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

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

foglio 217

NEVIANO DEGLI ARDUINI

a cura di
A. Cerrina Feroni*, G. Ottria*, P. Vescovi**

Biostratigrafia: **R. Catanzariti***

con i contributi di **M.T. De Nardo***, C. Tellini****

* CNR, Istituto di Geoscienze e Georisorse - Pisa
** Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Parma
*** Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

Ente realizzatore RegioneEmiliaRomagna
Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

PROGETTO CARG

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

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

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

Comitato Geologico Nazionale (D.P.C.M. 23-3-1999 e 9-12-1999):
N. Accardi (presidente), **G. Arnone, A. Boscherni, S. Cocco, V. Coccolo, U. Crescenti, L. Del Sordo, M. Grasso, P. Manetti, G. Mariotti, G. Pasquarè, R. Pignone, R. Polino, A. Praturlon, M. Santantonio, F. Trincardi**

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:
M. D'Orefice, F. Galluzzo, M.G. Rossi

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
M.C. Giovagnoli, R. Ventura, F. Visicchio

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M. Cosci, F. Pilato

PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA:

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:
A. Angelelli (direzione lavori), **S. Forni, S. Scappini** (collaudo)

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:
G.P. Artioli (responsabile), **M.L. Garberi, A. Martini** (direzione lavori), **A. Pighini, I. Pellegrino** (collaudo)

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia)
G. Falanga, **S. Stagni** (Regione Emilia-Romagna)

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

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE Pag. 7

II - CENNI STORICI . . . . . » 11

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO . . . . . » 15

IV - STRATIGRAFIA . . . . . » 17
1. - INTRODUZIONE . . . . . » 17
1.1. - BIOSTRATIGRAFIA . . . . . » 17
2. - SUCCESSIONE EPILIGURE . . . . . » 18
2.1. - BRECCE ARGILLOSE DI BAISO . . . . . » 20
2.2. - MARNE DI MONTE PIANO . . . . . » 21
2.3. - FORMAZIONE DI ZERMAGNONE . . . . . » 22
2.4. - FORMAZIONE DI RANZANO . . . . . » 22
2.5. - FORMAZIONE DI TEMPORIA . . . . . » 24
2.6. - ARENARIE DI LAGRIMONE . . . . . » 25
2.7. - FORMAZIONE DI ANTOGNOLA . . . . . » 26
2.8. - FORMAZIONE DI CONTIGNACO . . . . . » 26
2.9. - GRUPPO DI BISMANTOVA . . . . . » 27
2.9.1. - *Formazione di Pantano* . . . . . » 27
2.9.2. - *Formazione di Cigarello* . . . . . » 28
3. - UNITÀ LIGURI . . . . . » 28
3.1. - UNITÀ TETTONICA SOLIGNANO . . . . . » 28
3.1.1. - *Argille varicolori di Case Garola* . . . . . » 29
3.1.2. - *Flysch di Solignano* . . . . . » 29
3.2. - UNITÀ TETTONICA CASSIO . . . . . » 29
3.2.1. - *Radiolariti* . . . . . » 31
3.2.2. - *Rosso ad Aptici e Maiolica* . . . . . » 31
3.2.3. - *Argille a palombini del T. Grontone* . . . . . » 32
3.2.4. - *Arenarie di Scabiazza* . . . . . » 32
3.2.5. - *Argille varicolori di Cassio* . . . . . » 33
3.2.6. - *Flysch di M. Cassio* . . . . . » 34
3.2.7. - *Argille di Signano* . . . . . » 35
3.3. - UNITÀ TETTONICA GROPPALLO . . . . . » 35

PROGETTO CARG

3.3.1. - *Complesso di Pietra Parcellara* . . . . . » 36
3.4. - Unità tettonica Media Val Taro . . . . . » 36
3.4.1. - *Argille a palombini di M. Rizzone* . . . . . » 36
3.4.2. - *Arenarie di Scabiazza* . . . . . » 37
3.5. - Unità tettonica Roccamurata . . . . . » 37
3.5.1. - *Complesso di Casanova* . . . . . » 37
3.6. - Unità Caio . . . . . » 38
3.6.1. - *Argilliti del Passo della Sisa* . . . . . » 38
3.6.2. - *Flysch di M. Caio* . . . . . » 39
3.6.3. - *Formazione delle Marne rosate di Tizzano* . . . . . » 39
3.7. - Unità tettonica Groppo Sovrano . . . . . » 41
3.7.1. - *Arenarie di Scabiazza* . . . . . » 41
3.7.2. - *Argilliti di Riana* . . . . . » 41
3.7.3. - *Flysch di Grammatica* . . . . . » 42
3.7.4. - *Arenarie di Groppo Sovrano* . . . . . » 42
3.7.5. - *Flysch di Rio Canalaccio* . . . . . » 43
3.7.6. - *Mélange di Rio Rodichiasso* . . . . . » 43
3.8. - Unità tettonica Samoggia . . . . . » 43
3.8.1. - *Argille varicolori della Val Samoggia* . . . . . » 44
3.8.2. - *Argille di Lupazzano* . . . . . » 44
3.9. - Unità tettonica Sporno . . . . . » 45
3.9.1. - *Flysch di M. Sporno* . . . . . » 45
4. - UNITÀ SUBLIGURI . . . . . » 46
4.1. - Unità tettonica Aveto-Petrignacola . . . . . » 46
4.1.1. - *Argille e calcari del Passo di Ticchiano* . . . . . » 48
4.1.2. - *Arenarie di Petrignacola* . . . . . » 48
4.2. - Unità tettonica Bratica . . . . . » 48
4.2.1. - *Arenarie di Scabiazza* . . . . . » 49
4.2.2. - *Marne di Rio Terre Rosse* . . . . . » 49
4.2.3. - *Formazione di Canalgrande* . . . . . » 50
4.2.4. - *Calcari di Groppo del Vescovo* . . . . . » 50
4.2.5. - *Argille e calcari di Canetolo* . . . . . » 50
4.2.6. - *Mèlange di Lago* . . . . . » 51
4.2.7. - *Arenarie di Ponte Bratica* . . . . . » 51
4.3. - Unità tettonica Canetolo . . . . . » 52
4.3.1. - *Argille e calcari di Canetolo* . . . . . » 52
4.4. - Unità tettonica Marra . . . . . » 52
4.4.1. - *Marne di Marra* . . . . . » 53
5. - UNITÀ TOSCANE . . . . . » 54
5.1. - Falda toscana . . . . . » 54
5.1.1. - *Macigno* . . . . . » 54

PROGETTO CARG

V - TETTONICA . . . . . » 55
1. - INTRODUZIONE . . . . . » 55
2. - L'EDIFICIO STRUTTURALE DEL SETTORE CENTRALE (SETTORE B) . . . . . » 56
2.1. - UNITÀ SUBLIGURI . . . . . » 56
2.1.1. - *Unità tettonica Marra* . . . . . » 56
2.1.2. - *Unità tettonica Canetolo* . . . . . » 57
2.1.3. - *Unità tettonica Bratica* . . . . . » 57
2.1.4. - *Unità tettonica Aveto-Petrignacola* . . . . . » 59
2.2. - UNITÀ LIGURI . . . . . » 59
2.2.1. - *Unità tettonica Samoggia* . . . . . » 60
2.2.2. - *Unità tettonica Sporno* . . . . . » 60
2.2.3. - *Unità tettonica Groppo Sovrano* . . . . . » 61
2.2.4. - *Unità tettonica Caio* . . . . . » 61
2.2.5. - *Unità tettonica Roccamurata* . . . . . » 62
2.2.6. - *Unità tettonica Media Val Taro* . . . . . » 62
2.2.7. - *Unità tettonica Groppallo* . . . . . » 62
2.2.8. - *Unità tettonica Solignano* . . . . . » 63
2.2.9. - *Unità tettonica Cassio* . . . . . » 63
2.3. - SUCCESSIONE EPILIGURE . . . . . » 64
3. - SETTORE A . . . . . » 65
4. - LE STRUTTURE TARDIVE . . . . . » 65
5. - LA CRONOLOGIA DELLA DEFORMAZIONE . . . . . » 68
5.1. - LA FASE LIGURE (EOCENE MEDIO) . . . . . » 68
5.2. - LE FASI POST-COLLISIONALI . . . . . » 69
5.2.1. - *Le Fasi oligoceniche* . . . . . » 69
5.2.2. - *La Fase aquitaniano-burdigaliana* . . . . . » 70
5.2.3. - *Le fasi mioceniche post-burdigaliane* . . . . . » 71
5.2.4. - *L'uplift plio-quaternario* . . . . . » 71

VI - GEOMORFOLOGIA E DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI . . . . . » 73
1. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI . . . . . » 73
1.1. - FRANE E COPERTURE DETRITICHE DELL'AREA . . . . . » 74
2. - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE . . . . . » 77
2.1. - INTRODUZIONE . . . . . » 77
2.2. - ELEMENTI ORO-IDROGRAFICI . . . . . » 78
2.3. - LA FORMA DELLE VALLI . . . . . » 78
2.4. - "LA LAMA" DI CORNIGLIO . . . . . » 80
2.4.1. - *La riattivazione e l'evoluzione recente de "La Lama" di Corniglio* » 81

PROGETTO CARG

2.4.2. - *La riattivazione dell'1 gennaio 1996* . . . . . » 83
2.4.3. - *Riattivazione del 14 Ottobre 1998* . . . . . » 85
2.4.4. - *Ripresa dei movimenti nell'autunno-inverno 1999-2000* . . . . » 86
2.5. - IL GLACIALISMO PLEISTOCENICO DELLE VALLI DEI TORRENTI PARMA E CEDRA . . . . . » 86

VII - RISORSE GEOLOGICHE . . . . . » 89
1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE . . . . . » 89
2. - PERFORAZIONI PER IDROCARBURI . . . . . » 90

APPENDICE 1
CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO . . . . . » 91

BIBLIOGRAFIA . . . . . » 104
BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA . . . . . » 111

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 217-Neviano degli Arduini in scala 1:50.000, che rappresenta un'area compresa tra la Val Baganza e la Val d'Enza, nel medio ed alto Appennino parmense e reggiano, per la completezza dell'edificio strutturale esposto e per la posizione intermedia tra i settori piacentino e pavese a NW e quelli modenese e bolognese a SE, riveste un ruolo chiave nell'interpretazione geologica dell'intero Appennino emiliano-romagnolo.

Il Foglio 217-Neviano degli Arduini presenta inoltre, nell'ambito dell'Appennino emiliano-romagnolo, una sua specificità in quanto viene riproposto a meno di dieci anni di distanza dalla realizzazione di una prima edizione sperimentale presentata in occasione del 2° Seminario di Cartografia Geologica organizzato dalla Regione Emilia-Romagna (Bologna, febbraio 1990) e di seguito citata come REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1990).

Questa nuova edizione, allestita in conformità alla normativa tecnica adottata dal Servizio Geologico Nazionale, è stata realizzata sulla base dei rilievi geologici originari, in scala 1:10.000, realizzati negli anni '80 nell'ambito del Progetto di Cartografia geologica della Regione Emilia-Romagna e quasi integralmente editi dalla Regione stessa.

Malgrado il tempo assai limitato trascorso dalla prima edizione sperimentale, questa edizione, ufficiale, del Foglio 217-Neviano degli Arduini presenta alcuni significativi elementi di novità che derivano da nuove ricerche concentrate, nei tempi ristretti a disposizione, su poche tematiche giudicate di interesse prioritario, condotte sia con nuovi rilevamenti geologici circoscritti sia attraverso l'acquisizione sistematica di nuovi dati biostratigrafici, con un massiccio incremento dell'analisi dei nannofossili calcarei.

Non devono meravigliare, per vari motivi, le differenze, talvolta rilevanti, di interpretazione e di risoluzione cartografica maturate in soli dieci anni riguardo alle tematiche su cui sono state concentrate le nuove ricerche.

PROGETTO SARG

È opportuno infatti ricordare che l'edizione sperimentale del Foglio 217 fu realizzata in tempi molto stretti per la necessità di far fronte agli impegni assunti dalla Regione Emilia-Romagna con l'organizzazione del Convegno sulla Cartografia Geologica del febbraio 1990. Diversi problemi furono così risolti in quella occasione senza avere a disposizione tutto il tempo necessario per la loro completa maturazione e in qualche caso adottando le soluzioni più compatibili al momento con il livello dei dati disponibili molto disomogeneo, in diversi casi, per quantità e qualità, mentre di fatto molti studi erano ancora in corso o, in qualche caso, erano stati appena avviati.

Anche la collaborazione tra le due Scuole geologiche (Parma e Pisa) impegnate nella realizzazione del Foglio ha avuto, rispetto alla prima edizione, un'evoluzione decisamente positiva per aver sensibilmente alleggerito la struttura organizzativa e fortemente incrementato il livello di integrazione impostando ed affrontando congiuntamente alcuni argomenti chiave e non limitandosi, come era avvenuto nel 1990, alla combinazione, talvolta un po' forzata, di interpretazioni tra loro anche molto distanti. È venuta così ad attenuarsi sensibilmente la divisione del Foglio in due parti (settentrionale e meridionale) di pertinenza rispettivamente delle Scuole di Parma e Pisa che peraltro naturalmente non cancella del tutto la paternità delle soluzioni, stratigrafiche e strutturali, adottate.

Questa edizione del Foglio risente, molto positivamente, anche dell'uso molto più sistematico e integrato dell'analisi dei nannofossili calcarei confermando come dalla integrazione delle ricerca geologica e biostratigrafica possano derivare, nelle coperture sedimentarie interessate da deformazione complessa, interpretazioni talvolta sorprendentemente puntuali sul piano dell'evoluzione cinematica delle strutture.

Questa nuova edizione del Foglio 217 si avvale del contributo dell'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna che su alcuni temi di interesse regionale ha prodotto in questi anni un rilevante impegno scientifico, con risultati che anche se non sempre recepiti sul piano delle soluzioni cartografiche, hanno comunque stimolato il dibattito scientifico sollecitando talvolta la ricerca di soluzioni alternative. Avremo occasione di ritornare, nel corso di queste Note illustrative, su questi argomenti per discuterne in maniera meno generica.

Riguardo al tema di rilevantissimo interesse economico ed ambientale delle coperture ci sembra di dover sottolineare come la disponibilità di una ottima base topografica (Carta tecnica regionale della Regione Emilia-Romagna) utilizzata in tutta l'area del Foglio per il rilevamento geologico sia condizione indispensabile per una accurata e sistematica cartografia delle frane inattive, più o meno profondamente smantellate (e modificate planimetricamente) da processi erosivi sovrapposti. La loro distribuzione sostanzialmente omogenea nell'area del Foglio, a parità di altri parametri geologici e morfologici, evidenzia efficacemente come l'elevata risoluzione della base cartografica adottata conduca, quasi obbligatoriamente, al rilevamento pressochè integrale dei corpi di frana anche quando i rilevatori abbiano impostazioni culturali diverse. Anche riguardo a questo tema ricordiamo il contributo dell'Ufficio geologico della Regione Emilia-

PROGETTO CARG

Romagna che, in tempi recenti, ha provveduto alla revisione organica delle frane attive ed inattive controllando sistematicamente attraverso la fotointerpretazione i rilievi di terreno in scala 1:10.000 eseguiti sul territorio regionale (Carta del dissesto in scala 1:25.000).

Riteniamo ancora utile sottolineare l'importanza di una cartografia geologica di base a grande scala (1:10.000), che, secondo le modalità adottate a suo tempo dal Comitato geologico della Regione Emilia-Romagna, comporti la delimitazione degli affioramenti.

Malgrado le due edizioni prodotte in un decennio non siamo naturalmente dell'opinione che questo Foglio offra risposte sempre soddisfacenti ai problemi; lo sforzo va però nella direzione di mettere a disposizione della comunità scientifica e più in generale degli operatori di diversa impostazione un inventario ragionato delle problematiche geologiche riconosciute nell'area del Foglio Neviano degli Arduini (non dissimili del resto a quelle di molte altre aree dell'Appennino emiliano) previlegiando nella stesura di queste Note illustrative l'esposizione dei dati rispetto alle interpretazioni.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

II - CENNI STORICI

In questo capitolo si vuole fornire un quadro sintetico delle conoscenze geologiche nell'area del Foglio 217. Vengono richiamati per questo alcuni dei primissimi lavori: quelli che sono stati la base per le ricerche future. Per quanto riguarda la letteratura più recente, si è cercato di fornire un richiamo abbastanza completo di tutte le ricerche svolte nell'area negli ultimi decenni, ricerche che hanno contribuito ad aumentare il livello di conoscenza, introducendo inoltre nuove interpretazioni dell'evoluzione geologica.

In questo secolo M. Anelli è stato il primo geologo che si è occupato della zona con una importante monografia che riguarda la Val Parma (ANELLI, 1905) a cui fanno seguito diversi studi che si sintetizzano in una serie di sezioni geologiche attraverso l'appennino parmense (ANELLI, 1935). Contemporaneamente è stato rivolto molto interesse ai depositi glaciali della zona di crinale (SACCO, 1939) che sono particolarmente sviluppati in alta Val Parma.

Nel dopoguerra gli studi geologici sono ripresi con fervore: in quegli anni si stavano affermando le idee alloctoniste (MERLA, 1951, 1957, 1959) e si concretizza anche in questo settore appenninico l'opinione già intravista da ANELLI (1935) e da TEICHMÜLLER (1935) che la catena sia il prodotto dell'impilamento di varie falde tettoniche alloctone (ELTER, 1960). Nell'area del Foglio infatti l'innalzamento tettonico della dorsale orografica consente buone esposizioni di gran parte di queste unità alloctone.

Le ricerche geologiche in questa zona ricevono un altro impulso con lo sviluppo dell'esplorazione petrolifera nelle strutture di Vallezza, localizzate immediatamente a nord del Foglio. La necessità di comprendere meglio la stratigrafia e la complessa deformazione tettonica del settore indagato dai sondaggi stimola lo studio accurato delle liguridi della Val Baganza (WIEDENMAYER, 1955).

Con l'inizio degli anni sessanta si inizia l'analisi di terreno sistematica di questa zona, soprattutto da parte di G. Zanzucchi che intraprende il rilevamento geo-

PROGETTO CARG

logico dettagliato nelle diverse vallate dell'Appennino parmense. La zona che ricade nel Foglio è oggetto di lavori accompagnati da carte e sezioni geologiche (ZANZUCCHI, 1961b, 1963). In questi anni le conoscenze geologiche dell'Appennino parmense migliorano sensibilmente con la pubblicazione della Carta geologica della Provincia di Parma e zone limitrofe alla scala 1: 100.000 (ISTITUTO DI GEOLOGIA DI PARMA, 1965) che sintetizza molti studi stratigrafici e petrografici sulle formazioni liguridi (GHELARDONI 1961a, 1961b; ZANZUCCHI, 1961b; GIAMMETTI, 1966; MEZZADRI, 1964; PAREA, 1961, 1964, 1965; VINCI, 1964), sulle ofioliti appenniniche (PASSERINI, 1962, 1965; BORTOLOTTI, 1963, 1964; GORLER & REUTTER, 1963) e sulle unità della Falda subligure (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963; ELTER *et alii*, 1964; RAU, 1965). Altri importanti studi su questo settore si devono a LOESCHKE (1965), che analizza le unità affioranti tra la Val Parma e la Val d'Enza, e ad ABBATE & SAGRI (1967), che inquadrano le successioni liguridi di queste valli in un'ampia sintesi litostratigrafica dei flysch ad elmintoidi liguri. Si occupano delle analisi di terreno della zona che ricade nel Foglio anche i geologi dell'Agip ai quali viene affidata la stesura del Foglio Geologico 1:100.000 Castelnuovo ne' Monti (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968). Il Foglio al 100.000 è accompagnato dalle Note Illustrative (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967), da studi stratigrafici (GHELARDONI *et alii*, 1966) e da ricostruzioni tettoniche (GHELARDONI, 1966). Sempre in questo periodo, riprendendo le ipotesi di R. SIGNORINI (1935), si mette in risalto la possibilità che la deformazione tettonica appenninica possa aver prodotto anche strutture con vergenze "anomale" che si esplicano in piegamenti a direttrici trasversali rispetto alla catena (ZANZUCCHI, 1963; GHELARDONI, 1965). Si cerca anche di interpretare il significato delle ofioliti che sono presenti in alcuni Complessi di base dei Flysch ad elmintoidi liguri esterni (ELTER & RAGGI, 1965) e si tenta di inquadrare paleogeograficamente il Flysch di M.Cassio (PAPANI & ZANZUCCHI, 1969) e il suo Complesso di base, caratterizzato dalla presenza di elementi di origine Sudalpina (ZANZUCCHI, 1961a; ELTER *et alii*, 1966; SAMES, 1967; MONTEFORTI, 1972). Sono di questo periodo anche alcuni importanti lavori che trattano del significato delle Unità subliguri e che trovano molte argomentazioni nell'area del Foglio 217 (PLESI, 1968, 1974, 1975).

Dalla cartografia geologica degli anni sessanta e dall'interpretazione di molte strutture in sezione geologica (per la zona in cui ricade il Foglio si veda ZANZUCCHI, 1972), si formulano le prime ricostruzioni paleogeografiche e tettoniche regionali (SESTINI Ed., 1970; ELTER, 1973, 1975) che aprono scenari paleogeografici con diverse possibili soluzioni per il bacino ligure (MONTEFORTI, 1976; COSTA & ZANZUCCHI, 1978; ZANZUCCHI, 1980). All'inizio degli anni ottanta si pubblica il primo tentativo di sintesi strutturale dell'Appennino settentrionale alla scala 1: 250.000 (BOCCALETTI & COLI Red., 1982) e contemporaneamente si tenta di applicare alle ricostruzioni paleogeografiche del Dominio ligure (ABBATE & SAGRI, 1982) un'ipotesi di evoluzione tettonica in chiave attualistica che si richiama ai modelli dei prismi di accrezione (PRINCIPI & TREVES, 1984).

Dagli anni ottanta le ricerche nell'area in cui ricade il Foglio 217 migliorano

PROGETTO CARG

sensibilmente il quadro delle conoscenze stratigrafiche sulla Successione subligure, che viene interpretata come "unità tettonico-sedimentaria" (MONTANARI & ROSSI, 1982) e viene estesa verso il basso a termini cretacico superiori (CERRINA FERONI *et alii*, 1991b). Anche i flysch liguridi ed alcune delle unità alla loro base sono datate con precisione (RIO *et alii*, 1983; RIO & VILLA, 1987; RIO, 1987) ed inoltre viene iniziata la revisione stratigrafica della Successione epiligure (FORNACIARI, 1982; PAPANI *et alii*, 1987). Particolare attenzione è dedicata anche all'analisi delle strutture tettoniche, sia nelle unità epiliguri (BERTELLI *et alii*, 1984) che in quelle liguri (VESCOVI, 1986, 1988, 1989; PEREGO & VESCOVI, 1991); in queste ultime si riconoscono estesi piegamenti rovesci di significato regionale (CERRINA FERONI *et alii*, 1989a, 1989b). In questo periodo viene allestita la prima edizione sperimentale del Foglio 217 (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1990) alla quale seguono diversi lavori che permettono di formulare ipotesi paleogeografiche innovative (ZANZUCCHI, 1988; CERRINA FERONI & MARTINELLI, 1991; ELTER & MARRONI, 1991; ELTER, 1994; PLESI *et alii*, 1993; VESCOVI, 1993; CERRINA FERONI *et alii*, 1994).

Recentemente sono state oggetto di ricerca diverse unità che ricadono nel Foglio, fra cui le unità caotiche del settore settentrionale del Foglio (DE NARDO, 1994). È stato iniziato un lavoro di revisione completa della Successione epiligure, sia dal punto di vista dell'analisi di facies (MUTTI *et alii*, 1995) che dal punto di vista biostratigrafico (CATANZARITI *et alii*, 1997), petrografico (CIBIN, 1993; CIBIN *et alii*, 1998) e litostratigrafico (MARTELLI *et alii*, 1998). In questa Successione sono stati inoltre riconosciuti sovrascorrimenti indotti da una deformazione tettonica oligocenica, responsabili di diverse duplicazioni (CATANZARITI *et alii*, 1999). Sono emersi anche nuovi dati sulle Unità subliguri e sui loro rapporti con le unità di avanfossa (CATANZARITI *et alii*, 1996; VESCOVI, 1998; VESCOVI *et alii*, 1998; CATANZARITI & VESCOVI, 1998) e sono state formulate ipotesi innovative riguardo all'evoluzione paleotettonica delle successioni liguridi (MARRONI & TREVES, 1998), dove è stata documentata la registrazione di una deformazione tettonica di fase eoalpina (VESCOVI *et alii*, 1999).

Altre informazioni geologiche sulla zona del Foglio 217 si possono agevolmente reperire consultando il volume n° 6 delle Guide Geologiche Regionali della Società Geologica Italiana (ZANZUCCHI Ed., 1994); informazioni di carattere geomorfologico su quest'area sono invece fornite da FEDERICI & TELLINI (1983), PEREGO (1992) e PELLEGRINI *et alii* (1998).

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area del Foglio 217 appartiene al medio-alto Appennino parmense e reggiano del settore padano-adriatico dell'Appennino settentrionale e corrisponde

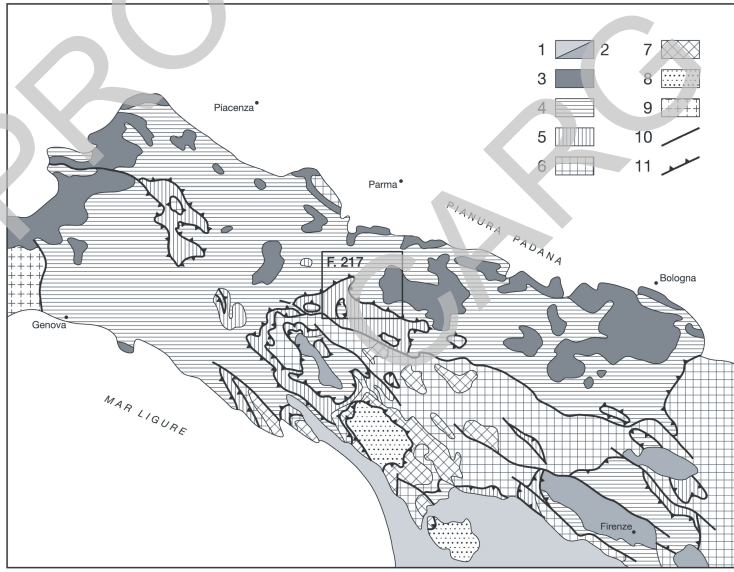

Fig.1 - *Schema tettonico dell'Appennino settentrionale. 1,2 - Depositi Plio-Quaternari / Bacini intramontani; 3 - Successione Epiligure - BTP; 4 - Unità Liguri; 5 - Unità Subliguri; 6 - Depositi di avanfossa (Macigno, Cervarola, Marnoso-Arenacea); 7 - Successione Toscana Meso-Cenozoica; 8 - Unità Toscane Metamorfiche; 9 - Unità Gruppo di Voltri; 10 - Principali faglie e thrust fuori-sequenza; 11 - Sovrascorrimenti.*

ad un complesso sistema di falde di ricoprimento il cui assetto geometrico verticale riproduce (per retrodeformazione in funzione della polarità della catena), con le eccezioni derivanti dalle "anomalie" geometrico-cinematiche (*back-thrust*, *thrust* fuori sequenza), il quadro delle relazioni geometriche originarie (quadro paleogeografico) (fig. 1).

Una faglia longitudinale (Fronte della Falda Toscana Auctt.) marginalmente rappresentata nell'area del Foglio ma di importanza primaria alla scala dell'intero Appennino settentrionale (BOCCALETTI & COLI, 1982; CERRINA FERONI *et alii*, 2002) scompone l'area stessa in due settori (A e B in fig. 2).

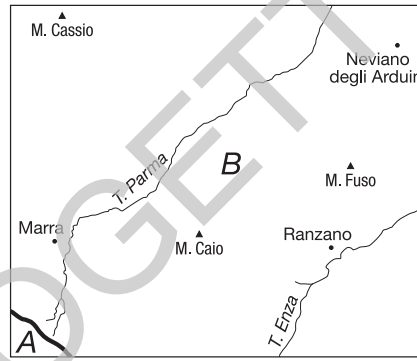

Fig.2 - *Suddivisione dell'area del Foglio 217 - Neviano degli Arduini in due settori strutturali.*

Nel settore sud-occidentale A, molto limitato, affiora una sola unità tettono-stratigrafica (rappresentata dalla formazione del Macigno, Oligocene sup.-Aquitaniano) della Falda Toscana.

Nel settore nord-orientale B, che corrisponde alla quasi totalità della superficie del Foglio, è viceversa conservato un edificio a falde, polifasico, che deriva dal raccorciamento, nel corso delle fasi sin e post-collisionali della catena, di un dominio paleogeografico esteso dal Dominio ligure al Dominio subligure esterno, e forse, a domini ancora più esterni del Dominio subligure.

La sostanziale completezza dell'edificio strutturale del settore B è in accordo con la posizione centrale che il Foglio 217 occupa nell'ambito dell'Appennino emiliano-romagnolo dove l'immersione strutturale regionale da SE a NW (complicata da alcune importanti ondulazioni assiali) determina complessivamente l'esposizione delle unità più profonde a SE (Formazione Marnoso-Arenacea del Dominio di avanfossa) e delle unità più superficiali a NW (Unità liguri e Successione epiligure). È in particolare significativo, in questo senso, che alla posizione centrale del Foglio lungo l'asse longitudinale della catena corrisponda proprio la massima esposizione regionale delle Unità subliguri che, nell'organizzazione regionale delle falde nell'Appennino emiliano-romagnolo, occupano appunto una posizione intermedia essendo geometricamente interposte tra le successioni di avanfossa e le Unità liguri.

L'organizzazione della stratigrafia, di cui al capitolo che segue, è impostata in funzione del quadro strutturale presentato e quindi, in particolare, dell'impilamento di unità strutturali ricostruito nel settore B del Foglio.

PROGETTO CARG

IV – STRATIGRAFIA

1. - INTRODUZIONE

In questo capitolo vengono descritte le caratteristiche stratigrafiche delle unità tettoniche che affiorano nell'area del Foglio, iniziando da quelle che si trovano in posizione geometrica più elevata. Nell'ambito di ogni unità tettonica si descrive la successione delle unità litostratigrafiche che la compongono, iniziando dal basso.

Vengono riportati i dati biostratigrafici in base ai nannofossili calcarei.

Nelle successive descrizioni delle formazioni si fa riferimento, anche senza esplicito richiamo, agli schemi stratigrafici delle figg. 3, 4 e 5.

1.1. - Biostratigrafia

Per la maggior parte delle unità stratigrafiche descritte sono stati utilizzati dati biostratigrafici basati sui nannofossili calcarei, raccolti nell'area del foglio o in aree limitrofe e dati ricavati dalla letteratura. Le età non basate sullo studio dei nannofossili calcarei riguardano solo le formazioni giurassico superiori. Lo schema tempo di riferimento, sia quello semplificato utilizzato per lo schema stratigrafico in calce alla carta geologica, sia quello più dettagliato rappresentato nelle figg. 3, 4 e 5, prevede quattro diverse scale stratigrafiche correlate fra di loro:

1 - la scala Cronometrica in milioni di anni (Ma);
2 - la Scala delle Inversioni del Campo Magnetico Terrestre ("Global Polarity Time Scale", GPTS);
3 - la Scala Cronostratigrafica Globale Standard (SCG);
4 - la Scala biocronostratigrafica basata sui nannofossili calcarei.

Per il significato, l'utilizzo e i problemi connessi alle diverse scale si rimanda a quanto esaurientemente discusso da D. Rio nelle note illustrative del Foglio

PROGETTO CARG

Bobbio (ELTER *et alii*, 1997).

Qui ci limiteremo a indicare quali fra le diverse scale proposte in letteratura sono state adottate. Come Scala delle Inversioni del Campo Magnetico Terrestre (GPTS) per l'intervallo Giurassico superiore-Cretacico superiore è stato adottato il modello proposto da GRADSTEIN *et alii* (1994), e per l'intervallo Paleocene inferiore-Miocene superiore quello proposto da CANDE & KENT (1992, 1995). Per la Scala Cronostratigrafica sono stati adottati i limiti proposti da GRADSTEIN *et alii* (1994) per il Mesozoico e da BERGGREN *et alii* (1995), per il Terziario, operando una scelta che rendesse più semplice il riferimento delle unità litostratigrafiche ad unità cronostratigrafiche definite in letteratura in modo spesso controverso. Per questo motivo le biozone a nannofossili calcarei vengono qui considerate il riferimento cronostratigrafico più stabile, e utilizzate come biocronozone sono state affiancate alle tradizionali unità cronostratigrafiche. La Scala biocronostratigrafica fa riferimento per il Cretacico allo schema di SISSINGH (1977). Per il Paleocene e parte dell'Eocene è stato utilizzato lo schema di MARTINI (1971), asteriscando le zone che utilizzano marker diversi da quelli proposti dall'autore. Per gli altri intervalli di tempo si è fatto riferimento a schemi più locali; in particolare, per l'intervallo Eocene superiore-Oligocene inferiore allo schema proposto da CATANZARITI & RIO in CATANZARITI *et alii* (1997), per l'Oligocene superiore-Miocene superiore agli schemi proposti da FORNACIARI & RIO (1996) e FORNACIARI *et alii* (1996).

2. - SUCCESSIONE EPILIGURE

In letteratura la Successione epiligure viene comunemente considerata sovrapposta in discordanza al di sopra delle Unità liguri, già strutturate in un edificio a falde durante lo stadio collisionale dell'Eocene medio (Fase ligure; ELTER, 1973). La Successione epiligure può quindi essere interpretata come il riempimento sedimentario di un sistema di bacini di *thrust-top basin* impostato al tetto del prisma orogenico mesoalpino. Le discordanze e le lacune stratigrafiche che si succedono all'interno della Successione epiligure corrispondono più o meno chiaramente alle successive fasi contrazionali responsabili, durante l'evoluzione post-collisionale, della progressiva migrazione verso E del sistema catena-avanfossa-avampaese.

Nell'area rappresentata dal Foglio 217 ricade uno dei settori dove la Successione epiligure è quasi integralmente rappresentata, dai termini inferiori medio-eocenici (Brecce argillose di Baiso) fino alla porzione medio-miocenica (Gruppo di Bismantova), affiorando, praticamente senza soluzione di continuità, lungo la Val d'Enza e nell'area Vetto-Antognola-Signano, che rappresenta la parte occidentale della cosiddetta sinclinale Vetto-Carpineti (ROVERI, 1966; PAPANI *et alii*, 1987).

La Successione epiligure sormonta l'Unità Cassio o direttamente l'Unità

PROGETTO CARG

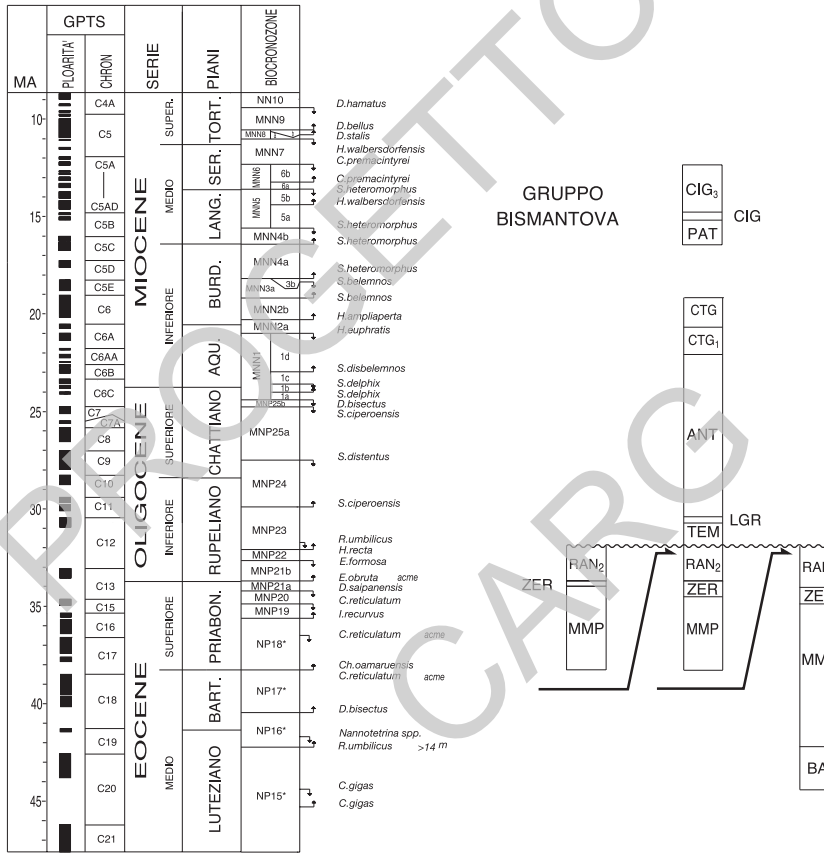

Fig.3 - *Schema cronostratigrafico delle successioni delle unità tettoniche appartenenti alla Successione epiligure. Lo spessore delle colonne è funzione dell'attribuzione biostratigrafica delle unità litostratigrafiche rappresentate.*

Caio; il contatto basale discordante è però osservabile esclusivamente in Val d'Enza, a valle di Selvanizza, dove i conglomerati della Formazione di Ranzano si sovrappongono al Flysch di M. Caio in giacitura rovesciata.

