I S P R A
Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

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

foglio 196
CABELLA LIGURE

a cura di
M.Marroni[1,2], G. Ottria[2], L. Pandolfi[1,2]

con i contributi di
Biostratigrafia **R. Catanzariti[2]**
Geologia tecnica e applicata **Daniele Bormioli[3], Anselmo Cucchi[3], Giuseppina Moletta[3]**

[1] Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa
[2] Istituto di Geoscienze e Georisore, CNR Pisa
[3] ARPA Piemonte

Ente realizzatore

PROGETTO CARG

Direttore del Servizio Geologico d'Italia (ISPRA):
A. Todisco

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Piemonte: **F. Forlati**

Per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia
Revisione scientifica:
.....
Coordinamento cartografico:
.....
Revisione informatizzazione dei dati geologici:
.....
Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
.....

Per la Regione Piemonte
Coordinamento scientifico:
P. Falletti e L. Giacomelli

Per l'Istituto di Geoscienze e Georisorse
Coordinatore scientifico:
M. Marroni
Direttori di Rilevamento:
G. Ottria e L. Pandolfi
Biostratigrafia:
R. Catanzariti
Allestimento foglio prototipo:
A. Bernardeschi
Informatizzazione e allestimento editoriale per la stampa:
A. Taini

PROGETTO CARG

Gestione Tecnico-Amministrativa del Progetto CARG:

.....

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico

I NOMI DEL PERSONALE SGI DEVONO ESSERE INDICATI DA ISPRA

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

INDICE

I – INTRODUZIONE ..... pag. *9*

II - CENNI STORICI ..... » *13*

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA ED INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE ..... » *19*
1. -CENNI DI GEOMORFOLOGIA ..... » *19*
2. -INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE ..... » *21*
3. -DATI DI SOTTOSUOLO ..... » *31*
4. -ASSETTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO..... » *32*

IV - STRATIGRAFIA ..... » *35*
1. - LE SUCCESSIONI DELLE UNITÀ TETTONICHE LIGURI ..... » *36*
1.1. - Successione dell'Unità tettonica Antola ..... » *36*
1.1.1. - *Argilliti di Montoggio* ..... » *36*
1.1.2. - *Arenarie di Gorreto* ..... » *37*
1.1.3. - *Formazione di Monte Antola* ..... » *39*
1.1.4. - *Formazione di Bruggi-Selvapiana* ..... » *41*
1.1.5. - *Argilliti di Pagliaro* ..... » *43*
1.2. - Successioni delle Unità tettoniche Liguri Interne ..... » *44*
1.2.1. - *Successione dell'Unità tettonica Portello* ..... » *44*
1.2.1.1. - Formazione di Ronco ..... » *45*
1.2.1.2. - Formazione di Monte Lavagnola ..... » *47*
1.2.2. - *Successione dell'Unità tettonica Due Ponti* ..... » *49*
1.2.2.1. - Formazione di Canale .....» *50*
1.2.2.2. - Complesso di Roccavanna ..... » *51*
1.2.3. - *Successione dell'Unità tettonica Gottero* ..... » *53*
1.2.3.1. - Argille a Palombini ..... » *53*
1.3. - Successioni delle Unità tettoniche Liguri Esterne ..... » *54*
1.3.1. - *Successione dell'Unità tettonica Cassio* ..... » *54*
1.3.1.1. - Arenarie di Scabiazza ..... » *55*
1.3.1.2. - Flysch di Monte Cassio ..... » *57*
1.3.2. - *Successione dell'Unità tettonica Ottone* ..... » *58*
1.3.2.1. - Complesso di Casanova ..... » *59*
1.3.2.2. - Complesso di Monte Veri ..... » *60*
1.3.2.3. - Flysch di Ottone ..... » *61*

PROGETTO CARG

1.3.3. - *Successione dell'Unità tettonica Monte delle Tane* ..... » 62
1.3.3.1. - Complesso di Monte Ragola ..... » 62
2. - LE SUCCESSIONI DELLE UNITÀ TETTONICHE SUBLIGURI » 63
2.1. - Successione dell'Unità tettonica Canetolo ..... » 63
2.1.1. - *Sottounità tettonica Penice* ..... » 64
2.1.1.1. - Flysch di Monte Penice ..... » 64
2.1.2. - *Sottounità tettonica Vico* ..... » 65
2.1.2.1. - Argille e Calcari di Canetolo ..... » 65
2.1.2.2 - Flysch di Vico ..... » 66
2.2. - Successione dell'Unità tettonica Aveto ..... » 66
2.2.1. - *Formazione della Val D'aveto* ..... » 67
2.2.1.1. - Membro Arenaceo ..... » 68
2.2.1.2. - Membro Ofiolitico ..... » 70
2.2.2. - *Marne di Traschio* ..... » 72
3. - SUCCESSIONE DEL BACINO TERZIARIO PIEMONTESE .. » 73
3.1. - Marne di Vigoponzo ..... » 73
3.2. - Formazione di Dernice ..... » 74
3.3. - Formazione di Grue ..... » 79
3.4. - Arenarie di Rio Trebbio ..... » 80
3.5. - Conglomerati di Savignone ..... » 81
3.5.1. - *Membro di Monte Rivalta* ..... » 82
3.5.2. - *Membro della Val Borbera* ..... » 83
3.5.3. - *Membro di Persi* ..... » 86
3.6. - Formazione di Monastero ..... » 87
3.7. - Formazione di Gremiasco ..... » 91
3.7.1. - *Membro di Cappella della Valle* ..... » 91
3.7.2. - *Membro di Nivione* ..... » 92
3.8. - Formazione di Castagnola ..... » 94
3.8.1. - *Membro di Costa Grande* ..... » 94
3.9. - Evoluzione composizionale dei depositi clastici ..... » 97
4. - DEPOSITI QUATERNARI ..... » 99
4.1. - Depositi alluvionali terrazzati ..... » 99
4.2. - Depositi alluvionali attuali ..... » 99
4.3. - Detriti di falda ..... » 99
4.4. - Depositi di frana ..... » 100
4.5. - Depositi di versante .....» 100

V - TETTONICA..... » 101
1. - ASSETTO TETTONICO GENERALE ..... » 101
2. - UNITÀ TETTONICA ANTOLA ..... » 103

PROGETTO CARG

2.1. - Assetto mesostrutturale ..... » 103
2.2. - Evoluzione tettonica ed età delle deformazioni ..... » 107
3. - UNITÀ TETTONICHE LIGURI INTERNE ..... » 109
4. - UNITÀ TETTONICHE LIGURI ESTERNE ..... » 112
5. - UNITÀ TETTONICHE SUBLIGURI ..... » 114
6. - BACINO TERZIARIO PIEMONTESE ..... » 116

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA ... » 121
1. - PROCESSI DI INSTABILITÀ LUNGO I VERSANTI ..... » 121
1.1. - La frana di Montaldo di Cosola ..... » 123
2. - PRINCIPALI EVENTI DI INSTABILITÀ NATURALE ED ALLUVIONALI ..... » 127
3. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE RISORSE IDRICHE ..... » 127

APPENDICE 1
CARTA SPERIMENTALE DEL BACINO TERZIARIO PIEMONTESE ALLA SCALA 1:25.000 ..... » 131

APPENDICE 2
BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA ..... » 137

ABSTRACT ..... » 145
LEGEND ..... » 153

BIBLIOGRAFIA ..... » 163
BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA ..... » 178

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 196 Cabella Ligure della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato tramite una convenzione tra la Regione Piemonte e l'APAT – Servizio Geologico Nazionale stipulata nell'ambito del Progetto CARG per la realizzazione della nuova Carta geologica d'Italia in scala 1:50.000.

Il rilevamento geologico del Foglio 196 Cabella Ligure e della relativa banca dati è stato affidata al CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse di Pisa attraverso una convenzione con il Servizio geologico della Regione Piemonte, le cui competenze in materia di cartografia geologica sono state successivamente trasferite presso il Centro Regionale per le Ricerche Territoriali e Geologiche dell'ARPA Piemonte.

L'area del Foglio Cabella Ligure ricade in quattro regioni. Per circa il 50% ricade in Piemonte (Provincia di Alessandria), per il 20% in Emilia-Romagna (Provincia di Piacenza) e per il 20% in Lombardia (Provincia di Pavia). Solo una piccola parte, circa il 10%, ricade nella Regione Liguria (Provincia di Genova). Il rilevamento geologico è stato affettuato sulle Carte Tecniche Regionali in scala 1:10.000 delle quattro regioni, mentre per la banca dati è stata utilizzata la cartografia dell'Istituto Geografico Militare in scala 1:25.000.

La carta geologica in scala 1:50.000 è il risultato del rilevamento in scala 1:10.000 coordinato dal Prof. Michele Marroni del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa e diretto dal Dott. Luca Pandolfi del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa e dal Dott. Giuseppe Ottria dell'Unità Operativa di Pisa dell'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR. I rilevamenti geologici, sempre in scala 1:10.000, sono stati eseguiti dai Dott. Andrea Bernardeschi, Andrea Cerrina Feroni, Alessandro Ellero, Nicola Levi, Giuseppe Ottria e Luca Pandolfi. La

biostratigrafia è stata curata dalla Dott. Rita Catanzariti dell'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR. Le analisi strutturali e microstrutturali sono stata curate dai Dott. Andrea Bernardeschi, Nicola Levi, Luca Pandolfi e Giuseppe Ottria. La petrografia delle areniti è stata curata dal Dott. Luca Pandolfi. La banca dati è stata realizzata dalla Dott. Anne Taini dell'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR.

Il Foglio Cabella Ligure è caratterizzato da un substrato rappresentato dalle Unità Subligure e Liguri, su cui si è sedimentata mediante una discordanza angolare la successione del Bacino Terziario Piemontese.

I rilevamenti delle Unità Liguri e Subligure del substrato sono basati sul criterio litostratigrafico e molte formazioni sono suddivise in sottounità litostratigrafiche (membri, litozone e litofacies). Per motivi di omogeneità nell'ambito del Progetto CARG, lo stesso approccio stratigrafico è stato seguito per il rilevamento della successione del Bacino Terziario Piemontese. Le unità litostratigrafiche caratterizzate da una notevole varietà di litotipi (tipica la presenza di ofioliti) associati in modo complesso e senza un apparente ordine stratigrafico, interpretabili come *mélange* sedimentari, sono stati denominati "Complessi". Questo termine viene utilizzato in modo informale e con attribuzione di rango variabile, come previsto dai codici di nomenclatura stratigrafica (ISSC, 1976; Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica - CNR, 1992).

