sup>a</sup> Riunione estiva, Firenze.
- VARNES, D. J. (1978) - *Slope movement types and processes*; in: R. L. Schuster & R. J. Krizek *Landslides Analysis and Control*, eds.: National Research Council, Transportation Research Board, Special Report, **176**: 11-33.
- VENZO S. (1973) - *Geomorfologia e idrogeologia della zona di Fornovo e della paleoconoide del fiume Taro (Parma)*. Cenno all'inquinamento atmosferico in connessione col regime dei venti. Ateneo Parm., Acta Nat., **9**: 183-211.
- VESCOVI P. (1986) - *L'assetto strutturale della Val Baganza tra Berceto e Cassio (PR)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **22**: 85-111.
- VESCOVI P. (1993) - *Schema evolutivo per le Liguridi dell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**: 89-112.



- VESCOVI P. (1998) – *Le Unità Subliguri dell'alta Val Parma (Provincia di Parma)*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**: 215-231.
- VESCOVI P., FORNACIARI E., RIO D. & VALLONI R. (1999) – *The Basal Complex Stratigraphy of the Helminthoid M. Cassio Flysch: a key to the Eoalpine Tectonics of the Northern Apennines*. Riv. It. Paleont. Strat., **105**: 101-128.
- VESCOVI P. & RIO D. (1981) - *Stratigrafia delle formazioni dell'Appennino settentrionale. Nota I: biostratigrafia a nanfossili e cronostratigrafia della formazione delle Marne di Monte Piano nella località tipo in media Val Taro (App. Parmense)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **17**: 149-168.
- VESCOVI P., VILLA G. & BARBIERI G. (1998) – *L'Unità Tettonica Groppo Sovrano (Alta Val Bratica -Prov. di Parma)*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**: 15-31.
- VILLA G. (1991) - *Biostratigrafia a nanfossili calcarei delle Arenarie di Ostia nella località tipo e nella zona di Berceto (Prov. di Parma)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 433-443.
- VILLA G. & ZANZUCCHI G. (1994) - *Biostratigrafia a nanfossili calcarei delle Arenarie di Casanova e rapporti con il Flysch ad Elmintoidi (Liguridi estere, Appennino Settentrionale)*. Riunione Gruppo Ofioliti, Parma, Novembre 1994.
- VINCI A. (1964) - *Notizie preliminari sulle arenarie della formazione fliscioide del M. Sporno (Parma)*. Mem. Soc. Geol. It., **4 (1)**: 213-240.
- WALKER R. G. (ed) (1984) - *Facies models*. 2 ed. Geoscience Canada Reprint AEles, Geol. Ass. Canada, pp. 317.
- WIEDENMAYER C. (1955) - *Sull'Eocene di M. Sporno nella finestra di Parma (Appennino settentrionale)*. Soc. Petrol. It., Fornovo Taro: 9-27.
- ZANZUCCHI G. (1961) - *Scisti ad Aptici nelle argille scagliose ofiolitifere della Val Baganza (Parma)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **100 (1)**: 61-71.
- ZANZUCCHI G. (1963) - *Sulla vergenza di alcune strutture trasversali nel flysch dell'Appennino emiliano*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **34 (2)**: 1-23.
- ZANZUCCHI G. (1967) - *Osservazioni preliminari sulla tettonica della media Val Taro (Carta Geologica 1:50.000 e sezioni)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **3**: 59-89.
- ZANZUCCHI G. (1978) - *Tectonics of the Parma Province Apennines*. In: "Alps, Apennines, Hellenides", Inter-Union Co. on Geodynamics, Sc. Rep. n.38: 276-279, Stuttgart.
- ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla Carta geologica e Sezioni geologiche della Provincia di Parma e zone limitrofe (1:100.000)*. Volume dedicato a S.Venzo, STEP, Parma: 201-233.
- ZANZUCCHI G. (1982) - *Il substrato alloctono nell'Appennino emiliano*. In: Cremonini G. e Ricci Lucchi F.: *Guida alla geologia del margine appenninico padano*. Guida Geol. Reg. S.G.I., 3-8, Bologna.
- ZANZUCCHI G. (1988) - *Ipotesi sulla posizione paleogeografica delle "Liguridi esterne" cretaccio-eoceniche nell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**: 327-339.
- ZUFFARDI P. (1910) – *Serie di terreni tra il Taro e il T.Baganza (Prov. Di Parma)*. Atti Soc. Geol. Ital., **49 (1)**: 52-80.

## BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA

- AA.VV. (1997) – a) *Carta geomorfologica della Pianura Padana 1: 250.000 (Foglio 2)* e b) *Carta altimetrica e dei movimenti verticali del suolo della Pianura Padana (Foglio 2)*, MURST, S.EL.CA, Firenze.
- BELLINZONA G., BONI A., BRAGA G., CASNEDI R. & MARCHETTI G. (1968) - *Carta Geologica della "Finestra di Bobbio"*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **19**.
- CHICCHI S. - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 sezione 199130-Citerna*. Regione Emilia-Romagna, in stampa.

- C.N.R.-Consiglio Nazionale delle Ricerche (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Progetto Finalizzato Geodinamica, Mod. Strutt. Ap. Sett., S.EL.CA.-Firenze.
- C.N.R.-Consiglio Nazionale delle Ricerche (1987) - *Neotectonic Map of Italy, scale 1:500.000*. Progetto Finalizzato Geodinamica, L.A.C.-Firenze.
- DE NARDO M.T. - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 sezione 199090-Varano de'Melegari*. Regione Emilia-Romagna, in stampa.
- ISTITUTO DI GEOLOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PARMA (1966) - *Carta Geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- MARTINI A. - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 sezione 199060-Sant'Andrea Bagni*. Regione Emilia-Romagna, in stampa.
- MARTINI A. - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 sezione 199110-Felino*. Regione Emilia-Romagna, in stampa.
- MARTINI A. - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 sezione 199120-Torrechiara*. Regione Emilia-Romagna, in stampa.
- MARTINI A. & NEGRA A. - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 sezione 199160-Fornovo di Taro*. Regione Emilia-Romagna, in stampa.
- MARTINI A. & PATTERLINI P.E. - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 sezione 199010-Tabiano*. Regione Emilia-Romagna, in stampa.
- MARTINI A. & PATTERLINI P.E. - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 sezione 199050-Roccalanzona*. Regione Emilia-Romagna, in stampa.
- MARTINI A., PICCIN A. & RONCHI P. - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 sezione 199100-Fornovo di Taro*. Regione Emilia-Romagna, in stampa.
- MARTINI A. & RONCHI P. - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 sezione 199150-Marzolaro*. Regione Emilia-Romagna, in stampa.
- PICCIN A. & RIZZOLI A. - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 sezione 199140-Calestano*. Regione Emilia-Romagna, in stampa.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1990) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo in scala 1:50.000, Foglio 217-Neviano degli Arduini*. S.EL.CA., Firenze.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1997) - *Carta dell'Inventario del dissesto in scala 1:25.000*. Archivio cartografico.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 84-Pontremoli*. II Edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 85-Castelnuovo ne' Monti*. II Edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1963) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 72-Fiorenzuola d'Arda*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1964) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 73-Parma*. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1997)- *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 197-Bobbio*.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2002)- *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 216-Borgo Val di Taro*.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 179-Ponte dell'Olio*. Serv. Geol. d'Italia, Roma, in stampa.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 180-Salsomaggiore Terme*. Serv. Geol. d'Italia, Roma, in prep.

PROGETTO  
CARGO

PROGETTO  
CARGO

PROGETTO  
CARGO