L'individuazione di superfici di discordanza di significato regionale (CATANZARITI *et alii*, 1997, 1999) ha permesso di proporre all'interno della Successione epiligure pre-Formazione di Antognola nuove suddivisioni formazionali, non ancora definite formalmente.

Ricerche specifiche nell'area del Foglio 217 (CATANZARITI *et alii*, 1999) hanno condotto al riconoscimento di una superficie di discordanza di primaria importanza all'interno dei depositi della Successione epiligure, in passato concordemente attribuiti alla Formazione di Ranzano. Questa discordanza stratigrafica corrisponde alla superficie di sutura della strutturazione relativa ad una fase tettonica contrazionale che, in Val d'Enza, coinvolge la Successione epiligure di età Eocene medio-sup. e Oligocene inf. (MNP23; CATANZARITI *et alii*, 1999). Nell'organizzazione stratigrafica della Successione epiligure che deriva da questo nuovo contesto, quindi, le torbiditi arenaceo-pelitiche dell'Oligocene inf. finora riferite alla Formazione di Ranzano, al di sopra della discordanza ora citata sono state scorporate dalla Formazione di Ranzano stessa e a loro volta suddivise in due formazioni (Formazione di Temporia, alla base, e Formazione di Lagrimone).

L'applicazione dei concetti della stratigrafia sequenziale al nuovo impianto stratigrafico sembra indicare la possibilità di organizzare l'intera Successione epiligure in unità di rango superiore (gruppi) (CATANZARITI *et alii*, 1997; AMOROSI, 1992; AMOROSI *et alii*, 1993). Al momento il solo gruppo istituito formalmente è il Gruppo di Bismantova (AMOROSI *et alii*, 1993; 1996) al quale, nel Foglio 217, appartengono le formazioni di Cigarello e di Pantano e le Arenarie di Vetto; queste unità verranno quindi descritte nell'ambito del Gruppo di Bismantova.

2.1. - BRECCE ARGILLOSE DI BAISO (**BAI**)

Questa unità con assetto caotico (mélange sedimentario) caratterizza l'inizio della sedimentazione della Successione epiligure (BETTELLI & PANINI, 1987). Nell'Appennino reggiano, dove affiora la sezione tipo, raggiunge spessori notevoli (centinaia di metri); nel Foglio 217 costituisce invece lembi di ridotto spessore interposti tra le Marne di Monte Piano e le unità liguri (Flysch di M. Caio) nelle zone di Cereggio e di Zermagnone. Il contatto inferiore delle Brecce argillose di Baiso, interpretato in letteratura geologica come discordante, non è esposto nell'ambito del Foglio.

Dal punto di vista litostratigrafico si tratta di brecce poligeniche a matrice argillosa di colore grigio scuro contenente clasti, in genere non arrotondati, di dimensioni variabili fino al metro, e lembi di strato, di calcari, marne e arenarie derivanti dalle sottostanti unità liguri e dalle Marne di Monte Piano, ad

PROGETTO CARG

indicare quindi una certa attività di rimaneggiamento di sedimenti pelagici penecontemporanei.

L'età è Luteziano sup.; nell'area di Zermagnone le associazioni rinvenute, caratterizzate dalla presenza di *Cribrocentrum reticulatum* scarso, *Ericsonia formosa, Chiasmolithus solitus, Chiasmoliths grandis, Sphenolithus spiniger, Sphenolithus furcatolithoides, Reticulofenestra dictyoda, Discoaster barbadiensis*, indicano un'età riferibile alla parte alta della zona NP15.

2.2 - Marne di Monte Piano (**MMP**)

Argille e marne argillose rossastre passanti verso l'alto stratigrafico a marne grigie a stratificazione mal definita, cui si intercalano localmente arenarie feldspatiche scarsamente cementate in strati sottili.

Nei dintorni di Cereggio è stata inoltre distinta una litofacies caotica (**MMP_a**) rappresentata da un livello di brecce a matrice pelitica ad elementi di calcari e marne derivanti da un flysch ad Elmintoidi.

Localmente (Val d'Enza), alla base della formazione, è stata distinta, ma non cartografata separatamente, una litofacies (litofacies calcarenitica a *Zoophycos*; **MMP_b**) solo recentemente riconosciuta (Catanzariti *et alii*, 1999). È costituita da calcareniti grigie e rosate, definibili come *packstone* a Foraminiferi planctonici, in strati massivi molto spessi, caratterizzate da intensa bioturbazione e da tracce di *Zoophycos*. Malgrado il limitato spessore (circa 15 m) questa litofacies suggerisce la possibile vicinanza di un ambiente di piattaforma (Catanzariti *et alii*, 1999).

Lo spessore della formazione varia da pochi metri a circa 100 m.

Il contatto inferiore è in genere direttamente sulle unità liguri (Flysch di M. Caio e Flysch di M. Cassio).

Regionalmente l'età documentata per la formazione va dalla zona NP16 alla zona MNP21a (Catanzariti, 1993; Catanzariti *et alii*, 1997). Nel Foglio sono state campionate in località Zermagnone e in Val d'Enza sezioni che hanno fornito età diverse per la base e il tetto. In località Zermagnone la formazione poggia sulle Brecce argillose di Baiso e ha età riferibile alla zona NP16, con associazioni che comprendono tra le forme più significative *Reticulofenestra umbilicus, C. reticulatum, S. furcatolithoides, S. spiniger, D. barbadiensis e Discoaster saipanensis*. Il tetto entra nella zona MNP19, con associazioni caratterizzate da *C. reticulatum, Ericsonia formosa, R. umbilicus, Isthmolithus recurvus, D. barbadiensis, D. saipanensis, Discoaster tanii*. Nei due elementi strutturali individuati in Val d'Enza la base affiorante della formazione è riferibile alla zona NP18 con associazioni caratterizzate da *Dictyococcites bisectus, C. reticulatum* (abbondante), *R. umbilicus, D. barbadiensis e D. saipanensis*; il tetto è riferibile alla zona MNP20 nel *trhust-sheet* interno e alla zona MNP21a nel *thrust-sheet* esterno (Catanzariti *et alii*, 1999).

PROGETTO CARG

2.3. - Formazione di Zermagnone (**ZER**)

È stata introdotta informalmente questa nuova denominazione nell'ambito della realizzazione del Foglio per evitare possibili fraintendimenti con il membro del Pizzo d'Oca (Martelli *et alii*, 1998) cartografato nei fogli limitrofi (Fogli 198, 199, 216, 218) il cui tetto è definito dall'inizio degli apporti ofiolitici nelle areniti e non dalla discordanza alla base della Formazione di Ranzano. Più precisamente la formazione di Zermagnone corrisponde alla formazione di Pizzo d'Oca di Catanzariti *et alii* (1997).

Si tratta di torbiditi arenaceo-pelitiche costituite da strati di arenarie a grana media e grossolana grigio chiare e peliti grigie e grigio chiare, talora rossastre. Gli strati, di spessore variabile da medio a spesso, hanno geometria tabulare. Nella parte superiore della formazione si intercalano strati medi di arenarie grigio scure.

Le arenarie che caratterizzano la Formazione di Zermagnone hanno composizione feldspatolitica, con abbondanti frammenti litici metamorfici derivanti da un basamento cristallino (Cibin, 1993). Nella parte superiore, il colore grigio scuro caratteristico della Formazione di Ranzano è probabilmente da mettere in relazione all'aumento, nelle areniti, della frazione litica arricchita in frammenti serpentinitici. In Val d'Enza, le sequenze arenaceo-pelitiche a diversa composizione, evidenziate dalla variazione di colore, sembrano separate da un livello caotico dello spessore di circa 15 m (Catanzariti *et alii*, 1999), non cartografabile alla scala 1:50.000.

Lo spessore massimo ricostruito della formazione è inferiore ai 100 m.

Il contatto di base della formazione con le Marne di Monte Piano, visibile sia nei dintorni di Ranzano (Val d'Enza) sia nei dintorni di Zermagnone (Val Toccana), risulta concordante e non marcato da alcuna lacuna biostratigrafica, come nella località tipo di Monte Piano, in Val Taro (Vescovi & Rio, 1981).

In Val d'Enza (fig. 3) la formazione sembra avere età che vanno dalla zona MNP20 alla zona MNP21a (Priaboniano superiore nello schema tempo adottato). Le associazioni a nannofossili che caratterizzano la MNP20 sono rappresentate da: *Dictyococcites bisectus, Ericsonia formosa, Reticulofenestra umbilicus, Isthmolithus recurvus, Discoaster barbadiensis e Discoaster saipanensis*. La zona MNP21a è caratterizzata dall'assenza di *D. barbadiensis* e *D. saipanensis* in associazioni simili alla precedente.

2.4. - Formazione di Ranzano

È costituita da depositi torbiditici, con facies variabili da conglomeratiche ad arenaceo-pelitiche che affiorano in modo spettacolare lungo la Val d'Enza a valle di Selvanizza dove si trova la località tipo; lo spessore massimo raggiunge i 400 m.

Il contatto di base corrisponde ad un evento erosivo, discordante sulle formazioni di Zermagnone e di Monte Piano e direttamentre anche sul Flysch di M. Caio; il contatto con quest'ultima unità è esposto lungo l'alveo del T. Enza a

PROGETTO CARG

monte dell'abitato di Ranzano. La base della Formazione di Ranzano è rappresentata da una superficie fortemente erosiva e discordante riconoscibile a livello regionale, evidenziato anche da una lacuna biostratigrafica e da un brusco cambiamento di facies, che corrisponde all'evento Valle dei Cavalieri dell'Oligocene basale (CATANZARITI *et alii*, 1997; OTTRIA *et alii*, 2001).

Il limite superiore della Formazione di Ranzano corrisponde alla già descritta superficie erosiva e discordante oligocenica inferiore che rappresenta la base della Formazione di Temporia (vedi cap. 2).

Per la presenza di discordanze di importanza regionale che costituiscono i limiti inferiore e superiore dell'unità, la Formazione di Ranzano assume quindi un nuovo significato rispetto a quanto generalmente ammesso in letteratura che prevede l'attribuzione all'unità Ranzano dei depositi prevalentemente arenacei compresi tra le Marne di Monte Piano e la Formazione di Antognola (PIERI, 1961; BETTELLI *et alii*, 1987; MUTTI *et alii*, 1995; MARTELLI *et alii*, 1998; ecc.). Abbiamo comunque preferito mantenere la tradizionale denominazione "Ranzano" che per i geologi dell'Appennino costituisce un immediato riferimento ad un'unità stratigrafica con un ben definito ruolo nell'evoluzione tettono-sedimentaria della catena.

Per mantenere un certo grado di omogeneità con i fogli limitrofi della Carta geologica d'Italia in scala 1:50.000, la stratigrafia della Formazione di Ranzano del Foglio 217 è stata correlata con l'organizzazione litostratigrafica proposta da MARTELLI *et alii* (1998). In particolare la Formazione di Ranzano corrisponde al Membro della Val Pessola dei Fogli 198, 199, 216 e 218; nel Foglio 217 questo membro è stato completamente suddiviso in due litozone, una litozona arenaceo-conglomeratica alla base e una litozona arenaceo-pelitica al tetto.

Per quanto riguarda l'età, la Formazione di Ranzano è attribuibile all'Eocene sup.; in particolare nei tre elementi strutturali evidenziati in Val d'Enza viene ad avere un'età riferibile alle zone MNP21a, MNP21b, MNP22 e alla parte inferiore della MNP23 (fig. 3). La zona MNP21b è caratterizzata dalla presenza di *Ericsonia obruta* in acme, la MNP22 dall'assenza di *E. formosa* e la MNP23 dalla presenza di *Helicosphaera recta* e *Helicosphaera perch-nielseniae*, in associazioni caratterizzate da forme più banali come *D. bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites daviesii*, *Helicosphaera euphratis*.

Litozona arenaceo-conglomeratica (**RAN_{2a}**). È rappresentata da arenarie e conglomerati verdastri e peliti grigio scure e verdastre organizzati in strati spessi e molto spessi e banchi frequentemente gradati ed amalgamati. I clasti dei conglomerati sono costituiti da metamorfiti, magmatiti e rocce sedimentarie con un'importante frazione derivante da unità liguri (ofioliti con predominanza di serpentiniti, diaspri, calcari e marne tipo flysch ad Elmintoidi). Lo spessore massimo del membro è di circa 300 m.

Le caratteristiche litologiche non consentono generalmente di raccogliere campioni utilizzabili per l'analisi biostratigrafica; tuttavia campioni provenienti

PROGETTO CARG

da peliti intercalate a banchi conglomeratici affioranti nei dintorni di Zermagnone hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili alla zona MNP21a. Il limite cronologico superiore della litozona arenaceo-conglomeratica deriva da campioni provenienti dalla zona di passaggio alla litozona arenaceo-pelitica, che indicano la parte basale della zona MNP23, caratterizzata dall'associazione *R. umbilicus* e *H. recta*.

Litozona arenaceo-pelitica (**RAN_{2b}**). Torbiditi arenaceo-pelitiche costituite da arenarie grigio-verdastre a grana media e grossolana e peliti grigio scure, con A/P>1. Lo spessore degli strati, a geometria tabulare, varia da sottile a spesso.

È stata distinta una litofacies caotica (**RAN_{2c}**) prevalentemente pelitica dello spessore massimo di circa 50 m; all'interno si riconoscono clasti e lembi di arenarie, calcari e marne derivanti da unità liguri, Marne di Monte Piano e arenarie della Formazione di Ranzano.

La litozona arenaceo-pelitica è riferibile alla parte bassa della zona MNP23.

2.5 - Formazione di Temporia (**TEM**)

È rappresentata principalmente da litofacies arenaceo-pelitiche (A/P>1) e pelitico-arenacee (A/P<1). Nella litofacies pelitico-arenacea, le areniti hanno spessore centimetrico e decimetrico generalmente a laminazione piano-parallela; sono presenti sequenze plurimetriche deformate da fenomeni di slumping.

Localmente (dintorni di Temporia) vengono distinte torbiditi arenaceo-pelitiche (**TEM_a**) caratterizzate da areniti grigio-piombo a grana media, in strati da medi a molto spessi senza apparente gradazione, con intercalazioni di sottili livelli vulcanoclastici. Le areniti contengono un elevato tenore di clasti carbonatici; questa composizione del detrito arenitico sembra correlabile con la petrofacies D di Cibin (1993), caratterizzata da dominanza di frammenti litici carbonatici tipo flysch ad Elmintoidi e subordinate quantità di litici metamorfici e serpentiniti. Questa litofacies è caratteristica del membro di Varano de' Melegari della Formazione di Ranzano di Martelli *et alii* (1998).

La base della Formazione di Temporia (versante destro del T. Enza, località La Mora) è caratterizzata da una bancata plurimetrica, con limitata continuità laterale, di brecce intraformazionali, con clasti arenitici e pelitici di dimensione centimetrica e decimetrica di forma irregolare dispersi in una matrice arenaceo-pelitica; sono anche presenti lembi deformati di siltiti marnose grigio chiare. La superficie di base di questa bancata, netta ed erosiva, corrisponde alla discordanza che sigilla i sovrascorrimenti che scompongono in più elementi tettonici la Successione epiligure in Val d'Enza (Catanzariti *et alii*, 1999). La discordanza della Formazione di Temporia si realizza sia sulla Formazione di Ranzano sia sulla Formazione di Zermagnone.

Nella Formazione di Temporia è stata distinta anche una litofacies caotica (**TEM_b**) originata da frane intraformazionali e costituita da peliti grigio piombo

PROGETTO CARG

inglobanti ciottoli e spezzoni di arenarie, conglomerati e marne delle formazioni sottostanti.

Lo spessore totale della formazione è di circa 250 m.

La formazione è riferita alla zona MNP23 del Rupeliano. Le associazioni a nannofossili comprendono, fra i placoliti più significativi, *Dictyococcites bisectus* e *Cyclicargolithus abisectus* di piccole dimensioni (inferiore ai 10 micron); fra gli elicoliti: *Helicosphaera compacta*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera recta*, *Helicosphaera perch-nielseniae*; gli sfenoliti sono scarsi e poco significativi.

2.6. - Arenarie di Lagrimone (**LGR**)

È costituita da torbitidi arenacee (A/P>>1) grigie, in strati generalmente spessi e molto spessi ed in banchi amalgamati, talora con base conglomeratica. L'analisi petrografica delle areniti ha messo in evidenza una composizione fortemente litica contenente oltre a frammenti di rocce carbonatiche, notevoli quantità di frammenti provenienti da metamorfiti di grado molto basso di probabile provenienza alpina (Cibin, 1993).

La formazione raggiunge uno spessore complessivo massimo di circa 100 m.

Cartograficamente il contatto di base della formazione risulta discordante su diverse litofacies della Formazione di Temporia.

L'eta è riferibile alla zona MNP23 (Catanzariti *et alii*, 1997).

Membro di Poggio della Torre (**LGR_1**). Costituisce la porzione conglomeratica della formazione, rappresentata da conglomerati clasto-sostenuti, a matrice arenacea in grossi banchi, gradati. I clasti, da subarrotondati ad angolari, hanno dimensioni estremamente variabili, da millimetriche fino ad un massimo di 50 cm circa, e sono costituiti da metaofioliti, metaradiolariti, calcescisti, calcari e calcari marnosi, filladi e micascisti. Questa composizione, analoga a quella delle arenarie, conferisce ai conglomerati una tipica colorazione verde scura.

Nell'area della località tipo (Val d'Enza), il contatto diretto del Membro di Poggio della Torre sulle marne della Formazione di Antognola, interpretato in precedenza come stratigrafico, ha indotto a considerare, seppur con qualche incertezza, questa unità litostratigrafica come membro sommitale della Formazione di Antognola (Regione Emilia-Romagna, 1990; vedi anche Cerrina Feroni *et alii*, 1991). La natura tettonica del contatto in questione, verificata durante le ricerche per la realizzazione del Foglio (Ottria, 2000), consente di considerare la litofacies conglomeratica come l'equivalente grossolano delle Arenarie di Lagrimone.

Anche se è estremamente difficoltoso trovare livelli campionabili per l'analisi biostratigrafica, localmente le peliti marnose intercalate ai banchi conglomeratici hanno fornito associazioni a nannofossili contenenti *D. bisectus*, *C. abisectus*, *H. compacta*, *H. perch-nielseniae*, *H. recta*, *Sphenolithus predistentus*,

PROGETTO CARG

Sphenolithus distentus, *Sphenolithus dissimilis*, e forme cretacee rimaneggiate che possono raggiungere percentuali del 70%. Le associazioni sono riferibili alla zona MNP23 del Rupeliano.

Nella zona di Poggio della Torre i conglomerati passano direttamente alla Formazione di Antognola; alcuni campioni provenienti dalle prime marne al di sopra del contatto sono riferibili anch'essi alla zona MNP23; le associazioni a nannofossili simili alle precedenti sono però caratterizzate da bassissime frequenze di forme rimaneggiate.

2.7. - Formazione di Antognola (**ANT**)

Si tratta di marne e marne siltose grigio-verdine con patine manganesifere, a stratificazione mal distinta. È stata distinta una litofacies arenaceo-pelitica (**ANT_a**) che si intercala a più livelli nella successione stratigrafica ed è costituita da torbiditi arenaceo-pelitiche in strati da sottili a medi e subordinatamente da livelli di arenarie grossolane (dintorni di C. Rivazzo). Lo spessore varia da un centinaio di metri ad oltre 400 m.

La base della Formazione di Antognola corrisponde ad una superficie di discordanza riconosciuta a livello regionale (Bettelli *et alii*, 1987; Papani *et alii*, 1987; ecc.).

L'età della formazione è riferibile all'intervallo Oligocene inferiore-Miocene inferiore. In particolare sono state documentate tutte le biozone, dalla zona MNP23 del Rupeliano alla sottozona MNN1d dell'Aquitaniano (Regione Emilia-Romagna, 1990; Fornaciari, 1996; Catanzariti *et alii*, 1997).

2.8. - Formazione di Contignaco (**CTG**)

È costituita da marne grigie, a contenuto siliceo e frattura scheggiosa, con patine manganesifere; localmente la selce grigio scura o nera forma dei sottili livelli o noduli. Subordinatamente si intercalano torbiditi arenacee a grana fine in strati sottili. Alla base della formazione le arenarie diventano predominanti e nella carta geologica sono state distinte come Membro di Villaprara.

Lo spessore della parte marnosa della formazione varia da pochi metri fino a un massimo di circa 200 m.

L'età della formazione è riferibile al Miocene inferiore. In particolare le marne hanno fornito campioni con associazioni a nannofossili calcarei attribuibili alle sottozone MNN2a ed MNN2b (Fornaciari, 1996).

Le marne selciose di questa formazione rappresentano, nell'ambito dei bacini epiliguri, una litozona *marker* del Miocene inf., correlabile regionalmente con depositi silicei coevi presenti in altri domini geotettonici dell'Appennino settentrionale (Amorosi *et alii*, 1995).

PROGETTO CARG

Membro di Villaprara (**CTG_1**). Torbiditi arenaceo-pelitiche grigie in strati medi e spessi, gradati (A/P>=1). Spessore variabile da pochi metri a 200 m.

In questo membro sono state documentate le sottobiozone MNN1d e MNN2a dell' Aquitaniano (FORNACIARI, 1996).

2.9. - GRUPPO DI BISMANTOVA

È rappresentato da una successione che copre l'intervallo Langhiano-Serravalliano e che mette in evidenza un'evoluzione deposizionale caratterizzata dal basso verso l'alto da facies di piattaforma interna (biocalcareniti), da facies di piattaforma esterna (arenarie bioturbate) e da facies di scarpata-bacino (torbiditi arenaceo-pelitiche e peliti) localmente con complesse variazioni latero-verticali e rapporti di eteropia (PAPANI *et alii*, 1987).

Per omogeneità con i fogli limitrofi sono state adottate le distinzioni formazionali proposte da AMOROSI *et alii* (1996).

Il Gruppo di Bismantova è caratterizzato regionalmente da una base discordante ed erosiva. Il passaggio alla sovrastante Formazione del Termina non affiora nell'area del Foglio 217.

2.9.1. - *Formazione di Pantano* (**PAT**)

È costituita da calcareniti ricche in bioclasti (frammenti di Echinidi, Briozoi, Foraminiferi bentonici, Alghe coralline, Molluschi), con aspetto massivo; la stratificazione generalmente mal definita è solo localmente individuabile. Il colore d'insieme è giallastro per alterazione. Sono inoltre presenti arenarie più o meno carbonatiche medio-grossolane, bioturbate con sottili intervalli pelitici e localmente livelli di marne silicee. Alla base sono intercalati livelli di conglomerati minuti i cui ciottoli (serpentinoscisti, filladi) indicano una provenienza da rocce di tipo alpino (PAPANI *et alii*, 1987).

Lo spessore varia da pochi metri a circa 100 m.

Particolarmente importante risulta il contatto di base della Formazione di Pantano sulle marne selciose della Formazione di Contignaco, visibile lungo il Rio Bottazzo (dintorni di Moragnano), e caratterizzato da una marcata superficie erosionale, angolarmente discordante; questo contatto rappresenta infatti il brusco cambiamento ambientale, da depositi di scarpata a depositi di piattaforma interna, relativo ad un evento deformativo di importanza regionale (PAPANI *et alii*, 1987; CERRINA FERONI *et alii*, 1991; VAI & CASTELLARIN, 1992). L'unità passa gradualmente verso l'alto alla Formazione di Cigarello.

La formazione comprende la zona MNN4b e la sottozona MNN5a del Langhiano (FORNACIARI, 1996).

PROGETTO CARG

2.9.2 - *Formazione di Cigarello* (**CIG**)

Nell'area del Foglio la formazione è caratterizzata dalla sovrapposizione di una potente successione arenacea (membro delle Arenarie di Vetto) su un'unità costituita da uno spessore di circa 30-40 m di marne siltose grigie, con sporadiche intercalazioni di arenarie in strati medi (Marne di Cigarello Auctt.).

L'intensa bioturbazione alla base delle marne, assente nella parte sommitale dove le peliti sono organizzate in lamine millimetriche (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1990), sembra indicare la possibilità di collocare all'interno della formazione stessa il passaggio da facies di piattaforma esterna a facies di scarpata che anche a scala regionale si realizza all'interno della Formazione di Cigarello.

L'età della formazione è riferibile all'intervallo compreso tra la sottozona MNN5a del Langhiano e la sottozona MNN6b del Serravaliano (FORNACIARI, 1996). Nella litofacies marnosa è documentata esclusivamente la sottozona MNN5a.

Arenarie di Vetto (**CIG3**). Torbiditi arenaceo-pelitiche con notevole componente carbonatica, di colore grigio, giallastro per alterazione, in strati da medi a molto spessi.

Il carattere localmente fortemente erosivo e discordante della superficie di base delle Arenarie di Vetto è messo in evidenza dal contatto diretto di questa unità sulla Formazione di Pantano (N di Moragnano, E di Ruzzano). La mancanza di esposizioni non consente di analizzare il contatto di sovrapposizione geometricamente discordante delle Arenarie di Vetto sulle unità pre-Bismantova (formazioni di Antognola e Temporia) nell'area a N della confluenza dei torrenti Enza e Lonza.

Lo spessore della formazione è di circa 400 m.

L'unità occupa un intervallo di tempo che va dalla sottozona MNN5a alla sottozona MNN6b (Langhiano-Serravalliano; FORNACIARI, 1996).

3. - UNITÀ LIGURI

Sono comprese in questo Dominio paleogeografico quelle successioni alloctone che sono state incorporate nel prisma tettonico mesoalpino nell'Eocene medio e che sono state traslate insieme alla soprastante Successione epiligure.

3.1. - UNITÀ TETTONICA SOLIGNANO

Questa unità affiora in un'area molto limitata, al vertice di nord-ovest del Foglio, dove risulta giustapposta per faglia alle formazioni basali dell'Unità Cassio. È rappresentata dal Flysch di Solignano e dalle Argille varicolori di Case Garola che costituiscono il substrato stratigrafico del flysch nella località tipica affiorante nel Foglio 198-Bardi (MARTINI & ZANZUCCHI, 1999).

PROGETTO CARG

3.1.1. - *Argille varicolori di Case Garola* (**ACG**)

Affiorano in modo molto limitato sul versante sinistro del T. Lonza, nella zona di Gazzolo. Argilliti di colore rosso mattone, grigio scuro e grigio-verdastro, con intercalazioni di strati di calcilutiti verdi con patine manganesifere; sono presenti brecce ofiolitiche passanti ad arenarie grossolane, mal cementate, in strati spessi e molto spessi. Localmente si notano intercalazioni di calcari marnosi grigio chiari simili a quelli dei flysch ad Elmintoidi.

Lo spessore non è valutabile.

Per posizione stratigrafica la formazione è attribuibile ad un generico Cretacico superiore.

3.1.2. - *Flysch di Solignano* (**FSO**)

Questa formazione occupa una superficie molto limitata in prossimità del vertice di nord-ovest del Foglio; i migliori affioramenti si trovano lungo la strada che dal paese di Cassio scende verso Selva. La formazione è costituita da arenarie fini grigiastre e micacee, in strati da sottili a molto spessi alternati a livelli pelitici grigi; si intercalano marne e calcari marnosi grigio chiari, localmente con focature rosate, in strati con base arenitica da medi a molto spessi; localmente si inseriscono potenti banchi calcareo-marnosi grigio chiari a base arenitica e strati calcarei decimetrici profondamente alterati in ocraceo, molto simili alla "pietra paesina".

Nel Foglio lo spessore della formazione è stimabile nell'ordine di alcune centinaia di metri.

L'ambiente deposizionale è molto profondo e la sedimentazione è torbiditica, ad elevato tenore silicoclastico ma caratterizzata dalla intercalazione di potenti episodi calcareo-marnosi di origine intrabacinale (Mutti *et alii*, 1984; Fontana *et alii*, 1990, 1994).

La formazione risulta riferibile al Campaniano superiore-Maastrichtiano inferiore. Rio & Villa (1983) documentano le zone a *Quadrum trifidum* e ad *Arkhangelskiella cymbiformis*, correlabili rispettivamente alla zona CC23 e alla zona CC24 dello schema tempo adottato.

Il Flysch di Solignano è considerato equivalente alla Formazione di M. Venere del Gruppo Sambro da Abbate & Sagri (1970).

3.2. - Unità tettonica Cassio

Questa unità affiora estesamente nel quadrante nord-occidentale del Foglio dove risulta deformata in ampie sinclinali rovesciate a NE e forma gli importanti rilievi di M. Montagnana, M. Cavalcalupo e M. Cassio. In quest'area, l'Unità, con la costante interposizione del Complesso di Pietra Parcellara (Unità tettonica Groppallo),

PROGETTO CARG

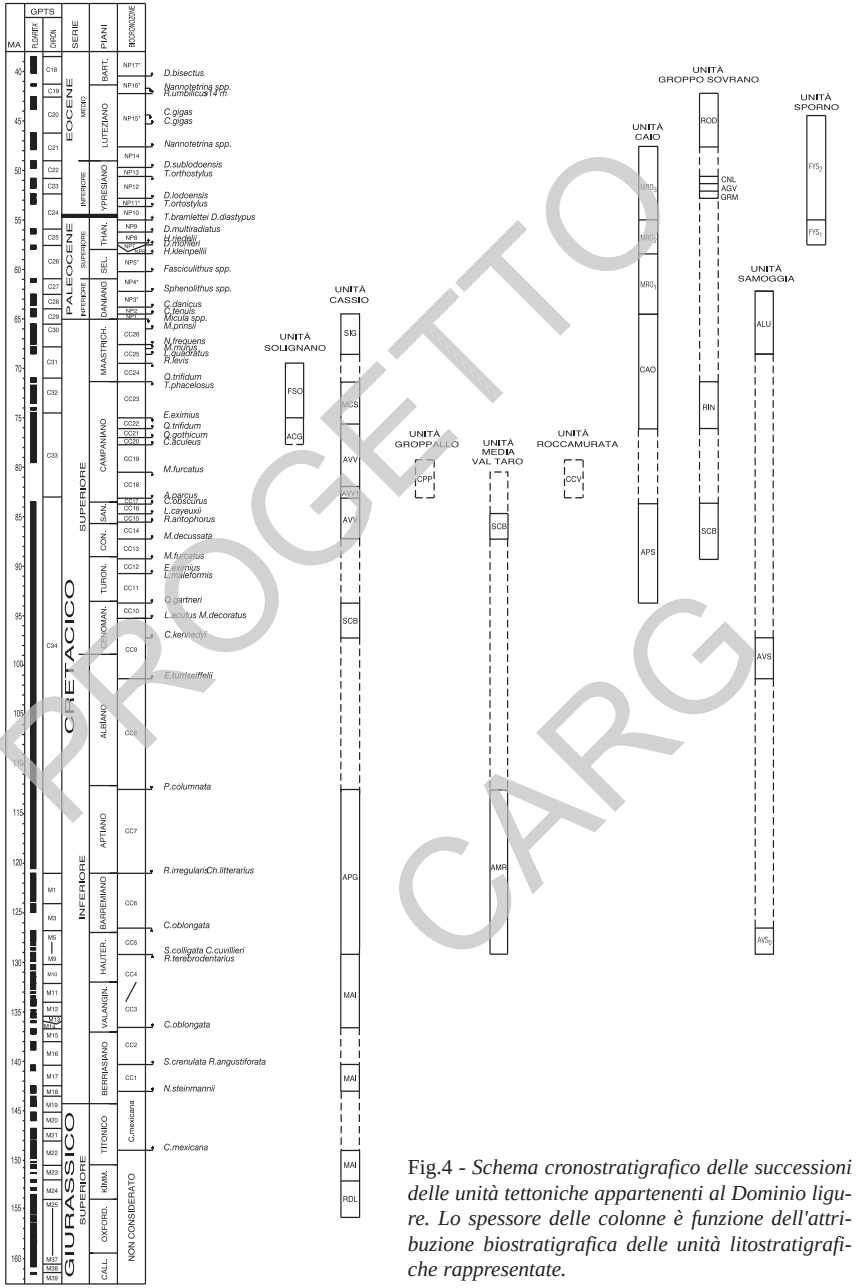

Fig.4 - *Schema cronostratigrafico delle successioni delle unità tettoniche appartenenti al Dominio ligure. Lo spessore delle colonne è funzione dell'attribuzione biostratigrafica delle unità litostratigrafiche rappresentate.*

PROGETTO CARG

sovrascorre l'Unità Caio. Altre limitate porzioni di Unità Cassio si ritrovano nel settore orientale del Foglio, dove occupano la stessa posizione strutturale e dove risultano inoltre ricoperte in discordanza dalla Successione epiligure.

L'Unità Cassio è rappresentata da una successione stratigrafica che nella zona del Foglio, dal basso, comprende le seguenti formazioni: Argille a palombini del T. Grontone, Arenarie di Scabiazza, Argille varicolori di Cassio, Flysch di M. Cassio ed Argille di Signano. Inoltre, all'interno delle Argille a palombini del T. Grontone, si inseriscono scaglie tettoniche costituite da spezzoni della successione giurassico-cretacica che viene interpretata come l'originaria base stratigrafica dell'Unità Cassio (PLESI *et alii*, 1993; VESCOVI *et alii*, 1999); questa successione è rappresentata da Radiolariti, Rosso ad Aptici (non distinto in carta) e Maiolica, descritti separatamente in legenda e in queste Note illustrative. Le scaglie tettoniche generalmente di limitate dimensioni, raggiungono estensioni ettometriche cartografabili sul versante di sinistra del T. Baganza a nord del paese di Casaselvatica (ZANZUCCHI, 1961a).

3.2.1. - *Radiolariti* (**RDL**)

Si tratta di radiolariti verdine e grigio chiare spesso caratterizzate da una leggera laminazione, in strati sottili e localmente medi, intercalati da sottilissimi livelli di argille verdastre.

Lo spessore stratigrafico risulta di difficile valutazione per l'intensa deformazione plicativa e può essere stimato nell'ordine dei 20 m circa.

La formazione passa stratigraficamente ad un livello metrico di argille rossastre ad Aptici che costituisce il substrato stratigrafico della soprastante Maiolica.

L'ambiente deposizionale è pelagico con episodi di risedimentazione torbiditica del fango siliceo.

La formazione è stata attribuita all'Oxfordiano-Kimmeridgiano documentata da VERCESI & COBIANCHI (1998) in radiolariti affioranti in Val Trebbia, in un contesto stratigrafico-strutturale analogo a quello del Foglio 217.

3.2.2. - *Maiolica* (**MAI**)

Si tratta di calcari micritici biancastri in strati medi e localmente spessi, intercalati da sottilissimi letti argillosi nerastri; sono molto frequenti liste di selce grigio-verdina. La sedimentazione è avvenuta in ambiente pelagico ed è caratterizzata da frequenti episodi di risedimentazione torbiditica che coinvolgono fanghi a coccoliti.

Alla base della formazione, in contatto stratigrafico, è presente un livello, di spessore decimetrico non cartografabile, rappresentato da marne argillose rossastre che è possibile correlare con il Rosso ad Aptici.

Lo spessore affiorante è valutabile nell'ordine dei 35 m circa.

L'età attribuita in legenda (Kimmeridgiano Hauteriviano) comprende le età

PROGETTO CARG

documentate da VERCESI & COBIANCHI (1998) per il Rosso ad Aptici e la Maiolica dell'Appennino piacentino, rispettivamente corrispondenti al Kimmeridgiano sup.-Titonico inf. (pre-comparsa di *Conusphaera mexicana*) e al Berriasiano-Hauteriviano (post-comparsa di *Nannoconus steinmannii*).