I nomi formazionali adottati nel Foglio Cabella Ligure sono conformi a quelli utilizzati nei confinanti Fogli 197 Bobbio (Servizio Geologico d'Italia, 1997), 215 Bargagli (Servizio Geologico d'Italia, in stampa), 213-230 Genova (Servizio Geologico d'Italia, in stampa) e 214 Bedonia (Servizio Geologico d'Italia, 2008) della Carta Geologica d'Italia. Va sottolineato che i recenti progressi nella conoscenza geologica dell'Appennino hanno portato a ridefinire alcune delle principali unità litostratigrafiche. Alcune unità sono state suddivise, altre accorpate, con variazioni di rango, quindi in molti casi queste unità non coincidono più con le unità litostratigrafiche presenti nella seconda edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 ed elencati in Carimati *et alii* (1981).

Per lo spessore degli strati è stata adottata la classificazione di Campbell (1967) con una modifica per gli strati con spessore superiore ai tre metri che vengono definiti "megastrati".

Le formazioni sono state raggruppate in unità tettoniche, come normalmente avviene nella cartografia geologica delle catene a falde. La suddivisione in sottounità delle unità tettoniche è stata effettuata solo nei casi in cui le sottounità rivestono una importanza regionale o sono comunque significative alla scala della carta. I principali contatti tettonici interni ad una unità tettonica o i contatti tra sottounità sono stati distinti come "contatti tettonici secondari".

Sia durante i rilevamenti sia nella fase di revisione sono state effettuate campionature sistematiche in varie formazioni per lo studio dei nannofossili calcarei

PROGETTO CARG

al fine di ottenere un migliore inquadramento bio- e cronostratigrafico delle stesse. Il contributo della biostratigrafia è stato determinante per una completa ridefinizione stratigrafica e una nuova interpretazione strutturale di alcune unità stratigrafiche note in letteratura.

Occorre mettere in evidenza, che per quanto riguarda i depositi della successione del Bacino Terziario Piemontese, le caratteristiche stratigrafiche dei depositi marino-marginali affioranti nel Foglio Cabella Ligure e le loro ottime esposizioni hanno permesso di realizzare una carta "sperimentale" in scala 1:25.000, allegata alla carta geologica in scala 1.50.000. La novità scientifica di questa carta, realizzata da Luca Pandolfi ed Andrea Bernardeschi con il contributo di Lorenzo Papani, è costituita dal metodo in cui la successione del Bacino Terziario Piemontese è stata cartografata, utilizzando un approccio che prevede l'individuazione di unità delimitate da superfici di inconformità (UBSU), al cui interno sono state mantenute le suddivisioni litostratigrafiche (vedi Appendice 1).

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

II. - CENNI STORICI

L'interesse dei geologi e dei naturalisti nei confronti dell'Appennino Settentrionale si sviluppa fin dal secolo XIX con la realizzazione di numerosi lavori che hanno come tema di ricerca principale lo studio delle fenomenologie magmatiche ed i loro rapporti con le rocce sedimentarie (Pareto, 1830; Taramelli, 1878; Bombicci, 1882). Il primo grande impulso alla conoscenza geologica dell'Appennino Settentrionale si concretizza però nei primi anni del secolo scorso con la realizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. I rilevatori del Regio Ufficio Geologico (fra cui De Stefani, Lotti, Rovereto e Zaccagna) non riconoscono ancora l'alloctonia delle falde appenniniche e considerano l'Appennino come formato da una unica successione stratigrafica continua dal Paleozoico al Miocene (Zaccagna, 1925), ma a loro si deve la realizzazione di alcuni fogli geologici di fondamentale importanza quali il Foglio "Massa" ed il Foglio "La Spezia" (Zaccagna, 1879; 1910). Questi fogli rappresenteranno lo strumento di base per il riconoscimento delle falde tettoniche ad opera di geologi europei (De Launay, 1906; Steinmann, 1907; Tillmann, 1926; Teichmüller, 1932; Teichmüller & Schneider, 1935). Questi autori mettono in evidenza nell'Appennino Settentrionale la presenza di due principali falde (Liguride e Toscanide II) che si sovrappongono su un basamento autoctono (Toscanide I). In particolare, Steinmann (1907), studiando la Liguria e le ofioliti che vi affiorano, riconosce la sovrapposizione non stratigrafica di rocce giurassiche (Ofioliti e Diaspri) su formazioni terziarie (Macigno). Successivamente Rovereto, nel 1931 e poi nel 1939 con la sua famosa monografia, delinea i principali tratti geologici della Liguria di Levante e riconosce per primo l'alloctonia delle formazioni che vi affiorano.

Il periodo compreso fra il dopoguerra e l'avvento dei concetti della *Plate Tectonics*, che verranno accettati dalla comunità scientifica negli anni settanta, riveste un ruolo

PROGETTO CARG

di primaria importanza nella storia della geologia dell'Appennino Settentrionale.

In un primo periodo compreso fra gli anni '50 e '60 si assiste ad un intenso dibattito scientifico fra coloro che adottano le teorie alloctoniste proposte dai geologi stranieri e coloro che invece ritengono la catena essenzialmente autoctona.

Fra il primo gruppo riveste un ruolo di primaria importanza la scuola dei geologi dell'Università di Pisa che in una serie di lavori (Elter & Schwab, 1959; Elter, 1960; Giannini *et alii*, 1962; Elter *et alii*, 1964, 1966; Baldacci *et alii,* 1967) produce nuovi dati di terreno che supportano le idee alloctoniste. In particolare questi autori dimostrano come nell'Appennino Settentrionale, al di sopra di un basamento autoctono rappresentato dalle Alpi Apuane, si trovino due falde: quella Toscana e quella Ligure, quest'ultima suddivisibile in ulteriori tre falde: Falda dell'Alberese, Falda ofiolitica e Falda del Flysch ad Elmintoidi.

Questa teoria, a cui si contrappongono quelle essenzialmente autoctoniste di Migliorini (1933, 1948) e Merla (1951), viene progressivamente accettata da tutti i ricercatori che lavorano nell'Appennino Settentrionale permettendo un rapido sviluppo delle conoscenze sulla catena.

Dalla metà degli anni '60 gli studi sulla geologia dell'Appennino Settentrionale ricevono perciò un nuovo impulso determinato dalla diffusione delle teorie alloctoniste e dai rilevamenti per la seconda edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 che porteranno alla raccolta di una notevole quantità di nuovi dati ed al confronto dei risultati ottenuti dalle diverse scuole geologiche di Genova, Parma, Pisa, Pavia e Firenze.

In questo periodo anche la conoscenza delle Unità Liguri compie notevoli passi in avanti, in particolare il progresso della conoscenza delle caratteristiche stratigrafiche, dello studio biostratigrafico (principalmente mediante i Foraminiferi) e dell'analisi delle geometrie della catena consentono ai ricercatori di porre nuovi vincoli al sistema e di proporre alcune nuove ricostruzioni paleogeografiche e paleotettoniche supportate dalle teorie alloctoniste.

Durante questo periodo viene riconosciuta la presenza dei "complessi di base" dei Flysch ad Elmintoidi (Elter & Raggi, 1965a; Raggi, 1965) costituiti da grosse masse ofiolitiche (olistoliti) e da depositi clastici grossolani (olistostromi) (Abbate *et alii*, 1970) derivati dal disfacimento di una successione ofiolitica e dalla relativa copertura sedimentaria che interferisce con la sedimentazione dei Flysch ad Elmintoidi.

Sulla base di questi lavori Elter & Raggi (1965b) ipotizzano la presenza di un elemento morfologico di primaria importanza, costituito prevalentemente da unità ofiolitiche, che alimentava il bacino dei Flysch ad Elmintoidi denominato in seguito "Ruga del Bracco" e che lo stesso Elter (Decandia & Elter, 1972; Elter, 1975a,b) identifica nell'omonimo massiccio ofiolitico. La "Ruga del Bracco" costituiva un elemento separatore fra il Dominio dei Flysch ad Elmintoidi (in seguito denominato

PROGETTO CARG

Dominio Ligure Esterno da Elter & Pertusati, 1973) ed il Dominio degli Scisti di Val Lavagna e delle "Arenarie Superiori" o "Arenarie del Gottero" (in seguito denominato Dominio Ligure Interno) ed era in grado di fornire materiale detritico con ofioliti ad entrambi i bacini.

Il concetto di "Ruga del Bracco" viene accettato e rielaborato da numerosi geologi provenienti da scuole diverse (Elter *et alii*, 1966; Monteforti, 1968, 1972; Abbate *et alii*, 1970, 1986; Braga *et alii*, 1972, 1973; Pagani *et alii*, 1972; Bertini & Zan, 1974; Debelmas, 1975; Grandjacquet & Haccard, 1977; Galbiati, 1985) e continuerà ad essere argomento di dibattito anche con l'avvento della *Plate Tectonics*, nell'ambito della quale il concetto di "Ruga del Bracco" verrà reinterpretato.

Sempre in questo periodo si assiste alla realizzazione di importanti carte geologiche relative alle Unità Liguri (Bellinzona *et alii*, 1968; Abbate, 1969; Decandia & Elter, 1972; Monteforti, 1972; Braga *et alii,* 1973; Monteforti & Raggi, 1975) e cominciano ad essere conosciute in dettaglio le differenti successioni grazie ad una serie di contributi di tipo stratigrafico (Casella & Terranova, 1963; Terranova, 1966; Parea, 1965; Braga, 1965; Ghelardoni *et alii*, 1965; Abbate & Sagri, 1970; Sagri, 1973; Aiello *et alii*, 1977; Scholle, 1971; Sagri, 1974, 1979, 1980; Martini *et alii*, 1978).

I rilevamenti geologici e l'analisi strutturale mettono in evidenza la presenza di una importante tettonica polifasata nelle Unità Liguri Interne (Decandia & Elter, 1972; Pertusati & Horremberger, 1975) con il riconoscimento di importanti strutture a nucleo di ofioliti. Inoltre nel Dominio Ligure Interno vengono riconosciute due unità tettonicamente indipendenti: l'Unità Gottero e l'Unità del Bracco/Val Graveglia (Decandia & Elter, 1972; Braga *et alii*, 1973).

Anche la biostratigrafia, che può usufruire delle nuove metodologie introdotte dallo studio dei Foraminiferi, fornisce un importante contributo alla conoscenza dell'età delle successioni Liguri. Casella & Terranova (1963) e Terranova (1966) datano gli Scisti della Val Lavagna all'Albiano- Cenomaniano; nel 1964 Passerini & Pirini riconoscono l'età paleocenica delle Argilliti di Giaiette (conosciute anche come Scisti del Bocco) mentre nel 1965, Ghelardoni *et alii* riconoscono l'età albiana delle Argille a Palombini. Viene inoltre istituita la Formazione di Colli/Tavarone da Decandia & Elter (1972) di età paleocenica (Galbiati & Rampoldi, 1968) e correlata con le Argilliti di Giaiette. Braga *et alii* (1973) e in seguito Galbiati (1975) studiano e cartografano le caratteristiche litologiche delle Unità Liguri Interne mentre una discordanza tra la Formazione di Colli/Tavarone - Argilliti di Giaiette e le formazioni sottostanti viene proposta da Pertusati (1972) e messa in relazione alle fasi precoci che hanno caratterizzato il Dominio Ligure nel Cretacico superiore. Gli studi proseguono anche nel Dominio Ligure Esterno; in particolare Monteforti (1972, 1977) identifica più unità tettoniche deformate con vergenza appenninica nell'Eocene. Studi di dettaglio vengono inoltre condotti sui cosiddetti "complessi di

PROGETTO GARG

base"; Passerini (1962; 1965), Raggi (1965) e poi Monteforti (1968) datano queste litofacies al Cenomaniano - Turoniano inferiore.