3.2.3. - *Argille a palombini del T. Grontone* (**APG**)

Affiorano lungo il margine sud-occidentale dell'Unità Cassio, lungo una fascia che si estende con direzione appenninica dalla Val Parma alla Val Baganza e molto sporadicamente al margine orientale del Foglio, sul versante destro del T. Lonza.

La formazione, che non mostra quasi mai buone esposizioni, è costituita da argilliti grigio scure e verdastre a luoghi debolmente rossastre, intercalate da sottili livelli di arenarie torbiditiche fini e regolarmente alternate a calcilutiti silicizzate grigio-verdine a patine verdastre scure, talora debolmente marnose, in strati medi e spessi. Localmente si intercalano marne grigie in strati medi e spessi e strati da spessi a molto spessi di calcareniti grigio-biancastre a basi grossolane ricche in bioclasti.

Le Argille a palombini del T. Grontone vengono in contatto superiormente con le Arenarie di Scabiazza. Il contatto è sempre tettonizzato ma si presume di origine sedimentaria per la presenza, nella parte stratigraficamente più bassa delle Arenarie di Scabiazza, di intercalazioni torbiditiche caratterizzate da intervalli basali grossolani a clasti spigolosi derivanti dalle Radiolariti, dalla Maiolica e dalle stesse Argille a palombini, come conferma la presenza tra i clasti di microfacies bioclastiche analoghe a quelle riconosciute nelle calcareniti delle Argille a palombini del T: Grontone (VESCOVI *et alii*, 1999).

Lo spessore può essere valutato solo in modo approssimativo a causa dell'intensa deformazione e della scarsità di affioramenti e non dovrebbe superare i 100 m.

L'ambiente di sedimentazione è emipelagico ed è dominato da eventi torbiditici che risedimentano fanghi intrabacinali.

Nell'area del limitrofo Foglio 216 le associazioni a nannofossili calcarei indicano un intervallo di tempo compreso tra l'Hauteriviano superiore e l'Aptiano superiore, in sostanziale accordo con quanto documentato da COBIANCHI & VILLA (1992) in Val Graveglia, che documentano la presenza delle biozone NC5, NC6, NC7 di ROTH (1978), correlabili con le zone CC5, CC6 e CC7 dello schema tempo adottato.

3.2.4. - *Arenarie di Scabiazza* (**SCB**)

Nel tentativo di uniformare le legende della nuova Carta geologica d'Italia in scala 1:50.000 con questa denominazione, introdotta da LUDWIG (1929), vengono indicati tutti i depositi a dominante arenacea del Cretacico sup., appartenenti

PROGETTO CARG

ai complessi di base delle unità liguri e subliguri, che presentano analoghe caratteristiche e che precedentemente sono stati cartografati, nei diversi settori dell'Appennino, con nomi differenziati (Arenarie di Scabiazza, Arenarie di Ostia, Arenarie di Isola di Palanzano, ecc.).

La formazione è costituita da arenarie grigio chiare, fini e medie, in strati sottili, alternate a peliti debolmente marnose, ed intercalate da strati molto spessi di marne siltose grigio chiare a base arenacea grossolana, e da strati marnoso-calcarei medi e spessi caratterizzati da basi grossolane a clasti spigolosi bianchi e verdini di micriti e radiolariti. Il rapporto arenite/pelite è generalmente molto inferiore a 1 e solo localmente si avvicina a 1.

L'ambiente di sedimentazione è torbiditico, caratterizzato da apporti clastici anche grossolani, con l'inserimento di potenti strati marnosi alimentati da fanghi carbonatici intrabacinali.

Le Arenarie di Scabiazza dell'Unità Cassio affiorano in modo limitato ma con buone esposizioni ad ovest del paese di Cassio, dove passano stratigraficamente alle Argille varicolori di Cassio, ed in Val Baganza, tra Case Praquarola e Casaselvatica, dove con cattive esposizioni è visibile il contatto stratigrafico inferiore su uno dei lembi di Radiolariti inseriti tettonicamente nelle Argille a palombini del T. Grontone.

Il passaggio alle Argille varicolori di Cassio è rappresentato da un contatto in discontinuità stratigrafica caratterizzato dalla presenza di concrezioni di marne siltose ricche in barite, molto simili alle septarie. Questo contatto si localizza al margine orientale del Foglio 216-Borgo Val di Taro, in prossimità del limite del Foglio.

Le Arenarie di Scabiazza dell'Unità Cassio corrispondono alle Arenarie di Case Baruzzo di VESCOVI *et alii* (1999); l'analisi petrografica condotta da questi autori sulla porzione arenitica della formazione indica una particolare abbondanza in grani di quarzo, feldspati e litici vulcanici.

Lo spessore delle Arenarie di Scabiazza dell'Unità Cassio è valutabile sui 200 m circa.

L'età è riferibile al Cenomaniano (zone CC9 pro parte e CC10) come documentato nella sezione Case Baruzzo da VESCOVI *et alii* (1999).

3.2.5. - *Argille varicolori di Cassio* (**AVV**)

Affiorano in tutta la zona del margine occidentale dell'Unità Cassio in Val Baganza; sono localmente presenti anche nel settore orientale del Foglio, in prossimità degli affioramenti di Flysch di M. Cassio che si ritrovano presso il paese di Gazzolo.

La formazione, che mostra le migliori esposizioni nei calanchi ad ovest del paese di Cassio, è costituita da argille rosse, grigio scure e verdastre, intercalate da arenarie fini grigio scure, manganesifere e talora cloritiche, in strati sottili; localmente si intercalano calcilutiti silicizzate grigio-verdine, in strati sottili, e strati sottili di areniti grossolane ricche in bioclasti e feldspati rosati.

PROGETTO CARG

Localmente (zona calanchiva ad ovest del paese di Cassio e dintorni di Gazzolo), è stata distinta una litofacies arenaceo-pelitica (**AVV_a**) in cui il rapporto a/p può arrivare ad 1, costituita da arenarie medie e fini in strati sottili e molto sottili.

Lo spessore della formazione, valutabile solo in modo indicativo a causa dell'intensa deformazione tettonica, non supera comunque i 100 m.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino molto profondo interessato da episodi torbiditici di modesta entità; solo nella parte superiore si inseriscono i Conglomerati dei Salti del Diavolo (**AVV_1**), che registrano l'azione di flussi gravitativi catastrofici.

Le Argille varicolori di Cassio passano stratigraficamente al Flysch di M. Cassio; il contatto, non visibile nel Foglio, è esposto presso Prelerna nel Foglio 198-Bardi.

L'età delle formazioni è compresa nell'intervallo Coniaciano-Campaniano, la sua base è riferibile al Coniaciano-Santoniano. Le associazioni rinvenute nella parte basale della sezione Case Baruzzo (VESCOVI *et alii*, 1999) possono essere riferite alle zone CC14 e CC15 dello schema tempo. Nella sezione Rubbiano (Val Taro), fuori dell'area del Foglio 217, sono state documentate età che arrivano al Campaniano superiore (fino alla zona CC22; RIO & VILLA, 1987).

Conglomerati dei Salti del Diavolo (**AVV_1**). Sono distinti nella parte alta delle Argille varicolori di Cassio e affiorano in giacitura sub-verticale attraversando con buona continuità di affioramento tutta la Val Baganza; si ritrovano anche in sporadici affioramenti presso il paese di Gazzolo in Val Lonza. Si tratta di conglomerati ad elementi ben arrotondati sedimentari, metamorfici e granitoidi di composizione ad affinità sudalpina (SAMES, 1967), in bancate potenti che passano gradualmente ad un tetto arenaceo grossolano. Questo evento è stato riferito con i nannofossili al Campaniano inferiore, zona a *Aspidolithus parcus* (RIO & VILLA, 1987), correlabile con la zona CC18 dello schema tempo.

3.2.6. - *Flysch di M. Cassio* (**MCS**)

Questa formazione affiora estesamente tra la Val Baganza e la Val Parma dove mostra le migliori esposizioni e dove è stata formalizzata da PAPANI & ZANZUCCHI (1969).

Essa è costituita da marne calcaree, marne e calcari marnosi, in strati da spessi a molto spessi, ed in banchi caratterizzati da intervalli basali di arenite carbonatica fine laminata, passanti gradualmente ad un tetto argilloso-siltoso. Questi strati sono regolarmente intercalati da sottili livelli emipelagici grigio-verdastri e neri e da arenarie medie e fini quarzoso-feldspatiche grigio chiare, in strati medi e sottili.

La formazione potrebbe risultare ricoperta stratigraficamente dalle Argille di Signano anche se queste ultime risultano tettonicamente separate.

PROGETTO CARG

Lo spessore misurato nella località tipo è di 1210 m.

La sedimentazione di questa formazione è di tipo torbiditico, in un ambiente di piana bacinale che è localizzato sotto la superficie di compensazione dei carbonati (SAGRI & MARRI, 1980) ed è alimentato da sorgenti intrabacinali ed extrabacinali (FONTANA *et alii*, 1990).

L'età della formazione all'analisi dei nannofossili risulta campaniana superiore. I campioni raccolti in Val Baganza, fra Chiastre e il Castello di Ravarano, alla base e al tetto della formazione contengono associazioni contenenti *Quadrum trifidum*, *Quadrum gothicum*, *A. parcus*, *Microrabdulus decoratus*, *Reinhardites antophorus*, *Reinhardites levis*, *Calculites obscurus*, *Ceratolithoides aculeus* attribuibili alle zone CC22 e CC23.

3.2.7. - *Argille di Signano* (**SIG**)

Affiorano in modo molto limitato presso l'abitato di Signano, dove risultano sottostanti alla Successione epiligure del M. Fuso e tettonicamente sovrascorse dal Membro di Castelmozzano delle Marne rosate di Tizzano, localmente rovesciato a sud di M. Verola.

La formazione è caratterizzata da argille nerastre con focature rossastre e verdi in cui si intercalano arenarie fini micacee, nerastre e violacee, gradate e laminate, calciluiti biancastre e verdognole in strati sottili e marne calcaree grigio chiare in strati medi.

Lo spessore non è valutabile a causa dell'intensa deformazione tettonica.

La sedimentazione è prevalentemente emipelagica con lo sporadico inserimento di modesti eventi torbiditici ad alimentazione terrigena ed intrabacinale.

Il contenuto in nannofossili permette di attribuire alla formazione un'età compresa tra il Maastrichtiano sup. e il Paleocene inferiore. I campioni raccolti alla base della sezione nell'area tipo, hanno fornito nannoflore appartenenti alle zone CC25 e CC26 del Maastrichtiano superiore, per la presenza dei rispettivi *marker* zonali (*Micula murus* e *Micula prinsii*) in associazione con *Lithraphidites quadratus*, *A. cymbiformis*, *M. decoratus*. I campioni provenienti dalla parte alta della sezione contengono rare forme terziarie (*Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus* spp., *Ericsonia robusta*) in una più consistente associazione cretacea, e sono stati attribuiti all'intervallo NP1-2.

3.3. - UNITÀ TETTONICA GROPPALLO

Questa unità ofiolitica si interpone tettonicamente tra la sovrastante Unità Cassio e la sottostante Unità Media Val Taro; tra la Val Baganza e la Val Parma, probabilmente per laminazione tettonica dell'Unità Media Val Taro, l'Unità Groppallo si sovrappone direttamente al Flysch di M. Caio dell'omonima unità tettonica.

PROGETTO CARG

3.3.1. - *Complesso di Pietra Parcellara* (**CPP**)

In questo complesso si riconoscono brecce clasto-sostenute e matrice-sostenute, con clasti di calcilutiti grigio-verdi di dimensioni fino a metrica, e matrice argillosa, cui si associano lembi eterometrici di: peridotiti serpentinizzate, diaspri, calcari a Calpionelle e brecce ofiolitiche. Questi corpi si interpongono spesso tettonicamente e talora risultano inglobati come olistoliti.

Le serpentiniti (Σ) sono frequentemente associate a brecce monogeniche serpentinitiche e a brecce poligeniche ad elementi di serpentinite, diaspri e rari calcari micritici.

I Diaspri (**ds**) di colore rosso, a stratificazione sottile, passano frequentemente ad una breccia monogenica di tipo autoclastico; più raramente sono associati ad orizzonti di brecce poligeniche ad elementi di basalti e serpentiniti.

I Calcari a Calpionelle (**cc**) sono costituiti da calcari micritici bianchi e grigio chiari in strati medi, localmente a liste e noduli di selce grigio-verdastra. Talora si interpongono livelli discontinui di brecce ad elementi di serpentiniti e diaspri (VESCOVI, 1986).

L'età di questo complesso è molto incerta; le analisi biostratigrafiche effettuate su campioni provenienti dai clasti delle brecce e dagli *slide-block* hanno messo in evidenza solo nannofossili riferibili al Cretacico inferiore. Per analogie litologiche e affinità genetiche con il complesso di Casanova, l'unità è riferibile al Cretacico superiore (MARRONI & PERILLI, 1992, VILLA & ZANZUCCHI, 1997).

3.4. - UNITÀ TETTONICA MEDIA VAL TARO

Questa unità affiora estesamente lungo il margine occidentale del Foglio, occupando la zona di spartiacque tra la Val Baganza e le valli del T. Manubiola e del T. Grontone. Limitati lembi si ritrovano anche in alta Val d'Enza, fra le Liguridi immediatamente sottostanti la Successione epiligure.

È rappresentata dalle Arenarie di Scabiazza cui si associa solo un limitato affioramento di Argille a palombini di M. Rizzone lungo il margine ovest del Foglio.

3.4.1. - *Argille a palombini di M. Rizzone* (**AMR**)

Argilliti grigio scure, verdastre e nocciola alternate a calcari micritici grigio-verdastri in strati generalmente medi a patine giallastre e nere ed a base talora calcarenitica; localmente, si intercalano sottili livelli di arenarie fini grigio scure, sempre laminate.

La deformazione molto intensa non permette di valutare lo spessore stratigrafico e tettonizza il contatto con le sottostanti Arenarie di Scabiazza rovesciate che potrebbero costituirne l'originaria copertura stratigrafica (VESCOVI *et alii*, 2002).

La sedimentazione poteva essere emipelagica, con limitati apporti terrigeni

PROGETTO CARG

torbiditici molto fini.

La formazione ha fornito nannoflore riferibili all'intervallo Hauteriviano-Aptiano.

3.4.2. - *Arenarie di Scabiazza* (**SCB**)

La formazione presenta generalmente le stesse caratteristiche litostratigrafiche delle Arenarie di Scabiazza dell'Unità tettonica Cassio (vedi par. 3.2.4); in destra del T. Baganza, immediatamente ad ovest di Casaselvatica, nella parte superiore della formazione, è stata distinta e cartografata la litozona pelitica policroma (**SCB_a**) caratterizzata da peliti nerastre con focature rossastre fino a peliti rossastre prevalenti, con intercalazioni di strati sottili di arenarie medie e grossolane, talora ricche in clorite.

Nell'area del Foglio, lo spessore delle Arenarie di Scabiazza dell'Unità Media Val Taro è valutabile nell'ordine dei 400 metri circa.

Nell'area del Foglio non esistono datazioni dirette. In Val Taro la formazione è stata riferita all'intervallo Coniaciano-Santoniano (zone CC14 e CC15), senza escludere età più antiche per la porzione basale ed età più recenti per la litozona pelitica policroma sommitale, sempre sterile (VILLA, 1991).

3.5. - UNITÀ TETTONICA ROCCAMURATA

Questa unità, che nell'area del Foglio sovrascorre il Flysch di M.Caio, è rappresentata solo da limitate porzioni preservate dall'erosione lungo la zona dello spartiacque Parma-Baganza. È confrontabile con l'elemento tettonico Roccamurata appartenente all'Unità Ottone del Foglio 216 (VESCOVI *et alii*, 2002).

3.5.1. *Complesso di Casanova* (**CCV**)

Questa unità litostratigrafica si caratterizza per la presenza di lembi ofioliti-ci interposti come olistoliti in sedimenti clastici rappresentati da brecce di varia natura e da torbiditi a composizione ofiolitica (PASSERINI, 1965; PAGANI *et alii*, 1972; ELTER *et alii*, 1991).

Nell'area del Foglio i corpi ofiolitici di maggiori dimensioni sono rappresentati da lembi ettometrici e decametrici di peridotiti serpentinizzate e brecciate, incluse con contatti di natura sedimentaria in brecce a matrice argillosa ed elementi generalmente calcarei ("argille a blocchi" Auctt.). Si associano a queste brecce matrice-sostenute strati lenticolari di brecce clasto-sostenute ad elementi decimetrici scarsamente arrotondati derivanti da: calcari micritici grigiastri, arenarie nerastre laminate, diaspri, argilliti nerastre, serpentiniti, basalti e graniti. Localmente, sono inoltre presenti sottili alternanze pelitico-arenacee scure ed

PROGETTO CARG

intercalazioni marnose grigiastre in lembi metrici, nonchè corpi decametrici verosimilmente derivati da porzioni molto deformate di argille a palombini, di calcari a Calpionelle e localmente di diaspri.

Lo spessore di questa unità può essere valutato fino a un massimo di 200 metri.

La deposizione di questa unità è legata a flussi gravitativi che si accompagnano ad una severa deformazione tettonica, in molti casi attiva quando il sedimento era poco litificato.

Nell'area tipo il Complesso di Casanova è stato riferito alla zona ad *A. parcus*, correlabile con la zona CC18 del Campaniano inferiore (MARRONI & PERILLI, 1990, 1992). Studi più recenti nella successione del T. Dragonale estendono l'età del Complesso alla zona CC19 (Campaniano inferiore; VILLA & ZANZUCCHI, 1997).

3.6. - UNITÀ TETTONICA CAIO

È l'unità ligure che affiora più estesamente nel Foglio, coprendo con sostanziale continuità il settore compreso tra la Val Baganza e la Val d'Enza.

L'Unità Caio risulta coinvolta in una deformazione eocenica che è responsabile dello sviluppo nel Flysch di M. Caio di estesi fianchi rovesciati (CERRINA FERONI *et alii*, 1989a; 1989b). Nelle porzioni più occidentali del Foglio, strutturalmente meno rialzate di quelle orientali, affiora estesamente il fianco rovescio di questo piegamento, caratterizzato da direzioni assiali NW-SE (VESCOVI, 1989). In Val Parma, invece, la successione risulta meno deformata e presenta il suo massimo spessore stratigrafico, completandosi dei suoi termini paleocenico-eocenici. Verso oriente, in Val Cedra, si ritrova esposta la cerniera del piegamento principale, con direzione circa E-W; qui lo spessore del Flysch di M. Caio diminuisce bruscamente, probabilmente ridotto da superfici di taglio con importanti componenti sottrattive.

3.6.1. - *Argilliti del Passo della Sisa* (**APS**)

Affiorano in modo limitato sullo spartiacque tra il T. Parma ed il T. Bratica e con buone esposizioni, anche se sempre molto ridotte, in sinistra Bratica, presso Grammatica, dove, circa 500 m a NW del paese, è esposto il contatto con il sovrastante Flysch di M. Caio.

Si tratta di argilliti nerastre, verdi, brune ed a luoghi rossastre, sempre molto scagliettate, inglobanti inclusi centimetrici e decimetrici di calcareniti fini grigie e calcilutiti verdastre, rivestite da incrostazioni di ossidi neri. Nell'ambito dell'unità si riconoscono localmente i caratteri tessiturali di una breccia matrice-sostenuta, ma generalmente essa si presenta come una tettonite derivante da deformazioni precedenti la litificazione.

Lo spessore varia da qualche metro ad una decina di metri.

PROGETTO CARG

Nell'area del Foglio non sono stati raccolti dati biostratigrafici. Nell'adiacente Foglio 216-Borgo Val di Taro, argilliti nella stessa posizione stratigrafica sono state incluse nel Mélange di Ossella e riferite ad un generico intervallo post-Cenomaniano-Santoniano (VESCOVI *et alii*, 2002).

3.6.2. - *Flysch di M. Caio* (**CAO**)

La formazione (GHELARDONI, 1961a) presenta le migliori esposizioni in Val Parma ed in Val Cedra dove si presenta come un'alternanza abbastanza regolare di marne grigio-azzurrognole e calcari marnosi grigio scuri, in strati spessi e molto spessi, a base arenitica fine laminata, intercalati da sottili livelli di argille nerastre e di arenarie fini micacee. Salendo nella successione si inseriscono in modo meno regolare potenti bancate marnose, caratterizzate da un intervallo basale arenitico fine; verso il tetto si intercalano calcari biancastri in strati spessi e molto spessi e calcari marnosi grigi in strati medi dalla caratteristica alterazione ("pietra paesina").

La formazione presenta una potenza di almeno 1600 m.

Nei settori occidentali del Foglio la formazione mostra una litofacies basale a brecce poligeniche (**CAO$_a$**) che sembra assente nelle zone più orientali dove il flysch ricopre stratigraficamente le Argilliti del Passo della Sisa; la formazione è ricoperta dalle Marne rosate di Tizzano.

La sedimentazione è di tipo torbiditico (PAREA, 1961; ABBATE & SAGRI, 1967), con apporti terrigeni fini ed imponenti volumi di peliti carbonatiche intrabacinali (FONTANA *et alii*, 1994).

L'età è riferibile al Campaniano sup.-Maastrichtiano (zone dalla CC22 alla CC26; RIO *et alii*, 1983).

Litofacies a brecce poligeniche (**CAO$_a$**). Brecce clasto-sostenute e localmente matrice-sostenute costituite da elementi di calcare micritico grigio, nerastro e bianco, in blocchi centimetrici e decimetrici, scarsamente arrotondati; in subordine sono presenti: areniti fini, serpentiniti, diaspri, basalti e graniti. Questa litofacies, ben esposta in Val Baganza, costituisce bancate metriche a geometria lenticolare che si intercalano nella parte basale del Flysch di M. Caio (ZANZUCCHI, 1961b; VESCOVI, 1982).

3.6.3. - *Formazione delle Marne rosate di Tizzano*

La formazione affiora con buone esposizioni lungo una fascia estesa tra Tizzano, Capoponte e Neviano degli Arduini e sulla zona di spartiacque tra il T. Baganza e il T. Parma, presso Signatico, dove sono esposti solo i termini stratigraficamente inferiori. Le distinzioni litostratigrafiche operate nell'ambito di questa formazione sono state possibili grazie ad una serie di lavori di D. Rio e

PROGETTO CARG

collaboratori in gran parte inediti (BERTOZZI, 1981; CANTADORI, 1982). Questi studi, che portarono ad una definizione dei rapporti stratigrafici intercorrenti tra i flysch liguridi dell'Appennino parmense, presero come riferimento le primissime partizioni litostratigrafiche di ANELLI (1935) e, con una dettagliata biostratigrafia (RIO & ARCHILLI, 1980), permisero di formulare un quadro di sintesi stratigrafica brevemente riportato in RIO (1987).

Nella Formazione delle Marne rosate di Tizzano sono distinti tre membri: Membro di Bersatico, calcareo e ricco di marne rossastre; Membro di Folgheto, argilloso-arenaceo; Membro di Castelmozzano, calcareo-argilloso e ricco di calcareniti bioclastiche.

Lo spessore della formazione si aggira intorno agli 800 m circa.

La sedimentazione è di tipo torbiditico, con apporti terrigeni ed intrabacinali.

L'età è riferibile ad un intervallo compreso tra il Paleocene inf. e l'Eocene medio.

Membro di Bersatico (**MRO_1**). Calcari bianchi, localmente marnosi, talora con focature rosate in strati molto spessi ed in banchi, accompagnati da sottili interstrati argillosi nerastri; si alternano potenti bancate di marne e di marne argillose color rosso mattone e rosato, strati medi e spessi di arenarie non tenacemente cementate grigio-rosate, strati spessi di argille marnose grigie ricche in tracce di organismi limivori e straterelli marnosi dalla caratteristica alterazione in "pietra paesina".

Lo spessore di questo membro è di 250 m circa.

L'età è compresa tra le zone NP2 ed NP5 del Paleocene inferiore (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1990).

Membro di Folgheto (**MRO_2**). Peliti grigio scure e nocciola alternate da arenarie ricche in matrice, in strati medi e sottili, e localmente da calcari marnosi bianco-rosati in strati medi e spessi. Nella parte bassa il rapporto arenite/pelite è inferiore ad 1 ed aumenta salendo nella successione.

Lo spessore di questo membro è di 350 m circa.

L'età è riferibile alle biozone NP6-NP9 del Paleocene superiore (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1990).

Membro di Castelmozzano (**MRO_3**). Marne ed argille marnose grigie intercalate da calcari biancastri e da calcareniti ricche di Nummuliti, in strati medi e spessi, e localmente da arenarie litiche a scarsa cementazione in strati medi.

Lo spessore di questo membro è valutabile sui 250 m circa.

L'età è riferibile all'Eocene inf. ed all'Eocene medio basale (NP10-NP14) (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1990).

3.7. - UNITÀ TETTONICA GROPPO SOVRANO

Questa unità tettonica, considerata finora appartenente al Dominio Subligure (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963; ELTER *et alii*, 1964; RAU, 1965), per le notevoli

PROGETTO CARG

affinità di litofacies con i flysch liguri terziari e soprattutto per la presenza di un caotico eocenico medio che registra la Fase Ligure e chiude la successione stratigrafica, in questo Foglio è stata ascritta al Dominio Ligure.

L'Unità Groppo Sovrano occupa la posizione strutturale inferiore nella pila delle unità liguri; è sovrascorsa dall'Unità Caio in una zona estesa tra l'alta Val Parma e l'alta Val Cedra, con uno sviluppo planimetrico abbastanza trasversale rispetto alle direttrici appenniniche.

La successione stratigrafica che rappresenta l'Unità, descritta nel dettaglio in Val Bratica da VESCOVI & BARBIERI (1997) e da VESCOVI *et alii* (1998), si compone di termini cretacici ed eocenici separati da un'importante discontinuità stratigrafica; i lavori di revisione del Foglio 217 hanno permesso di estendere verso il basso questa successione riconoscendo anche qui le Arenarie di Scabiazza, già note nelle porzioni cretaciche di diverse unità liguri e subliguri (CERRINA FERONI *et alii*, 1991b).

La successione stratigrafica, potente complessivamente 300 m circa, dal basso verso l'alto si compone delle seguenti formazioni: Arenarie di Scabiazza, Argilliti di Riana, Flysch di Grammatica, Arenarie di Groppo Sovrano, Flysch di Rio Canalaccio, Mélange di Rio Rodichiasso.

3.7.1. - *Arenarie di Scabiazza* (**SCB**)

La formazione affiora in destra Parma presso Rividulano e sul versante sinistro della valle, sotto le pendici orientali del M. Provenga, dove si osservano le esposizioni migliori. Le caratteristiche litostratigrafiche sono quelle descritte nei par. 3.2.4 e 3.4.2; localmente si riconoscono sottili livelli di calcilutiti beige al tetto degli strati arenacei, e intercalazioni di orizzonti caotici intraformazionali, di modesto spessore.

La potenza delle Arenarie di Scabiazza dell'Unità Groppo Sovrano può essere valutata nell'ordine di 80 m circa.

L'età risulta riferibile all'intervallo Coniaciano-Santoniano.

3.7.2. - *Argilliti di Riana* (**RIN**)

Le migliori esposizioni di questa formazione si trovano sul versante di sinistra della Val Bratica: circa 1 km a sud del paese di Riana, lungo la strada che collega Riana a Grammatica e presso Castello di Grammatica, lungo il sentiero che scende al T. Bratica; si segnala inoltre un limitato affioramento a Ghiare di Corniglio. Si tratta di argilliti nere manganesifere e silicee, a luoghi grigie, verdastre e rosso-vinato; verso l'alto si passa ad alternanze di argille grigio scuro e marne calcaree a base arenitica molto fine in strati medi e sottili; localmente si intercalano sottili livelli di arenarie verdi cloritiche e strati discontinui di brecce monogeniche ad elementi di scisti a clorite.

Lo spessore minimo valutabile per questa formazione si aggira sui 50 m circa.

La sedimentazione è prevalentemente emipelagica, con limitati apporti torbiditici di fanghi intrabacinali.

PROGETTO CARG

La formazione è datata al Campaniano superiore (zone CC22 e CC23) (VESCOVI *et alii*, 1998).

3.7.3. - *Flysch di Grammatica* (**GRM**)

L'unità affiora in alta Val Bratica ed in Val Parma presso Rividulano; le esposizioni migliori si trovano sulla strada provinciale tra Riana e Grammatica, sotto le imponenti scarpate di Groppo Sovrano. Qui il Flysch di Grammatica, che ricopre in discordanza stratigrafica le Argilliti di Riana, inizia con uno strato spesso di arenaria fine grigio chiara a cemento carbonatico, impregnato di ossidi nerastri nella parte inferiore; verso l'alto si passa ad argille siltose e marnose grigio-verdognole, nerastre e rosate, alternate a calcareniti fini grigio chiare e calcilutiti nere in strati da spessi a sottili, ricchi di tracce di organismi limivori; si intercalano, inoltre, marne grigie e rosate in strati spessi e molto spessi, caratterizzati da numerose tracce di *Chondrites* e *Zoophycos*.

Lo spessore si aggira sui 25 m circa.

La sedimentazione è torbiditica a basso tasso di accumulo, con prevalenti apporti di sedimenti fini intrabacinali, intervallati da episodi di deposizione emipelagica.

L'età è riferibile all'Ypresiano (NP12) (VESCOVI *et alii*, 1998).

3.7.4. - *Arenarie di Groppo Sovrano* (**AGV**)

L'unità è esposta totalmente nelle scarpate che si affacciano sul versante di sinistra dell'alta Val Bratica e si può anche osservare in diversi affioramenti lungo la strada provinciale che unisce Riana a Grammatica. Si presenta come un'arenaria grigio chiara a sfumature verdine, in genere grossolana e bioclastica, tenacemente cementata da calcite, in strati spessi e molto spessi, alternati da sottili livelli di argilla nera, verdastra o rossigna; localmente si intercalano sottili livelli di arenarie cloritiche scarsamente cementate, calcari micritici bianchi in strati sottili e nella parte alta, livelli di selce nerastra. Localmente sono stati rinvenuti strati caratterizzati da una base di arenaria conglomeratica ricca di clasti arrotondati derivanti da scisti a clorite.

Il contatto con il Flysch di Grammatica, stratigrafico e concordante, è visibile immediatamente ad est del cimitero di Grammatica.

Lo spessore dell'unità è di circa 90 metri.

La sedimentazione è torbiditica con apporti da sorgenti terrigene e da sorgenti intrabacinali di ambiente neritico, circa equivalenti.

L'età è riferibile all'Ypresiano (NP12) (VESCOVI *et alii*, 1998).

3.7.5. - *Flysch di Rio Canalaccio* (**CNL**)

Le esposizioni più belle di questa unità si trovano immediatamente ad est di Grammatica e nel Rio Canalaccio, a quota 1070, circa 300 m ad ovest di Riana;

PROGETTO CARG

qui è visibile il contatto per alternanze con le sottostanti Arenarie di Groppo Sovrano i cui strati diminuiscono gradualmente di spessore lasciando posto ad alternanze marnoso-calcaree. Il Flysch di Rio Canalaccio è infatti rappresentato da marne grigio cenere e grigio scure, talvolta rosate, alternate a calcari micritici grigi e rosati in strati medi e spessi, ricchi in tracce di organismi limivori; si intercalano anche arenarie fini laminate in strati da medi a molto sottili.

Lo spessore dell'unità si aggira sui 20 m circa.

La sedimentazione è torbiditica con apporti essenzialmente intrabacinali e tassi di accumulo abbastanza ridotti.

L'età è riferibile all'Ypresiano (NP12) (VESCOVI *et alii*, 1998).

3.7.6. - *Mélange di Rio Rodichiasso* (**ROD**)

Costituisce il termine sommitale della successione; la sua presenza è costante sotto il sovrascorrimento dell'Unità Caio, anche se la natura prevalentemente pelitica e l'assetto caotico ne riducono molto l'esposizione. Si tratta di un'unità costituita da lembi eterometrici argillosi, marnosi ed arenacei, verosimilmente derivanti dalla porzione inferiore della successione dell'Unità tettonica Groppo Sovrano (i.e. Arenarie di Scabiazza, Argilliti di Riana e Flysch di Grammatica). I diversi corpi litologici risultano delimitati da superfici di taglio che a volte sembrano aver agito quando non era ancora avvenuta la completa litificazione e sono associati a banchi discontinui di brecce costituite essenzialmente da elementi calcarei in matrice argillosa.

Il contatto con il sottostante Flysch di Rio Canalaccio è tettonizzato.

Lo spessore geometrico è valutabile nell'ordine di qualche decina di metri.

L'età è riferibile al Luteziano (NP15) (VESCOVI *et alii*, 1998).

3.8. - UNITÀ TETTONICA SAMOGGIA

Questa unità tettonica riconosciuta in Val Castione è verosimilmente correlabile con l'Unità Samoggia (PANINI, in stampa) ed è rappresentata da una successione di formazioni argillose cretaciche e paleoceniche che viene ricostruita con estrema difficoltà a causa delle cattive condizioni di esposizione. Dal punto di vista geometrico l'Unità in oggetto è sovrascorsa dall'Unità Caio e da lembi dell'Unità Cassio nella zona che si estende tra la Val Toccana e l'alta Valle del Termina di Castione, immediatamente a nord della successione epiligure del M. Fuso.

La successione che definisce questa unità tettonica potrebbe rivestire un particolare interesse nelle ricostruzioni paleogeografiche perchè registra con litofacies argillose l'intervallo temporale dei flysch ad Elmintoidi. Questa importanza viene per la prima volta messa in risalto da DE NARDO (1994) che analizza queste formazioni precedentemente ascritte al Complesso di Lupazzano (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1990).

PROGETTO CARG

3.8.1. - *Argille varicolori della Val Samoggia* (**AVS**)

Argille nerastre, rosse e verdastre intercalate da sottili livelli di arenarie fini grigie, brune e violacee e localmente di calcari micritici grigio-verdastri a patine manganesifere. Alla base della formazione è stata distinta la litofacies pelitico-arenacea (**AVS_a**).

L'ambiente di sedimentazione è emipelagico con limitati apporti terrigeni.

I campioni raccolti a nord di Lupazzano hanno fornito associazioni riferibili all'Albiano-Cenomaniano; in particolare è stata documentata la zona CC9 (pre-comparsa di *Corollithion kennedyi*) per la presenza di *Eiffellithus turriseiffelii*, in associazione con *Eiffellithus eximius*, *Lithraphides carniolensis*, *Microstaurus chiastius*.

Litofacies pelitico-arenacea (**AVS_a**) (cfr. Argille a palombini). Argille nerastre e grigio scure intercalate da calcari micritici grigi e biancastri in strati medi e sottili e da sottili livelli di arenarie fini laminate.

La sedimentazione è di tipo emipelagico con limitati apporti torbiditici di fanghi intrabacinali e di terrigeno fine.

I pochissimi campioni risultati fossiliferi, raccolti poco a nord di Lupazzano, contengono associazioni dell'Hauteriviano superiore (zona CC5) caratterizzate da *L. bollii*, *Eprolithus antiquus*, *Calcicalathina oblongata*.

3.8.2. - *Argille di Lupazzano* (**ALU**)

Argille rosso-mattone e grigio-verdastre, talora debolmente marnose, intercalate da arenarie quarzoso-feldspatiche a grana media, poco cementate, in strati sottili generalmente discontinui, e da sottili livelli di calcari marnosi con fucoidi; localmente sono presenti orizzonti con septarie.

L'ambiente di sedimentazione è emipelagico, interessato da limitati apporti terrigeni.

Dati biostratigrafici raccolti nell'area del Foglio indicano età che vanno dal Maastrichtiano superiore al Paleocene inferiore. In particolare sono state individuate associazioni a nannofossili attribuibili ad un intervallo di tempo che va dalla zona CC25 alla NP3. Le specie che permettono di individuare le ultime due zone del Cretacico sono *Micula murus* (per la CC25) e *Micula prinsii* (per la CC26) in associazione con *Lithraphidites quadratus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Microrabdulus decoratus*. La NP1 è rappresentata da alcuni campioni in cui le associazioni cretacee sono arricchite da alta frequenza di *Toracosphaera* spp. (Perch-Nielsen, 1985). Le biozone NP2 e NP3 sono caratterizzate dalla presenza sporadica di *Cruciplacolithus primus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Cruciplacolithus edwardsii* e *Coccolithus pelagicus* in associazioni prevalentemente cretacee (Perch-Nielsen, 1985).

PROGETTO CARG

3.9. - Unità tettonica Sporno

Questa unità tettonica affiora lungo il margine settentrionale del Foglio. L'Unità Sporno è caratterizzata dalle successioni arenaceo-pelitiche e calcareo-marnose del Flysch di M. Sporno che affiorano estesamente nel Foglio risultando magnificamente esposte in Val Baganza (Wiedenmayer, 1955; Zanzucchi, 1961b; Vinci, 1964).

Gran parte di questa formazione risulta coinvolta in estesi rovesciamenti; di questi ultimi rimane problematico stabilire l'originaria vergenza, ma è chiaro il coinvolgimento in una successiva strutturazione a trend NW-SE.

3.9.1. - *Flysch di M. Sporno*

Questa formazione, espressa da una successione calcareo-marnosa e pelitico-arenacea potente 1800 m circa, può essere suddivisa in membri (Istituto di Geologia di Parma, 1966; Petrucci & Barbieri, 1966) e copre l'intervallo temporale compreso tra il Paleocene sup. e l'Eocene medio (Rizzoli, 1981). Nel Foglio sono stati distinti, dal basso verso l'alto, il Membro di Rio Brugnara ed il Membro di Armorano.

Membro di Rio Brugnara (**FYS_1**). Peliti grigie, localmente rossastre e verdastre, talvolta marnose, e arenarie laminate, a granulometria fine e media, in strati sottili e medi; rapporto a/p circa 1/3. Si intercalano strati medi e spessi di marne grigio chiare a base calcarenitica che diventano più frequenti nella parte alta dell'unità.

Lo spessore di questo membro si aggira sui 200 m.

La sedimentazione è di tipo torbiditico, alternata ad episodi emipelagici.

I dati biostratigrafici indicano un'età compresa tra le zone NP7 e NP9 del Paleocene superiore (Regione Emilia-Romagna, 1990).

Membro di Armorano (**FYS_2**). Calcari marnosi e marne di colore grigio e grigio chiaro, talora con focature rosate, in strati molto spessi e in banchi, con intervalli basali calcarenitici laminati e con liste di selce; si interpongono interstrati argillosi grigio scuri e verdastri e si intercalano arenarie medie feldspato-litiche grigie e calcari micritici biancastri in strati spessi, unitamente ad arenarie quarzose fini laminate in strati sottili.

Lo spessore affiorante di questo membro è stimabile in circa 1300 m.

Età riferibili alle zone NP10-NP15 dell'Eocene inferiore e medio (Regione Emilia-Romagna, 1990).

4. - UNITÀ SUBLIGURI

Due delle unità tettoniche che consideriamo appartenenti a questo Dominio paleogeografico (Unità Aveto-Petrignacola e Unità Bratica) sono caratterizzate da una successione inferiore a dominante argilloso-calcarea e da una porzione superiore costituita da depositi terrigeni oligocenici che mostrano differenze di

PROGETTO CARG

litofacies e di età e che probabilmente registrano una migrazione spazio-temporale del depocentro che intercettava gli apporti terrigeni (VESCOVI, 1998). Solo nella successione dell'Unità Bratica è conservata anche la porzione basale costituita dalle Arenarie di Scabiazza coniaciano-santoniane, molto simili a quelle che sono sedimentate nelle successioni del Dominio ligure, anche se molto più ricche di tracce fossili nella parte sommitale, forse a testimonianza di una fase di rallentamento del tasso di sedimentazione in questo bacino.

L'indipendenza tettonica dell'Unità Aveto-Petrignacola rispetto alla sottostante Unità Bratica è stata comunque definitivamente stabilita dalle datazioni di D. Rio e collaboratori che indicano un'età più antica per le Arenarie di Petrignacola rispetto alle Arenarie di Ponte Bratica (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1990; CERRINA FERONI *et alii*, 1991a).

Viceversa l'Unità Canetolo e l'Unità Marra sono rispettivamente costituite esclusivamente dalle sequenze argilloso-calcaree (Argille e calcari di Canetolo del Maastrichtiano ed Eocene medio) e dai depositi terrigeni (Marne di Marra dell'Oligocene sup.-Miocene inf.) che rappresenterebbero la parte più esterna del margine del Dominio Subligure (CATANZARITI *et alii*, 1996). Originari rapporti stratigrafici tra le formazioni che costituiscono queste due unità sono ipotizzabili (vedi par. 4.4).

4.1. - UNITÀ TETTONICA AVETO-PETRIGNACOLA

Affiora in modo discontinuo costituendo l'Unità subligure più alta. I lembi di maggior estensione nel Foglio sono localizzati in sinistra del T. Parma, tra il Rio di Roccaferrara e Petrignacola, lungo lo spartiacque tra l'alta Val Bratica e l'alta Val Cedra, tra M. Matallà e M. Fageto ed a SE di Ramiseto, dove affiorano le propaggini settentrionali dell'esteso lembo di M. Campastrino.

Questa unità tettonica è caratterizzata dalle Arenarie di Petrignacola (cfr. Formazione della Val d'Aveto), una formazione che riveste un ruolo molto importante nell'Appennino settentrionale, registrando con apporti vulcanoclastici andesitici la presenza di un vulcanismo oligocenico (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963; ELTER *et alii*, 1964; AIELLO, 1975; ELTER *et alii*, 1999).

Recentemente è stata riconosciuta anche una porzione inferiore, costituita da una successione argilloso-calcarea (VESCOVI & BARBIERI, 1997) riferibile ad un intervallo cronologico compreso tra il Bartoniano e il Rupeliano (CATANZARITI & VESCOVI, 1998).

PROGETTO CARG

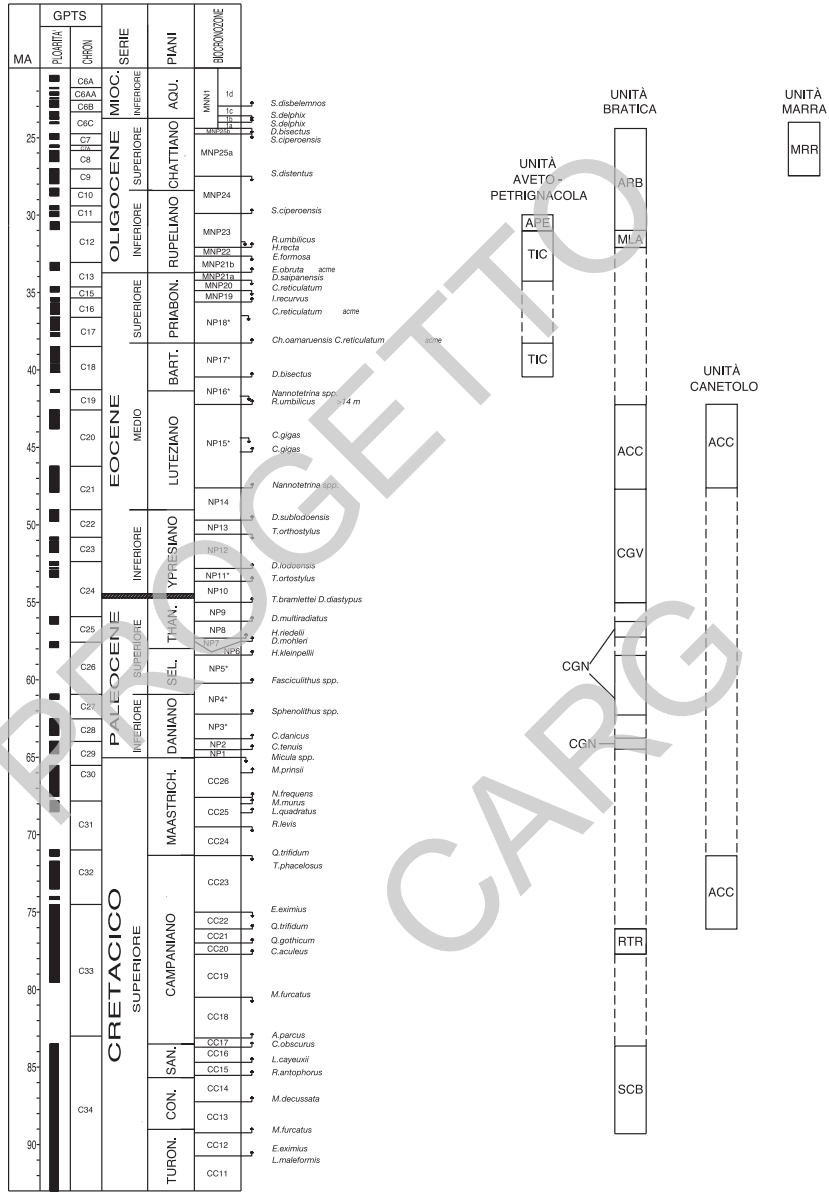

Fig.5 - *Schema cronostratigrafico delle successioni delle unità tettoniche appartenenti al Dominio subligure. Lo spessore delle colonne è funzione dell'attribuzione biostratigrafica delle unità litostratigrafiche rappresentate.*

PROGETTO CARG

4.1.1. - *Argille e calcari del Passo di Ticchiano* (**TIC**)

Alcuni affioramenti si conservano in prossimità del Passo di Ticchiano, tra l'alta Val Cedra e l'alta Val Bratica; altri, con esposizioni sempre molto ridotte, in sinistra Parma, nell'incisione del Rio di Roccaferrara a quota 800 circa e nell'incisione del Rio di Vestana, circa 400 m a NE di Braia. La formazione è rappresentata da argille grigio scure, nere, verdastre e localmente rossastre, intercalate da calcilutiti grigie in strati sottili e da marne calcaree grigio chiare in strati medi e sottili, ricche di fucoidi; verso l'alto si inseriscono arenarie fini grigio scure laminate, a tetto marnoso-calcareo, in strati medi e sottili. Lo spessore di questa unità è almeno di 15 m.

La sedimentazione è emipelagica con apporti torbiditici fini intrabacinali e limitati apporti terrigeni fini.

Sulla base dei dati pubblicati da CATANZARITI & VESCOVI (1998) la formazione è riferibile alle zone NP17 (Bartoniano dello schema tempo adottato) e MNP21, MNP22, MNP23 del Priaboniano terminale Rupeliano.

4.1.2. - *Arenarie di Petrignacola* (**APE**)

Le esposizioni migliori e più accessibili di questa formazione si trovano ad ovest e sud-ovest di Petrignacola, presso l'abitato di Rivalba. Qui affiorano arenarie grigio-verdastre grossolane e conglomeratiche, in strati spessi e molto spessi, generalmente massivi e di frequente amalgamati; le arenarie sono vulcanoclastiche a prevalenti elementi andesitici e metamorfici. Nella zona di Rivalba è stata distinta e cartografata una litofacies caotica (**APE$_a$**) costituita da argilliti scure inglobanti blocchi e lembi calcarei, marnosi e arenacei, nonchè spezzoni di alternanze argilloso-calcaree ancora abbastanza integre.

Il contatto con le sottostanti Argille e calcari del Passo di Ticchiano si risolve per alternanze, con l'inserimento nella parte inferiore delle Arenarie di Petrignacola di intercalazioni siltose e marnose in strati medi e sottili.

Lo spessore delle Arenarie di Petrignacola è valutabile sui 100 m circa.

La sedimentazione è essenzialmente torbiditica terrigena, con apporti vulcanoclastici.

Sulla base di dati recenti le Arenarie di Petrignacola hanno età riferibile alla zona MNP23 del Rupeliano (ELTER *et alii*, 1999).

4.2. - UNITÀ TETTONICA BRATICA

Si interpone tra l'Unità Canetolo, alla base, e l'Unità Aveto-Petrignacola, al tetto, ed è scomposta in numerosi elementi strutturali; per laminazione tettonica dell'Unità Aveto-Petrignacola, il contatto superiore è però quasi sempre direttamente con le unità liguri, in particolare con l'Unità Groppo Sovrano (crinale Val

PROGETTO CARG

Bratica-Val Parma) e con l'Unità Caio (e.g. zona di Ramiseto, zona a sud di Corniglio).

È l'unità la cui successione rappresenta in modo più completo l'evoluzione stratigrafica del Dominio subligure, coprendo un intervallo cronologico, anche se non interamente documentato, di circa 65 Ma.

4.2.1 - *Arenarie di Scabiazza* (**SCB**)

La formazione presenta generalmente caratteristiche litostratigrafiche descritte per le Arenarie di Scabiazza delle unità tettoniche Cassio e Media Val Taro (vedi par. 3.2.4 e 3.4.2); la porzione arenitica degli strati ha spessore centimetrico (mediamente 3-5 cm) ed è spesso caratterizzata da controimpronte basali di organismi limivori attribuiti da VESCOVI *et alii* (1998) alla specie *Subphyllochorda striata*.

La parte sommitale della formazione è caratterizzata dalla litofacies pelitica policroma (**SCB_a**).

Lo spessore complessivo della formazione alla base dell'Unità Bratica è di circa 120 m.

Le associazioni rinvenute in Val Cedra da CERRINA FERONI *et alii* (1991b), caratterizzate dalla presenza di *Marthasterites furcatus* e *Lucianorhabdus cayeuxii*, permettono di attribuire la formazione alla zona a *M. furcatus* pre-comparsa di *Calculites obscurus*, corrispondente alle zone dalla CC13, alla CC16 dello schema tempo (Coniaciano-Santoniano).

Le Arenarie di Scabiazza dell'Unità Bratica sono state in passato distinte come Arenarie di Isola di Palanzano (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1990) e come Arenarie di Ostia (CERRINA FERONI *et alii*, 1991b; VESCOVI *et alii*, 1998).

4.2.2. - *Marne di Rio Terre Rosse* (**RTR**)

È una formazione istituita informalmente nell'ambito del Foglio 217 per indicare un'unità litostratigrafica prevalentemente marnosa di ridotto spessore che corrisponde alla parte campaniana del Complesso dei Calcari verdi manganesiferi di CERRINA FERONI *et alii* (1991b).

È costituita da torbiditi marnose grigie, grigio-verdastre e rosate in strati spessi e molto spessi a base arenitica, talvolta grossolana, passante ad areniti medio-fini, alternate ad argille nerastre o rosse.

La formazione è stata campionata sia inVal Parma sia in Val Cedra; l'analisi biostratigrafica ha fornito nannoflore riferibili alle zone CC20 e CC21, caratterizzate rispettivamente dalla presenza di *Quadrum gothicum* e *Quadrum trifidum* in associazione con *Calculites obscurus*, *Aspidolithus parcus*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Microrhabdulus decoratus* e *Ceratolithoides aculeus*.

PROGETTO CARG

4.2.3. - *Formazione di Canalgrande* (**CGN**)

Torbiditi arenaceo-pelitiche rappresentate da areniti litiche a grana fine, siltiti marnose verdastre e peliti nerastre; localmente si intercalano strati sottili di calcilutiti. Nella formazione si alternano sequenze a strati sottili e medi con sequenze a strati medio-spessi. La base degli strati arenitici è quasi sempre caratterizzata da controimpronte organiche e fisiche che nella parte inferiore della formazione sono rappresentate essenzialmente da sistemi di *flute-cast* ben orientati.

Nella parte basale della formazione, si intercalano banchi di calcari marnosi grigio-biancastri e strati medi e spessi di calcilutiti con incrostazioni di colore verdastro sulle superfici di strato.

In Val Cedra il passaggio della Formazione di Canalgrande con i Calcari di Groppo del Vescovo si realizza per alternanze in una fascia di alcune decine di metri di spessore.

Lo spessore è valutabile intorno ai 150 m.

L'età della formazione va dal Daniano al Thanetiano essendo state documentate in CERRINA FERONI *et alii* (1991b) le zone NP2, NP 4, NP5 e NP8.

4.2.4. - *Calcari di Groppo del Vescovo* (**CGV**)

La formazione (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963) è costituita a calcari grigio chiari e bianchi, talora marnosi, in strati torbiditici spessi, molto spessi e banchi frequentemente a base arenitica, alternati da sottili livelli pelitici grigi.

Lo spessore supera i 200 m.

In Val Cedra sono state documentate età che vanno dalla zona NP10 (Ypresiano) alla zona NP14 (Luteziano) (CERRINA FERONI *et alii*, 1991b).

4.2.5. - *Argille e calcari di Canetolo* (**ACC**)

Argilliti grigio scure o nere, a patina d'alterazione ocracea, cui si intercalano banchi e strati torbiditici di calcilutiti, calcari marnosi, calcareniti e subordinatamente di areniti litiche.

Alla formazione può essere attribuito uno spessore stratigrafico non inferiore a 200 m.

L'età a cui si possono riferire le Argille e calcari di Canetolo legate stratigraficamente ai Calcari di Groppo del Vescovo è Luteziano medio; in Val Cedra è stata documentata una associazione a *Nannotetrina cristata*, *Discoaster sublodoensis*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Chiasmolithus grandis* (CERRINA FERONI *et alii*, 1991b) che permette il riferimento alla zona NP15 dello schema tempo adottato.

PROGETTO CARG

4.2.6. - *Mèlange di Lago* (**MLA**)

Corrisponde ad un'unità introdotta recentemente da VESCOVI *et alii* (1998) con un'altra denominazione (Mèlange argilloso-calcareo) alla base delle Arenarie di Ponte Bratica.

Si tratta di un deposito caotico costituito da argilliti nerastre inglobanti spezzoni di strato frequentemente boudinati di calcari biancastri e grigi e marne grigio chiare; sono inoltre riconoscibili: lembi di arenarie grigio chiare a grana fine, ricche in frustoli carboniosi in strati molto spessi, boudinati; lembi di sequenze argilloso-calcaree costituite da argilliti nerastre, calcari e calcareniti in strati sottili e medi; lembi di arenarie grigio-verdastre a granulometria variabile da molto fine a grossolana, in strati medi e spessi, talvolta boudinati; banchi discontinui di brecce clasto-sostenute ad elementi eterometrici di calcari e di arenarie micacee a grana fine in matrice argillosa.

Le migliori esposizioni sono in destra del T. Parma, per uno spessore massimo di circa 50 m.

La generica età oligocenica è stata attribuita indirettamente al Mèlange di Lago per posizione stratigrafica e per la presenza all'interno di questa unità di lembi arenacei derivanti dalle Arenarie di Petrignacola.

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

La formazione (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963) è rappresentata da arenarie micacee fini e molto fini di colore grigio e grigio-verdastro, in strati torbiditici medi e sottili, a laminazione piano-parallela, passanti gradualmente ad un tetto siltoso, da livelli argillosi nerastri, talora marnosi.

Nella parte stratigraficamente inferiore della formazione sono state distinte una litofacies ad arenarie quarzose ed andesitiche (**ARB_a**) e una litofacies caotica (**ARB_b**). La litofacies ARB_a è costituita da arenarie quarzoso-micacee grigio chiare a grana fine, ricche in frustoli carboniosi, in strati massivi molto spessi, e da strati da medi a molto spessi di arenarie grigio-verdastre ricche in clasti andesitici, a granulometria variabile da media a grossolana, fino a conglomeratica. La litofacies caotica, affiorante esclusivamente lungo la Val Bratica, è costituita da brecce sedimentarie formate da blocchi eterometrici e da lembi di strati calcarei e calcarenitici e di alternanze argilloso-calcaree, inclusi in una matrice argillosa grigio-nerastra predominante.

Lo spessore massimo delle Arenarie di Ponte Bratica è valutabile intorno ai 200 m.

Il contatto di base, quando la formazione sormonta direttamente le Argille e calcari di Canetolo, è stato interpretato come una discordanza stratigrafica (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963; PLESI, 1975; MONTANARI & ROSSI, 1982).

La formazione ha fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'Oligocene inferiore e superiore (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1990).

PROGETTO CARG

Nonostante la generale sterilità delle arenarie, il grande numero di campioni raccolti ha permesso di individuare associazioni con forme e *marker* ben riconoscibili. In particolare sono state individuate: la zona MNP23, per la presenza di *Dictyococcites bisectus*, *Cyclicargolithus abisectus* di piccole dimensioni (inferiore ai 10 micron), *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus predistentus*, *Sphenolithus distentus*, *Helicosphaera compacta*; la zona MNP24 in cui è caratteristica la presenza di *Sphenolithus ciperoensis*, *Sphenolithus distentus* e *C. abisectus* superiore ai 10 micron; la zona MNP25, con le sottozone 25a e 25b, caratterizzate rispettivamente dalla presenza e dall'assenza di *S. ciperoensis*.

4.3. - Unità tettonica Canetolo

Con questa denominazione, in passato spesso utilizzata per indicare indistintamente tutte le unità (o sottounità) tettoniche appartenenti al Dominio subligure, abbiamo indicato l'unità tettonicamente interposta tra l'Unità Marra, alla base, e l'Unità Bratica, al tetto, e costituita esclusivamente dalle Argille e calcari di Canetolo.

4.3.1. - *Argille e calcari di Canetolo* (**ACC**)

Dal punto di vista litologico la formazione si presenta del tutto analoga alle Argille e calcari di Canetolo appartenenti alla successione stratigrafica dell'Unità Bratica, a cui si rimanda per la descrizione (par. 4.2.5). L'unico punto di differenza risiede nell'età: mentre le Argille e calcari di Canetolo in successione stratigrafica con i Calcari di Groppo del Vescovo sono dell'Eocene medio (NP15), quelle appartenenti all'Unità Canetolo, campionate diffusamente in Val Cedra e Val Parma hanno fornito associazioni riferibili a due distinte età, Campaniano sup. ed Eocene medio. Il Campaniano è rappresentato dalle zone CC22 e CC23 caratterizzate da *Quadrum gothicum*, *Quadrum trifidum*, *Aspidolithus parcus*, *Microrabdulus decoratus*, *Calculites obscurus* con *Eiffellithus eximius*, la prima, e senza *E. eximius* la seconda. L'Eocene medio è rappresentato dalla zona NP15, caratterizzata da: *Reticulofenestra dictyoda*, *Ericsonia formosa*, *Chiasmolithus eograndis*, *Discoaster barbadiensis*, *Pseudotriquetrorhabdulus inversus* e *Nannotetrina* sp.

4.4. - Unità tettonica Marra

Questa Unità, nell'ambito delle Subliguridi occupa la posizione strutturale più bassa ed è visibile in finestra tettonica sia in alta Val Parma, sia in alta Val Cedra. In alta Val Parma affiora con ottime esposizioni, dalla piccola centra-

PROGETTO CARG

le elettrica di Marra fino all'altezza del paese di Staiola, su una distanza di quasi 3 km; altri modesti affioramenti si ritrovano, in successione rovesciata, più a monte, presso il ponte di Bosco di Corniglio. In alta Val Cedra l'Unità è esposta in una piccola finestra tettonica, sul fondovalle, tra Monchio delle Corti e Lugagnano.

L'Unità tettonica Marra è costituita da una successione terrigena fine (Marne di Marra) che si ritrova anche più ad ovest, nel limitrofo Foglio 216, a rivestire le arenarie di avanfossa della struttura di Pracchiola. In quest'ambito una parte delle Marne di Marra potrebbe aver costituito il margine su cui le torbiditi arenacee si sovrapponevano in *onlap*, margine che successivamente sarebbe sovrascorso sulle arenarie stesse (Vescovi *et alii*, 2002). Le Marne di Marra che affiorano nelle finestre tettoniche del Foglio 217, invece, potrebbero associarsi meglio alla successione argilloso-calcarea subligure che in origine avrebbe potuto costituirne il substrato stratigrafico. Sembrano guidare verso questa interpretazione le numerose interposizioni argilloso-calcaree nelle Marne di Marra dell'alta Val Parma e soprattutto le risultanze del sondaggio petrolifero "Monchio delle Corti" eseguito nel 1969. Il sondaggio, infatti, ha attraversato 140 m di Marne di Marra della finestra del T. Cedra e sotto a queste ha incontrato una successione argilloso-calcarea potente circa 730 m, prima di intercettare le arenarie di avanfossa che ha perforato fino alla profondità finale di 1307 m.

4.4.1. - *Marne di Marra* (**MRR**)

Marne siltose grigie, giallastre sulle superfici alterate, a stratificazione generalmente indistinta, talora intercalate da livelli più sabbiosi e da strati arenacei che, localmente (ponte di Bosco di Corniglio), sono medi e spessi e mostrano strutture che registrano una deformazione tettonica avvenuta quando il sedimento era solo parzialmente litificato. L'assetto strutturale di questa formazione non è stato risolto nel dettaglio e non si può escludere che siano presenti importanti rovesciamenti. Il contatto con le sovrastanti Argille e calcari dell'Unità Canetolo è interpretato come tettonico, ma non risulta mai ben esposto.

Lo spessore geometrico dell'unità è stimabile nell'ordine dei 150 m circa.

L'ambiente di deposizione varia da emipelagico a terrigeno torbiditico fine, con localizzati apporti più grossolani.

Le Marne di Marra affioranti in Val Parma sono state attribuite all'Oligocene superiore-Miocene inferiore sulla base di associazioni riferibili alle zone MNP25 (*Dictyococcites bisectus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Sphenolithus ciperoensis*), ed alla zona MNN1a (caratterizzata dall'assenza di *D. bisectus* e di sfenoliti significativi) (Regione Emilia-Romagna, 1990).

PROGETTO CARG

5. - UNITÀ TOSCANE

5.1. - Falda toscana

Affiora all'estremità sud-occidentale del Foglio (settore A di fig. 2) esclusivamente con il termine superiore della successione stratigrafica rappresentato dal Macigno. La revisione dei rilevamenti geologici non ha confermato la presenza al di sopra del Macigno delle Marne di Ponteccio (Gunther, 1966) indicate precedentemente a S di M. Tavola (Regione Emilia-Romagna, 1990).

5.1.1. - *Macigno* (**MAC**)

Nel Foglio 217 affiora la parte stratigraficamente superiore della formazione per uno spessore di circa 800 m. Si tratta di torbiditi arenaceo-pelitiche generalmente in strati molto spessi e banchi; la granulometria delle arenarie varia da media a grossolana; il rapporto arenaria-pelite è sempre molto maggiore di 1.

L'analisi petrografica relativa alla parte alta della successione del Macigno del M. Orsaro (fuori dell'area del Foglio 217, immediatamente a W del limite occidentale) indica una composizione compresa tra le areniti feldspatiche e quelle feldspatolitiche con prevalenza tra i litici a grana fine di litotipi metamorfici (Plesi *et alii*, 1998).

L'età della formazione è riferibile all'Oligocene sup.-Miocene inf. (MNP25-MNN1b; Catanzariti, 1998).

PROGETTO CARG

V - TETTONICA

1. - INTRODUZIONE

Il commento della tettonica dell'area del Foglio 217 è organizzato nei successivi quattro capitoli relativi alla descrizione dei caratteri strutturali delle unità tettoniche, e alla ricostruzione della possibile evoluzione strutturale.

La posizione del Foglio 217 nell'ambito del settore emiliano-romagnolo dell'Appennino settentrionale è, a un tempo, interna (in senso trasversale) e centrale (in senso longitudinale) alla catena. Queste due "coordinate tettoniche regionali" del Foglio condizionano la composizione del suo edificio strutturale in relazione al trend decrescente, sia in senso trasversale (da SW a NE) sia in senso longitudinale (da SE verso NW, secondo l'immersione assiale) dell'*uplift* plio-quaternario della catena. Dalla combinazione di questi parametri tettonici deriva che l'edificio strutturale del Foglio 217 è costituito dalle unità a più elevato grado di alloctonia dell'Appennino emiliano-romagnolo (unità liguri e subliguri); rimangono infatti escluse dal quadro strutturale sia la successione miocenica medio-superiore di avanfossa (Formazione Marnoso-Arenacea) sviluppata più a SW, sia la successione messiniana e plio-pleistocenica, intrappenninica; queste successioni, pur occupando verticalmente posizioni strutturali opposte, hanno in comune un tasso di raccorciamento, e quindi di deformazione, molto inferiore rispetto all'insieme ligure e subligure.

Con l'esclusione della parte superiore della Successione epiligure (Gruppo di Bismantova), le unità del Foglio 217 presentano quindi una evidente deformazione polifasica che deriva fondamentalmente dalla sovrapposizione degli eventi fuori sequenza alle strutture prodotte nel corso della tettonica tangenziale che regola la messa in posto delle unità tettoniche.

PROGETTO CARG

2. - L'EDIFICIO STRUTTURALE DEL SETTORE CENTRALE (SETTORE B)

L'area del Foglio 217 presenta, come già detto, in corrispondenza del settore più esteso (settore B), un edificio a falde relativamente completo costituito da unità caratterizzate da buona continuità longitudinale alla scala dell'intero Appennino emiliano-romagnolo.

Dal basso verso l'alto l'edificio strutturale è costituito dall'impilamento delle Unità tettoniche subliguri e liguri; l'insieme delle Unità liguri sostiene geometricamente la Successione epiligure (bacini episuturali) di cui è esposto, in Val d'Enza, un segmento di particolare interesse.

2.1. - Unità subliguri

Nel settore centrale dell'area, al di sotto alle Unità liguri affiora un insieme di unità tettoniche riunite sotto la denominazione di Unità subliguri sia per le affinità delle rispettive successioni stratigrafiche sia per le strette relazioni tra i tempi di individuazione delle unità tettoniche.

Questo insieme strutturale è costituito da quattro unità tettoniche (dal basso: Unità Marra, Unità Canetolo, Unità Bratica e Unità Aveto-Petrignacola) scomposte in numerosi elementi strutturali da superfici di taglio di ordine inferiore (vedi schema tettonico).

2.1.1. - *Unità tettonica Marra*

L'Unità Marra costituisce, nell'area del Foglio, l'unità più profonda dell'edificio strutturale; affiora in corrispondenza di tre finestre tettoniche, di cui due in Val Parma ed una in Val Cedra. Delle tre la maggiore, e più nota, è la finestra di Marra da cui prende il nome l'unità stessa.

I dati disponibili relativi al sondaggio per ricerche di idrocarburi Monchio delle Corti (si veda il capitolo 4.4. della Stratigrafia), suggeriscono l'alloctonia dell'Unità Marra in rapporto alla successione di avanfossa geometricamente sottostante ma non affiorante nell'area del Foglio.

La revisione degli affioramenti della minuscola finestra di Bosco di Corniglio, nell'alta Val Parma, non consente di confermare l'esistenza, nell'area del Foglio, di depositi di avanfossa abbandonando così l'interpretazione, sostenuta in precedenti versioni cartografiche dell'area (Istituto di Geologia dell'Università di Parma, 1966; Regione Emilia-Romagna, 1990), che attribuiva questi affioramenti alle Arenarie di Pracchiola.

L'Unità Marra è scarsamente conosciuta dal punto di vista strutturale; lo studio della deformazione è ostacolato dalla difficoltà di riconoscere la superficie di stratificazione, solo raramente sottolineata da basi di strato a granulometria arenitica fine. Si segnala nella finestra di Bosco di Corniglio un fianco

PROGETTO CARG

inverso complessivamente a basso angolo verosimilmente da correlare alla fase di messa in posto dell'unità stessa; alle stesse fasi sono da attribuire almeno in parte i complessi sistemi di taglio a basso angolo, ben evidenziati nelle marne da calcite sintettonica.

La sostanziale assenza di dati sia strutturali sia, più semplicemente, relativi alla geometria e alla polarità delle marne dell'Unità Marra si riflette negativamente sul problema, di grande interesse paleogeografico, delle relazioni originarie tra le marne stesse e le Argille e calcari della soprastante Unità Canetolo.

2.1.2. - *Unità tettonica Canetolo*

Si sovrappone all'Unità Marra delle finestre del T. Parma e del T. Cedra. Alla fase di individuazione di questa unità strutturale sono attribuibili i diffusi rovesciamenti a basso angolo che strutturalmente identificano l'unità stessa con un fianco inverso regionale. In Val Cedra (Rio Bottazzo), mesopieghe subisoclinali lacerate abbastanza diffuse sono interpretabili come parassite del fianco inverso regionale; le mesopieghe hanno in questo settore direzione media intorno a N150 e rovesciamento a NNE.

La strutturazione delle Argille e calcari dell'Unità Canetolo secondo un fianco inverso a basso angolo solleva il problema, già introdotto, dei rapporti con la sottostante Unità Marra. Questi rapporti sono stati interpretati come tettonici sia in base a valutazioni di carattere generale sia sulla base di osservazioni puntuali (finestra di Marra in Val Parma). Rimane tuttavia aperta, e di grande suggestione, la possibilità che al fianco inverso dell'Unità Canetolo partecipino anche le marne dell'Unità Marra che, in questo caso, occuperebbero il nucleo di una grande sinclinale coricata (il cui fianco normale sarebbe costituito dalle argille e calcari attraversate dal pozzo Monchio delle Corti in Val Cedra) al *footwall* della soprastante Unità Bratica.

2.1.3. - *Unità tettonica Bratica*

In Val Cedra è costituita da tre elementi strutturali sovrapposti di cui i due inferiori rappresentati da fianchi normali e il terzo (il più integro stratigraficamente) da un grande fianco inverso che in questo caso, come per l'Unità Canetolo sottostante, costituisce l'espressione del primo evento plicativo riconoscibile, attribuibile alle fasi di individuazione delle unità strutturali. Un quarto elemento strutturale, nuovamente costituito da spezzoni di un fianco normale, è presente frammentariamente al tetto dell'Unità Bratica immediatamente al di sotto dell'Unità Aveto-Petrignacola (vedi schema tettonico).

I caratteri strutturali di maggior interesse riguardano la successione dell'elemento rovesciato della Val Cedra, per il marcato sviluppo di una deformazione plicativa di cui è chiaramente riconoscibile il carattere polifasico (Cerrina

PROGETTO CARG

FERONI *et alii*, 1991b). Anche in questo caso una prima generazione di mesopieghe chiuse (subisoclinali), non scistose, con simmetria a S, deforma pervasivamente le unità litostratigrafiche a minor competenza (Arenarie di Scabiazza, Formazione di Canalgrande) del fianco inverso. In Val Cedra, nei dintorni della centrale idroelettrica di Isola di Palanzano, questo sistema di pieghe presenta direzione intorno a N100 e senso di rovesciamento a nord (CERRINA FERONI *et alii*, 1991b). Nell'alveo del T. Cedra sono ben esposte, nella Formazione di Canalgrande, sinclinali antiformi e anticlinali sinformi, rovesciate, che sono la più evidente espressione del carattere polifasico della deformazione plicativa. Nei Calcari di Groppo del Vescovo, per il forte contrasto di competenza rispetto alle unità a dominante pelitica, la prima fase deformativa non sviluppa sistemi importanti di mesopieghe; sono viceversa molto più frequenti le superfici di taglio ben esposte nell'alveo del T. Cedra, a monte della centrale e nel Fosso Canalaccio sul versante NW di M. Fageto.

I Calcari di Groppo del Vescovo di M. Fageto e dei dintorni di Vairo in Val d'Enza, che passano superiormente alle Argille e calcari di Canetolo, sono da attribuire al fianco normale dell'elemento sommitale. La superficie di separazione tra i due fianchi tuttavia non è facilmente riconoscibile all'interno dei Calcari di Groppo del Vescovo di M. Fageto, dove la polarità degli strati è in molti casi controversa.

Estremamente pervasiva è la deformazione plicativa alla mesoscala nelle Arenarie di Ponte Bratica. Si tratta di pieghe comunemente rovesciate, tendenzialmente chiuse, con assi di direzione molto variabile da appenninica a trasversale. La formazione di Ponte Bratica non è coinvolta nella strutturazione degli elementi strutturali della Val Cedra, dove occupa sempre una posizione geometricamente elevata immediatamente al di sotto dell'Unità Aveto-Petrignacola. Anche in Val Parma le Arenarie di Ponte Bratica occupano generalmente una posizione elevata e in particolare tra Corniglio e Miano la formazione sormonta una successione rovesciata, corrispondente stratigraficamente e strutturalmente all'elemento rovesciato della Val Cedra.

La posizione elevata e la presenza di un mélange basale (Mélange di Lago) potrebbe suggerire che la strutturazione in diversi elementi sia acquisita anteriormente alla deposizione delle Arenarie di Ponte Bratica e del suo mélange di base. In quest'ottica non sarebbe del tutto rigoroso articolare l'Unità Bratica in più elementi strutturali; tuttavia neppure in Val Parma è stato documentato con certezza l'appoggio in discordanza stratigrafica delle Arenarie di Ponte Bratica su elementi diversi del suo substrato, ed è probabile che questi rapporti attualmente siano in molti casi di natura tettonica. In presenza di queste incertezze, per ragioni di praticità descrittiva, abbiamo quindi ritenuto di poter comunque articolare l'Unità Bratica stessa nei diversi elementi strutturali indicati.