Questa impressionante mole di dati e la rapida diffusione dei concetti della *Plate Tectonics* hanno permesso la formulazione di modelli geodinamici in cui si inquadrano le conoscenze fino ad allora acquisite. Numerosi sono i tentativi di interpretare le Unità Liguri e Subligure in un modello geodinamico che tenga conto anche della geologia alpina. Gelati & Pasquaré (1970), Boccaletti *et alii* (1971a,b), Haccard *et alii* (1972), Elter & Pertusati (1973) presentano dei modelli che, nonostante qualche differenza, riconoscono una prima fase a vergenza alpina, la cui età varia dall'Albiano all'Eocene, legata a un piano di subduzione immergente verso est. La posizione della zona di subduzione e l'età delle varie fasi deformative variano da modello a modello così come la collocazione paleogeografica di alcune successioni liguri. I geologi di Firenze, tra gli anni 1980 e 1985, presentano invece dei modelli in cui il piano di subduzione presenta una immersione verso ovest e interpretano l'Appennino e la Corsica alpina come un prisma di accrezione ad esso correlato (Abbate *et alii*, 1980; Principi & Treves, 1984; Treves, 1984).

A partire dalle metà degli anni '80 si apre una nuova fase delle ricerche scientifiche nell'Appennino Settentrionale in cui, proprio per verificare i vari modelli proposti con nuovi dati di terreno e di laboratorio, l'elemento caratterizzante è stata una nuova raccolta di dati, spesso ottenuti mediante nuove metodologie di analisi. Ruolo fondamentale in questo nuovo impulso alle ricerche è ricoperto dal progetto CARG per la realizzazione della nuova carta geologica d'Italia in scala 1:50.000.

Significativi progressi nella datazione delle successioni sedimentarie sono stati raggiunti mediante lo studio sistematico del contenuto in nannofossili calcarei. Ad esempio l'età delle successioni delle Unità Subliguri (Elter *et alii*, 1999) e delle Unità Liguri Esterne (Rio & Villa, 1983, 1987; Rio *et alii*, 1983; Marroni & Perilli, 1988, 1990a, 1992; Ghiselli *et alii*, 1991; Marroni *et alii*, 1992; Gardin *et alii*, 1994) è stata completamente ridefinita. Anche l'età delle successioni Liguri Interne è stata ridefinita, sempre utilizzando la biostratigrafia a nannofossili calcarei (Monechi & Treves, 1984; Marroni & Perilli, 1990b; Marroni *et alii*, 1992; Cobianchi & Villa, 1992; Gardin *et alii*, 1994; Pandolfi & Marroni, 1996).

Anche la parte relativa alla stratigrafia e sedimentologia ha ricevuto una particolare attenzione da parte dei geologi appenninici; sono stati affrontati studi specifici mirati alla ricostruzione delle successioni stratigrafiche principalmente di quelle del Dominio Ligure Interno (Sagri & Marri, 1980; Abbate & Sagri, 1982; Casnedi, 1982; Nilsen & Abbate, 1983; Sestini *et alii*, 1986; Marini, 1989a, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994; Pandolfi & Marroni, 1996; Marroni & Pandolfi, 2001).

Inoltre alcuni studi di tipo petrografico, quali analisi modale delle areniti ed analisi dei minerali pesanti, sono stati eseguiti sulle successioni torbiditiche del Cretacico delle Unità Liguri in modo da caratterizzare le aree sorgenti che alimentavano

PROGETTO CARG

queste successioni (Valloni & Zuffa, 1984; Wildi, 1985; Vescovi & Valloni, 1986; Fontana *et alii*, 1990; Di Giulio & Geddo, 1990; Rowan, 1990; Fontana, 1991; Deneke & Gunther, 1991; Van de Kamp & Leake, 1995; Pandolfi & Marroni, 1996; Elter *et alii*, 1999; Pandolfi, 1998).

Per quanto riguarda le successioni delle Unità Liguri Esterne sono stati realizzati studi petrografici di dettaglio sugli *slide blocks* del Complesso di Casanova e del Complesso di Monte Ragola, con particolare riguardo alle serpentiniti (Rampone *et alii*, 1995; Piccardo et *alii*, 1990, 2002, 2004), ai graniti (Molli, 1996, Marroni *et alii*, 1998) e alle granuliti (Marroni & Tribuzio, 1997; Montanini, 1997; Marroni *et alii,* 1998; Montanini & Tribuzio, 2001). Questi nuovi dati hanno permesso di avanzare alcune ricostruzioni dove il Dominio Ligure esterno viene interpretato come rappresentativo della transizione tra il bacino oceanico Ligure-Piemontese e il margine continentale della Placca Adria (Marroni *et alii,* 1998; Vescovi *et alii,* 1999; Marroni *et alii,* 2001, 2002a).

Infine vale la pena segnalare i numerosi lavori di geologia strutturale che sono stati realizzati, soprattutto nel settore Ligure Interno, da parte di geologi olandesi (Van Wamel *et alii*, 1985; Van Zupthen *et alii*, 1985; Van Wamel, 1987; Hoogerduijn Strating, 1988, 1991, 1994; Hoogerduijn Strating & van Wamel, 1989; Thio & van Wamel, 1990) e italiani (Pertusati & Horremberger, 1975; Galbiati, 1977; Marini, 1981, 1984, 1989b; Meccheri & Antompaoli, 1982; Meccheri *et alii*, 1986; Marroni, 1988, 1990, 1991; Marroni & Meccheri, 1993; Marroni & Pandolfi, 1996; Ducci *et alii*, 1997; Marroni *et alii*, 1988, 2002b, 2004; Levi *et alii*, 2006), che, associati agli studi sul metamorfismo di bassissimo grado (Venturelli & Frey, 1977; Cortesogno *et alii*, 1979; Bonazzi *et alii*, 1987; Lucchetti *et alii*, 1990; Molli *et alii*, 1992; Ducci *et alii*, 1995; Leoni *et alii*, 1996) hanno permesso di ricostruire l'evoluzione tettono-metamorfica di questo settore del Dominio Ligure-Piemontese.

Questi dati hanno permesso la messa a punto di nuovi modelli geodinamici relativi all'evoluzione del Dominio Ligure e Subligure dell'Appennino Settentrionale (Bettelli *et alii*, 1987; Galbiati, 1990; Bortolotti *et alii*, 1991; Elter & Marroni, 1991; Vescovi, 1993; Hoogerduijn Strating, 1994; Carmignani *et alii*, 1995; Marroni & Pandolfi, 1996; Marroni *et alii*, 2001, 2002b, 2004; Cerrina Feroni *et alii*, 2004).

Per quanto riguarda la successione stratigrafica del Bacino Terziario Piemontese, nel corso degli anni '80 vengono approfonditi e rivisti alcuni aspetti stratigrafici delle principali formazioni (Andreoni *et alii*, 1981; Gelati & Gnaccolini 1982; Ghibaudo *et alii*, 1985; Cavanna *et alii*, 1989), utilizzando un classico approccio basato sul riconoscimento di unità litostratigrafiche. Successivamente i lavori a carettere strutturale e geofisico (Pieri & Groppi, 1981; Perotti, 1985; Biella *et alii*, 1987; Fossati *et alii*, 1988; Laubscher, 1988, 1991) hanno permesso di interpretare il Bacino Terziario Piemontese come un bacino episuturale (*sensu* Bally & Snelson,

PROGETTO CARG

1980) impostatosi a seguito della collisione tra la placca europea e quella adriatica e sviluppato al di sopra di unità tettoniche alpine e liguri già intensamente deformate durante le fasi Eo- e Mesoalpina. La successione del Bacino Terziario Piemontese viene così suddivisa in cinque settori principali con caratteristiche peculiari: Collina di Torino, Monferrato, Bacino delle Langhe, Alto Monferrato e settore Borbera-Grue (Gelati & Gnaccolini, 1988). La revisione stratigrafica del Bacino Terziario Piemontese prosegue negli anni '90 con rinnovato interesse seguendo un approccio alla ricostruzione del Bacino basato sul riconoscimento di superfici discordanti. Queste ricostruzioni, pur mantenendo le classiche unità litostratigrafiche, individuano una serie di superfici discordanti evidenziate da cambiamenti nella composizione del detrito (Di Giulio 1990, 1991) o da discordanze angolari (Gelati *et alii*, 1993; 1996; Gnaccolini *et alii*, 1994; Di Giulio & Galbiati, 1995; Martelli *et alii*, 1998). Viene anche proposto un nuovo approccio basato sul riconoscimento di unità allostratigrafiche informali sensu Mutti *et alii*, (1988; 1994), dove i limiti fra diverse unità non sono più costituiti da contatti fra litotipi differenti, ma da limiti di sequenza che corrispondono a superfici discordanti correlabili alla scala dell'intero bacino (Papani, 1990; Stocchi *et alii*, 1992; Baruffini *et alii*, 1994; Mutti *et alii*, 1995; Di Biase, 1998; Artoni *et alii*, 1999; Di Biase & Pandolfi, 1999).

PROGETTO CARG

III. – CENNI DI GEOMORFOLOGIA ED INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

1. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

L'area del Foglio Cabella Ligure comprende le alti valli dei Torrenti Staffora, Curone e Borbera, mentre la parte sud-occidentale è caratterizzata dall'alta valle del Fiume Trebbia. I centri abitati più importanti sono quelli di Vobbia, Cabella Ligure, San Sebastiano Curone, Cantalupo Ligure, Fabbrica Curone, Brallo di Pregola, Gorreto e Carrega Ligure. I rilievi più importanti che ricadono nel Foglio sono rappresentati dal Monte Ebro (1700 m), Monte Chiappo (1699 m), Monte Alfeo (1651 m) e Monte Lesima (1724 m).

I principali corsi d'acqua sono rappresentati dal Fiume Trebbia e Staffora nel settore orientale e dai Torrenti Sisola, Borbera, Curone e Museglia nel settore centro-occidentale. Tutti i corsi d'acqua sono caratterizzati da un prevalente andamento nord-sud, con l'eccezione del Torrente Curone e del suo affluente Museglia, il cui andamento est-ovest nella parte settentrionale del Foglio è probabilmente condizionato da motivi strutturali.