È comunque da riferire alla tettonica sin-messa in posto dell'Unità Bratica la superficie di taglio a basso angolo deformata, sottolineata da un livello di argille e calcari molto mal esposto che a W di Ramiseto, in Val d'Enza, divide in due elementi le Arenarie di Ponte Bratica. Non sembra viceversa possibile attribuire analogo significato ai piani di taglio che in sinistra del T. Parma duplicano local-

PROGETTO CARG

mente le Arenarie di Ponte Bratica, dal momento che nei tagli sono coinvolte anche le Argille e calcari dell'Unità Canetolo.

2.1.4. - *Unità tettonica Aveto-Petrignacola*

Si interpone discontinuamente tra l'Unità Bratica e le soprastanti Unità liguri. Particolare interesse presenta la strutturazione dell'Unità in sinistra Parma, nei dintorni della località tipo (Petrignacola), per l'associazione di due fianchi a basso angolo ad opposta polarità (il superiore rovesciato e l'inferiore dritto) separati da un orizzonte della litofacies caotica delle Arenarie di Petrignacola. Questa combinazione di geometrie è riconducibile del tutto ragionevolmente ad una sinclinale coricata, di direzione assiale e vergenza sconosciute (l'unico dato a riguardo è una cerniera di piega a scala decametrica nelle Arenarie di Petrignacola a NW di Rivalba, con asse N45 e rovesciamento a NW), a piano assiale immergente a NW tagliato obliquamente dal contatto di base dell'Unità Groppo Sovrano.

Nei dintorni di Palanzano, in Val Cedra, e in corrispondenza del crinale tra la Val Bratica e la Val Cedra, tra Poggio del Tesoro e Poggio del Ferro, alla fase di messa in posto sono da attribuire le ripetizioni di serie (Argille e calcari del Passo di Ticchiano-Arenarie di Petrignacola) che evidenziano la scomposizione dell'unità in elementi strutturali di spessore anche molto esiguo. Il suo contenuto deformativo precoce (sin-messa in posto) è comunque scarsamente conosciuto anche in questo caso per mancanza di studi strutturali specifici.

2.2. - Unità liguri

Dal basso verso l'alto è stata riconosciuta, nel settore centrale dell'area, la seguente successione di unità tettoniche (al di sopra dell'insieme delle Unità subliguri):

- Unità Groppo Sovrano
- Unità Caio
- Unità Roccamurata
- Unità Media Val Taro
- Unità Groppallo
- Unità Solignano
- Unità Cassio

Vengono discusse congiuntamente le unità tettoniche Samoggia e Sporno anche se le due unità presentano, nella parte settentrionale del Foglio, rapporti problematici con lo *stacking* strutturale costituito dall'associazione delle unità liguri e subliguri. In particolare entrambe le unità, tra la Val Baganza e la Val Parma, sottostanno geometricamente alle unità Cassio e Caio dell'insieme ligure mentre non vengono a contatto con le unità tettoniche dell'insieme subligure.

PROGETTO CARG

2.2.1. - *Unità tettonica Samoggia*

Affiora con cattive esposizioni nella parte alta del T. Termina di Castione, al margine nord-orientale del settore B, dove è sovrascorsa, secondo una superficie tettonica suborizzontale, dall'insieme Unità Cassio-Unità Caio, strutturato secondo una monoclinale, immergente a sud, troncata sul contatto tettonico di base. Alla fase di messa in posto è da attribuire una foliazione relativamente pervasiva (De Nardo, 1994) che unitamente alle superfici di stratificazione (generalmente mal espressa) partecipa alle deformazioni plicative "tardive". La distribuzione planimetrica dei suoi termini stratigrafici suggerisce l'esistenza di una deformazione a pieghe isoclinali di cui tuttavia manca la conferma alla mesoscala.

2.2.2. - *Unità tettonica Sporno*

Nella parte settentrionale del Foglio l'Unità Sporno affiora estesamente in corrispondenza di una finestra tettonica di cui è conservata, nell'area del Foglio stesso, la sola parte meridionale. Come l'Unità Samoggia, anche l'Unità Sporno è sormontata tettonicamente dall'insieme costituito dall'associazione delle unità tettoniche Cassio e Caio dal quale lo separa una fascia cataclastica, localmente di spessore di alcune centinaia di metri, costituita da megaboudins relativamente competenti inclusi in tettoniti pelitiche varicolori. Questa zona di taglio coinvolge localmente anche il Flysch di M. Sporno con sviluppo di cataclasiti calcaree derivanti da processi di fratturazione pervasiva delle bancate del Flysch.

In Val Baganza il Flysch di M. Sporno immerge rovesciato a SW sotto il Flysch di M. Cassio e si sovrappone ad un fianco normale anch'esso immergente verso i quadranti occidentali. L'assenza di una cerniera di raccordo tra i due fianchi ad opposta polarità suggerisce una struttura a sinclinale rovesciata, subisoclinale, vergente a NE, probabilmente lacerata in corrispondenza del piano assiale, al *footwall* dello *stacking* strutturale costituito dall'insieme Liguridi-Subliguridi.

Le affinità delle tettoniti che orlano la finestra tettonica della Val Baganza-Val Parma con le unità pelitiche dell'Unità Samoggia suggeriscono la loro correlazione; l'Unità Sporno sembra quindi occupare la posizione più profonda dell'intero edificio strutturale affiorante nel settore B del Foglio, al di sotto dello *stacking* strutturale Liguridi-Subliguridi.

Le deformazioni plicative delle Unità liguri dello *stacking* si interrompono, almeno in parte, sulla zona di taglio che marca la finestra tettonica. La messa in posto dello *stacking* sembra quindi da ricondurre alle fasi post-collisionali dell'evoluzione della catena.

I rapporti geometrici e cinematici ricostruiti sollevano il problema, di grande interesse ma per il momento senza soddisfacente soluzione, della posizione dell'Unità tettonica Sporno nel quadro paleogeografico dell'insieme Liguridi-Subliguridi.

PROGETTO CARG

2.2.3. - *Unità tettonica Groppo Sovrano*

Si tratta di un'unità strutturale in passato attribuita all'insieme subligure, che viceversa riteniamo più opportuno ascrivere all'insieme ligure soprattutto per l'assenza di una copertura silicoclastica, di età oligocenica, comune come abbiamo visto alle unità subliguri superiori (Unità Bratica e Unità Aveto-Petrignacola).

Alla fase di messa in posto dell'Unità Groppo Sovrano sono da attribuire le duplicazioni di serie limitate da superfici di taglio a basso angolo che, in Val Bratica, scompongono l'unità in un complesso di elementi strutturali a successione stratigrafica normale.

Permangono dubbi riguardo all'attribuzione all'Unità Groppo Sovrano delle Arenarie di Scabiazza che nei dintorni di Ramiseto, in Val d'Enza, si interpongono geometricamente tra il Flysch di M. Caio del M. Ferrarino e le Arenarie di Ponte Bratica di pertinenza subligure. Il problema non è di importanza secondaria sul piano della tettonica regionale.

2.2.4. – *Unità tettonica Caio*

La più importante espressione della fase di messa in posto dell'Unità Caio è rappresentata dalla strutturazione in sinclinale coricata del Flysch di M. Caio ben nota, in Val Parma, fin dagli anni '60 (Zanzucchi, 1963). La struttura è rappresentata nelle sezioni geologiche A-A' e B-B'. In Val Cedra la presenza della struttura è stata riconosciuta in tempi più recenti attraverso la correlazione della piega sinclinale di Pratopiano, e del lungo fianco inverso preservato dall'erosione in una fascia molto ristretta allungata in direzione nord-sud per oltre 10 km, con la sinclinale della Val Parma (Cerrina Feroni *et alii*, 1989a, 1989b). Di questa grande sinclinale, che rappresenta certamente una delle principali strutture plicative di tutto l'insieme ligure dell'Appennino settentrionale, è definibile nel settore centrale dell'area sia la direzione, che varia da N130 in Val Parma a N100 in Val Cedra, sia la vergenza verso i quadranti settentrionali. Per effetto dell'opposta immersione assiale (verso NW in Val Parma, verso E in Val Cedra), nel settore di raccordo tra la Val Parma e la Val Cedra (M. Caio) affiora estesamente il fianco dritto della sinclinale che immerge regolarmente verso NE, secondo una monoclinale interrotta da pieghe parassite, rovesciate con simmetria a Z (osservate da oriente). Il piano assiale della sinclinale coricata, tracciato sia in carta sia nello schema strutturale, è in molti casi severamente deformato, fino al rovesciamento, dalle fasi plicative successive. La sinclinale non è accompagnata da clivaggio pervasivo di piano assiale che si sviluppa prevalentemente solo a carico delle litologie meno competenti.

È possibile interpretare la struttura come una sinclinale di *footwall* legata alla messa in posto delle unità liguri sovrastanti.

PROGETTO CARG

2.2.5. - *Unità tettonica Roccamurata*

L'Unità si interpone geometricamente tra il fianco inverso della sinclinale coricata dell'Unità Caio e l'Unità Media Val Taro. L'assenza all'interno dell'unità di *marker* stratigrafici (l'unità è essenzialmente costituita da brecce a dominanza ofiolitica, a stratificazione mal definita) non favorisce il riconoscimento di deformazioni plicative a basso angolo riconducibili alla fase di messa in posto dell'unità. Sono frequenti sistemi di piani di taglio che tuttavia non sono stati oggetto di studi analitici di carattere strutturale, alla mesoscala.

La posizione geometrica di questa unità ofiolitica, unitamente alla presenza di livelli di brecce ed arenarie ofiolitiche intercalate stratigraficamente negli strati basali, rovesciati, del Flysch di M. Caio, solleva il problema dei suoi rapporti originari con l'Unità Caio. Originari rapporti stratigrafici implicherebbero necessariamente la partecipazione dell'unità alla sinclinale coricata del Flysch di M. Caio; in questo caso l'Unità Roccamurata assumerebbe il significato di elemento strutturale dell'Unità Caio attualmente in rapporti tettonici, di secondo ordine, con il flysch rovesciato della sinclinale della Val Parma-Val Cedra. Anche in questo caso si tratta di un problema di importanza non secondaria sul piano della tettonica regionale, soprattutto per le possibili implicazioni paleogeografiche.

2.2.6. - *Unità tettonica Media Val Taro*

Alla fase di messa in posto sono da attribuire, in Val Baganza, i diffusi rovesciamenti a basso angolo delle Arenarie di Scabiazza che sormontano e sottostanno a lembi a polarità normale.

La combinazione dei dati geometrici e di polarità suggeriscono una strutturazione a pieghe coricate, profondamente distrutte dalla tettonica di taglio.

Sulle Arenarie di Scabiazza dell'Unità Media Val Taro (zone di Ostia Parmense e del T. Manubiola) è stato condotto uno studio di analisi strutturale alla mesoscala (MECCHERI *et alii*, 1982), che ha documentato la sovrapposizione di tre fasi deformative, le prime due a carattere plicativo e la terza riferita ad una possibile tettonica trascorrente, la cui correlazione con fasi tettoniche regionali rimane tuttavia incerta.

2.2.7. - *Unità tettonica Groppallo*

Come nel caso dell'Unità Roccamurata, mancano del tutto dati relativi alla deformazione sin-messa in posto di questa unità ofiolitca, la cui posizione geometrica nell'edificio a falde solleva nuovamente problemi paleogeografici e di tettonica regionale di difficile soluzione.

PROGETTO CARG

2.2.8. - *Unità tettonica Solignano*

Affiora al margine nord-occidentale dell'area del Foglio, dove è rappresentata da un fianco a polarità normale che risulta giustapposto per faglia alle formazioni basali dell'Unità Cassio. La cinematica di questa dislocazione non è chiarita, ma potrebbe essere indirettamente desunta dalla posizione strutturale dell'Unità Solignano rispetto all'Unità Cassio nella zona immediatamente più a nord. In questa zona, esposta dall'erosione del F. Taro, l'interpretazione strutturale non è tuttavia univoca: secondo ZANZUCCHI (1980) e MARTINI & ZANZUCCHI (1999) l'Unità Solignano sovrascorre l'Unità Cassio; secondo PLESI *et alii* (1993), invece, l'Unità Solignano risulta sovrascorsa dall'Unità Cassio in una prima fase deformativa e successivamente le due unità vengono coinvolte in una strutturazione tardiva.

2.2.9. - *Unità tettonica Cassio*

Si tratta di una unità strutturale molto nota e diffusa soprattutto nel settore nord-occidentale dell'Appennino emiliano, dove è conservata in numerose placche alla sommità dell'edificio a falde. La sua strutturazione interna non è mai caratterizzata, a differenza di quanto si verifica come abbiamo detto per le unità più profonde, dallo sviluppo di pieghe coricate con fianchi inversi lunghi ortogonalmente all'asse. La deformazione plicativa è espressa da pieghe a sigma con fianchi inversi corti. In Val Parma questo stile deformativo è ben espresso dai sistemi di pieghe che si sviluppano tra M. Cavalcalupo e M. Montagnana con direzione intorno a N120 e vergenza a NE che coinvolgono oltre al Flysch di M. Cassio anche la sua successione di base.

Anche nei suoi affioramenti di M. Guardia, in Val d'Enza, il Flysch di M. Cassio conserva tracce di fianchi inversi corti che si raccordano al fianco normale, più sviluppato, con cerniere acute di pieghe di direzione N100 circa e vergenza NNE.

I diffusi rovesciamenti del Flysch di M. Cassio della placca di Gazzolo, in Val Lonza, non contraddicono lo stile regionale dell'Unità Cassio in quanto appartengono al fianco inverso di una grande struttura plicativa tardiva (la sinclinale della media Val d'Enza); le polarità rovesciate del flysch di Gazzolo sono quindi anch'esse tardive e, restaurate, indicano nuovamente l'esistenza di un fianco normale sin-nappe.

L'assenza di pieghe coricate nell'Unità Cassio è coerente con la posizione dell'unità stessa alla sommità dell'edificio strutturale e quindi con l'assenza di confinamento della deformazione di taglio.

Nella Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo (CERRINA FERONI *et alii*, 2002) le pieghe rovesciate dell'Unità Cassio sono attribuite a fasi plicative appenniniche mentre alla Fase mesoalpina vengono ricondotti raddoppi a scala regionale della successione stratigrafica (Argille varicolori di Cassio e Flysch di M. Cassio).

PROGETTO CARG

2.3. - Successione Epiligure

La parte inferiore, pre-Gruppo di Bismantova, della Successione epiligure della Val d'Enza è interessata anch'essa da tettonica tangenziale, con sviluppo di sovrascorrimenti molto superficiali, che delimitano elementi strutturali pellicolari ad alloctonia variabile, in alcuni casi non trascurabile. Questo sistema di *thrust* è stato riconosciuto in Val d'Enza (Catanzariti *et alii*, 1999) dove è stata messa in evidenza una deformazione polifasica in precedenza sconosciuta. Non sono state riconosciute in questo sistema di *thrust* della Val d'Enza pieghe rovesciate congeneri delle superfici di taglio mentre è risultato evidente il coinvolgimento dei *thrust* stessi in deformazioni plicative successive.

I *thrust* della Val d'Enza che scompongono la Successione epiligure appartengono a sistemi riconducibili ad almeno due distinte fasi di raccorciamento. Il primo, ben espresso su entrambi i versanti del T. Enza nei dintorni del Molino La Mora, determina l'impilamento di tre elementi strutturali, con modalità e direzione di trasporto tettonico non documentate; alla base dell'elemento intermedio sono conservati frammenti dell'originario substrato ligure.

Alla tettonica a *thrust* sono correlabili, in tutti gli elementi coinvolti nella struttura, deformazioni allo stato consolidato, con vistosi fenomeni di *slumping*, in buon accordo con l'assenza di carico litostatico significativo.

Questo *stacking* strutturale è sigillato in discordanza da una successione terrigena (Formazione di Temporia) che ha inizio con un deposito clastico molto grossolano.

Sulla copertura sedimentaria, discordante, dell'edificio epiligure basale sovrascorre una seconda "successione epiligure" che, per la presenza alla base di un corpo grossolano conglomeratico (Membro di Poggio della Torre delle Arenarie di Lagrimone) di composizione e tessitura (assenza di classazione) non comuni nella parte inferiore della Successione epiligure dell'Appennino emiliano, potrebbe essere interessata da un grado di alloctonia non trascurabile in rapporto al suo substrato. Alla confluenza del T. Bardea con il T. Enza sulla superficie di sovrascorrimento sono stati rilevati indicatori cinematici (strie di frizione) che indicano un senso di trasporto tettonico dell'elemento superiore verso NE (Ottria, 2000). Il contatto tettonico è marcato da strati di arenarie, della Formazione di Antognola, a struttura cataclastica.

La possibilità di un'alloctonia dei conglomerati di Poggio della Torre in rapporto alla Formazione di Antognola sottostante, era già stata presa in considerazione in un recente lavoro (Plesi in Carmignani *et alii*, 1994) nell'ambito di un quadro strutturale sensibilmente diverso da questo anche sul piano della geometria delle strutture.

Meno evidenti, rispetto al sistema di *thrust* precedenti sono, in questo caso, le relazioni con deformazioni allo stato non consolidato delle successioni coinvolte nel sovrascorrimento.

PROGETTO CARG

3. - SETTORE A

Nel Macigno della Falda Toscana affiorante nel settore sud-occidentale (settore A in fig. 2) non sono note deformazioni mesoscopiche attribuibili alla fase di messa in posto della Falda Toscana stessa sul Dominio toscano esterno, da cui derivano le Unità toscane metamorfiche affioranti, più a occidente, in corrispondenza della finestra tettonica delle Alpi Apuane.

4. - LE STRUTTURE TARDIVE

L'edificio a falde della Val Parma-Val d'Enza e la Successione epiligure sono interessati, solidalmente, da importanti strutture tardive plicative e di taglio.

La sezione geologica C-C' illustra nel settore sud occidentale (Val Cedra-Val d'Enza) una coppia di strutture plicative (antiforme di Ramiseto e sinforme della Val d'Enza) di 1° ordine alla scala del Foglio, che deformano l'intero edificio strutturale coinvolgendo in rovesciamenti verso l'esterno le superfici tettoniche sin-messa in posto tra le unità liguri e subliguri e i *thrust* superficiali che scompongono la Successione epiligure pre-Bismantova. La partecipazione della Successione epiligure alla sinforme rovesciata della Val d'Enza consente di raccogliere e utilizzare molti dati strutturali alla mesoscala relativi a pieghe parassite la cui interpretazione è naturalmente favorita dall'età dei depositi interessati (post-Eocene medio). La sinforme rovesciata della Val d'Enza ha direzione assiale compresa tra N130 (dintorni di Cereggio) e N50 (confluenza T. Lonza - T. Enza) e vergenza verso i quadranti orientali (piano assiale poco inclinato verso SW e SE); nei dintorni della località La Mora in sinistra Enza, sono state rilevate anche pieghe ad asse trasversale (intorno a N70) con vergenza SE (Catanzariti *et alii*, 1999).

Per la mancanza di figure di interferenza, per lo stile e per le variazioni progressive della direzione osservabile in alcuni settori le pieghe rovesciate rilevabili alla mesoscala potrebbero essere ricondotte, malgrado le fortissime variazioni di direzione e di vergenza, ad un unico sistema di pieghe parassite della grande sinforme della Val d'Enza.

Le direzioni trasversali (N50-N70) sono complessivamente subordinate, nell'ambito della struttura plicativa principale, rispetto alla direzione longitudinale (intorno ad N140) e potrebbero essere messe in relazione a torsioni sia orarie sia antiorarie forse controllate da sistemi di faglie trascorrenti che localmente avrebbero condotto anche vergenze opposte (verso NW e SE).

Il fenomeno del rapido cambiamento di direzione, da longitudinale a trasversale, degli assi delle pieghe tardive è estremamente diffuso nell'intero Appennino settentrionale. In un lavoro recente (Vescovi, 2002) viene proposta una interpretazione diversa dei piegamenti che coinvolgono con assi SW-NE le Epiliguri della Val d'Enza. Questo autore ritiene infatti che le pieghe a trend trasversale possano essere prodotte in una fase deformativa miocenica media, ben espressa nelle sot-

PROGETTO CARG

tostanti Subliguridi e nell'Unità Modino e imputabile all'attività miocenica media della porzione occidentale di una struttura arcuata secondaria, sviluppata con scollamento basale nell'Unità Modino e attiva fino alla fine del Langhiano; a questa deformazione si sovraimpone un piegamento NE-vergente con direzione assiale NW-SE, riferibile come età al Miocene superiore.

Ancora riguardo ai piegamenti della Val d'Enza oltre al recente studio già citato che ha riesaminato e reinterpretato i *thrust* ripiegati bene esposti tra Temporia e La Mora (CATANZARITI *et alii*, 1999) ricordiamo una precedente ricerca di carattere strutturale (BERTELLI *et alii*, 1984) in cui è stata analizzata la piega in corrispondenza degli affioramenti di Arenarie di Ranzano (cartografate nel Foglio come Formazione di Temporia) esposti in corrispondenza della confluenza del T. Lonza con il T. Enza. In questo lavoro veniva analizzato il processo deformativo progressivo fragile-plicativo articolato in più eventi nell'ambito della stessa fase tettonica. Di particolare interesse in questo caso è la partecipazione alla deformazione plicativa (sinclinale di asse N53 vergente a NW) di sistemi di faglie trascorrenti coniugate, ruotate passivamente nell'ambito della piega fino a simulare, nella zona a strati verticali di cerniera, un sistema di faglie normali coniugate. Si tratta di un caso molto istruttivo riguardo alla prudenza con cui è opportuno trattare l'analisi della deformazione fragile quando questa non sia associata a sistemi a stratificazione tabulare o comunque poco inclinata.

A scala maggiore è rilevabile la deformazione della superficie assiale della sinclinale "sin-nappe" del Flysch di M.Caio nel fianco inverso della sinforme della Val d'Enza (vedi carta geologica e schema strutturale) che conduce, per doppio rovesciamento, a polarità normali nel Flysch di M.Caio del diretto substrato della Successione epiligure.

L'antiforme di Ramiseto e la sinforme della Val d'Enza sono interessati da sistemi di faglie subverticali, a cinematica non risolta, di direzione prevalente intorno a N100.

È probabile che tra l'alta Val Cedra (Lugagnano) e l'alta Val Parma (Marra) l'Unità Marra affiori al nucleo di una struttura antiforme di direzione longitudinale probabilmente più serrata di quanto non risulti dalle sezioni geologiche A-A' e B-B', la cui corretta ricostruzione risente negativamente della difficoltà di raccogliere dati geometrici relativi alla stratificazione delle marne, in genere male espressa.

Anche in Val Parma (sezione geologica AA') sono comunque evidenti strutture plicative rovesciate vergenti a NE che deformano l'intero insieme subligure e che sono riconducibili, almeno in parte alla tettonica plicativa successiva alle fasi di messa in posto delle unità tettoniche.

La sezione geologica A-A' mette però in evidenza tra M. Cervellino e M.Montagnana l'esistenza di un altro sistema di strutture plicative, certamente molto tardivo, che deforma le superfici di sovrascorrimento tra le unità liguri (Unità Cassio, Unità Roccamurata, Unità Caio) e, con molta evidenza anche la superficie assiale della sinclinale coricata del Flysch di M.Caio, secondo antiformi e sinformi simmetriche a piano assiale subverticale. Queste strutture sono correlabili alla sinforme a piano assiale subverticale (sezione geologica B-B') che defor-

PROGETTO CARG

ma l'intera Successione epiligure, in questo caso fino alle Arenarie di Vetto (M. Fuso) che occupano il nucleo della sinforme (sinclinale Vetto-Carpineti *Auctt.*).

La deformazione fragile tardiva è per lo più rappresentata da sistemi di faglie, da verticali a molto inclinate di direzione sia longitudinale che trasversale in cui la presenza di rigetti secondo la massima pendenza non esclude, soprattutto trattandosi di faglie che scompongono sistemi piegati, anche componenti più o meno importanti di movimenti *strike-slip*. Tra le rare deformazioni fragili tardive a basso angolo un interesse particolare riveste la superficie di taglio che in sinistra Enza, si sviluppa in direzione N40 circa tra M. Girone e Ranzano per poco meno di 10 Km, con immersione a NW, determinando il sovrascorrimento di modesta entità del "blocco occidentale" (M. Fageto) sul "blocco orientale" (M. Ferrarino). Questa faglia inversa trasversale (in precedenza non riconosciuta) si interrompe verso NE contro la lunga faglia ad alto angolo di direzione longitudinale Lagrimone-Temporia e verso SW si perde al limite sud dell'area del Foglio.

Tra i principali tagli tardivi che scompongono l'edificio strutturale attenzione merita anche il thrust, inclinato a SW che, in Val Parma determina l'accavallamento del blocco sud-occidentale (Carobbio-M. Rotondo-Vezzano) su quello nord-orientale (Signano-Costa Venturina-Tizzano Val Parma) interrompendo la continuità del fianco normale del Flysch di M.Caio strutturato secondo una monoclinale immergente a NE. Questa faglia determina anche l'accavallamento del fianco inverso della sinclinale del Flysch di M.Caio (dintorni di Vezzano, in Val Parmozza) sull'insieme tettonico Unità Caio-Unità Cassio che affiora con immersione a sud tra Capoponte Castelmozzano e Signano.

Un discorso a parte merita la tettonica estensionale a basso angolo di cui in Val d'Enza, nel settore più volte citato Temporia-La Mora, è bene esposto in parete un convincente esempio a scala decametrica. Si tratta in questo caso di una faglia normale suborizzontale (direzione da circa N130 a circa N150, immersione a SW) che taglia le Marne di Monte Piano strutturate secondo una sinclinale rovesciata, parassita del fianco normale della sinforme della Val d'Enza. L'esistenza di una tettonica estensionale a basso angolo, di crescente interesse a scala regionale nell'Appennino settentrionale, è direttamente suggerita, sul piano geometrico, dalle frequenti e in alcuni casi vistose, laminazioni che interessano le diverse unità strutturali.

Di particolare effetto sono le variazioni di spessore dell'Unità Caio che nello spazio di pochi chilometri passa dagli oltre 1500 m della sezione di M. Caio ai circa 100 m della sezione della Val Cedra nei dintorni immediati di Selvanizza.

Il problema della tettonica estensionale a basso angolo (tettonica sottrattiva) riveste un interesse particolare in relazione alla natura dei rapporti tra la Successione epiligure e il substrato ligure (Cerrina Feroni *et alii*, 2002). In Val d'Enza la natura sedimentaria del contatto è documentata con certezza a valle di Selvanizza dove è molto bene esposto l'appoggio dei conglomerati della Formazione di Ranzano su un fianco inverso di un flysch ad Elmintoidi (probabilmente Flysch di M. Caio).

PROGETTO CARG

5. – LA CRONOLOGIA DELLA DEFORMAZIONE

La composizione fortemente differenziata dell'edificio strutturale della Val Parma-Val d'Enza e l'affidabilità di vincoli cronologici disponibili grazie all'analisi biostratigrafica (nannofossili) condotta, abbastanza sistematicamente, sulle successioni liguri, subliguri ed epiliguri, consentono di tracciare un possibile schema evolutivo del processo deformativo.

5.1. - La Fase Ligure (Eocene medio)

All'interno delle deformazioni rilevate a carico dell'insieme delle unità liguri non è possibile separare le deformazioni della Fase ligure (Fase mesoalpina) dell'Eocene medio da deformazioni più antiche (Fase eoalpina), per ora documentata solo nella successione di base del Flysch di M. Cassio (Vescovi *et alii*, 1999). Se si escludono queste deformazioni dei Complessi di base, la Fase ligure (s.l.) è l'evento più antico riconoscibile nell'area del Foglio 217 e ad essa possono essere ricondotte tutte le deformazioni sin-messa in posto (di taglio e plicative) rilevate, a carico dell'insieme ligure (sovrascorrimenti tra le unità liguri, sinclinale coricata del Flysch di M. Caio, fianco inverso del Flysch di M. Sporno e rovesciamento regionale a basso angolo delle Arenarie di Scabiazza dell'Unità Media Val Taro, scomposizione dell'Unità Groppo Sovrano in elementi strutturali e infine la messa in posto dell'Unità Cassio).

Sui contatti tettonici che separano le unità liguri non disponiamo di dati relativi al senso di trasporto tettonico, che andrebbe quindi dedotto, almeno per la componente di movimento trasversale, dai rapporti geometrici tra le unità, restaurati in funzione di un quadro paleogeografico di riferimento che, tuttavia, non ammette soluzioni univoche. In particolare la posizione elevata dell'Unità Cassio e dell'Unità Media Val Taro, a composizione stratigrafica ad affinità austro-sudalpine (Conglomerati dei Salti del Diavolo, Arenarie di Scabiazza, Braga, 1957; Zanzucchi, 1961; Sames, 1963; Elter *et alii*, 1966; Vercesi & Cobianchi, 1998), non è in apparenza conciliabile con una messa in posto verso la placca Adria, suggerita, viceversa, dalla vergenza della sinclinale coricata del Flysch di M. Caio e dalle strutture plicative dell'Unità Cassio. Il problema è complesso e discusso in letteratura con soluzioni che ammettono anche movimenti a vergenza alpina nel corso della Fase ligure (Grandjacquet & Haccard, 1977; Zanzucchi, 1980; Plesi *et alii*, 1993; Elter, 1993; Cerrina Feroni *et alii*, 2002). Deve essere tuttavia valutata la possibilità che prima della fase collisionale dell'Eocene medio importanti eventi transtensivi longitudinali abbiano modificato, tra il Santoniano e il Campaniano, la paleogeografia originaria, inserendo un cuneo di crosta continentale del margine della placca Adria all'interno del dominio impostato su crosta oceanica (Zanzucchi, 1988).

È però opinione di uno di noi (P.V.) che le vergenze appenniniche registrate dagli estesi rovesciamenti del Flysch di M. Caio, si realizzino precocemente e

PROGETTO CARG

siano connesse al sovrascorrimento delle porzioni più interne delle unità ofiolitiche, piuttosto che alla messa in posto delle Unità Media Val Taro e Cassio. Queste ultime, infatti, avrebbero sovrascorso l'Unità Caio solo dopo essere state traslate verso SW da un'importante trascorrenza sinistra già attiva nel Cretacico terminale orientata SW-NE (VESCOVI, 1993; VESCOVI *et alii*, 1999).

L'avampaese della Fase ligure (o comunque dell'evento Adria-vergente della Fase ligure) è rappresentato nelle nostre ricostruzioni dalle unità più profonde dell'edificio strutturale che, per l'assenza di una copertura più recente dell'Eocene medio, sono state ragionevolmente incorporate nel fronte di catena nel corso della contrazione medio-eocenica. Si tratta quindi nell'ambito dell'insieme ligure del settore B del Foglio, delle unità Groppo Sovrano e Samoggia, entrambe direttamente sormontate (rispettivamente nelle zone di SW e di NE) da elementi dell'Unità Caio. Non può tuttavia essere escluso (ma il problema è molto controverso) il coinvolgimento nella Fase ligure anche della parte pre-oligocenica della successione subligure. In questo caso a questo evento sarebbe da attribuire la strutturazione in elementi tettonici dell'Unità Bratica e il grande fianco inverso, esteso come abbiamo visto dalla Val Cedra alla Val Parma, che interessa la successione "Arenarie di Scabiazza-Formazione di Canalgrande-Calcari di Groppo del Vescovo" dell'elemento strutturale stratigraficamente più completo dell'Unità Bratica in Val Cedra. Gli effetti della Fase ligure potrebberero essere estesi anche all'Unità Canetolo che nell'Eocene medio sarebbe stata interessata anch'essa da un esteso rovesciamento (tettonica isoclinale o subisoclinale) vergente a NE (pieghe parassite della Val Cedra; vedi par. 2.1.2).

5.2. - LE FASI POST-COLLISIONALI

L'edificio a falde del settore B per la sua relativa completezza e in particolare per la ripetizione verticale delle stesse età, oligo-mioceniche, all'interno di unità appartenenti a livelli strutturali diversi (Unità subliguri e Successione epiligure) conserva la memoria della storia post-collisionale della catena, che, già in questa fase delle conoscenze, consente di riconoscere più fasi tettoniche in e fuori sequenza.

5.2.1. - *Le fasi oligoceniche*

Un evento oligocenico inferiore è riconoscibile tanto nel Dominio subligure quanto nella Successione epiligure. A questa fase sono infatti da attribuire da un lato la messa in posto delle Liguridi (sostanzialmente già strutturate nel corso della Fase ligure s.l.) sul settore più interno del Dominio subligure rappresentato dal bacino Aveto-Petrignacola e quindi la sua prima strutturazione (elementi tettonici della Val Cedra e Val Parma) dall'altro la scomposizione della Successione epiligure già deposta (Marne di Monte Piano, Formazione di Zermagnone e

PROGETTO CARG

Formazione di Ranzano) in elementi tettonici, pellicolari, sovrapposti. Lo *stacking* epiligure oligocenico della Val d'Enza è sigillato da depositi clastici, di età ancora rupeliana (base della Formazione di Temporia). Questo evento contrazionale, assai meno noto e consolidato della Fase ligure, è stato oggetto di un lavoro relativo alla strutturazione della Successione epiligure della Val d'Enza (CATANZARITI *et alii*, 1999) cui rinviamo per maggiori notizie. Nel Bacino Terziario Piemontese l'esistenza di eventi contrazionali dell'Oligocene inf. è stata sostenuta da parte di MUTTI *et alii* (1995). Nell'Appennino emiliano, e in particolare nella Successione epiligure, eventi compressivi del Rupeliano sono stati viceversa esplicitamente esclusi da COSTA & FRATI (1997) in un lavoro relativo alla Val Pessola, poco a NW dell'area del Foglio 217.

Un altro evento oligocenico è indirettamente espresso, nel Dominio subligure, dal mélange sedimentario (Mélange di Lago) che nell'Unità Bratica precede la deposizione delle torbiditi oligoceniche (VESCOVI, 1998); l'esistenza di una fase tettonica pre-Arenarie di Ponte Bratica, nel Dominio subligure, è stata a più riprese sostenuta da Autori diversi (PLESI, 1975; MONTANARI & ROSSI, 1982).

5.2.2. - *La Fase aquitaniano-burdigaliana*

Si tratta probabilmente di due eventi distinti di cui tuttavia non possono essere ancora separati gli effetti che anche in questo caso sono riconoscibili tanto nel Dominio subligure quanto, a livello strutturale molto elevato, nella Successione epiligure.

A questo intervallo di tempo sono da ricondurre la disattivazione in sequenza dei settori intermedio ed esterno del Dominio subligure (bacini di Bratica e Marra) e il loro coinvolgimento nel prisma di accrezione al fronte della catena.

Nei bacini episuturali (Successione epiligure) l'effetto più vistoso, nella media Val d'Enza, è rappresentato dal sovrascorrimento dell'elemento di Poggio della Torre sullo *stacking* epiligure rupeliano rivestito in discordanza dalla successione post-*stacking* che si completa verso l'alto con i livelli marnosi della Formazione di Antognola del T. Bardea, di età non più recente dell'Oligocene superiore. A questo evento tettonico deve essere correlata la messa in posto del Mélange di Canossa nel bacino di Antognola ben conosciuto in molti settori dell'Appennino emiliano (PAPANI, 1971) e in particolare nella bassa Val d'Enza, a NE dell'area del Foglio 217.

Nella Successione epiligure sono da considerare sicuramente post-tettonici e discordanti, in rapporto alla Fase aquitaniano-burdigaliana, i depositi basali, di età langhiana, di ambiente di piattaforma della Formazione di Pantano (Gruppo di Bismantova). In rapporto alla messa in posto nel corso di questa fase tettonica sulle successioni di avanfossa non disponiano di controlli diretti nell'area del Foglio 217 dal momento che le stesse sono rappresentate, in affioramento, esclusivamente dal Macigno della Falda Toscana che come abbiamo detto è accoppiato tardivamente all'edificio strutturale del settore centrale che conserva la memoria della strutturazione della catena. Considerate le età in

PROGETTO CARG

gioco e facendo riferimento al versante emiliano-romagnolo della catena, possiamo ipotizzare che la "trasgressione" langhiana del Gruppo di Bismantova sia post-tettonica in rapporto alla messa in posto delle falde liguri e subliguri sulle successioni di avanfossa, di pertinenza del Dominio del Cervarola s.l., correlabili alla successione della Val Trebbia (Bobbio) la cui strutturazione in sinclinale, rovesciata al *footwall* del fronte di catena, è stata riferita al Burdigaliano in uno studio molto accurato sulle relazioni fra deformazione progressiva e sedimentazione (LABAUME, 1992).

5.2.3. - *Le fasi mioceniche post-burdigaliane*

Sono documentate nel sottosuolo dalla sovrapposizione tettonica delle unità liguri (Unità Sporno) sulle successioni di avanfossa di età langhiano-serravaliana incontrate nel pozzo Terenzo (Val Baganza).

In affioramento sono espressi essenzialmente sistemi di pieghe rovesciate a NE, e da quelli a piano assiale subverticale, che interessano solidalmente l'edificio strutturale a falde e l'intera Successione epiligure compreso il Gruppo di Bismantova.

Siamo quindi propensi ad attribuire ad una fase tettonica post-Bismantova (quindi post-Burdigaliano) anche la sinclinale rovesciata della Val d'Enza anche se il Gruppo di Bismantova è conservato solo nel suo fianco dritto con contatto erosivo sui livelli silicei della Formazione di Contignaco (dintorni di Moraghano). L'ipotesi che la fase compressiva che determina la sinclinale della Val d'Enza (e le altre pieghe correlate alla sinclinale) sia successiva alla "trasgressione" del Bismantova si basa, tra l'altro, sui dati relativi alla struttura delle Arenarie di Vetto che, nei dintorni di Sole (in Val d'Enza al margine occidentale del Foglio 218), partecipano ad una anticlinale di asse circa E-W rovesciata verso N congenere della sinclinale della Val d'Enza.

Non abbiamo tuttavia elementi diretti per la datazione di questi sistemi di pieghe di cui, come abbiamo detto, quelle a piano assiale verticale sono riconducibili ad eventi più recenti.

5.2.4. - *L'uplift plio-quaternario*

L'area del Foglio 217 occupa una posizione complessivamente interna nell'ambito dell'Appennino emiliano; nell'area del Foglio le unità, strutturalmente più profonde, rappresentate in questo caso dalle successioni di avanfossa del Macigno della Falda Toscana affiorano alle quote più alte in corrispondenza dello spartiacque principale (1609 m di M. Sterpara) mentre complessivamente alle quote più basse affiorano le unità strutturalmente più elevate (Unità liguri e Successione epiligure). Questa distribuzione riflette un uplift decrescente in senso trasversale alla catena che ha determinato lo smantellamento differenziale dell'edificio strutturale derivante dalla sovrapposizione delle fasi plicative alle

PROGETTO CARG

fasi di messa in posto.

I tempi dell'uplift non sono valutabili senza far riferimento a considerazioni di carattere regionale sostenute da dati relativi a settori più esterni (margine padano) e più meridionali (evoluzione dell'avanfossa nel settore romagnolo tra il T. Sillaro e la Val Marecchia).

La distribuzione e l'età dei depositi clastici grossolani riconducibili con certezza allo smantellamento della coltre alloctona (unità litostratigrafiche ad elevata competenza delle Liguridi e delle successioni di *thrust top basin*) suggeriscono che l'uplift abbia avuto inizio nel Messiniano sup. per raggiungere nel Quaternario il suo massimo sviluppo. Una stima lungo una sezione trasversale tra Marra e M. Fuso (circa 18 km) conduce a valutare tra i 2500 e i 3000 m l'entità del sollevamento differenziale tra i due estremi della sezione stessa.

PROGETTO CARG

VI – GEOMORFOLOGIA E DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

1. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

Le coperture e i depositi continentali di età tardo-quaternaria derivano da vari processi morfogenetici connessi a fenomeni gravitativi, alla sedimentazione fluvio-torrentizia, al colmamento di conche palustri e, nei settori topograficamente più elevati, all'azione di un sistema glaciale.

Il rilevamento dei vari depositi e degli accumuli di frana e la loro cartografia si basano sulle osservazioni di terreno delle caratteristiche litologiche e morfologiche, integrate con un'accurata analisi fotointerpretativa. Non sono state svolte indagini strumentali né per definire lo spessore ed i caratteri geognostici delle coperture, né per valutare l'entità del movimento dei corpi franosi.

Frane (**a_1-a_2**).Gli accumuli di varie tipologie di frana sono frequenti in questo Foglio, soprattutto nei settori di affioramento delle unità a prevalenza pelitica e lungo quei versanti dove le giaciture delle stratificazioni possono favorire questi fenomeni.

I corpi franosi, costituiti da accumuli gravitativi ad assetto caotico di elementi litoidi eterogenei ed eterometrici, frequentemente ricchi in matrice pelitica, sono distinti in base ad evidenze morfologiche di terreno. Per quanto riguarda la morfodinamica di questi corpi, sono state distinte: frane in evoluzione (a_1) quando sono in atto o mostrano segni di attività recente; frane quiescenti (a_2) quando risultano attualmente stabilizzate o sono temporaneamente inattive. Sono compresi in quest'ultima distinzione diversi spezzoni di successioni traslate gravitativamente senza perdere il loro assetto stratificato e spesso non cartografabili per le limitate dimensioni.

PROGETTO CARG

Depositi di versante eluvio-colluviali (**a_3**). Rientrano in questa distinzione le coperture detritiche derivanti da processi di alterazione in situ e accumulate sui versanti per gravità e ruscellamento. Sono costituite da elementi lapidei eterogenei ed eterometrici in matrice pelitica talora abbondante.

Detriti di falda (**a_6**). Detriti accumulati per gravità alla base di scarpate rocciose, frequentemente impostate in corrispondenza di fratturazioni tettoniche e/o faglie, costituiti da elementi litoidi spigolosi, con scarsa matrice. Sono generalmente connessi a processi di disgregazione fisico-meccanica dovuti a crio- e termoclastismo.

Depositi alluvionali attuali (**b_1**). Depositi alluvionali costituiti da massi, ciottoli, ghiaie e sabbie, depositati nell'alveo attuale, potenzialmente rimobilizzabili per variazioni di portata, oppure depositati in tratti di alveo temporaneamente abbandonati, dove non vi è insediamento stabile della vegetazione.

Depositi alluvionali terrazzati (**b_2-b_n**). Depositi alluvionali costituiti da massi, ciottoli, ghiaie e sabbie, terrazzati in vari ordini, numerati a partire dal più recente (b_2), che può essere ancora interessato da piene eccezionali, al più alto (b_n). I terrazzamenti di ordine maggiore sono fissati da vegetazione stabile.

Depositi glaciali e periglaciali (**c_1**). Depositi glaciali estremamente eterometrici e privi di classazione, costituiti da clasti prevalentemente arenacei derivanti dal Macigno, inglobati in matrice sabbioso-limosa; si associano coperture detritiche a massi e blocchi eterometrici spigolosi, in matrice di disgregazione crioclastica; sono frequenti i massi "erratici".

Depositi palustri (**f_1**). Depositi di colmamento associati a conche chiuse, caratterizzati da sabbie, limi e localmente ghiaie con un elevato tenore in materia organica vegetale. Si rinvengono di norma in corrispondenza di contropendenze di frana o depressioni connesse a movimenti gravitativi profondi di versante.

1.1. - Frane e coperture detritiche dell'area

L'area del Foglio 217 è interessata da un'elevata franosità, comune del resto a tutto l'Appennino emiliano, che dipende dalla combinazione di parametri litologici, strutturali, morfologici e climatici.

La prima osservazione riguarda le differenze molto rilevanti tra la diffusione delle frane nel Foglio 217 in scala 1:50.000 rispetto a quella della stessa area della Val Parma-Val d'Enza, rappresentata nella II edizione del Foglio 85-Castelnovo ne' Monti, in scala 1:100.000, prodotto alla fine degli anni '60. Dal confronto che potrebbe essere esteso con interessanti risultati anche alla I edizione del Foglio 85 in scala 1:100.000 realizzato nei primi del '900, si è

PROGETTO CARG

indotti a ritenere che il geologo rilevatore ha sviluppato una sensibilità e una attenzione adeguata verso il "fenomeno frane" soltanto negli ultimi 30 anni. La conclusione ha certamente una sua validità e un obiettivo riscontro nell'ambito dell'Appennino emiliano dove lo sviluppo di questa sensibilità è stato certamente favorito dalle specifiche modalità adottate per il rilevamento di base (carta geologica in scala 1:10.000 con delimitazione degli affioramenti realizzata su base topografica regionale aereofotogrammetrica) della Regione Emilia-Romagna, modalità che hanno "obbligato" il rilevatore a non eludere, come spesso avveniva nel passato, il problema della rappresentazione dei corpi di frana.

In altre regioni dell'Appennino settentrionale e in relazione ad altri contesti culturali dove, in assenza di valide iniziative a livello territoriale, il rilevamento geologico di base del Progetto CARG è rimasto di tipo tradizionale (scala 1:25.000 su base IGM e nessuna prescrizione di cartografare gli affioramenti) non si percepisce una discontinuità così marcata tra le due versioni cartografiche a confronto (1:50.000 e 1:100.000).

Il problema della sottovalutazione della franosità non riguarda naturalmente le frane attive (o comunque molto recenti), che sono evidentemente sempre riconoscibili, e quindi anche riproducibili cartograficamente, da parte di qualsiasi geologo rilevatore che abbia una seppur minima esperienza di terreno. Il problema è viceversa fortemente amplificato dalla categoria delle frane quiescenti (a_2) che anche nel Foglio 217, così come in tutti i fogli dell'Appennino emiliano, sono nettamente dominanti rispetto alle frane attive.

Nella categoria delle frane quiescenti, secondo l'attuale bipartizione sistematica adottata e destinata in futuro ad essere modificata in funzione di soluzioni più articolate, rientrano corpi di frana che presentano caratteri morfologici estremamente diversi. Per esemplificare, nella stessa categoria sono comprese tanto le frane integre, senza indizi rilevanti di movimenti in atto, quanto lembi di frane isolati dall'erosione e conservate in corrispondenza di alti morfologici per fenomeni di inversione di rilievo, cui sarebbe forse opportuno riservare il significato e la definizione di paleofrane.

In una così vasta accezione la distinzione tra frane quiescenti e altre coperture detritiche (in particolare i depositi di versante della categoria a_3) risulta in più casi difficoltosa e affidata a criteri soggettivi che sicuramente risentono della propensione del rilevatore a sottolineare, o ad attenuare, sul piano della risoluzione cartografica, il fenomeno della franosità. È naturale che dove il rilevatore non sia tenuto all'utilizzo di una base topografica ad alta risoluzione e a norme vincolanti per il rilevamento la propensione a trattare come generiche coperture detritiche anche i corpi di frana non attivi (o comunque non recenti) conduce, come passaggio successivo, alla eliminazione di una parte consistente di queste "coperture detritiche" con l'obiettivo di rendere più agevole la lettura della geologia del substrato ma con il risultato, viceversa, di eliminare, unitamente a coperture detritiche prodotte in situ, anche molti corpi di frana quiescenti la cui segnalazione risulterebbe di indubbio vantaggio sia per le amministrazioni pubbliche sia per i professionisti del settore.

PROGETTO CARG

La maggior parte delle frane, sia attive sia quiescenti, interessa unità litostratigrafiche caratterizzate da una componente argillosa più o meno rilevante e da condizioni di giacitura che favoriscono il dissesto. I tipi più diffusi sono quindi i movimenti franosi di scorrimento rotazionale e traslazionale, i movimenti di tipologia complessa e in qualche caso i colamenti; molto meno frequenti, e soprattutto meno importanti per entità e sviluppo, sono le frane di crollo.

Le frane quiescenti isolano costoni stabili secondo il cui asse si sviluppano, nei centri abitati di montagna, le parti antiche del paese. Si tratta, con ogni evidenza, dei relitti di antichi insediamenti ben più estesi sopravvissuti ad eventi franosi attivi in tempi storici di cui non sempre è stata cancellata ogni memoria. La testata delle frane antiche, che corrisponde alla zona di "svuotamento" del fenomeno di rotazione/traslazione, è sistematicamente occupata da fabbricati di recente costruzione che contrastano vistosamente, per tipologia, con gli edifici "storici" che occupano le dorsali stabili.

Questa condizione ricorrente abbastanza sistematicamente induce nel geologo rilevatore una certa apprensione che è tanto più giustificata quanto più i fabbricati recenti si spingono verso valle ben oltre l'area di distacco della frana antica "colonizzando" parti più o meno rilevanti del corpo di frana. I motivi di preoccupazione sono poi amplificati dalla considerazione, sostenuta dall'esperienza di terreno, che le frane attive o recenti corrispondono in molti casi a rimobilizzazioni più o meno rilevanti di frane antiche.

Tra i depositi di versante ben sviluppati, la cui origine non è da ricondurre a fenomeni franosi, merita di essere ricordato per il suo sviluppo planimetrico il sistema "eluvio-colluviale" che occupa la "conca" di Scurano. Si tratta di una estesissima coltre di detrito che riveste le Arenarie di Vetto del Gruppo di Bismantova accumulata nella parte strutturalmente (oltre che morfologicamente) più depressa al nucleo della sinforme di cui alla sezione geologica B-B'.

In altri casi, come già detto, permane invece il dubbio che depositi di versante della categoria a_3 siano di fatto frane, o più spesso parti di frane, parzialmente smantellate dall'erosione, non riconosciute come tali.

Tra le coperture detritiche diverse dalle frane ricordiamo poi i detriti di falda (a_6) che localmente sono organizzati in fasce al piede di pareti rocciose complessivamente stabili (Flysch di M. Caio nei dintorni di Caneto in Val Cedra; Macigno di M. Sterpara; Arenarie di Groppo Sovrano in Val Bratica). In alcuni casi, come probabilmente proprio per l'unità Groppo Sovrano della Val Bratica il detrito di falda include anche i prodotti di frane di crollo che il rilevatore non ha ritenuto necessario separare per la modesta entità del fenomeno.

Complessivamente la Successione epiligure della Val d'Enza da' luogo per motivi essenzialmente litologici (minor sviluppo di argille rispetto alle unità del substrato) ad una franosità meno sviluppata e meno importante. Ne sono esenti, anche per gli assetti geometrici, alcune successioni mediamente competenti del fianco dritto della sinclinale della Val d'Enza (Formazione di Ranzano e l'insieme Formazione di Antognola-Gruppo di Bismantova) mentre, come è naturale, la franosità si concentra nelle aree di affioramento delle unità caotiche a dominante argillosa.

Un altro settore caratterizzato da bassa densità di frane è rappresentato dal-

PROGETTO CARG

l'area di affioramento del Flysch di M. Caio del fianco dritto della sinclinale coricata in sinistra del T. Cedra dove le condizioni giaciturali a reggipoggio favoriscono una complessiva stabilità del versante; la sostanziale integrità del vasto settore Passo Zibana - M. Caio - M. di Botra - confluenza Enza-Cedra è interrotta dalla frana arcuata che si sviluppa a monte di Caneto innescata da locali condizioni di franapoggio ai piedi di La Penna (q. 1351). Le stesse condizioni ricorrono in Val Parma (versante sinistro) nella fascia trasversale che si sviluppa tra M. Polo, M. Cervellino e M. Provenga dove una frana di una certa importanza nel Flysch di M. Caio (W di M. Provenga) potrebbe anche in questo caso essere stata favorita da locali condizioni di franapoggio (strati rovesciati con immersione a SW).

Rispetto alla prima edizione del Foglio 217 (Regione Emilia-Romagna, 1990) questa seconda edizione registra una distribuzione più omogenea della franosità a seguito delle revisioni effettuate in occasione di nuovi studi e rilevamenti ed in particolare alla revisione direttamente condotta dall'Ufficio geologico della Regione Emilia-Romagna attraverso la fotointerpretazione.

Nell'area del Foglio 217 sono numerose le frane i cui effetti interessano direttamente, provocando localmente dissesti anche molto gravi, insediamenti umani di importanza variabile per tipologia dei fabbricati e numero degli abitanti coinvolti. Per la trattazione specifica dei dissesti dei centri abitati si rimanda all'"Atlante dei centri abitati instabili dell'Emilia-Romagna" prodotto nell'ambito del Programma speciale Studio dei Centri Abitati Instabili (SCAI) dal CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche in collaborazione con la Regione Emilia-Romagna (1993). Questo atlante fornisce la raccolta aggiornata al 1992 di tutti i centri abitati interessati da fenomeni di instabilità indotti da dissesti idrogeologici; tra essi ricadono nell'area del Foglio gli abitati di Casaselvatica, Cassio, Miano, Signatico, Vestana inferiore, Carobbio, Monchio delle Corti, Tizzano Val Parma, Lupazzano.

Nell'area del Foglio ricade inoltre la frana di Corniglio (Val Parma) che recentemente per i suoi effetti disastrosi ha interessato le cronache nazionali. A questa frana, che assume così valore emblematico, è dedicato un paragrafo specifico di queste note illustrative (par. VI.2.4).

2. - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE (a cura di C. Tellini[1])

2.1. - Introduzione

Questo settore di Appennino parmense è, per circa metà del Foglio, dominato da morfologie legate alla presenza dei flysch cretacei e associate unità argil-

[1] Nota eseguita con fondi Cofinanziamento MURST 1997 relativi al Programma di ricerca locale "Morfoevoluzione dei fenomeni franosi della Provincia di Parma ed effetti sul territorio" (Coordinatore A. Clerici) nell'ambito del Programma di ricerca nazionale "Risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali" (Coordinatore A. Biancotti).

PROGETTO CARG

lose di base nelle quali spiccano alcuni grandi ammassi ofiolitici. L'altra metà dell'area è, invece, caratterizzata da formazioni sedimentarie terziarie le quali, nel settore nord-orientale, sono rappresentate da unità rocciose diverse sia per estensione areale sia per risalto morfoselettivo, mentre nel settore meridionale le argilliti, i calcari e le varie unità arenacee appartenenti alle unità subliguri determinano un paesaggio morfologicamente eterogeneo ed articolato in relazione alla posizione tettonica assunta.

Grande incidenza sul paesaggio presentano le varie coperture quaternarie nell'ambito delle quali sono prevalenti, soprattutto in ragione delle condizioni geologico-strutturali, quelle di natura gravitativa; notevoli per conservazione ed estensione quelle di origine glaciale e periglaciale nelle alte valli del T. Parma e T. Cedra, mentre le fasce alluvionali dei corsi principali, dapprima abbastanza ridotte nel tratto superiore, si ampliano sino a qualche centinaio di metri nel tratto medio-basso delle valli. Occasionalmente il letto torrentizio si riduce a poche decine di metri nell'attraversare litotipi resistenti (strette di Vetto e di Ranzano) e anche a qualche metro in corrispondenza di restringimenti causati da alcune grandi frani attive (Signatico, Corniglio).

2.2. - Elementi oro-idrografici

Una direzione tipicamente antiappenninica è assunta dallo spartiacque che separa le valli Baganza e Parma, mentre un andamento più articolato, marcato da tratti orientati est-ovest, contraddistingue lo spartiacque tra il T. Parma ed il T. Enza; lo spartiacque tra il T. Parma ed il suo affluente Bratica si snoda secondo un'inusuale direzione nord-sud. I rilievi più significativi di queste dorsali raggiungono una quota prossima ai 1500 m (M. Polo, 1425 m; M. Cervellino, 1493 m), elevazione che viene superata solo da M. Caio (1584 m) dominante il settore centrale del Foglio. Ad oriente la placca epiligure di Scurano culmina con M. Fuso (1115 m) mentre nel settore meridionale dell'area sono i rilievi di M. Fageto (1284 m) e M. Sterpara (1609 m) che esprimono le maggiori elevazioni.

Come già accennato i corsi d'acqua maggiori sono rappresentati dai torrenti Parma ed Enza, che si originano dagli alti valloni glaciali dello spartiacque e ad essi confluiscono altri torrenti importanti: al primo versano i torrenti Baganza, Bratica e Parmozza, mentre al secondo i torrenti Cedra ed Atticola. Nel settore nord-orientale del Foglio dalla media montagna nascono i due rami del Termina, torrente che confluisce nell'Enza poco a nord di Traversetolo.

2.3. - La forma delle valli

La forma dei profili vallivi molto frequentemente è governata dall'assetto geologico che vede in questa zona la sovrapposizione di quattro unità tettoniche

PROGETTO CARG

pertinenti ai noti domini paleogeografici appenninici (ligure, subligure, toscano) e di altre unità minori all'interno di quelle maggiori. Così, ad esempio, il profilo trasversale della parte medio-alta della Val Parma oppure quello della Val Bratica, è caratterizzato da tratti a diversa pendenza che sono associati alla posizione geometrica ed alla diversa resistenza alla degradazione meteorica delle varie formazioni.

Versanti a pendenza marcata risultano dai flysch sommitali delle Unità Caio e Cassio, localmente meno acclivi quando dette unità, rovesciandosi, fanno affiorare sui crinali i complessi argillosi basali, in parte ofiolitiferi, nel qual caso le ofioliti risultano molto selettive come avviene per M. Sìllara o la Maestà di Graiana. Analoga selezione morfologica si esprime sui fianchi verticalizzati delle placche di flysch nei quali la resistenza di rocce come i Conglomerati dei Salti del Diavolo, intercalati alle Argille varicolori di Cassio, evidenzia un suggestivo bastione dentellato che attraversa la Val Baganza da M. Scaletta a M. Cassio.

Il contatto fra le unità liguri e quella subligure è dovunque abbastanza netto; più marcato quando l'appoggio dei flysch avviene sulle Argille e calcari di Canetolo, attenuato quando l'appoggio avviene sulle formazioni arenacee (Arenarie di Petrignacola o Arenarie di Ponte Bratica). Nel settore di affioramento della placca di Flysch di M. Caio la disposizione monoclinalica regola la morfologia dei versanti rispettivamente nella Val Parma e nella Val Parmozza dove si evidenziano forme tipo *cuestas* o *hogback*. La disposizione degli strati a franapoggio ed il contrastante comportamento idrogeologico delle formazioni riscontrabili presso le fasce di accavallamento tettonico, sono alcune delle principali cause della diffusa franosità dell'area.

A meno di irregolarità dovute alla morfoselezione tutti i fianchi vallivi sono generalmente a profilo simmetrico; una netta asimmetria si riscontra in vari tratti della Val Baganza, specie nella parte media ed alta. La conca di Scurano si offre come un bacino sospeso sui profondi meandri incassati dell'Enza; i corsi d'acqua che la drenano sono modesti ma si incidono dapprima entro una potente coltre detritica di degradazione e poi nelle Arenarie di Vetto del Gruppo di Bismantova, prima di confluire nell'Enza. La natura di questa potente coltre di detrito è problematica, tuttavia, poiché sembra accertato che non sia un'unità intercalata nella serie miocenica, si può ipotizzare un deposito legato alle fasi climatiche fredde del Quaternario. In particolare deriverebbe da un profondo disfacimento fisico delle Arenarie di Vetto indotto da severe condizioni periglaciali connesse, soprattutto, alla Fase glaciale "Val Parma" (equivalente alla fase Würm alpina) citata in PELLEGRINI *et alii* (1998). Inoltre, anche alla base della grande scarpata di M. Fuso sono presenti depositi di gelifusso che poggiano sui litotipi della Formazione di Ranzano. Depositi di tale natura, che si rinvengono sempre in condizioni di rilievo invertito, sono segnalati anche nel settore centrale ed orientale della placca Vetto-Carpineti (G.S.U.E.G., 1976).

PROGETTO CARG

2.4. - "La Lama" di Corniglio

"La Lama" di Corniglio viene citata nelle cronache del Boccia (1804), il quale riassume in poche righe il dissesto del 1740, nella Tesi di Laurea di Anelli (1905), in cui l'evento del 1902 oltre che menzionato è anche cartografato e, soprattutto, nell'esauriente scritto dell'Almagià (1907), dove quest'ultimo evento è ben documentato e dove si ricordano le riattivazioni complete del 1612 e del 1740.

Si tratta dunque di una frana intermittente che in poco meno di 4 secoli si è riattivata almeno quattro volte, con intervalli compresi tra 92 e 162 anni e senza dubbio la frana si era già formata in epoche antecedenti, non solo per l'esistenza in loco di un'antica leggenda medioevale, secondo la quale i Santi Lucio ed Amanzio (oggi patroni del paese) di passaggio per Corniglio lungo una deviazione della Via Francigena, avrebbero invocato la frana quale punizione per l'inospitale accoglienza dei suoi abitanti.

Un'altra citazione della frana si rinviene nel lavoro di Martelli (1916) che approfondisce le caratteristiche geologiche della zona, la cronologia dei movimenti e la morfologia del coronamento e della parte mediana dell'ammasso franoso; ciò soprattutto in funzione della sistemazione idraulico-forestale, che sarebbe stata eseguita, a partire dalla fine degli anni '20, dal Corpo Forestale dello Stato.

Dopo Martelli la frana di Corniglio viene segnalata parzialmente attiva nella Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 85 – Castelnovo ne' Monti e successivamente indicata come quiescente da Sgavetti (1972) e da Agnesini *et alii* (1978). Il recente Atlante dei centri abitati instabili dell'Emilia-Romagna (a cura di Gola, in Annovi & Simoni, 1993) descrive le opere di consolidamento eseguite e sintetizza lo stato delle conoscenze sulla frana in base ai rilevamenti geologici della Carta Geologica della Regione Emilia-Romagna e indagini geofisiche. Le riattivazioni del 1994-96 e l'evoluzione degli anni successivi sono state oggetto di note rispettivamente da parte di Pellegrini (1996) e Tellini & Vernia (1996) e da Larini *et alii* (1997a; 1997b), Gottardi *et alii* (1998) e Pellegrini *et alii* (1998).

Le cause a lungo termine della frana "storica" devono essere ricercate, da un lato, nel progressivo decadimento delle caratteristiche geomeccaniche per effetto di *weathering* generalizzato, e dall'altro, nell'attività sismica; quelle a breve termine nelle sottospinte idrauliche, conseguenti a periodi di intensa precipitazione che nell'areale di Corniglio si verificano di frequente.

Le principali caratteristiche geometriche e morfometriche della frana "storica", sono così riassumibili:

pendenza media	23° (coronamento) ÷ 8° (settore inferiore)
dislivello	600 m
quota coronamento	1150 m
quota del piede (alveo T. Parma)	550 m
lunghezza	3100 m

PROGETTO CARG

larghezza massima	1120 m
superficie interessata	2,02 x 10^6 m^2
profondità media del piano di scivolamento	62 m
profondità massima del piano di scivolamento	120 m
volume presunto de “La Lama”	110 x 10^6 m^3
volume presunto complessivamente mobilizzato	200 x 10^6 m^3

Per quanto concerne il corpo di frana relativo allo scivolamento rotazionale della dorsale del paese (area Colonia Montana e zona meridionale del paese, detta “Lumiera”), si può stimare che le deformazioni subite dai primi mesi del 1996 ad oggi, sulla base di semplici osservazioni morfologiche (non strumentali), siano state dell’ordine di 1,5 metri, coinvolgendo un ammasso di volume di circa 30-35 x 10^6 m^3. Per quanto riguarda lo stato di attività, la frana “storica” deve essere considerata una frana “riattivata” (Cruden & Varnes, 1996) dalle sue cause originali, precedentemente descritte. Relativamente alla distribuzione di attività in essa si individuano le seguenti dinamiche:

- “Frana retrogressiva” nella parte alta (entro le argilliti di Lago e il Flysch di M. Caio);
- “Frana in avanzamento” nella parte bassa;
- “Frana in allargamento” su entrambi i fianchi laterali.

Infine, per quanto riguarda lo stile di attività, il movimento gravitativo è di tipo “complesso” e “composito”, riattivato da scorrimenti rotazionali e rototraslativi di terra profondi e da colate di terra superficiali di spessore compreso tra 10 e 20 m.

2.4.1. - *La riattivazione e l’evoluzione recente de “La Lama” di Corniglio*

Già nel corso dell’anno 1992 si manifestano segni premonitori di cedimenti nella zona della vecchia scarpata di frana e nell’ultima decade del novembre 1994, a seguito di intense precipitazioni (che dall’1 settembre al 15 novembre assommano a 1070 mm, di cui 704 mm nel solo mese di settembre) si verificano degli scivolamenti rotazionali nella zona di coronamento sottostante la pendice settentrionale di M. Aguzzo, entro il Flysch di M. Caio e nei sottostanti complessi argillosi, ad una quota di 1150 m (fig. 6). È l’inizio dell’ennesima riattivazione di una delle tante grandi frane quiescenti dell’Appennino emiliano, spesso impropriamente definite “paleofrane” per la loro dinamica di frequente contrassegnata da periodi di inattività ben superiori alla durata media della vita umana.

Si crea una grande una scarpata principale e numerose altre scarpate secondarie che fanno retrocedere di oltre 200 metri l’orlo del coronamento (fig. 6).

Dalla fine di novembre alla prima metà di dicembre 1994, la massa collassata grava sul corpo di frana sottostante innescando nuove superfici di rottura di tipo rototraslativo; nelle parti più superficiali la plasticizzazione della componente argillosa determina la formazione di potenti e veloci colate che avanzano di parecchie decine di metri al giorno (fig. 6). Rigonfiamenti, avvallamenti e

PROGETTO CARG

deformazioni (4) prodotte dal corpo in movimento, si manifestano sino a valle della strada provinciale per Bosco. La frana si arresta in corrispondenza della

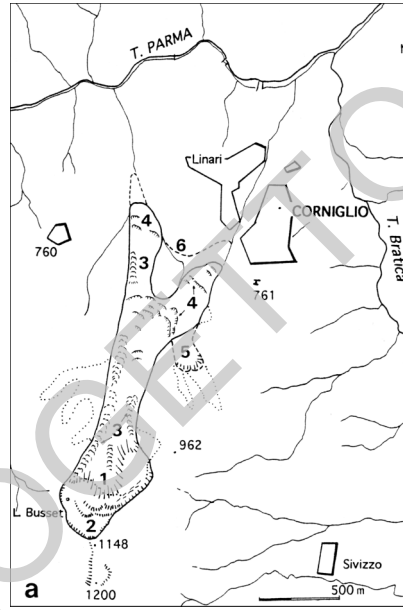

Fig. 6 - *Evoluzione dinamica della frana mediante fotointerpretazione del volo Corniglio del 15-12-1994.* **1***) scarpata principale;* **2***) fessure di coronamento;* **3***) colamenti (earth flows);* **4***) rigonfiamenti e avvallamenti;* **5***) riattivazione lungo il Rio Lumiera;* **6***) limite inferiore della riattivazione della frana nella primavera 1995.*

parte mediana distruggendo quasi completamente la pineta e sconvolgendo la rete drenante: crolla una sola villetta sita lungo la strada provinciale per Bosco. Successivamente il movimento, pur espandendosi sul lato destro (5 in fig. 6) riattivando un altro settore franato nel 1902, rallenta, e grazie alle favorevoli condizioni meteoclimatiche (gelo e tempo soleggiato) si attesta alla linea tratteggiata (6 in fig. 6) e per gli edifici residenziali e produttivi della frazione di Linari si determina solo una grave situazione di rischio.

Per tutto il restante anno 1995 si registra una fase di quiescenza, che permette gli interventi di modellamento e consolidamento della massa franosa, di regimazione della rete scolante e svuotamento dei “laghi” e ristagni delle conche di frana. Durante l’estate viene eseguito il rilevamento sismico con la tecnica della rifrazione, del *down-hole* e della tomografia ed il dato più rilevante che emerge si riferisce alla profondità del rifrattore “veloce” di fondo (v = 2,7 ÷ 3,7 km/s), mai inferiore ai 30 m e che raggiunge i 120 m circa nella parte media e bassa dell’accumulo. Nel tratto finale, la superficie basale del rifrattore risulta inclinata meno di 8° e si raccorda alla base del solco vallivo del T. Parma.

PROGETTO GAIA

2.4.2. - *La riattivazione dell' 1 Gennaio 1996*

Il 31 dicembre 1995, alle ore 23:45, si registra una scossa sismica del V grado della scala MCS (Magnitudo 4) con epicentro presso Toano, nella limitrofa alta Val Secchia, in Provincia di Reggio Emilia, e l' 1 gennaio 1996 la frana riattiva nuovi scivolamenti rotazionali nei materiali instabili del coronamento (fig. 7). La scarpata principale arretra e si amplia ulteriormente mentre nel coronamento si formano altre fessure. Si rinnovano, ampliandosi, sia le colate che si originano nei consueti punti di emergenza delle acque, sia le masse in traslazione che si accavallano una sull'altra secondo movimenti obliqui (principalmente verso il Rio Maltempo), evidenziate sul terreno da fratture anche di tipo trascorrente. Si formano numerosi laghetti di frana di cui uno profondo oltre 11 m, probabilmente in corrispondenza di un *trench* profondo.

Alla fine di gennaio la frana riattiva il settore coinvolto dal movimento del 1994-95, facendo scattare nuovamente l'emergenza per le aree abitate sottostanti e inducendo la Prefettura di Parma a predisporre un piano di evacuazione.

Il 29 gennaio una lieve scossa sismica (II grado della scala MCS, Magnitudo 3,2) segnalata nella vicina Lunigiana, a Corniglio viene avvertita in maniera amplificata. Contestualmente, sotto la spinta della massa riattivata, tutta la parte inferiore del corpo principale di frana, sino allora quiescente, inizia a traslare in massa verso l'alveo del T. Parma.

Il 3 febbraio sulla base del controllo topografico avviene l'evacuazione della frazione di Linari poiché vengono segnalati spostamenti di circa 25 cm al giorno: appare evidente che il corpo di frana trasla in massa lungo una superficie di scorrimento coincidente con un riflettore di fondo, che in questo settore della frana è situato a profondità sempre superiori ai 100 metri.

Il corpo di frana mostra segni di rotture, rigonfiamenti e nuove scarpate (6 in fig. 7) sin presso l'alveo del T. Parma, che inizia a restringersi (alla fine di circa 20 metri, pari a circa 1/3 della sezione originaria) e sollevarsi, con deformazione e rottura delle briglie presenti al piede della frana.

Nei primi giorni del mese di febbraio, negli edifici e nelle strade nella zona meridionale del paese, detta "Lumiera" (area 7 di fig. 7), si formano nel terreno *tension cracks* e minute fessurazioni.

L'area urbanizzata, infatti, soggiace ad un tratto di versante interessato, in passato, da forme gravitative collegabili a scivolamenti rotazionali delle Arenarie di Ponte Bratica sul complesso argillitico sottostante (Mélange di Lago), che hanno creato depressioni allungate e chiuse e frammentato in grandi blocchi le arenarie. Nel loro insieme, depressioni e fossati formano una lunga e profonda trincea parallela alla dorsale arenacea allineata col centro storico. Le deformazioni registrate segnalano, infatti, uno spostamento a "blocchi" sino a quasi 70 metri di profondità, sino cioè alla base argillitica delle Arenarie di Ponte Bratica, ed alla fine di marzo 1996 gli edifici della zona Lumiera risultano dislocati mediamente di circa 20 cm ma solo uno, molto lesionato, è fatto sgombrare.

PROGETTO CARG

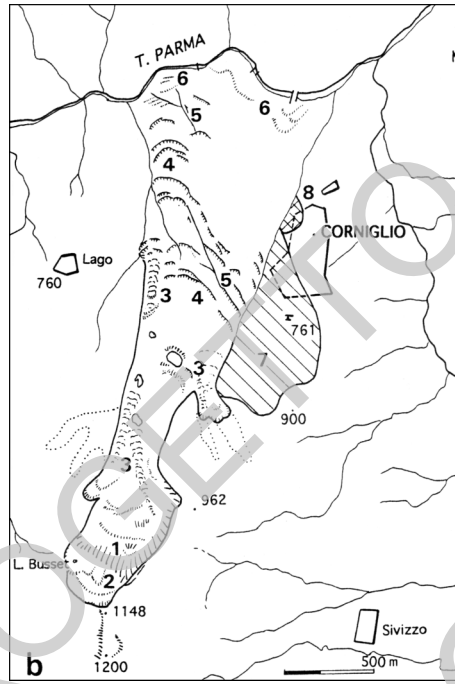

Fig.7 - *Evoluzione dinamica della frana mediante fotointerpretazione del volo Corniglio del 7-2-1996.* **1***) scarpata principale;* **2***) fessure di coronamento;* **3***) colamenti (earth flows);* **4***) fronte dei principali corpi in traslazione;* **5***) fratture principali;* **6***) scarpate di neoformazione presso l'alveo del T. Parma;* **7***) scivolamenti gravitativi profondi nelle Arenarie di Ponte Bratica sovrastanti l'abitato di Corniglio;* **8***) settore del paese soggetto a stati tensionali per interferenza con la frana principale.*

Le deformazioni di quest'area sono chiaramente connesse con gli spostamenti dell'adiacente corpo di frana della "Lama" e tale situazione evidenzia una stretta analogia di comportamento con l'evento del 1902 (ALMAGIÀ, 1907).