Da un punto di vista morfologico l'area del Foglio Cabella Ligure può essere suddivisa in due settori, quello orientale caratterizzato dalla Val Trebbia e dalla Val Staffora, che corrispondono a profonde incisioni a prevalente direzione meridiana, e quello centro-occidentale contraddistinto dalle valli Sisola, Borbera e Curone che si dipartono dai contrafforti del Monte Castello, Monte Carmetto e Monte Carmo.

Nel settore orientale le valli Trebbia e Staffora, in cui scorrono i fiumi omonimi, presentano profili trasversali con un caratteristico aspetto a V con versanti molto ripidi e, in molti tratti, con aspetto di gola. Caratteristica di questo settore è la presenza di

PROGETTO CARG

una evidente asimmetria della valle principale. Nella parte orientale sono presenti versanti meno acclivi, che presentano una morfologia dolce e ondulata alle quote più elevate, dove si attestano molte frane antiche attualmente sospese. Rientrano in questa definizione i versanti destri dei Fiumi Trebbia e del Fiume Staffora e la zona di Brallo di Pregola, modellati in formazioni prevalentemente argillitiche facilmente erodibili (Complesso di Casanova, Complesso di Monte Veri, Complesso di Monte Ragola ed Arenarie di Scabiazza) e con elevata propensione al dissesto. Secondo vari autori (Marchetti *et alii*, 1979a; 1979b; Regione Emilia Romagna - CNR, 1988) questa morfologia valliva è dovuta ad un processo di ringiovanimento del sistema idrografico che ha inizio nel Pleistocene in seguito al sollevamento della catena. I corsi d'acqua riprendono l'erosione della catena con l'incisione dell'originaria superficie di penepiano, ben affiorante alle quote più alte nel contiguo Foglio Bobbio. La parte occidentale di questo settore è impostato interamente nella successione dell'Unità del Monte Antola, in particolare nelle litologie della Formazione di Monte Antola, molto resistenti ai processi di degradazione di versante che permettono di mantenere profili aspri e dirupati. La giacitura monoclinale degli strati torbiditici che caratterizza ampi settori di questa successione dà origine a delle forme tipo *cuestas* o *hogback*, ben evidenti in panorama. Da segnalare in questo ambito morfologico le vaste superfici debolmente inclinate situate ad ovest del Monte Alfeo e del Monte Zucchello e nella zona di Zerba, che presentano un'acclività costante legata alla giacitura a franapoggio degli strati torbiditici. La morfologia della zona di Zerba risulta proprio legata a questa particolare situazione geologica, ed è inoltre caratterizzata da una vasta zona di dissesto connessa con la giacitura a franapoggio degli strati. Nei fondovalle sono presenti due ordini di terrazzi, con l'inferiore caratterizzato da depositi ghiaiosi non cementati situati immediatamente al di sopra dell'alveo. Questi depositi alluvionali, sono fissati da vegetazione anche arborea e possono essere rielaborati solo dalle piene eccezionali. E' inoltre possibile individuare dei meandri, ben sviluppati soprattutto in Val Trebbia (zona sud di Ponte Organasco, zona a sud di Ottone). Non sono state riconosciute faccette triangolari connesse ad attività neotettonica.

La parte centro-occidentale del Foglio Cabella Ligure è invece caratterizzata da una morfologia meno omogenea. Al di sopra dei 500 metri di quota sono presenti affioramenti dei litotipi della successione dell'Unità Antola generalmente caratterizzate da una buona resistenza al degrado, come la Formazione di Monte Antola e la Formazione di Bruggi-Selvapiana. Le valli principali hanno versanti ampi, simmetrici e con un profilo a V e sono generalmente orientate nord-sud con andamenti rettilinei privi di meandri. Anche in questo caso, ma meno sviluppate, si hanno forme tipo *cuestas* o *hogback*. Quando le valli sono caratterizzate da giaciture degli strati a reggipoggio, si hanno in genere versanti contraddistinti da elevate pendenze. I versanti meno acclivi sono invece connessi alla giacitura a franapoggio degli strati spesso associata alla presenza di frane, tra le quali le più importanti sono

PROGETTO CARG

quelle nelle aree di Daglio, Agneto, Cabella Ligure e Roccaforte Ligure. In questo settore i depositi alluvionali sono scarsi, di ridotte dimensioni e discontinui. Nella parte più settentrionale, a quote inferiori ai 500 metri, ove affiorano litotipi più erodibili, come le Argilliti di Pagliaro o le formazioni della Successione del Bacino Terziario Piemontese, la morfologia si modifica e le valli divengono più aperte, i versanti meno acclivi e i fondovalle sono occupati da depositi alluvionali ampi e continui. In questo settore sono presenti anche forme di erosione tipo calanchi che sono sviluppate nei litotipi argillosi e marnosi della successione del Bacino Terziario Piemontese. Esempi molto evidenti di calanchi si ritrovano infatti nelle marne delle Formazioni di Monastero, Gramiasco e Castagnola ad est di Fabbrica Curone e ad est di Dernice presso Montebore. Va inoltre messa in evidenza la peculiare morfologia che caratterizza la zona a nord-ovest di Cantalupo Ligure, caratterizzata da estesi affioramenti di Conglomerati di Savignone. In questa zona l'erosione dei conglomerati da parte del torrente Borbera ha creato una valle estremamente incisa con versanti prossimi alla verticale. In questo settore il Torrente Borbera è caratterizzato anche da meandri di dimensioni ridotte. Sono inoltre presenti sistemi ipogei legati a carsismo sia nella Formazione di Monte Antola sia nei conglomerati affioranti nella Val Borbera.

2. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'Appennino Settentrionale, la cui porzione nord-occidentale rappresenta la transizione alle Alpi Marittime, è un importante segmento del sistema di catene alpine circummediterranee. Esso è costituito da un complesso impilamento di unità tettoniche le cui caratteristiche litostratigrafiche e strutturali riflettono l'evoluzione geodinamica di questo settore di catena (fig. 1). Questa evoluzione si è sviluppata attraverso le fasi di rifting e di spreading triassico-giurassiche che hanno portato all'individuazione del Dominio oceanico Ligure-Piemontese, situato tra i margini continentali delle placche europea ed Adria (=apula). Le successive fasi convergenti, conosciute in letteratura come "Fase Ligure" (Elter, 1975), sono state attive fin dal Cretacico superiore determinando, tramite la subduzione di litosfera oceanica, la chiusura del Dominio Ligure-Piemontese, e nell'Eocene medio la collisione continentale. A partire dall'Oligo-Miocene la deformazione ha interessato il margine della placca Adria con una progressiva migrazione del fronte compressivo verso est. Come risultato di questa articolata evoluzione geodinamica, l'Appennino Settentrionale risulta caratterizzato dalla sovrapposizione tettonica dell'insieme alloctono delle Unità Liguri, di origine oceanica, sull'insieme Umbro-Toscano, che rappresenta la copertura deformata e scollata del margine continentale della placca Adria. Queste ultime affiorano prevalentemente nella parte meridionale

PROGETTO CARG

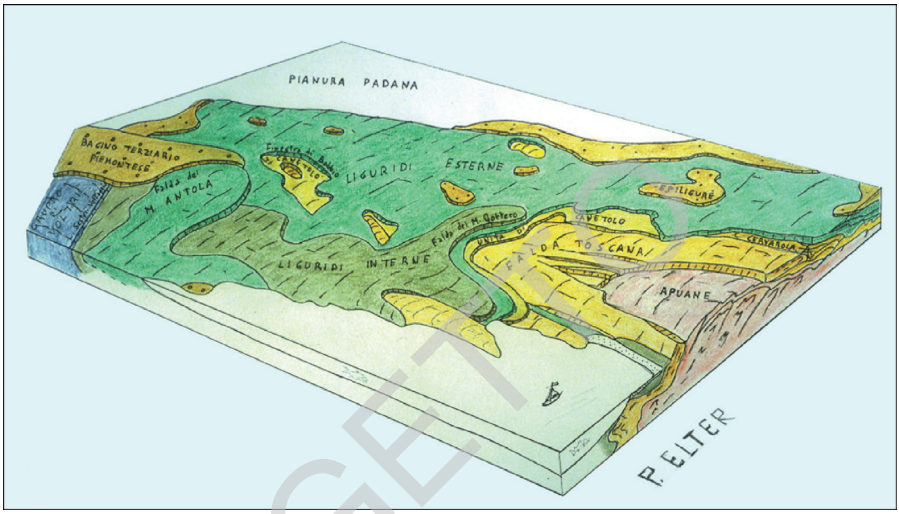

Fig. 1 – Schema tridimensionale dell'Appennino Settentrionale, modificata da un disegno originale di Piero Elter.

dell'Appennino Settentrionale (Toscana ed Umbria), mentre le Unità Liguri sono ben rappresentate soprattutto nell'Appennino Ligure-Emiliano, costituendo una "coltre" continua dal Mar Ligure fino alla Pianura Padana (figg. 2 e 3). Questa continuità è interrotta soltanto dalle finestre tettoniche di Monte Zuccone, Bobbio e Salsomaggiore (figg. 1 e 3), nelle quali affiorano formazioni appartenenti al Dominio Umbro-Toscano. In particolare, la presenza di arenarie correlate tradizionalmente con il Macigno, nella Finestra di Monte Zuccone, la presenza della Formazione di Bobbio correlabile con le Arenarie del Monte Cervarola in quella di Bobbio e della Formazione Marnoso-Arenacea in quella di Salsomaggiore rende evidente che i principali domini dell'insieme Umbro-Toscano si prolungano al di sotto delle Unità Subligure e Liguri (fig. 1).

Nel Foglio Cabella Ligure affiorano principalmente le Unità Liguri, che occupano i livelli strutturali più elevati della catena appenninica, ma sono presenti, anche se solo marginalmente nel settore orientale, le Unità Subligure. Queste ultime rappresentano il margine occidentale della finestra tettonica di Bobbio, che si estende nei contigui Fogli 197 Bobbio (Servizio Geologico d'Italia, 1997) e 215 Bedonia (Servizio Geologico d'Italia, 2005) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Nel settore settentrionale del Foglio affiora poi estesamente la parte inferiore della successione del Bacino Terziario Piemontese.