Il 14 ottobre 1996 si verifica un'altra scossa sismica (VII grado della scala MCS) con epicentro nella pianura reggiana (circa 90 km verso NE), che viene avvertita anche nella zona di Corniglio; il 16 ottobre, anche per la concomitanza di prolungate ed intense precipitazioni, la frana "storica" si riattiva ancora a partire dalla zona di coronamento. In pochi giorni i movimenti della massa si propagano alla parte mediana e dopo poche settimane sino all'alveo del T. Parma: dal 17 ottobre e sino alla fine di novembre, quando cessano i movimenti più marcati, il corpo di frana ha subito uno spostamento compreso tra i 6 e gli 8 m.

All'inizio di novembre, tutte le strutture edilizie e tecnologiche site sul corpo della frana storica si presentano gravemente lesionate o distrutte; le vecchie case di Linari scampate alla frana del 1902 ancora resistono, seppure ulteriormente deformate e colpite da nuove e gravi lesioni.

PROGETTO CARG

2.4.3. - *Riattivazione del 14 Ottobre 1998*

Dopo un lungo periodo di movimenti relativamente contenuti sia da parte della "Lama", sia in zona Lumiera, una nuova e completa riattivazione della grande frana storica avviene il 14 ottobre 1998 e la ripresa dei movimenti è preceduta, come nei casi precedenti, da periodi di intensa piovosità (in totale 636 mm nei 45 giorni precedenti la ripresa dei movimenti).

La riattivazione determina un ulteriore arretramento della scarpata, valutabile tra i 5 e 30 m a seconda della posizione, la creazione di nuove fessure di tensione nel coronamento, il visibile cedimento dell'area circostante il L. Busset, la formazione di numerose piccole colate fangose che si raccolgono nella conca sottostante alla scarpata principale alimentandone altre più imponenti, e la distruzione del sistema di drenaggio superficiale ripristinato sul corpo di frana dopo la riattivazione del gennaio 1996.

Infatti, la colata di terra limitrofa al Rio Maltempo, ormai senza soluzione di continuità con quella proveniente dall'alto dalla zona del L. Busset, nella sua rapida discesa restringe fortemente l'alveo del rio creando una situazione di pericolo per l'abitato di Cà Pussini in ordine ad una possibile tracimazione sia delle acque di scolo della frana e sia della massa terrosa della colata.

Nella parte medio-alta della frana la rapida traslazione della massa in movimento crea nuovi avvallamenti, spesso con ristagni d'acqua, e nuovi rigonfiamenti. La dinamica appare in continua evoluzione ed anche i tempi di mobilizzazione completa della massa si sono molto ridotti; infatti dalla conca del coronamento i movimenti raggiungono l'unghia di frana in circa due settimane.

Il lento avanzamento nell'alveo del T. Parma del piede della frana si traduce nel continuo rinnovarsi della morfologia della scarpata ed in sollevamenti del letto del torrente, in parte controllati dall'erosione del torrente ed in parte dall'uomo. A causa di tali spinte le briglie, prima solo in parte danneggiate, vedono ulteriormente compromessa la loro stabilità ed efficienza.

Nel centro storico di Corniglio viene riattivato il monitoraggio inclinometrico mediante il quale si documenta il ritardo con cui la dorsale del centro storico, in questa occasione, risente dei movimenti de' "La Lama".

Nel periodo invernale 1998-99 la situazione della grande frana si aggrava a tal punto da richiedere ben tre sopralluoghi della Protezione Civile e dei Tecnici della Difesa del Suolo della RER. Tutto il corpo di frana è in movimento:

- nella parte alta della frana si creano nuovi scivolamenti ed una grande trincea trasversale;
- nella zona centrale, risulta particolarmente preoccupante l'evoluzione della colata che in sinistra frana ostruisce il R. Maltempo e minaccia di tracimare nell'abitato di Cà Pussini;
- nel tratto centrale i movimenti hanno dissestato e traslato in senso orario la Strada Provinciale per Bosco di Corniglio;
- nella zona terminale, sebbene caratterizzata da una dinamica lenta, lo stato tensionale è evidenziato da innumerevoli ulteriori crepacciature, da nuove

PROGETTO CARG

deformazioni superficiali e da punti di fluidificazione e cedimenti sul ripido fronte di frana incombente sul T. Parma.

Per quanto riguarda il centro storico, di cui sono già noti i problemi di stabilità connessi al movimento de' "La Lama", viene riattivato (con provvedimento di somma urgenza) il monitoraggio inclinometrico.

2.4.4. - *Ripresa dei movimenti nell'autunno-inverno 1999-2000*

Come di consueto durante il periodo estivo la dinamica del corpo principale di frana rallenta notevolmente, diventando impercettibile ed i movimenti più significativi riguardano gli scivolamenti e le colate che prendono origine dalla scarpata principale. L'attività della "Lama" riprende nel periodo autunnale e si prolunga anche nei primi mesi invernali, prima di vedere attenuato il suo movimento dall'intensità del gelo.

Il 23 ottobre 1999, ancora in concomitanza con precipitazioni molto intense (che hanno determinato una delle piene del T. Parma più rovinose degli ultimi decenni), la grande frana movimenta i settori caratterizzati da colate superficiali. In particolare la colata del settore sinistro, delimitata dal R. Maltempo, riprendendo a muovere da sotto la strada per Bosco sino al T. Parma, ha posto, ancora una volta, in stato di pericolo la frazione di Cà Pussini e il Mulino (presso la confluenza T. Parma-Rio Maltempo). Infatti la chiusura del Rio Maltempo e la minaccia continua di tracimazione della colata e delle acque del rio impegna sino al dicembre '99, i servizi di Protezione Civile e di Difesa del suolo della Regione Emilia Romagna nella salvaguardia delle persone e degli abitati interessati.

Inoltre, la fortissima piena del T. Parma, oltre a danneggiare o distruggere completamente le briglie poste sul tratto d'alveo interessato dal fronte di frana, provoca una forte erosione lineare e la riattivazione di una piccola frana che interrompe, per qualche giorno, la strada per Marra e l'alta valle. Anche le difese spondali, realizzate nell'agosto '99 presso la confluenza del R. di Vestana a difesa della Strada Provinciale, subiscono ingenti danni. Il Ponte Romano, al cui livello sono giunte le acque di piena, risulta notevolmente sollecitato nella sua struttura e in buona parte sovralluvionato, con conseguente riduzione delle luci delle arcate: il rischio idraulico che la frana e la piena inducono in questo tratto di valle ripropone in modo drammatico la questione della viabilità per l'alta Val Parma.

2.5. - Il glacialismo pleistocenico delle valli dei Torrenti Parma e Cedra

Durante l'ultima fase glaciale del Pleistocene superiore, nella zona di crinale del versante padano dell'Appennino settentrionale dominata dal Macigno, a causa della favorevole esposizione si insediarono e svilupparono numerosi ghiacciai (Losacco, 1982). Tra i vari apparati glaciali disseminati tra il crinale

PROGETTO CARG

piacentino a quello bolognese spiccano, per dimensioni e stato di conservazione delle forme, quello della Val Parma e quello duplice della Val Cedra.

Nella fase di massima espansione (25.000-18.000 anni B.P.) i sistemi glaciali delle due valli erano davvero imponenti e caratterizzati da grandi ghiacciai vallivi composti che occupavano una superficie di oltre 40 km^2. Questi prendevano origine dai circhi glaciali, spesso a conca duplice, formatisi alla testata dei tre valloni del T. Parma e dei due rami del T. Cedra. Da questi valloni uscivano le lingue glaciali che, unendosi, diedero forma da una parte, alla grande lingua di Bosco di Corniglio incuneata nella valle per oltre 3 km (Federici & Tellini, 1983), e dall'altro, alle due lingue di Valditacca e Prato Spilla-Rimagna (Schiroli & Tellini in GNGFG-CNR, 1988).

In Val Parma i resti morenici attestano che il fronte della lingua glaciale giungeva poco oltre Staiola, evidenziando che la lunghezza del ghiacciaio era poco meno di 8 km; all'altezza di Bosco il ghiaccio occupava la valle per una larghezza di circa 1250 m. Pertanto l'area complessiva del ghiacciaio si aggirava sui 20 km^2, corrispondente, grosso modo, a quella dell'odierno Ghiacciaio dei Forni, in Valfurva.

Dai bacini di alimentazione glaciale giungevano al fondovalle della Val Cedra due lingue (ghiacciai di Valditacca e Prato Spilla-Rimagna) che costruirono imponenti cordoni morenici laterali trasportando i depositi glaciali di fronte a Monchio delle Corti. I due ghiacciai si prolungavano nelle valli rispettivamente per 6,5 km e 5,3 km.

Nel periodo di massima espansione glaciale la linea di equilibrio (ovvero il limite delle nevi perenni) in questo areale era molto bassa e si aggirava sui 1260 m circa.

Poco meno di 18.000 anni fa, a causa del progressivo miglioramento climatico, iniziò il declino dei ghiacciai appenninici ed anche quelli delle valli del Parma e del Cedra cominciarono ad arretrare, riavanzando solo nelle fasi tardiglaciali più antiche di deterioramento climatico.

Per il sistema glaciale della Val Parma una prima fase di ritiro sembra attestare la lingua ancora unita nella zona del Prolo: è il I Stadio tardiglaciale della Val Parma. Per il ghiacciaio della Val Cedra di Valditacca la prima fase di ritiro sembra aver lasciato tracce fra Valditacca e Pianadetto, mentre per la lingua di Rimagna evidenze si trovano a valle della confluenza dei rii Barca e Verdarolo.

Nell'alta Val Parma la seconda fase di ritiro smembra l'unitarietà della lingua glaciale la quale si separa in lingue minori che risalgono i rispettivi valloni attestandosi ad una quota compresa tra 1250-1350 m. Ciò è ben visibile dagli sbarramenti morenici della conca di Lagdei, del vallone del Pradaccio e davanti ai Lagoni: è il primo arretramento del II Stadio di ritiro tardiglaciale. Meno chiare sono le evidenze della Val Cedra dove tale stadio sembra collocarsi a valle del L.Verdarolo e di Prato Spilla.

Un arretramento ulteriore (sempre relativo al II Stadio) isola anche i ghiacciai attestati nei circhi e si fanno esigue le tracce lasciate dalle piccole fronti glaciali. Nell'alta Val Parma modesti cordoni morenici si rinvengono nel valloncello sotto M. Orsaro, davanti e sopra al L. Santo, alle Capanne di

PROGETTO CARG

Badignana e al L. Scuro il quale è sbarrato dal cordone stesso; nei valloni della Val Cedra questo stadio di ritiro lascia tracce sotto M. Malpasso, al L. Palo, L. Verde e nel R. dei Frasconi.

Oltre i 1600 m di quota si individuano solo piccole forme circoidi, ultime vestigia del glacialismo appenninico, e anche l'eventuale copertura morenica è talmente sottile da confondersi tra lo sfacelo dei detriti prodotti dai processi crionivali; con il III Stadio tardiglaciale i ghiacciai sono completamente scomparsi.

La datazione al radiocarbonio di 12.360 ± 55 anni B.P. ottenuta da Lowe (1992) dalla torba basale di Prato Spilla, con molta probabilità conferma quanto sopra ipotizzato ed attesta che nel Pleistocene finale i ghiacciai erano scomparsi dal crinale appenninico.

PROGETTO CARG

VII - RISORSE GEOLOGICHE

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nell'areale del Foglio lo stato delle attività di estrazione aggiornato al 1999 vede un numero molto limitato di cave per pietrisco e ghiaie, qualche attività di frantoio ed una sola cava di arenaria che pur non avendo grande interesse commerciale, costituisce l'ultima "memoria storica" dell'antica attività estrattiva. L'estrazione di pietra per costruzioni, infatti, aveva interessato in modo capillare tutta la montagna dell'Appennino parmense e reggiano nella prima metà di questo secolo, come testimoniano sia le murature in arenarie del Macigno, di Petrignacola e di Groppo Sovrano, utilizzate nelle vecchie abitazioni nei Comuni di Corniglio e Monchio delle Corti, sia le arenarie di Scabiazza e dei Salti del Diavolo diffusissime tra Berceto e Cassio o quelle epiliguri di Vetto, utilizzate nella zona di Scurano.

L'unica cava attiva di "pietra da taglio" presente nel Foglio si trova circa 2 km a SW di Cassio, sulla strada per Scanzo ed è ubicata su Arenarie di Scabiazza a polarità normale, con giacitura poco inclinata. Sul fronte di escavazione vengono staccate lastre da strati spessi e medi di arenaria fine e molto fine. Le lastre che trovano un impiego edilizio ed architettonico a carattere locale, sono lavorate con mezzi manuali, secondo la tradizione degli scalpellini del posto. L'attività estrattiva è limitata ad un centinaio di m^3 all'anno ed il materiale di risulta, selezionato in base alla pezzatura, viene utilizzato per la realizzazione di murature, di drenaggi o come pietrisco comune.

Sempre in questa zona, lungo l'allineamento dei Salti del Diavolo che attraversa la Val Baganza tra Cassio e Case Piovolo, si rinvengono numerose tracce di vecchie cave abbandonate. L'attività estrattiva interessava la porzione superiore arenacea dei Salti del Diavolo, molto ricercata per la buona lavorabilità allo scalpello. Le estrazioni sono note fin dal Medioevo, documentate da numerose sculture romaniche. L'attività è stata molto fiorente dall'inizio di questo secolo fino agli anni '50, poi ha subito un sensibile declino e negli anni '70 è cessata

PROGETTO CARG

definitivamente (BARGOSSI *et alii*, 1997). In Val Baganza si trovano le tracce di altre piccole cave di pietrisco abbandonate, ubicate su masse di peridotite serpentinizzata a SW di Cassio e nei Diaspri che affiorano a Terrarossa.

Sempre in una massa di peridotite serpentinizzata, inglobata nell'Unità Groppallo, all'estremità opposta del Foglio, presso Nigone (a NE di Ramiseto) si localizza un'altra cava di pietrisco per utilizzo stradale.

Da segnalare la prossima apertura dell'attività di estrazione di pietrisco dalle bancate conglomeratico-arenacee della Formazione di Ranzano che affiorano in sinistra Enza, circa 1,5 km a sud di Ranzano.

Per quanto riguarda l'estrazione delle ghiaie dai depositi alluvionali recenti è da menzionare un impianto attivo nella media valle del T. Lonza, mentre gli impianti che si trovano nel T. Enza a sud di Selvanizza e nel T. Parma a Pastorello, attualmente non estraggono in loco ma funzionano solo come frantoi, lavorando ghiaie che provengono rispettivamente dalla zona di Traversetolo e dalla zona a valle di Langhirano.

2. - PERFORAZIONI PER IDROCARBURI

Nel Foglio sono ubicati i sondaggi di Terenzo (si veda sezione geologica A-A'), perforato nel 1971 e Monchio delle Corti (si veda Capitolo di Stratigrafia), perforato nel 1969. Questi pozzi esplorativi sono stati realizzati senza esiti positivi dall'Ufficio Contitolari Ricerche Idrocarburi Appennino Settentrionale, un consorzio di società petrolifere titolare in quegli anni di numerosi permessi di ricerca in Appennino.

Il Pozzo Terenzo ha attraversato l'Unità Sporno fino alla profondità di 1937 m dove ha intaccato l'Unità Salsomaggiore perforandola fino alla profondità finale di 2127 m.

Il Pozzo Monchio delle Corti ha attraversato le Marne di Marra fino a 140 m di profondità poi ha incontrato argille e calcari subliguridi fino a 870 m, qui ha incontrato torbiditi di avanfossa fino alla profondità finale di 1307 m.

Un terzo pozzo esplorativo che ricade nell'area del Foglio è il sondaggio Miano di Corniglio, perforato dalla Società Petroli d'Italia nel 1910. Questa perforazione fu decisa per indagare in profondità la zona nota per le sue manifestazioni di gas fin dalla fine del secolo scorso. Il pozzo ebbe esiti minerari negativi perché, dopo aver incontrato alcune venute di gas e olio, liberò grandi quantitativi di acqua salata.

Negli anni '30 si tentò nuovamente di sfruttare il gas della zona perforando una quindicina di pozzi di profondità molto modesta (circa 70 m) che funzionarono come piccolo campo produttivo per qualche tempo.

Ora dell'antico sondaggio profondo di Miano di Corniglio rimane come dato alquanto approssimativo della stratigrafia attraversata, l'informazione che il pozzo perforò litologie prevalentemente argillose (verosimilmente subliguri) fino alla profondità di 987 m dove intaccò un'arenaria molto compatta (verosimilmente di avanfossa) che perforò fino alla profondità finale di 1050 m. Rimane anche una copiosa venuta d'acqua salata calda che con i suoi 40°C in superficie, testimonia gradienti piuttosto elevati nel sottosuolo dell'alta Val Parma.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

APPENDICE 1

CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO
(a cura di M.T. De Nardo)

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

La cartografia geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 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 (con le precisazioni di cui sopra in merito alla scala), fornendo al lettore gli estremi dell'eventuale normativa di riferimento (con speciale attenzione a quella regionale, meno facilmente reperibile) ed evidenziando i collegamenti con l'area rappresentata nel foglio geologico oggetto di queste Note Illustrative.

Questi gli argomenti trattati:
- pianificazione territoriale
- gestione dei vincoli idrogeologico e sismico
- gestione delle attività estrattive
- valutazione del dissesto idrogeologico.

1.1. - Pianificazione Territoriale

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

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

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

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

La successiva legge dello Stato sulla difesa del suolo (183/89) ha dato ulteriormente impulso alla pianificazione 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 recentemente dalla L.R. n.17 del

PROGETTO CARG

18-7-91. Quest'ultima stabilisce l'elaborazione di "piani infraregionali delle attività estrattive" (PIAE) da parte delle Province, basati sulla quantificazione del fabbisogno di materiale per l'arco di tempo di un decennio, l'individuazione di poli delle attività estrattive, la formulazione di direttive per la coltivazione ed il successivo ripristino, esteso anche alla cave abbandonate senza sistemazione. Ai PIAE si uniformeranno i piani delle attività estrattive (PAE) elaborati dai singoli Comuni.

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

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

La maggior parte delle province ha predisposto e adottato i rispettivi PTCP in un arco di tempo compreso tra il 1998 e il 2000.

Si è indicata la L.R. 47/78 come riferimento "storico", in quanto recentemente sostituita dalla nuova legge urbanistica n. 20 del 24-3-2000 "disciplina generale sulla tutela e uso del territorio", che ridefinisce gli strumenti e contenuti della pianificazione nei livelli regionale (PTR e sua parte tematica sui valori paesaggistici, ambientali e culturali, data dal PTPR), provinciale (PTCP) e comunale, ridefinendone le relazioni ed evidenziando come la pianificazione sottordinata 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, alla voce "urbanistica".

1.2. - Il Piano Territoriale Paesistico Regionale

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

Il PTPR deriva dalle disposizioni della legge 431/85 in materia di pianificazione regionale ed è costituito da una raccolta di cartografie di riferimento a

PROGETTO CARG

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 gli 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 allegate al PTPR. Essendo quest'ultima una carta (di buon livello) essenzialmente fotointerpretata, dal confronto con la cartografia derivata dal rilevamento di campagna si riscontra un aumento del numero dei corpi di frana rappresentati, in conseguenza del diverso metodo utilizzato che ha permesso di migliorare i criteri di perimetrazione delle relative zone di tutela e di risolvere localmente situazioni di ambiguità. La carta tematica così ottenuta, a scala 1:25.000, è stata pubblicata dall'Ufficio geologico regionale nel 1996, con il titolo di "Inventario del dissesto" (Regione Emilia-Romagna, 1996). Quest'ultima è stata oltretutto uno dei documenti utilizzati per le analisi territoriali sul dissesto, a corredo degli strumenti di pianificazione territoriali di livello provinciale (PTCP).

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

1.3. - Gestione Del Vincoli Idrogeologico e Sismico

Si tratta dei vincoli "storici" relativi all'utilizzo del territorio, istituiti e gestiti inizialmente a livello nazionale in base al Regio Decreto n.3267 del 30-12-

PROGETTO CARG

1923 (vincolo idrogeologico) ed alla legge n.64 del 2-2-74 (vincolo sismico), quindi interamente delegati alle Regioni. In Emilia-Romagna i vincoli sono gestiti dalle Province, attraverso i Servizi Provinciali di Difesa del Suolo; con la L.R. 3/99 la gestione del vincolo idrogeologico, in particolare, è stata oggetto di delega alle Comunità Montane e ai Comuni.

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

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 217, sono classificati sismici i Comuni di Monchio delle Corti, Palanzano, Ramiseto e Vetto.

1.4. - Catasto cave

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

Per ciascuna cava è stata predisposta una scheda informativa, inserita in una banca dati appartenente ad un più completo archivio delle attività estrattive. La raccolta dei dati, continuamente aggiornata, avviene sulla base della scheda cave (censimento delle cave esistenti suddivise per Province e Comuni, con localizzazione cartografica, specificazione del tipo di materiale estratto e la formazione interessata, con riferimento alla cartografia geologica 1:10.000) e di una scheda impianti (censimento di impianti di lavorazione e frantumazione dei materiali ghiaiosi, con localizzazione e schema grafico). Il catasto cave è stato rilevato in base ai dati disponibili presso i Comuni (PAE ed autorizzazioni rilasciate), verificati successivamente in campagna. Il catasto degli impianti è derivato direttamente da sopralluoghi. È infine disponibile una terza scheda PAE, che ne censisce contenuti e varianti evidenziando l'evoluzione delle aree soggette ad escavazione nei singoli Comuni.

I dati di seguito riportati sono stati forniti dall'Ufficio regionale Attività Estrattive dell'Assessorato Ambiente e Difesa del Suolo. Allo stesso modo sono ivi reperibili le schede informative relative alle cave censite.

A titolo di esempio, si elenca il numero (e la percentuale sul totale, per ciascun anno di riferimento) delle cave attive censite, localizzate in provincia di Parma (entro cui ricade la quasi totalità dell'area del foglio), distinte per tipo di materiale estratto (anni 1989-1993):

PROGETTO CARG

Ghiaia e sabbia alluvionali

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

Ghiaia di monte: nessuna cava attiva censita per l'intervallo di tempo considerato
Sabbia di monte: nessuna cava attiva censita per l'intervallo di tempo considerato

Argilla

1989	6 (13.3%)
1990	7 (12.9%)
1991	6 (11.1%)
1992	5 (8.9%)
1993	6 (12.7%)

Arenaria

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

Calcare

1989	2 (4.4%)
1990	1 (1.8%)
1991	0
1992	0
1993	0

Ofiolite

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

Gesso: nessuna cava attiva censita per l'intervallo di tempo considerato

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

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

Relativamente al Foglio 217, la banca dati regionale (aggiornata al 1996) riporta le seguenti cave, precisandone lo stato di attività:

Comune di Terenzo *fraz. Perdera*, sez. 217010 (estr. arenarie, una cava attiva e una esaurita e sistemata); *fraz. Bocchetto*, sez. 217010 (estr. argilla, esaurita e sistemata), *fraz. Il Miglio* (estr. ofiolite, esaurita e sistemata).

1.5. - Valutazione della propensione al dissesto

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

PROGETTO CARG

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 217 gli abitati instabili segnalati (sia dichiarati da consolidare che semplicemente censiti come dissestati) sono i seguenti:

Comune di Berceto, *loc. Casaselvatica* (sezz. 217010-050)
Comune di Corniglio, capoluogo (sezz. 217090-100)
Comune di Corniglio, *loc. Miano* (sezz. 217060-100)
Comune di Corniglio, *loc. Signatico* (sez. 217060)
Comune di Corniglio, *loc. Vestano inferiore* (sezz. 217090-100)
Comune di Corniglio, *località Ballone e Trecoste* (sezz. 217100-140)
Comune di Monchio delle Corti, capoluogo (sez. 217040)
Comune di Neviano degli Arduini, *loc. Lupazzano* (sezz. 217040-080)
Comune di Palanzano, *loc. Nirone* (sezz. 217150-234030)
Comune di Terenzo, *loc. Cassio* (sez. 217010)
Comune di Tizzano Val Parma, capoluogo (sez. 217070)
Comune di Tizzano Val Parma, *loc. Carobbio* (sez. 217060)
Comune di Tizzano Val Parma, *loc. Schia* (sez. 217110)

Si ricorda come alcune di queste frane, interessate dai centri abitati in elenco, abbiano subito riattivazioni anche in tempi recenti, ad esempio nel periodo 1994-1998 (Corniglio, Casaselvatica).

In particolare, la frana che interessa Corniglio capoluogo, si è riattivata con dimensioni e tempi veramente non comuni, che l'hanno trasformata in un caso di studio di importanza non solo regionale. Le modalità di riattivazione della frana sono state dettagliatamente descritte nel capitolo "Geomorfologia e depositi continentali quaternari". Per far fronte alla necessità di acquisire nuovi dati sullo stato di fatto e sull'evoluzione del fenomeno, l'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna ha realizzato un rilevamento geologico di dettaglio (scala 1:5.000) dell'area interessata dalla frana di Corniglio (GHISELLI, 1996), propedeutico anche all'aggiornamento del vigente Piano Regolatore Comunale, in seguito all'evento franoso.

In aggiunta, nella prima metà del novembre 2000, l'alto e il medio Appennino parmense, piacentino e (parzialmente) reggiano sono stati interessati dalla riattivazione di numerosissime frane (localizzate anche nell'area del foglio geologico); in questa occasione, piogge particolarmente intense e ripetute in più eventi hanno sconvolto il reticolo idrografico minore e causato la locale riattivazione di frane di estensione assai variabile, con una densità raramente osservata su un'area così vasta.

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 "scagliosi-

PROGETTO CARG

tà") e secondariamente alcune facies torbiditiche pelitico-arenacee. Entrambe sono ben rappresentate nell'area del Foglio 217.

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

1.5.1 - *Valutazione qualitativa della propensione al dissesto delle unità affioranti nell'area del Foglio 217*

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

Applicando tale classificazione alle unità cartografate nel Foglio 217, si ottengono i raggruppamenti di seguito elencati.

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 (franamenti per crollo).

CIG - Formazione di Cigarello, localmente, in presenza delle facies particolarmente pelitiche che si rilevano verso l'alto stratigrafico dell'unità, può essere classificata nel gruppo B
CIG_3 - Formazione di Cigarello, Arenarie di Vetto
PAT - Formazione di Pantano
CTG - Formazione di Contignaco
MAC - Macigno
LGR - arenarie di Lagrimone
TEM - Formazione di Temporia, esclusa litofacies caotica
APE - Arenarie di Petrignacola,
RAN_2 - Formazione di Ranzano, Membro della Val Pessola, esclusa litofacies caotica

PROGETTO CARG

ZER - Formazione di Zermagnone
AGV - Arenarie di Groppo Sovrano
AVV_1 - Argille varicolori di Cassio, Conglomerati dei Salti del Diavolo
MAI - Maiolica
Radiolariti e diaspri
Corpi ofiolitici s.l.

Gruppo B

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

MRR - Marne di Marra
ANT - Formazione di Antognola

Gruppo C

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

ARB - Arenarie di Ponte Bratica
CGV - Calcari di Groppo del Vescovo
FYS_2 - Flysch di M. Sporno, Membro di Armorano
MRO_3 - Formazione delle Marne rosate di Tizzano, Membro di Castelmozzano
CNL - Flysch di Rio Canalaccio
GRM - Flysch di Grammatica
CGN - Formazione di Canalgrande
FSO - Flysch di Solignano
MCS - Flysch di M. Cassio
CAO - Flysch di M. Caio
RTR - Marne di Rio Terre Rosse
CCV - Complesso di Casanova, in facies torbiditica

Gruppo D

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

TEM - Formazione di Temporia, litofacies caotica TEM_b
MLA - Melange di Lago
RAN_{2c} - Formazione di Ranzano, Membro della Val Pessola, litofacies caotica
TIC - Argille e Calcari del Passo di Ticchiano

PROGETTO CARG

MMP - Marne di Monte Piano
BAI - Brecce argillose di Baiso
ROD - Melange di Rio Rodichiasso
FYS_1 - Flysch di M. Sporno, Membro di Rio Brugnara
MRO_1 - Formazione delle Marne rosate di Tizzano, Membro di Bersatico
MRO_2 - Formazione delle Marne rosate di Tizzano, Membro di Folgheto
SIG - Argille di Signano
ALU - Argille di Lupazzano
ACC - Argille e calcari di Canetolo
RIN - Argilliti di Riana
ACG - Argille varicolori di Case Garola
AVV - Argille varicolori di Cassio
APS - Argilliti del Passo della Sisa
SCB - Arenarie di Scabiazza; in presenza di facies con strati marnoso-calcarei e ruditici l'unità appartiene al gruppo C
AVS - Argille varicolori della Val Samoggia
APG - Argille a Palombini del T. Grontone
AMR - Argille a Palombini di M. Rizzone
Brecce argillose entro i complessi di Pietra Parcellara e di Casanova

2. - DATI PRELIMINARI SULLA LOCALIZZAZIONE DEI PRINCIPALI ACQUIFERI NELL'AREA DEL FOGLIO 217

A partire dalla fine del 1998, l'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna ha iniziato un lavoro di ricerca ed acquisizione di dati relativi al territorio regionale, tutt'ora in corso, nella prospettiva di elaborazione di carte tematiche che:
• consentano di sviluppare argomenti di immediato interesse applicativo, con speciale riferimento alla pianificazione territoriale;
• utilizzino come base geologica la cartografia approntata nel corso dell'ultimo ventennio, sfruttandone appieno le potenzialità.

In quest'ottica si colloca la ricerca finalizzata all'aggiornamento, attraverso una seconda edizione, della già citata "Carta del Rischio geoambientale" a scala 1:250.000.

Tra gli argomenti sviluppati nell'ambito di questo progetto di cartografia, che sintetizza la distribuzione delle aree-problema (vulnerabili e critiche) in ambito regionale, figura la localizzazione e perimetrazione delle aree interessate dalla presenza dei principali acquiferi sfruttati nell'Appennino emiliano-romagnolo, considerando che si tratta di aree:
• strategiche per l'approvvigionamento di risorse idriche di buona qualità, destinate all'uso idropotabile;
• con alta vulnerabilità nei confronti degli inquinanti (molto maggiore rispetto agli acquiferi di pianura);

PROGETTO CARG

• studiate solo per settori (es. monografie sull'Appennino reggiano e modenese pubblicate nell'ambito della collana "Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi" dei Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale).

In montagna, l'identificazione delle unità che presentano caratteristiche idonee alla circolazione e all'immagazzinamento di acqua avviene, ad una prima approssimazione, studiando la distribuzione (ovvero, la concentrazione non casuale) dei punti di uscita della risorsa, fisicamente collegati ai rispettivi serbatoi; si tratta, in definitiva, di rilevare e cartografare le sorgenti appenniniche, la cui posizione è governata dalle locali caratteristiche stratigrafico-strutturali, nonché dalla presenza di potenti coperture (corpi di frana, depositi morenici ecc.). Per "sorgenti" si intendono sia quelle singole che in gruppi, nei casi in cui le scaturigini non possano essere singolarmente ubicate alla scala 1:25.000, scelta per l'archiviazione. Il confronto avviene quindi con la cartografia geologica di riferimento.

Al fine della pubblicazione della sopracitata sintesi regionale a scala 1:250.000, sono stati raccolti i dati pregressi sull'ubicazione delle sorgenti captate, disponibili presso gli archivi dei Servizi regionali, che hanno fornito in tal senso una preziosa collaborazione per il compimento della ricerca.

Tali informazioni (comunemente sulla localizzazione, più raramente con indicazioni di portata) si riferiscono quindi soltanto ad una parte delle sorgenti rilevabili nel territorio montuoso e collinare, in quanto riguardano:

1- le scaturigini captate e, tra queste, le sole per cui sia stato chiesto e concesso il permesso di derivazione di acque pubbliche, ai sensi del Testo Unico sulle acque ed impianti elettrici dell'11-12-1933 n° 1775. Sono derivate per uso idropotabile (da Aziende, Consorzi e privati) oppure agricolo e zootecnico. Le pratiche relative sono depositate presso gli Uffici Risorse Idriche dei Servizi Provinciali di Difesa del Suolo;

2- le sorgenti minerali e termali, classificate come risorse minerarie, e come tali oggetto di concessione per la coltivazione; le pratiche relative sono depositate presso il Servizio Difesa del Suolo di Bologna.

Si tratta comunque della parte più significativa delle sorgenti esistenti, utile alla localizzazione delle risorse idriche sotterranee sfruttate ed effettivamente meritevoli di tutela. Alle aree rappresentate nella sintesi a scala 1:250.000 sono associati indirizzi generali di tutela, concepiti per essere coerentemente sviluppati (anche in termini di approfondimenti analitici di maggiore dettaglio) dagli strumenti di pianificazione territoriale e di settore previsti dalla normativa urbanistica regionale.

Pur trattandosi di dati sufficientemente omogenei come "standard", a scala regionale si riscontra una inevitabile disomogeneità, da provincia a provincia, nella densità dei medesimi. Localmente, le informazioni sono state quindi completate attraverso il confronto con le sorgenti rilevate in altre cartografie pubblicate, topografiche e tematiche. Il confronto con la geologia ha permesso di tracciare i limiti delle aree dove si rinvengono i principali serbatoi naturali, semplificate per la scala 1:250.000.

PROGETTO CARG

2.1. - Le sorgenti censite nell'area del Foglio 217

Nell'area del Foglio 217, le principali concentrazioni di sorgenti si osservano in corrispondenza delle seguenti situazioni idrogeologiche (da nord a sud):

- Flysch di M. Sporno, tra la Val Parma e la Val Baganza;
- Flysch di M. Cassio nell'area-tipo e nelle placche di M. Montagnana, M. Cavalcalupo;
- tra Val Baganza, Val Parma e Val Bratica, placche di Flysch di M. Caio (M. Cervellino - M. Polo - M. Aguzzo) e (secondariamente) delle unità arenacee, calcareo-marnose del dominio subligure; accumuli di frana;
- Flysch di M. Caio nell'area-tipo;
- Placca di Calcari di Groppo del Vescovo di M. Fageto;
- tra le valli dei torrenti Enza e Lonza, placche di Flysch di M. Caio, Arenarie di Ponte Bratica, Calcari di Groppo del Vescovo (M. Ferrarino, Ramiseto, Masere) e relativi, potenti accumuli di frana.

Nella tav. 217 NO, si rilevano le seguenti concentrazioni di sorgenti captate censite:

- a nord di Monte Prandone, nelle coperture detritiche del Flysch di M. Sporno e in corrispondenza della fascia fratturata corrispondente al contatto con il Flysch di M. Cassio sulla destra del T. Baganza sono segnalate otto scaturigini dalla portata complessiva di 20 l/s circa;
- entro la placca di Flysch di M. Cassio di Monte Cavalcalupo sono segnalate quattro sorgenti che restituiscono 2 l/s;
- a Monte Provenga, presso il contatto tettonico basale della placca di Flysch di M. Cassio sono segnalate due scaturigini dalla portata modesta, 0.1 l/s;
- altrettanto modeste sono le sorgenti che drenano i corpi di frana nei dintorni di Ghiare in Val Parma e alle pendici di M. Cassio in Val Baganza.

Nella tav. 217 NE

- nella prosecuzione della sinclinale rovesciata del Flysch di M. Sporno, le sorgenti complessivamente censite restituiscono almeno 2 l/s;
- sorgenti dalla portata modesta sono segnalate nella formazione delle "marne rosate" e relative coperture di versante.

Nella tav. 217 SO

- la placca di flysch di M. Caio nell'area tipo alimenta due sorgenti, che presentano una portata non inferiore a 2 l/s.