Le unità tettoniche del Dominio Ligure sono state suddivise (Elter, 1975) in Unità Liguri Interne ed Unità Liguri Esterne, le cui successioni sono rappresentative

PROGETTO CARG

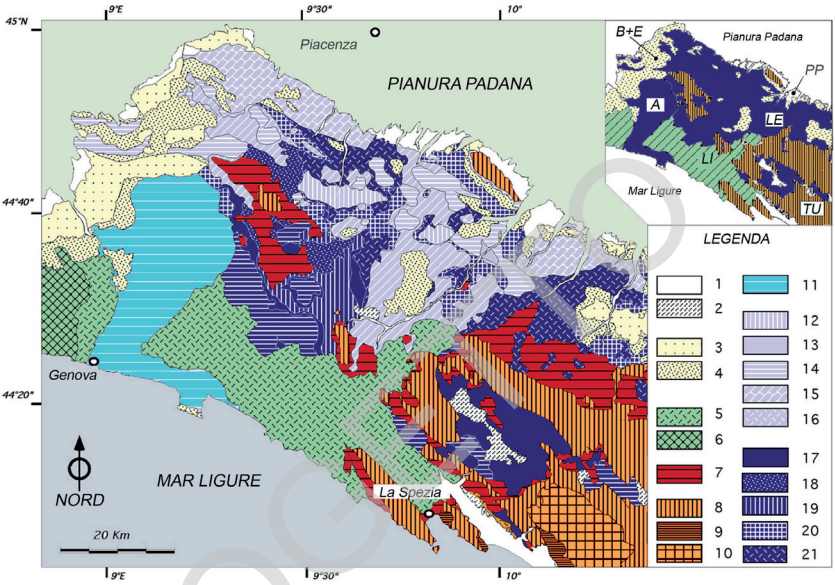

Fig. 2 - Schema tettonico dell'Appennino Settentrionale. 1- Depositi Plio-Quaternari; 2- Depositi Plio-Pleistocenici intramontani; 3- Depositi Miocenici del Bacino Terziario Piemontese e della Successione Epiligure; 4- Depositi Eocenici-Oligocenici del Bacino Terziario Piemontese e della Successione Epiligure; 5: Unità Liguri Interne; 6- Zona Sestri-Voltaggio e Massiccio di Voltri; 7- Unità Subliguri ; 8- Unità Toscane non metamorfiche (Falda Toscana); 9- Unità di Massa; 10- Unità Toscane Metamorfiche (Finestra tettonica delle Alpi Apuane). Unità Liguri Esterne : 11- Unità Antola. Unità Liguri Esterne Occidentali (sensu Marroni *et alii*, 2001): 12- Unità Farini; 13- Unità Solignano; 14- Unità Cassio; 15- Unità Sporno; 16- Unità Media Val Taro. Unità Liguri Esterne Orientali (sensu Marroni *et alii*, 2001): 17- Unità Ottone; 18- Unità Monte delle Tane; 19- Unità Orocco; 20- Unità Groppallo; 21- Unità Caio-Bettola. Nel riquadro Piccolo: PP - Depositi Plio-Pleistocenici; B+E - Successione Epiligure e Bacino Terziario Piemontese; LI - Unità Liguri Interne; A - Unità Antola; LE - Unità Liguri Esterne; TU: Unità Toscane e Umbre.

di diversi settori del Dominio Ligure-Piemontese. Le Unità Liguri Interne sono sovrapposte tettonicamente a quelle Esterne, come risulta ben evidente dall'assetto strutturale dell'Appennino Ligure-Emiliano.

Nell'Appennino Ligure-Emiliano, le unità tettoniche del Dominio Ligure Interno sono rappresentate, dal basso verso l'alto, dall'Unità Colli/Tavarone, Bracco/Val Graveglia, Gottero, Portello, Vermallo e Due Ponti (Ducci *et alii*, 1997). Le successioni di queste unità sono costituite da una sequenza ofiolitica giurassica e dalla relativa copertura sedimentaria giurassico-terziaria, rappresentative di un bacino oceanico. La copertura sedimentaria, ben sviluppata nell'Unità Bracco/Val Graveglia, comprende depositi pelagici ed è costituita, dal basso verso l'alto, dai Diaspri (Calloviano-Titonico) a cui seguono i Calcari a Calpionelle (Berriasiano-Valanginiano) e le Argille a Palombini (Valanginiano-Santoniano). Nell'Unità

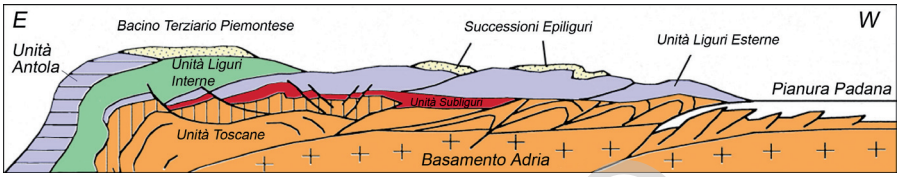

Fig. 3 – Sezione geologica schematica dell'Appennino Settentrionale (modificata da Elter, 1994).

Gottero (fig. 4) e Colli/Tavarone, le Argille a Palombini passano stratigraficamente verso l'alto a depositi torbiditici silicoclastici rappresentati dal Gruppo degli Scisti della Val Lavagna (Campaniano - Maastrichtiano inferiore) e dalle Arenarie del Monte Gottero (Maastrichtiano Inferiore - Paleocene inferiore). Seguono in continuità le Argilliti di Giaiette del Paleocene inferiore, contraddistinte dalla presenza di depositi clastici grossolani. Lo stesso tipo di successione stratigrafica è riconoscibile anche nell'Unità Portello dove le Argille a Palombini di età santoniana passano stratigraficamente alla Formazione di Ronco (Campaniano inferiore) rappresentato da torbiditi miste carbonatico/silicoclastiche. La successione si completa con depositi analoghi alle Argilliti di Giaiette rappresentati dalla Formazione di Lavagnola di probabile età paleocenica inferiore. L'Unità Vermallo è invece rappresentata dalla sola Formazione di Cassingheno (?Paleocene inferiore) contraddistinta anch'essa dalla presenza di depositi clastici grossolani. L'Unità Due Ponti è caratterizzata dalla Formazione di Canale, costituita da depositi torbiditici a composizione mista carbonatico/silicoclastica del Santoniano superiore-Campaniano inferiore, e dalla Formazione di Roccavanna, analoga per significato ed età alla Formazione di Lavagnola e Cassingheno. Nel complesso, le successioni delle Unità Liguri Interne risultano costituite da un substrato ofiolitico e dalla relativa copertura sedimentaria che comprende depositi pelagici che passano a depositi torbiditici e clastici grossolani. Questa successione è stata considerata come rappresentativa di un settore di litosfera oceanica in progressivo avvicinamento a una zona di subduzione, con una evoluzione da depositi di piana bacinale a depositi di fossa e di scarpata inferiore. Importante caratteristica delle successioni Liguri Interne è la loro evoluzione deformativa pre-oligocenica che comprende più fasi deformative associate a un metamorfismo di grado molto basso variabile dall'anchizona all'epizona. Questa evoluzione strutturale sembra essere connessa con il coinvolgimento a livelli strutturali medio-bassi delle Unità Liguri Interne in una zona di subduzione e con la loro successiva esumazione.

Le Unità Liguri Esterne sono invece caratterizzate da successioni che generalmente includono depositi torbiditici carbonatici conosciuti in letteratura come il nome di Flysch ad Elmintoidi. Altra caratteristica delle successioni delle Unità Liguri Esterne è la presenza delle ofioliti solo come *slide-blocks*. Utilizzando le principali differenze stratigrafiche, Marroni *et alii* (2001; 2002a) hanno suddiviso

PROGETTO CAPE

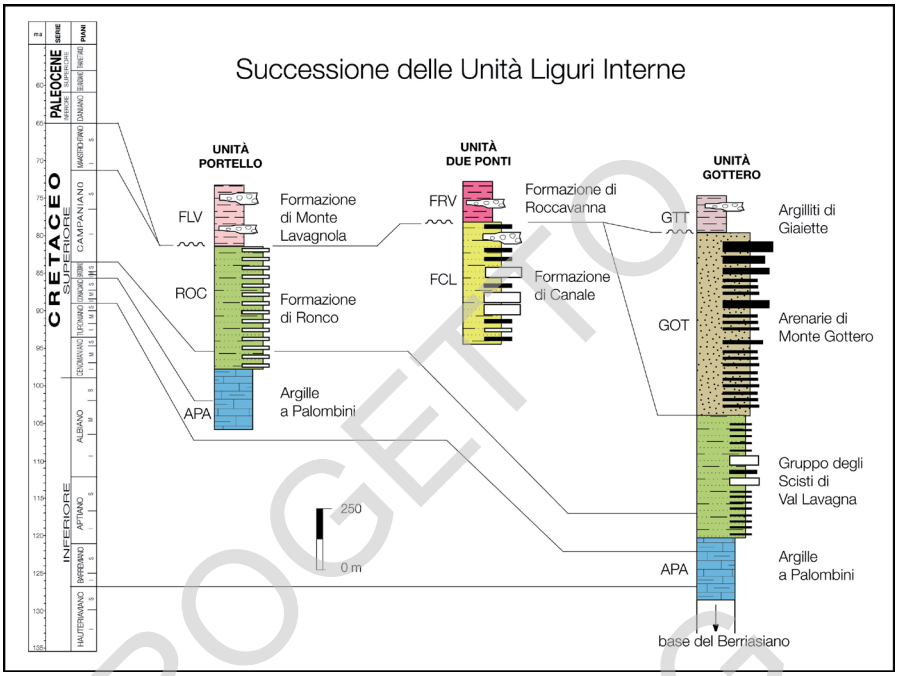

Fig. 4 - Colonne stratigrafiche schematiche delle successioni delle Unità tettoniche Liguri Interne affioranti nel Foglio Cabella Ligure. Nella figura sono riportate le successioni complete relative alle sezioni tipo affioranti anche fuori dal Foglio, gli spessori fanno riferimento a tali sezioni. Le sigle sono relative alle sole formazioni affioranti nel Foglio.

le unità tettoniche del Dominio Ligure Esterno in due diversi gruppi indicati come occidentale ed orientale.

Le unità occidentali sono costituite da successioni (fig. 5) di cui non si conosce la base pre-cretacica, in quanto sempre scollate in corrispondenza dei complessi sedimentari del Cretacico superiore, i cosiddetti "Complessi di base" del Santoniano-Campaniano. Alcuni di questi complessi (Complesso di Casanova, di Monte Veri, di Monte Ragola, *etc*.) sono caratterizzati da depositi clastici grossolani, in cui compaiono in stretta associazione elementi di basalti, gabbri e lherzoliti sottocontinentali, ed elementi di crosta continentale inferiore (granuliti acide e basiche) e superiore (granitoidi, gneiss, micascisti). Questa associazione indica che l'area alimentatrice di questi depositi era rappresentata da un'area di transizione tra il dominio oceanico e quello continentale (Marroni *et alii*, 1998). Questi depositi sono un indizio dell'esistenza di un rilievo tettonicamente attivo nel Cretacico Superiore, situato nel Dominio Ligure, definito in passato come "Ruga del Bracco" (Elter & Raggi, 1965a, 1965b) e reinterpretato come struttura connessa con la tettonica

PROGETTO CARG

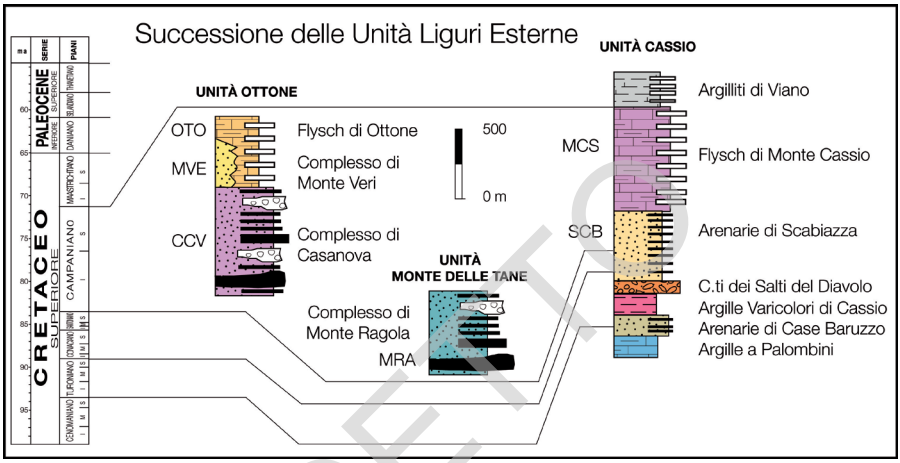

Fig. 5 - Colonne stratigrafiche schematiche delle successioni delle Unità tettoniche Liguri Esterne affioranti nel Foglio Cabella Ligure. Nella figura sono riportate le successioni complete relative alle sezioni tipo affioranti anche fuori dal Foglio, gli spessori fanno riferimento a tali sezioni. Le sigle sono relative alle sole formazioni affioranti nel Foglio.

eoalpina (Bertotti *et alii*, 1986; Marroni *et alii*, 2001; 2002). Questi complessi passano stratigraficamente a formazioni caratterizzate da torbiditi carbonatiche del Campaniano-Maastrichtiano conosciute nella letteratura dell'Appennino Settentrionale come Flysch ad Elmintoidi. Sono riferite al Dominio Ligure Esterno occidentale le Unità Bettola, Caio, Orocco, Ottone, Monte delle Tane e Groppallo.

Le Unità Liguri Esterne orientali sono caratterizzate da complessi di base che comprendono invece depositi clastici del Cenomaniano-Campaniano alimentati esclusivamente dal margine continentale austro-sudalpino (Arenarie di Scabiazza e di Ostia, Argille Varicolori, Conglomerati dei Salti del Diavolo) (fig. 5). La base stratigrafica di questa successione è probabilmente rappresentata dalle successioni di alcune scaglie tettoniche che si ritrovano alla base dell'Unità Cassio. Queste successioni sono costituite da calcari dolomitici del Trias medio sormontati da una breccia con clasti di rocce sedimentarie del Trias superiore, di calcari selciferi del Lias e di marne del Dogger-Malm. La successione si completa con radiolariti del Malm e calcari a Calpionella del Cretacico inferiore. Secondo Marroni *et alii* (2001, 2002a) queste successioni rappresentano i resti dell'originario substrato delle successioni delle Unità Liguri Esterne orientali, il cui dominio paleogeografico poteva quindi collocarsi sul margine continentale assottigliato della placca Adria. Sono riferite al gruppo delle Unità Liguri Esterne orientali le Unità Media Val Taro, Cassio, Farini, Antola, Solignano e Sporno.

Le Unità Liguri Esterne, sia quelle orientali che occidentali, sono caratterizzate da una evoluzione strutturale contraddistinta da più fasi deformative sviluppatesi

PROGETTO CARG

a livelli strutturali superficiali. Le deformazioni più penetrative sono state quelle acquisite nell'Eocene Medio durante le fasi di chiusura del bacino oceanico Ligure-Piemontese e alla successiva collisione continentale. Fasi deformativa più blande si sono sviluppate anche nella successiva evoluzione post-collisionale oligo-miocenica.

In questo quadro delle Unità Liguri, l'Unità Antola costituisce una eccezione, in quanto si ritrova al di sopra delle Unità Liguri Interne ma presenta caratteristiche stratigrafiche analoghe a quelle delle Unità Liguri Esterne orientali. La successione dell'Unità Antola (fig. 6), in base ai nuovi dati raccolti nell'ambito del Foglio Cabella Ligure, è stata completamente ridefinita.

Questa successione è costituita da un complesso di base del Cretacico Superiore che comprende peliti varicolori prive di depositi clastici grossolani (Argilliti di Montoggio, Cenomaniano Superiore-Turoniano Medio) che passano stratigraficamente ad areniti a composizione mista (Arenarie di Gorreto, Campaniano Inferiore). Questa successione si trova alla base di una spessa successione di torbiditi carbonatiche, nota in letteratura come Flysch ad Elmintoidi del Monte Antola. Nell'ambito di questo Foglio, il Flysch ad Elmintoidi del Monte Antola è stata suddivisa in tre nuove formazioni, in precedenza considerate come membri (Abbate & Sagri, 1967). Queste tre nuove formazioni sono state definite, dal basso verso l'alto, come Formazione di Monte Antola (Campaniano Inferiore-Maastrichtiano Inferiore), Formazione di Bruggi-Selvapiana (Maastrichtiano Inferiore -Maastrichtiano Superiore) ed Argilliti di Pagliaro (Maastrichtiano Superiore-Paleocene Superiore).

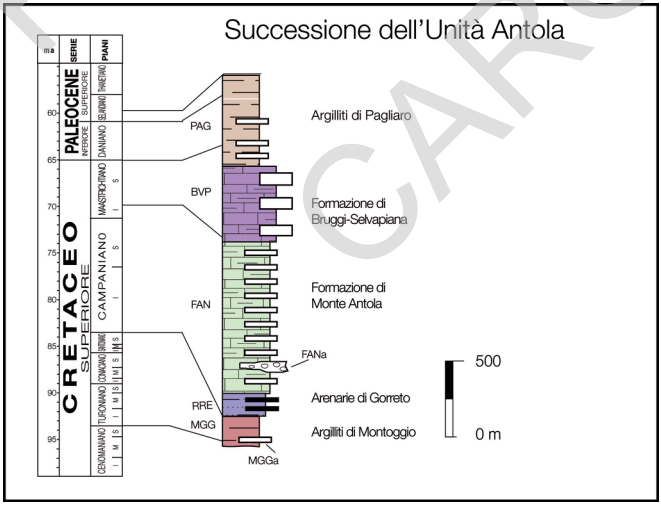

Fig. 6 - Colonna stratigrafica schematica della successione dell'Unità tettonica Antola affiorante nel Foglio Cabella Ligure.

PROGETTO CARG

L'Unità Antola, caratterizzata da più deformazioni plicative sviluppatesi in assenza di metamorfismo, si trova al di sopra delle Unità Liguri Interne e per questo motivo sulla sua collocazione paleogeografica esistono ipotesi discordanti. Secondo Elter & Pertusati (1973) e Levi *et alii* (2006) si tratta di una successione originariamente collocata nel Dominio Ligure Esterno che è stata traslata al di sopra delle Unità Liguri Interne con un movimento precoce a vergenza occidentale.

L'insieme delle Unità Liguri Interne è attualmente sovrapposto alle Unità Liguri Esterne. Questa sovrapposizione così come le principali deformazione delle Unità Liguri Interne ed Esterne avviene durante le fasi tettoniche relative alla "Fase Ligure" (Elter, 1975), le cui strutture sono sigillate dai depositi dell'Eocene Medio - Miocene Superiore del Bacino Terziario Piemontese e della Successione Epiligure. Elter & Pertusati (1973) hanno individuato questa sovrapposizione in corrispondenza della Linea Ottone-Levanto. Nell'Appennino Ligure-Emiliano questa linea, che secondo Elter & Marroni (1991) si estende fino alla trasversale di Carrara, corrisponde perfettamente con il contatto tettonico lungo il quale le Unità Liguri Interne e l'Unità Antola si accavallano sulle Unità Liguri Esterne. La Linea Ottone-Levanto è stata riconosciuta da molti autori come un elemento strutturale di primo ordine, ma con diverse interpretazioni. Elter & Pertusati (1973), che per

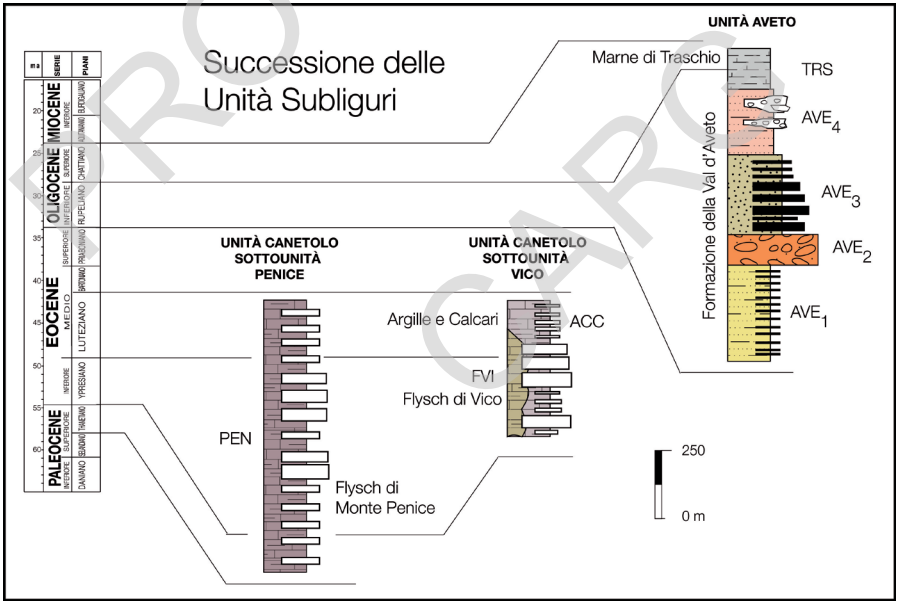

Fig. 7 - Colonne stratigrafiche schematiche delle successioni delle Unità tettoniche Subliguri affioranti nel Foglio Cabella Ligure. Nella figura sono riportate le successioni complete relative alle sezioni tipo affioranti anche fuori dal Foglio, gli spessori fanno riferimento a tali sezioni. Le sigle sono relative alle sole formazioni affioranti nel Foglio.

PROGETTO CARG

primi l'hanno riconosciuta come elemento strutturale di primo ordine, la considerano come una superficie precedente all'Eocene Medio che marca il retroscorrimento delle unità tettoniche che hanno avuto traslazioni a vergenza alpina. Questa linea è stata interpretata come sovrascorrimento ma di età più recente dell'Eocene Medio anche da Laubscher *et alii* (1992) e da Castellarin (1992). Elter & Marroni (1991) e Marroni & Treves (1998) hanno interpretato la linea Ottone-Levanto come una superficie lungo la quale si sono verificati importanti movimenti trascorrenti sinistri di età pre-oligocenica. Cerrina Feroni *et alii* (2004) interpretano invece la Linea Ottone-Levanto come un segmento di una faglia trascorrente destra di età miocenica che divide l'intero Appennino Settentrionale in due settori.