Nella tav. 217 SE

- nella placca di Flysch di M. Caio di M. Ferrarino sono censite otto sorgenti che hanno una portata media complessiva di 7.4 l/s;
- le placche di Flysch di M. Caio e i corpi di frana a est di Masere presentano sei sorgenti, con una portata media complessiva non inferiore a 1.5 l/s.

PROGETTO SAMG

Nel complesso, si tratta quindi di sorgenti singolarmente con portate modeste, inferiori a quella unitaria.

Per quanto riguarda le sorgenti termominerali (con annessi pozzi), si segnalano:
- presso il confine sud-orientale del foglio, alcune delle sorgenti che appartengono al gruppo delle “fonti di S. Lucia”, sfruttate a scopo termale essenzialmente per la loro mineralizzazione nella località di Cervarezza dell’Appennino reggiano. Si tratta di acque naturalmente “fredde”, cloruro-solfato-iodiche, segnalate anche nelle tavolette IGMI 1:25.000 rilevate negli anni ‘30. Le “fonti” sono localizzate al bordo di una placca di Arenarie di Petrignacola (M. Volparino), il margine settentrionale della quale ricade nell’area del Foglio 217; questa alimenta anche sorgenti utilizzate per imbottigliamento, localizzate invece nel confinante Foglio 234 “Collagna”.
- le acque termali (38,9°C) che non vengono tuttavia a giorno naturalmente ma sono estratte per pompaggio dal già segnalato (cap. risorse) pozzo di Miano in comune di Corniglio, profondo 1040 m.

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

ABBATE E. & SAGRI M. (1967) - *Suddivisioni litostratigrafiche nei calcari ad Elmintoidi della placca dell'Ebro-Antola e correlazioni con terreni simili affioranti fra Voghera e Castelnuovo ne' Monti (Appennino settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 23-65.

ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequence*. Sedim. Geol., **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.

AGNESINI S., FOUQUE' G. & PAPANI G. (1978) - *La carta delle forme di degradazione dei versanti dell'Appennino parmense*. Quad. "Gruppo di Studio del Quaternario Padano", **4**: 163-188.

AIELLO E. (1975) - *Le arenarie dell'Aveto, di Petrignacola e di Monte Senario (Appennino settentrionale). Osservazioni sedimentologiche e petrografiche*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 797-825.

ALMAGIÀ R. (1907) - *Studi geografici sopra le frane in Italia*. Mem. Soc. Geogr. It., **1**: 95 -101.

AMOROSI A. (1992) - *Stratigrafia e sedimentologia del Miocene epiliguretra le valli del Panaro e del Marecchia (Appennino settentrionale)*. Università di bologna, Tesi di Dottorato inedita, 205 pp.

AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1993) - *Le unità epiliguri nel settore emiliano dell'Appennino settentrionale, Biostratigrafia, stratigrafia sequenziale e implicazioni litostratigrafiche*. Paleopelagos, **3**: 209-240.

AMOROSI A., RICCI LUCCHI F. & TATEO F. (1995) - *The Lower Miocene siliceous zone: a marker in the paleogeographic evolution of the northern Apennines*. Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol., **118**: 131-149.

AMOROSI A., COLALONGO M.L. & VAIANI S.C. (1996) - *Revisione litostratigrafica dell'unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 355-367.

ANELLI M. (1905) - *Geologia della Val Parma*. Facoltà di Scienze dell'Università degli Studi di Parma, Tesi di Laurea inedita, pp. 262.

ANELLI M. (1935) - *Sezioni geologiche attraverso l'Appennino parmense*. Giorn. Geol., **10**: 1-27.

ARGNANI A., BERNINI M., DI DIO G.M., PAPANI G. & ROGLEDI S. (1997) - *Stratigraphic record of crustal-scale tectonics in the Quaternary of the Northern Apennines (Italy)*. Il Quaternario, **10**: 597-604.

BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sull'interpretazione dei flysch arenacei tipo "Macigno" nell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 199-211.

BARGOSSI G.M., INGLESE F., PAGANELLI L. & ZANZUCCHI G. (1997) - *Caratteri geo-petrografici e fisico-meccanici delle arenarie sopracretaciche di Scanzo e dei Salti del Diavolo (Val Baganza, Parma)*. Miner. Petrogr. Acta, **40**: 339-356.

BARBIERI F. & ZANZUCCHI G. (1963) - *La stratigrafia della Valle di Roccaferrara (Appennino Parmense)*. Atti Soc. It. Sc. Nat. **102**: 155-210.

BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C.I. & AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic Geocronology and Chronostratigraphy*. In W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M.-P. AUBRY, J. HANDERBOL (Eds.): *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **54**: 212 p.

BERTELLI V., CERRINA FERONI A., FONTANESI G. & PLESI G. (1984) - *Deformazione semiduttile nelle Arenarie di Ranzano della media Val d'Enza (Appennino reggiano): un tentativo di analisi della fratturazione associata al piegamento concentrico*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 601-614.

BERTOLINI G. (1994) - *Note illustrative della carta del dissesto geologico attuale, foglio 218SE "Carpineti", scala 1:25.000*, Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico-Ufficio Geologico e Servizio Provinciale Difesa del Suolo, Risorse idriche e Forestali di Reggio Emilia.

BERTOZZI G. (1981) - *Rilevamento geologico e stratigrafia del "complesso delle marne rosate" di Bersatichello - Neviano degli Arduini, Provincia di Parma*. Istituto di Geologia di Parma, Tesi di Laurea inedita.

BETTELLI G. & PANINI F. (1987) - *I melanges dell'Appennino settentrionale, dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 187-214.

PROGETTO CARG

BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & PANINI F. (1987) - *Schema introduttivo alla geologia delle epiliguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol It., **39**: 215-244.

BOCCIA A. (1804) - *Viaggio ai monti di Parma*. Palatina Ed., Parma, pp. 1-193.

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.

CANDE S. & KENT D. (1992). - *A new geomagneticpolarity tima scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. Journal of Geolphysical Research, **13**: 917-971.

CANDE S. & KENT D. (1995). - *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal of Geophysical Research, **100**: 6093-6095

CANTADORI M. (1982) - *Il passaggio fra il Flysch di M. Caio e le "Marne rosate" in media Val Parma*. Istituto di Geologia di Parma, Tesi di Laurea inedita.

CARMIGNANI L., CERRINA FERONI A., DEL TREDICI S., FANTOZZI P. L., GIGLIA G., MARTINELLI P., MECCHERI M., & ROBBIANO A. (1994). - *Considerazioni sul profilo La Spezia - Reggio Emilia*. Studi Geologici Camerti, **1992/2**: 17-29.

CATANZARITI R. & VESCOVI P. (1998) - *Datazione con nannofossili calcarei sulla successione di base delle Arenarie di Petrignacola (Appennino sett. - Prov. di Parma)*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **34**: 29-39.

CATANZARITI R. (1988) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei ed età dei flysch oligo-miocenici (Macigno e Modino) nell'alto Appennino reggiano-modenese*. Tesi di laurea inedita, 184 pp., Università degli Studi, Pisa.

CATANZARITI R. (1993) - *Biostratigrafia a Nannofossili calcarei dell'Eocene superiore-Oligocene inferiore dell'Appennino Settentrionale*. Tesi di dottorato. Università degli Studi di Padova, 150 p.

CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1996) - *Le marne dell'oligocene-miocene inferiore al limite tra dominio subligure e dominio toscano: dati biostratigrafici ed evoluzione spazio-temporale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **103**: 1-30.

CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., OTTRIA G., VESCOVI P. (1999) - *Lower Oligocene thrust-system in the epi-Ligurian Succession: evidence from the Enza Valley (northern Apennines, Italy)*. Geodinamica Acta, **12(2):** 81-96.

CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. Mem. Sci. Geol., **49**: 207-253.

CERRINA FERONI A., ELTER P., PLESI G., RAU A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1991a) - *Il Foglio 217 Neviano degli Arduini nel quadro della geologia dell'Appennino emiliano-romagnolo: dati nuovi, problemi*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **46**: 111-120.

CERRINA FERONI A., FONTANESI G., MARTINELLI P. (1989a) - *La sinclinale coricata di Pratopiano, in Val Cedra, nel quadro regionale dell'Unità Caio (Appennino settentrionale)*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 329-332.

CERRINA FERONI A., FONTANESI G., MARTINELLI P. (1989b) - *La struttura a sinclinale coricata del Flysch di M. Caio tra la Val Cedra e la Val Parma nell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lun. Scienze "G. Capellini", **57/58**: 43-54.

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, ser. spec. **1**: 105-115.

CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & PERILLI N.M.L. (1991b) - *Stratigrafia e struttura dell'Unità di Canetolo in Val Cedra (Appennino parmense).* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 301-312.

CIBIN U. (1993) - *Evoluzione composizionale delle areniti nella successione epiligure eo-oligocenica (Appennino settentrionale).* Giornale di Geologia, **55**: 69-92.

CIBIN U., TATEO F., CATANZARITI R., MARTELLI L. & RIO D. (1998) - *Composizione, origine ed età del vulcanesimo andesitico oligocenico inferiore dell'Appennino settentrionale: le intercalazioni vulcano-derivate nella Formazione di Ranzano.* Boll. Soc. Geol. It., **117**: 569-591.

CNR, GRUPPO NAZIONALE PER LA DIFESA DALLE CATASTROFI IDROGEOLOGICHE - REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1993) - *Programma speciale SCAI: Atlante dei centri abitati instabili dell'Emilia-Romagna: 2-Provincia di Parma*. A cura di Annovi A. e Simoni G.

PROGETTO CARG

COBIANCHI M. & VILLA G. (1992) - *Biostratigrafia del Calcare a Calpionella e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (Val Graveglia, Appennino Ligure)*. Atti Tic. Sc. Terra, **35**: 199-211.

COSTA E. & FRATI G. (1997) - *La tettonica post-oligocenica delle Unità Liguri e della Successione epiligure della media Val Ceno (prov. di Parma, Appennino settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **39**: 31-53.

COSTA E. & ZANZUCCHI G. (1978) - *Osservazioni di tettonica e paleogeografia sull'Appennino parmense e zone limitrofe.* L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **14**: 35-54.

CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslide types and processes.* In: A.K. Turner & R.L. Schuster (Eds.), *Landslides: investigation and mitigation.* Tranportation Research Board, Nat.Res.Council, Nat. Acad. Press, Washington, D.C. Special report **247**: 36-75.

DALLA CASA G. & GHELARDONI R. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 84-Pontremoli e Foglio 85-Castelnovo ne' Monti*. Serv. Geol. d'Italia, 83 p.

DE NARDO M.T. (1994) - *"Chaotic units" outcropping between the Termina di Castione and Tassobbio Valleys (Parma and reggio Emilia Apennines).* Mem. Soc. Geol. It., **48**: 295-300.

ELTER P. (1973). - *Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino Settentrionale*. Acc. Naz. Lincei, **183**: 98-109.

ELTER P. (1975) - *Introduction à la géologie de l'Apennin Septentrional*. Bull. Soc. Geol. France, **17**: 956-962.

ELTER P. (1993) - *Detritismo ofiolitico e subduzione: riflessioni sui rapporti Alpi e Appennino.* Mem. Soc. Geol. It., **49**: 205-215.

ELTER P. (1994) - *Introduzione alla geologia dell'Appennino ligure-emiliano.* In G. Zanzucchi (Ed.) *Appennino Ligure Emiliano, 10 itinerari*. Guide Geologiche Regionali S.G.I., **6**: 17-24.

ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 121-138.

ELTER P. & RAGGI G. (1965a) - *Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 1)-Osservazioni preliminari sulla posizione delle ofioliti della zona di Zignago (La Spezia). 2) Considerazioni sul problema degli olistostromi*. Boll. Soc. Geol. Ital., **84**: 303-322.

ELTER P. & RAGGI G. (1965b) - *Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 3)-Tentativo di interpretazione delle brecce ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino ligure*. Boll. Soc. Geol. Ital., **84**: 1-12.

ELTER P., CATANZARITI R., GHISELLI F., MARRONI M., MOLLI G., OTTRIA G. & PANDOLFI L. (1999) - *L'Unità dell'Aveto (Appennino settentrionale): caratteristiche litostratigrafiche, biostratigrafia, petrografia delle areniti ed assetto strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **118**(1): 41-63.

ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WIEDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du domaine de l'Appennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalps romandes et chaiblaisiennes*. Arch. Soc. Phys. Nat. Genève, **19**: 1002-1012.

ELTER P., GHISELLI F., MARRONI M. & OTTRIA G. (1997) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 197-Bobbio*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, 106 p.

ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) - *Sul significato dell'esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **83**(2): 373-394.

ELTER P., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991) - *Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso di M.Penna/Casanova.* Atti Tic. Sc. Terra, **34**: 97-106.

FEDERICI P.R. & TELLINI C. (1983) - *La geomorfologia dell'alta Val Parma.* Riv. Geogr. Ital., **90**(4): 393-428.

FONTANA D., STEFANI C., ZUFFA G.G. & TATEO F. (1990) - *Il Flysch di Solignano nel quadro dei Flysch ad Elmintoidi (Maastrichtiano inferiore, Appennino settentrionale)*. Giornale di Geologia, **52**: 99-120.

FONTANA D., SPADAFORA E., STEFANI C., STOCCHI S., TATEO F., VILLA G. & ZUFFA G.G. (1994) - *The Upper Cretaceous Helminthoid Flysch of the Northern Apennines: provenance and sedimentation.* Mem. Soc. Geol. It., **48**: 237-250.

PROGETTO ORG

FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean Region.* Micropaleontology, **42**: 1-36.

FORNACIARI E. (1996) - *Biocronologia a nannofossili calcarei e stratigrafia ad eventi nel Miocene italiano*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Padova.

FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**(1): 37-63.

FORNACIARI M. (1982) - *Osservazioni litostratigrafiche sul margine sud-orientale della sinclinale Vetto-Carpineti (Reggio Emilia)*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 117-118.

GHELARDONI R. (1961a) - *Serie stratigrafica di M. Caio*. Boll. Soc. Geol. It., **80**.

GHELARDONI R. (1961b) - *Serie stratigrafica di Neviano degli Arduini*. Boll. Soc. Geol. It., **80**.

GHELARDONI R. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84**.

GHELARDONI R. (1966) - *Schema tettonico dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnovo ne' Monti).* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **73**: 1-20.

GHELARDONI R., PIERI M. & PIRINI C. (1966) - *Osservazioni stratigrafiche nell'area dei fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo nei Monti)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 297-416.

GIAMMETTI F. (1966) - *Gli inclusi ignimbritici nel Conglomerato dei Salti del Diavolo (Val Baganza).* L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **3**: 223-248.

GORLER K. & REUTTER K.J. (1963) - *Die stratigraphische Einordnung der Ophiolite des Norapennins*. Geol. Rundsch., **53**: 358-375.

GOTTARDI G., MALAGUTI C., MARCHI G., PELLEGRINI M., TELLINI C. & TOSATTI G. (1998) - *Landslide risk management in large, slow slope movements: an example in the Northern Apennines (Italy)*. Proc. of 2nd Inter. Conf. on Environmental Management (ICEM 2), Wollongong, Australia. Elsevier, Amsterdam, 951-962.

GRADSTEIN F.M., AGTEBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. (1994) - *Mesozoic time scale*. Journ. Geoph. Res., **99**: 24051-24074.

GRADSTEIN F.M., AGTEBERGER F.P.; BROWER J.C. & SCHWARZACHER W.S. (1995) - *Quantitative stratigraphy*. Dordrecht (D. Riedel Publ. Co.), **1**.

GRANDJACQUET H. & HACCARD D. (1977) - *Position structurale et role paléogéographique de l'Unité du Bracco au sein du contexte liguro-piemontais (Apennin, Italie)*. Bull. Soc. Geol. France, **19**: 901-908.

GRUPPO DI STUDIO DELLE UNIVERSITÀ EMILIANE PER LA GEOMORFOLOGIA (1976) - *Geomorfologia dell'area circostante la Pietra di Bismantova (Appennino reggiano)*. Boll. Serv. Geol. It., **97**: 107-214.

GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA-CNR E IBC-RER (1988) - *Il paesaggio fisico dell'alto appennino emiliano*, (a cura di A. Carton & M. Panizza), Grafis Edizioni, Casalecchio di Reno (BO), pp. 182.

GÜNTHER K. (1966) - *Zur geologie der zone zwischen den nordlichen Apuaner Alpen ind dem Apenin - Hauptkamm*. Inaug. Diss. Freie Universitat, Berlin, pp. 176.

LABAUME P. (1992) - *Evolution tectonique et sedimentaire des fronts de chaine sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile*. Tesi di Dottorato di Stato, Université Montpellier II, 476 p.

LARINI G., MARCHI G., PELLEGRINI M. & TELLINI C. (1997 a) - *La grande frana di Corniglio (Appennino Settentrionale, Prov. di Parma)*. Atti 9° Congr. Naz. Geologi *Risorse e sviluppo. Prospettive per il XXI secolo*, Roma, 17-20 aprile 1997.

LARINI G., MARCHI G., PELLEGRINI M. & TELLINI C. (1997b) - *La grande frana di Corniglio (Appennino Settentrionale, Prov. di Parma)*. Atti Conv. Int. C.N.R. *La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica*, Alba (Cuneo), 5-7 novembre 1996, 505-516.

LOESCHKE J. (1965) - *Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen dem oberen Parma und dem oberen Enza-Tal in Nord-Apennin*. Diss. Freie Univ. Berlin.

LOSACCO U. (1949) - *La glaciazione quaternaria dell'Appennino Settentrionale.* Riv. Geogr. It., **56**: 1-142.

LOSACCO U. (1982) - *Gli antichi ghiacciai dell'Appennino Settentrionale. Studio morfologico e paleogeografico*. Atti Mem. Soc. Nat. Mat. di Modena, **113**: 1-224.

PROGETTO CARG

LOWE J.J. (1992) - *Lateglacial and early Holocene lake sediments from the northern Apennines, Italy - pollen stratigraphy and radiocarbon dating*. Boreas, **21**: 193-208.

LUDWIG O. (1929) - *Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nordapennin*. Geol. Rundschau, **20**: 36-66.

MARRONI M. & PERILLI N. (1990) - *The age of the ophiolite sedimentary cover from the Mt. Gottero Unit (Internal Ligurid Units, Northern Apennines): New data from calcareous nannofossils.* Ofioliti, **15**: 251-269.

MARRONI M. & PERILLI N. (1992) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei del Flysch ad Elmintoidi di Ottone/S.Stefano (Appennino Ligure-Emiliano)*. 76^ Riunione estiva Soc. Geol. It. "L'Appennino Settentrionale", Firenze, 21-23 settembre 1992. Riassunti: 143.

MARRONI M. & TREVES B. (1998) - *Hidden terranes in the Northern Apennines, Italy: a record of Late Cretaceous-Oligocene transpressional tectonics*. Journal of Geology, **106**:149-162.

MARTELLI A. (1916) - *Contributi di Geologia applicata alle sistemazioni idraulico-forestali. I: La frana di Corniglio.* Ann. R. Ist. Sup. Forest. Naz., 1, a. 1914-15: 1-31.

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 Terziary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: A. FARINACCI (Ed.), *Proceedings II Planktonic Conference*, **2**: 739-785, Roma, 1970.

MECCHERI M., CLERICI A. & COSTA E. (1982) - *Analisi mesostrutturale delle deformazioni plicative in alcuni affioramenti delle Arenarie di Ostia (Appennino parmense).* Boll. Soc. Geol. It., **101**: 3-16.

MERLA G. (1951) - *La geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70**(1): 95-382.

MERLA G. (1957) - *Guide-book on the excursion to the northern Apennines.* Agip Mineraria, Milano.

MERLA G. (1959) - *Essay on the geoloy of the northern Apennines*. Convegno "I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale", Milano. Acc. Naz. dei Lincei, **2**: 629-651.

MEZZADRI G. (1964) - *Petrografia delle arenarie di Ostia*. Rend. Soc. Miner. It., **20**: 193-228.

MONTANARI L. & ROSSI M. (1982) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del nordappennino: 1. L'Unità di Canetolo.* Boll. Soc. Geol. It., **101**: 275-289.

MONTEFORTI B. (1972) - *La regione di Berceto*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 47-64.

MONTEFORTI B. (1976) - *La "regione di Berceto" nell'evoluzione tettonica dell'Appennino settentrionale dal Paleocene al Pliocene*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **83**: 142-163.

MUTTI E., PAPANI L., DI BIASE D., DAVOLI G., MORA S., SEGADELLI S. & TINTERRI R. (1995) - *Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino.* Mem. Sci. Geol., **47**: 217-244.

MUTTI E., RICCI LUCCHI F., SEGURET M. & ZANZUCCHI G. (1984) - *Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits*. Marine Geology, **55**: 103-116.

OTTRIA G. (2000) - *Polyphase thrusting in piggy-back deposits: the example of epi-Ligurian Succession (northern Apennines, Italy).* C. R. Acad. Sci. Paris, **330**: 845-852.

OTTRIA G., CATANZARITI R. & CERRINA FERONI A. (2001) - *The Ranzano Unit boundaries in the type area: lower Oligocene events in the epi-Ligurian Succession (northern Apennines, Italy).* Eclogae Geologicae Helvetiae, **94**: 1-12.

PAGANI G., PAPANI G., RIO D., TORELLI L, ZANZUCCHI G. & ZERBI M. (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. (1971) - *Geologia della struttura di Viano (Reggio Emilia).* Mem. Soc. Geol. It., **10**: 121-165.

PAPANI G. & ZANZUCCHI G. (1969) - *Nuove unità litostratigrafiche dell'Appennino emiliano: il Flysch di Monte Cassio.* Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **5**(1): 1-16.

PAPANI G., TELLINI C., TORELLI G., VERNIA L. & IACCARINO S. (1987) - *Nuovi dati stratigrafici e strutturali sulla "Formazione di Bismantova" nella "sinclinale" Vetto-Carpineti (Appennino Reggiano-Parmense)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 245-275.

PAREA G.C. (1961) - *Contributo alla conoscenza del Flysch ad Elmintoidi dell'Appennino settentrionale. Strutture sedimentarie, modo di deposizione e direzione di apporto*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 185-205.

PROGETTO GARG

PAREA G.C. (1964) - *Caratteri sedimentologici delle torbiditi preoligoceniche dell'Appennino centro-settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 223-256.

PAREA G.C. (1965) - *Evoluzione della parte settentrionale della Geosinclinale appenninica dall'Albiano all'Eocene superiore*. Atti e Mem. Acc. Naz. Sc., Lett. e Arti di Modena, **7**: 1-97.

PASSERINI P. (1965) - *Rapporti tra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 92-176.

PELLEGRINI M. (1996) - *Alcune caratteristiche della grande frana di Corniglio (Appennino settentrionale, Provincia di Parma)*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, Collana di studi, Miscell. Geologica, **15**: 363-376.

PELLEGRINI M., TELLINI C., VERNIA L., LARINI G. & MARCHI G. (1998) - *Caratteristiche geologiche e morfologiche della grande frana di Corniglio (Appennino settentrionale, Provincia di Parma)*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 543-561.

PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In H.M. Bolli, J.B. Saunders, & K. Perch-Nielsen (Eds.) *Plankton stratigraphy*. Cambridge Univ. Press: 427-554, Cambridge.

PEREGO S. (1992) - *Considerazioni sui dissesti in atto nella media Val Parma*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **28**(1/2): 37-49.

PEREGO S. & VESCOVI P. (1991) - *Osservazioni morfotettoniche e idrografiche in media Val Parma*. Mem. descrittive della Carta Geol. d'Italia, **46**: 487-496.

PETRUCCI F. & BARBIERI F. (1966) - *Il Flysch paleocenico-eocenico di Monte Sporno (Provincia di Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 39-58.

PIERI M. (1961) - *Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955-59 dai geologi dell'AGIP MINERARIA*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 3-34.

PIZZIOLO M. (1996) - *Inventario del dissesto a scala 1:25.000*, Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico-Ufficio Geologico.

PLESI G. (1968) - *La natura sedimentaria e il significato tettonico degli olistostromi intercalati al "Macigno" dell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Scienze "G. Capellini", **38**: 1-27.

PLESI G. (1974) - *L'Unità di Canetolo nella struttura di Bobbio (Val Trebbia), Montegroppo (Val Gotra) e lungo la trasversale Cinque Terre-Pracchiola*. Atti Soc. Toscana Sc. Nat. Mem., Ser. A, 81: 121-151.

PLESI G. (1975) - *La giacitura del Complesso Bratica-Petrignacola nella serie del Rio di Roccaferrara (Val Parma) e dei Flysch arenacei tipo Cervarola dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **44**: 157-176.

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.

PLESI G., BONANNI G., BOTTI F., DANIELE G. & PALANDRI S. (1998) - *Processi e tempi di costruzione della catena appenninica nelle sue fasi oligo-miocenichе: l'esempio della finestra di Pracchiola (biostratigrafia, petrografia e analisi strutturale, con carta geologico-strutturale scala 1:20.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 841-894.

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.

RAU A. (1965) - *Nota preliminare al rilevamento geologico delle alte valli del Cedra e dell'Enza (Appennino Emiliano)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**(3): 55-70.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA, ISTITUTO BENI CULTURALI - CNR, GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA (1988) - Il paesaggio fisico dell'Alto Appennino Emiliano. A cura di A. Carton & M. Panizza, Grafis Edizioni: p.p. 182.

RIO D. (1987) - *Età ed osservazioni litostratigrafiche sui Flysch tipo "Alberese" dell'Appennino parmense*. Congresso S.G.I. "La Geologia del versante padano dell'Appennino settentrionale", Modena, maggio 1987. Volume dei riassunti.

RIO D. & ARCHILLI M. (1980) - *Osservazioni sull'età del Flysch di M.te Dosso (Appennino Settentrionale Prov. di Parma)*. Paleontologia stratigrafica ed Evoluzione, quaderno 1: 197-203.

RIO D. & VILLA G. (1983) - *I nannofossili calcarei del Cretaceo superiore del Flysch di Solignano, media Val Taro - Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **36**: 239-282..

PROGETTO SCARG

RIO D. & VILLA G. (1987) - *On the age of the "Salti del Diavolo" conglomerates and of the Monte 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**: 57-86.

RIZZOLI E. (1981) - *Rilevamento geologico e Stratigrafia del Flysch di M. Sporno nella media Val Baganza*. Istituto di Geologia di Parma, Tesi di Laurea inedita.

ROTH P.H. (1978) - Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. In: W. E. Benson, R. E. Sheridan *et alii* (Eds.): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **44**: 731-759, Washington.

ROTH P.H., BAUMANN P. & BERTOLINO V. (1971) - *Late Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton from central and northern Italy*. In: A. Farinacci (Ed.), *Proc. II Plankton. Confer., Roma 1970*, **2**: 1069-1097, Roma.

ROVERI E. (1966) - *Geologia della sinclinale Vetto-Carpineti (Reggio Emilia)*. Mem. Soc. Geol. It., **5**: 241-267.

SACCO F. (1939) - *Schema paleogeografico dell'Appennino settentrionale*. Atti R. Acc. Scienze di Torino, **73**.

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.

SAMES C.W. (1963) - *Beitrag zur Gliederung des Kreideflysch zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin (Italien)*. Geol. Jb., **81**: 481-518.

SAMES C.W. (1967) - *Sui conglomeratici medio-cretacei della geosinclinale emiliana e loro importanza per la paleogeografia*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 49-58.

SESTINI G. (1970) - *Sedimentation of the late geosynclinal stage*. In G. Sestini (Ed.), *Development of the Northern Apennines Geosyncline*. Sediment. Geology, **4**: 445-480.

SGAVETTI M. (1972) - *Contributo dell'indagine fotointerpretativa allo studio dell'erosione nella media-alta Val Parma*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 293-308.

SIGNORINI R. (1935) - *Le direttrici tettoniche trasversali nell'Appennino settentrionale*. Atti R. Acc. dei Lincei, Cl. Sc. Fis., Mat. e Nat., **21**: 42-45.

SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton*. Geol. en Mijnbouw, **56**: 37-65.

TEICHMÜLLER R. (1935) - *Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa Carrara*. Abh. D. Ges. D. Wiss. Zu Gottingen, Math.-Phys. Kl., III. Folge, **13**: 1-61.

TELLINI C. & VERNIA L. (1996) - *"La frana di Corniglio: una catastrofe naturale ricorrente"*. Riv. "L'Orsaro", CAI, sez. di Parma, s. 4, **26**(1): 4-19.

VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1992) - *Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, 1992/**2**: 171-185.

VERCESI P.L. & COBIANCHI M. (1998) - *Stratigrafia di un frammento di marginr continentale giurassico: la successione di Case Caldarola (Appennino Piacentino)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 537-554.

VESCOVI P. (1982) - *Osservazioni sul passaggio stratigrafico tra "complesso di base" e Flysch di M. Caio in alta Val Baganza*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **18**: 3-13.

VESCOVI P. (1986) - *L'assetto strutturale della Val Baganza tra Berceto e Cassio (Prov. di Parma)*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **22**: 85-111.

VESCOVI P. (1988) - *La linea trasversale Passo della Cisa-Val Parma-Bassa Val d'Enza: 1. Sistema trascorrente sinistro nella zona del Passo della Cisa (provincia di Parma)*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **24**: 221-243.

VESCOVI P. (1989) - *L'assetto strutturale del Flysch di M. Caio nella zona del Passo della Cisa e in alta Val Baganza (Prov. di Parma)*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 313-316.

VESCOVI P. (1993) - *Schema evolutivo per le liguridi dell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**: 89-112.

VESCOVI P. (1998) - *Le unità subliguri dell'alta Val Parma (provincia di Parma)*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**: 215-231.

PROGETTO GARG

VESCOVI P. (2002) - *The Middle Miocene arcuate fold system of the Northern Apennines.* 81ª Riunione estiva S.G.I. "Cinematiche collisionali: tra esumazione e sedimentazione". Torino, settembre 2002. Riassunti, 328-329.

VESCOVI P. & RIO D. (1981) - *Stratigrafia delle formazioni dell'Appennino settentrionale. Nota I: biostratigrafia a nannofossili e cronostratigrafia della formazione delle Marne di Montepiano nella località tipo in media Val Taro (Appennino parmense)*. Ateneo Parmense. Acta Naturalia, **17**: 149-168.

VESCOVI P., FORNACIARI E., RIO D. & VALLONI R. (1999) - *The basal complex stratigraphy of the Helintoid Monte Cassio flysch: a key to the eoalpine tectonics of the northern Apennines*. Riv. It. Pal. Strat., **108**: 101-128.

VESCOVI P., VILLA G. & BARBIERI G. (1998) - *L'unità tettonica Groppo Sovrano (Alta Val Bratica-Provincia di Parma)*. Att. Tic. Sc. Terra, **40**: 15-31.

VIEL G. & PRETI D. (1994) - *Carta del Rischio Geo-ambientale a scala 1:250.000*, Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico-Ufficio Geologico.

VILLA G. & ZANZUCCHI G. (1997) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Dragonale succession (M. Penna/Casanova Complex: Northern Apennines.* Acta Nat., **33**: 71-83.

VILLA G. (1991) - *Biostratigrafia a nannofossili 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.

VINCI A. (1964) - *Notizie preliminari sulle arenarie della formazione flyschioide del Monte Sporno (Parma)*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 213-239.

WIEDENMAYER C. (1955) - *Sull' Eocene di M. Sporno nella finestra di Parma.* Soc. Petrol. Fornovo Taro.

ZANZUCCHI G. (1961a) – *Scisti ad Aptici nelle argille scagliose ofiolitifere della Val Baganza (Parma)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **100**: 61-71.

ZANZUCCHI G. (1961b) - *Studio geotettonico sul flysch della Val Baganza (Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (3): 133-158.

ZANZUCCHI G. (1963) - *La geologia dell'alta Val Parma*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1): 131-212.

ZANZUCCHI G. (1972) – Sezioni Geologiche interpretative alla scala 1:100.000 della Carta Geologica della Provincia di Parma e zone limitrofe. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino Parmense: Note illustrative alla carta e sezioni geologiche della provincia di Parma e zone limitrofe (1:100.000)*. In: Volume dedicato a Sergio Venzo. Scritti degli Istituti di Geol., Pal., Geog., Pet. e Giac. Min., Univ. Studi di Parma, 201-233.

ZANZUCCHI G. (1988) - *Ipotesi sulla posizione paleogeografica delle "Liguridi esterne" cretacico-eoceniche, nell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**: 327-339.

ZANZUCCHI G. (Ed.) (1994) - *Appennino Ligure-Emiliano, 10 itinerari*. Guide Geologiche Regionali S.G.I., **6**, 382 p.

BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA

BERTOLINI G. (1994) - *Note illustrative della carta del dissesto geologico attuale, foglio 218SE "Carpineti", scala 1:25.000*, Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico-Ufficio Geologico e Servizio Provinciale Difesa del Suolo, Risorse idriche e Forestali di Reggio-Emilia.

BOCCALETTI M. & COLI M. (Eds.) (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Progetto Finalizzato Geodinamica, Mod. Strutt. Ap. Sett., S.EL.CA. - Firenze.

BRADLEY F. & MILAZZO G. (1986) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217090-Roccaferrara*. Regione Emilia-Romagna.

BRADLEY F. & MILAZZO G. (1986) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217130-Bosco*. Regione Emilia-Romagna.

Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 85-Castelnuovo ne' Monti, I edizione. R. Ufficio Geologico, Roma.

PROGETTO CARG

Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 85-Castelnovo ne' Monti (1968), II edizione. Servizio Geologico d'Italia, E.I.R.A, Firenze.

CASANOVA S., DE NARDO M.T. & FERRARI S. (1986) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217040-Neviano degli Arduini, Regione Emilia-Romagna.*

CERRINA FERONI A. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217110-Lagrimone.* Regione Emilia-Romagna.

CERRINA FERONI A. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217150-Palanzano.* Regione Emilia-Romagna.

CERRINA FERONI A. & PLESI G. (1986) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217120-Ranzano*. Regione Emilia-Romagna.

CERRINA FERONI A. & PLESI G. (1986) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217160-Ramiseto.* Regione Emilia-Romagna.

CERRINA FERONI A., FONTANESI G. & MARTINELLI P. (1993) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217070-Tizzano Val Parma*. Regione Emilia-Romagna.

CERRINA FERONI A., OTTRIA G., MARTINELLI P., MARTELLI L. & CATANZARITI R. (2002) - *Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo (1:250.000).* S.EL.CA. - Firenze.

CHICCHI S. (1986) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217010-Ravarano*. Regione Emilia-Romagna.

DE NARDO M.T., LUSETTI G. & MARTELLI L. (1993) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217080-Scurano*. Regione Emilia-Romagna.

GHISELLI F. (1996) - *Carta geologica Monte Aguzzo-Corniglio scala 1:5000*. Regione Emilia-Romagna.

ISTITUTO DI GEOLOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PARMA (1966) - Carta Geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe.

MAGNANI G. & RAU A. (1986) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217060-Carobbio*. Regione Emilia-Romagna.

MAGNANI G. & RAU A. (1986) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217050-Fugazzolo*. Regione Emilia-Romagna.

MARTINI A & ZANZUCCHI G. (1999) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 198 - Bardi*. Istituto Poligrafico dello Stato.

MARTINI G. & RAU A. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217100-Corniglio*. Regione Emilia-Romagna.

MARTINI G. & RAU A. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217140-Monchio delle Corti*. Regione Emilia-Romagna.

PANINI F. (Ed.) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 237-Sasso Marconi*. Istituto Poligrafico dello Stato, in stampa.

PESCI M. & PIAZZA M. (1993) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217030-Cozzano*. Regione Emilia-Romagna.

PIZZIOLO M. (1996) - *Inventario del dissesto a scala 1:25.000*, Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico-Ufficio Geologico.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1990) - Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:50.000, Foglio 217 - Neviano degli Arduini. (A. Cerrina Feroni, P. Elter, G. Plesi, A.Rau, D. Rio, P. Vescovi and G. Zanzucchi Eds.), S.EL.CA, Firenze.

RIZZOLI E. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 217020-Canesano*. Regione Emilia-Romagna.

VESCOVI P. & BARBIERI G. (1997) - *Carta geologica dell'alta Val Bratica.* Eliofototecnica Barbieri, Parma.

VESCOVI P., ANDREOZZI M., LASAGNA S., MARTELLI L. & TRUFFELLI G. (2002) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 216-Borgo Val di Taro*. Istituto Poligrafico dello Stato.

VIEL G. & PRETI D. (1994) - *Carta del Rischio Geo-ambientale a scala 1:250.000*, Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico-Ufficio Geologico.

PROGETTO CARG