Le Unità Subliguri (fig. 7) sono riferite al Dominio Subligure, generalmente interpretato come appartenente a un settore del margine continentale della placca Adria, che costituiva il collegamento tra il Dominio Toscano e il Dominio Ligure Esterno. L'Unità Canetolo, suddivisa in più sottounità, è caratterizzata da successioni costituite prevalentemente da depositi torbiditici carbonatici del Paleocene-Eocene medio. Le Unità Aveto, Petrignaccola e Bratica sono invece rappresentate da successioni di torbiditi oligo-mioceniche, la cui base stratigrafica è generalmente ritenuta essere rappresentata dalla successione dell'Unità Canetolo. L'Unità Canetolo è rappresentata da una successione costituita da torbiditi carbonatiche paleocenico-eoceniche (Argille e Calcari di Canetolo, Flysch di Vico, Flysch del Monte Penice). L'Unità Canetolo sormonta con un contatto tettonico l'Unità Aveto, che rappresenta il livello strutturale più profondo affiorante nel Foglio Cabella Ligure. L'Unità Aveto (Elter *et alii*, 1964, 1999; Plesi, 1974, 1975) è rappresentata da una successione di torbiditi silicoclastiche e carbonatiche dell'Oligocene Inferiore, suddivisa in quattro membri (dal basso verso l'alto: pelitico, pelitico-arenaceo, arenaceo-pelitico ed ofiolitico), caratterizzati dalla presenza di areniti e conglomerati contenenti frammenti di andesiti datate a 29 Ma (Mattioli *et alii*, 2002). Oltre ai frammenti di andesiti, sono presenti frammenti di rocce metamorfiche e magmatiche indicative di una alimentazione da parte della catena alpina in sollevamento. Altra caratteristica della successione dell'Unità Aveto è la presenza nel membro ofiolitico di frammenti di serpentiniti e basalti non metamorfici. La fase di chiusura del bacino di sedimentazione era quindi caratterizzata da apporti non solo provenienti dalla catena alpina in sollevamento, ma anche dalla catena appenninica.

Per quanto riguarda l'evoluzione strutturale l'Unità Aveto è caratterizzata da una deformazione polifasica (Elter *et alii*, 1999) acquisita nell'Oligo-Miocene durante i processi legati alla migrazione verso est del sistema avanfossa-catena. L'Unità Canetolo presenta un quadro deformativo molto più complesso, che potrebbe indicare un coinvolgimento di questa successione anche nelle deformazioni legate alla Fase Ligure.

Il Foglio Cabella Ligure è inoltre caratterizzato dalla presenza, nella sua porzione

PROGETTO CARG

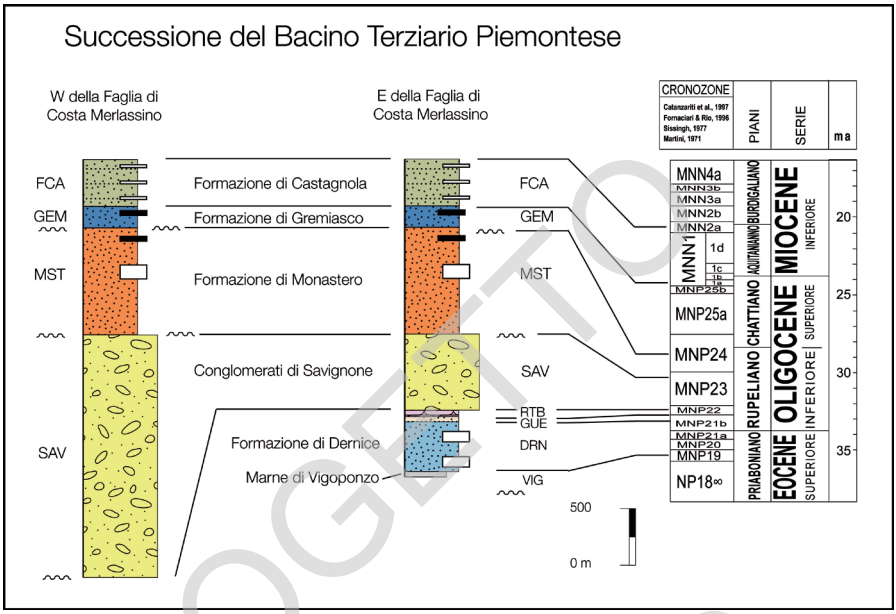

Fig. 8 - Colonne stratigrafiche schematiche della successione del Bacino Terziario Piemontese affiorante nel Foglio Cabella Ligure. Sono rappresentate le colonne delle successioni riconosciute ad est e ad ovest della Faglia di Costa Merlassino.

settentrionale, di estesi affioramenti del Bacino Terziario Piemontese costituito da successioni terziarie. Queste successioni possono raggiungere spessori di oltre 4000 m e rappresentano il riempimento di un bacino di tipo episuturale sviluppatosi fra l'Eocene Superiore ed il Miocene Superiore al di sopra dell'edificio strutturale Mesoalpino. Il settore orientale del Bacino Terziario Piemontese (la cui estremità meridionale affiora all'interno del Foglio Cabella Ligure) risulta compreso fra le linee Sestri-Voltaggio e Villalvernia-Varzi e poggia in discordanza sulle Unità Antola e Liguri Interne della Zona Sestri-Voltaggio. In questa area affiora una successione sedimentaria (Fig. 8) che si estende temporalmente dall'Eocene Superiore al Miocene Inferiore ed è caratterizzata da un *trend* regressivo, testimoniato dal passaggio da marne di mare profondo a sistemi torbiditici, allo sviluppo di una piattaforma silicoclastica e a sistemi deltizi seguiti da un trend trasgressivo (Lorenz, 1969) che porta di nuovo allo sviluppo di sistemi torbiditici di mare profondo. Anche la successione del Bacino Terziario Piemontese presenta un articolato quadro deformativo legato alle fasi connesse prima all'esumazione della catena mesoalpina e quindi alla migrazione verso est del sistema appenninico di catena-avanfossa.

PROGETTO CARG

3. - DATI DI SOTTOSUOLO

Il sottosuolo dell'Appennino Ligure-Emiliano, in cui ricade anche il Foglio Cabella Ligure, è stato indagato mediante studi geofisici, destinati soprattutto a delineare le caratteristiche delle strutture crostali. Profili sismici a rifrazione-riflessione a grande angolo (DSS) sono stati realizzati in tempi recenti (Cassinis, 1986; Biella *et alii*, 1987, 1988; Cassinis *et alii*, 1990) ed hanno permesso, mediante l'integrazione con dati gravimetrici e magnetici (Cassano *et alii*, 1986; Gualtieri *et alii*, 1992), di formulare alcuni modelli della struttura crostale del settore NW dell'Appennino Settentrionale. Secondo Laubscher *et alii* (1992), Scarascia & Cassinis (1992) e Gualtieri *et alii* (1992), i dati geofisici indicano che il sottosuolo del settore corrispondente Foglio Cabella Ligure è caratterizzata dalla presenza di un corpo con spessore di circa 15 km costituito da scaglie di litosfera oceanica con la relativa copertura sedimentaria, riferibili alle Unità Liguri (Laubscher *et alii*, 1992; Gualtieri *et alii*, 1992). I dati relativi alle anomalie magnetiche indicano infatti la presenza di masse ad alta suscettività magnetica corrispondenti a corpi ofiolitici spessi fino a 1,5/2 km, localizzate principalmente nella parte occidentale del Foglio Cabella Ligure (Cassano *et alii*, 1986). Va sottolineato che questi corpi sembrano collegarsi direttamente con le ofioliti del Gruppo di Voltri, affiorante pochi chilometri più ad ovest. Questa struttura crustale corrisponde a un settore dove la Moho ha una profondità di circa 25 km. Immediatamente ad est del Foglio Cabella Ligure esiste una struttura crustale caratterizzata da spessori rilevanti, circa 10-12 km, di depositi torbiditici oligo-miocenici analoghi a quelli che affiorano al nucleo della finestra e riferibili, dunque, alle Unità Toscane l.s.. Queste unità sono sormontate dalle Unità Liguri che presentano invece spessori non superiori a 3-4 km. I profili sismici mettono inoltre in evidenza che a una profondità di circa 10-15 km sono presenti corpi prevalentemente carbonatici riferibili a successioni di copertura ceno-mesozoica che presentano spessori di circa 2-3 km. Alla base di queste successioni si trova un basamento cristallino, direttamente raccordabile a quello della placca Adriatica identificato nel sottosuolo della Pianura Padana. Questa importante variazione nella struttura crostale che si osserva al limite orientale del Foglio Cabella Ligure, sembra verificarsi in corrispondenza della linea Ottone-Levanto di Elter & Pertusati (1973), che secondo Laubscher *et alii* (1992) viene ad assumere il significato di una importante dislocazione oligo-miocenica. In corrispondenza di questa importante variazione crustale, che corrisponde in realtà a un'area strutturalmente complessa, si dovrebbe verificare il sottoscorrimento delle crosta continentale Adriatica al di sotto di un edifico strutturale "alpino", come suggerito anche da Miletto & Polino (1992) per il settore del Monferrato.

Per quanto riguarda la sismicità, i dati a disposizione nella zona compresa nel Foglio Cabella Ligure indicano rari eventi a bassa magnitudo (Eva & Solarino, 1992).

PROGETTO CARG

4. - ASSETTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO

Va messo in evidenza che tutti gli Autori che si sono occupati dell'area corrispondente al Foglio Cabella Ligure hanno generalmente suddiviso le unità tettoniche in tre diversi gruppi, ognuno dei quali è costituito da unità tettoniche derivate da un diverso dominio paleogeografico e paleotettonico. Anche nel presente lavoro le unità del Foglio Cabella Ligure sono state assegnate ai due gruppi del Dominio Ligure, denominati Ligure Interno e Ligure Esterno, e al Dominio Subligure in accordo con gli schemi classici proposti per l'Appennino Settentrionale (ad esempio Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale, CNR, 1982; Structural Model of Italy, CNR, 1991; Structural-geological map of the Emilia-Romagna Apennines, 2002). In questo contesto l'Unità Antola è stata però considerata come a sé stante, in quanto la sua appartenenza al Dominio Ligure Interno o a quello Esterno è tuttora oggetto di discussione.

Da un punto di vista geometrico, la posizione strutturale più elevata è occupata dall'Unità Antola che è caratterizzata da una spessa successione del Cretaceo Superiore - Paleocene, affiorante per gran parte del territorio del Foglio Cabella Ligure (fig. 9).

L'Unità Antola sormonta tettonicamente le Unità Liguri Interne che mostrano un assetto tettonico analogo a quello proposto in precedenza negli adiacenti Fogli 214 Bargagli (Elter *et alii*, 1997) e 215 Bedonia (Elter *et alii*, 2005). In particolare sono state riconosciute tre unità tettoniche appartenenti al Dominio Ligure Interno. Queste tre unità, distinte in base alle caratteristiche litostratigrafiche e strutturali, sono rispettivamente, dal basso verso l'alto, la Sottounità Loco dell'Unità Gottero, l'Unità Due Ponti e l'Unità Portello.

Nella parte settentrionale del Foglio Cabella Ligure, l'Unità Antola è sormontata tramite una discordanza angolare di importanza regionale dai depositi del Bacino Terziario Piemontese dell'Eocene Superiore - Miocene. Nel Foglio 83 Genova alla

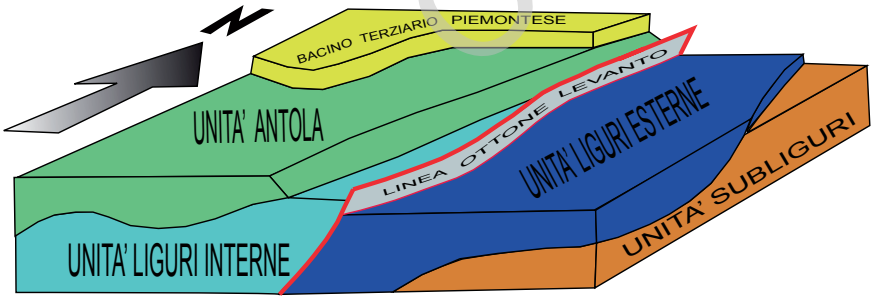

Fig. 9 – Schema geologico tridimensionale relativo all'area occupata dal Foglio 196 "Cabella Ligure"

PROGETTO CARG

scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1971a) i depositi del Bacino Terziario Piemontese sigillano il contatto tettonico tra l'Unità Antola e le Unità Liguri Interne del settore Sestri-Voltaggio.

Le Unità Liguri Interne sormontano tettonicamente le Unità Liguri Esterne che sono rappresentate, dall'alto verso il basso, dalle Unità Ottone, Monte delle Tane e Cassio. Questa ultima unità è suddivisa in due Sottounità denominate Monte Calenzone e Scabiazza. Mentre le prime due unità tettoniche sono caratterizzate da successioni che appartengono al Ligure Esterno occidentale (sensu Marroni *et alii*, 2001, 2002) rappresentativo della transizione oceano-continente, la successione dell'Unità Cassio è rappresentativa del Dominio Ligure Esterno orientale (*sensu* Marroni *et alii*, 2001; 2002a), probabilmente corrispondente al margine continentale assottigliato della placca Adria. Nel Foglio Cabella Ligure queste unità affiorano per pochi chilometri quadrati nella parte orientale (Val Trebbia e Val Staffora e zona di Brallo di Pregola), con le stesse caratteristiche strutturali e stratigrafiche che mostrano nell'adiacente Foglio Bobbio, ove affiorano con maggiore estensione e continuità. Va messo in evidenza che la successione torbiditica dell'Unità Mogliazze, distinta nel Foglio Bobbio (Servizio Geologico d'Italia, 1997), è stata inserita, in base a nuovi dati biostratigrafici, stratigrafici e strutturali, nella sottounità Scabiazza dell'Unità Cassio.

Le unità del Dominio Subligure affiorano per pochi chilometri quadrati, principalmente nella parte più orientale del Foglio Cabella Ligure in corrispondenza della finestra tettonica di Traschio e nella zona del Monte Penice. Da un punto di vista strutturale esse costituiscono la parte più occidentale della Finestra di Bobbio, una delle strutture più importanti dell'Appennino Settentrionale ove affiorano i livelli strutturali più profondi di questo settore, rappresentati dalle torbiditi di avanfossa dell'Oligocene-Miocene Inferiore. Nel Foglio Cabella Ligure affiorano due unità riferibili al Dominio Subligure, l'Unità Aveto e l'Unità Canetolo, qui suddivisa nelle due sottounità Vico e Penice.

Va messo in evidenza che il settore corrispondente al Foglio Cabella Ligure è caratterizzata da una delle linee tettoniche più importanti dell'Appennino Settentrionale, la Linea Ottone-Levanto (Elter & Pertusati, 1973). Questa linea separa il Foglio in due settori; un settore più occidentale caratterizzato dalla sovrapposizione dell'Unità Antola sulle Unità Liguri Interne, ricoperte in discordanza dai depositi del Bacino Terziario Piemontese, e un settore più orientale, corrispondente alla porzione occidentale della Finestra di Bobbio, caratterizzato dalla sovrapposizione delle Unità Liguri Esterne sulle Unità Subliguri. Questa linea si presenta come una superficie ad alto angolo che corre parallela alle Valli Trebbia e Staffora. In Val Trebbia, ovvero nella sua porzione meridionale, la Linea Ottone-Levanto corrisponde con la superficie di sovrapposizione delle Unità Liguri Interne su quelle Esterne, mentre in Val Staffora, cioè nella sua porzione settentrionale,

PROGETTO CARG

le Unità Liguri Interne si laminano e la Linea Ottone-Levanto coincide con il sovrascorrimento dell'Unità Antola sulle Unità Liguri Esterne. Da notare che in Val Trebbia l'unità strutturalmente più elevata delle Unità Liguri Esterne è l'Unità Ottone, in Val Staffora questa unità si lamina e l'Unità Antola si sovrappone direttamente sull'Unità Cassio. Non ci sono evidenze di un coinvolgimento lungo questa linea dei depositi del Bacino Terziario Piemontese.

PROGETTO CARG

V - STRATIGRAFIA

La stratigrafia delle diverse unità tettoniche verrà descritta secondo l'ordine di sovrapposizione tettonica, dall'alto verso il basso. Le varie unità litostratigrafiche appartenenti alle successioni delle differenti unità tettoniche vengono descritte dalle più antiche alle più recenti. La stessa procedura è stata adottata per la successione del Bacino Terziario Piemontese. Inoltre, alla fine di ogni capitolo relativo alle diverse formazioni vengono riportati i dati biostratigrafici ottenuti dall'analisi dei nannofossili calcarei. L'età della formazione o dei relativi membri è dedotta dall'integrazione fra i dati ottenuti durante la realizzazione del Foglio con quelli provenienti dalla letteratura. Nelle successive descrizioni delle formazioni si fa riferimento, anche senza esplicito richiamo, agli schemi stratigrafici delle figure 4-8.

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

Per quanto riguarda lo schema-tempo si veda la discussione in Appendice 2.

PROGETTO CARG

1. - LE SUCCESSIONI DELLE UNITÀ TETTONICHE LIGURI

1.1. - Successione dell'Unità tettonica Antola

L'Unità tettonica Antola affiora estesamente all'interno del Foglio occupando gran parte della sua porzione centrale in corrispondenza delle alte valli dei Torrenti Borbera, Curone e Staffora a nord, fino alla Val Vobbia ad ovest e alla Val Trebbia a sud e occupando tutto il crinale che separa la Val Trebbia dalle valli degli affluenti dello Scrivia (Monte Lesima, Monte Alfeo, Monte Chiappo e Monte Carmo).

Essa si trova geometricamente compresa fra le Unità tettoniche Gottero, Portello, Vermallo e Due Ponti alla base (con cui viene a contatto attraverso un importante sovrascorrimento che taglia il sottostante impilamento di Unità Liguri Interne, Ducci *et alii*, 1997) e la discordante successione del Bacino Terziario Piemontese al tetto, rappresentata dalla Formazione di Dernice, Conglomerati di Savignone e Formazione di Monastero.

La successione (fig. 6) è rappresentata da un "complesso di base" del Cretacico superiore che comprende le Argilliti di Montoggio e le Arenarie di Gorreto. Questa successione si trova alla base di una spessa successione di torbiditi carbonatiche, suddivisa in tre formazioni definite, dal basso verso l'alto, come Formazione di Monte Antola, Formazione di Bruggi-Selvapiana ed Argilliti di Pagliaro.

1.1.1. - *Argilliti di Montoggio* (**MGG**)

Le Argilliti di Montoggio (Abbate & Sagri, 1967; Boni *et alii*, 1969 Bellinzona & Boni, 1971) affiorano con spessori limitati alla base delle Arenarie di Gorreto. Gli affioramenti più significativi si ritrovano lungo la Val Trebbia, nei pressi degli abitati di Gorreto, Strassera-Ca Trebbiasca e nel settore compreso fra Monte Lesimina e Ponti.

Le Argilliti di Montoggio sono costituite da argilliti e siltiti varicolori (rosse, grigio scure e verdi) caratterizzate da rare intercalazioni di torbiditi costituite da areniti medio-fini a composizione mista in strati sottili e medi privi di strutture sedimentarie o caratterizzati da una laminazione debolmente convoluta. Le caratteristiche colorazioni rosse, verdi e nere tagliano la stratificazione e sono quindi da mettere in relazione a processi diagenetici legati probabilmente alla circolazione dei fluidi durante la diagenesi e/o le fasi tettoniche precoci. All'interno delle Argilliti di Montoggio è stata distinta una *litofacies argilloso-calcarea* (**MGG_a**) che affiora nei pressi di Monte Lesimina e dell'abitato di Ponti. Questa litofacies è caratterizzata da alternanze di argilliti grigio scure in strati spessi con calcilutiti scure e siltiti

PROGETTO CARG

marnose talvolta silicizzate in strati medi.

Le Argilliti di Montoggio, presenti alla base dell'Unità Antola, sono deformate in modo pervasivo e pertanto risulta difficile valutarne l'originale spessore, che doveva comunque essere superiore a 100 m. La successione dell'Unità Antola è infatti caratterizzata, alla base, da un importante sovrascorrimento che si realizza proprio a livello delle Argilliti di Montoggio, pertanto la base stratigrafica di questa formazione non è mai stata riconosciuta in affioramento. Il passaggio stratigrafico alle Arenarie di Gorreto si osserva invece a nord del paese di Ca Trebbiasca ed è un passaggio stratigrafico per alternanze che si realizza in non più di 5 m.

Reutter (1961) segnala la presenza, nella località tipo, di microfaune del Cenomaniano-Turoniano. Le arenarie ed argille della parte basale delle Argilliti di Montoggio campionate nella sezione Pentemina, immediatamente a sud del Foglio Cabella Ligure, sono riferite al Cenomaniano superiore-Turoniano inferiore e in particolare alle zone CC10*p.p.*-CC11 date rispettivamente dalla presenza di *Helenea chiastia* e *Quadrum gartneri*. La parte medio-superiore della formazione, spessa circa 100 m, campionata nella sezione Ca Trebbiasca ha fornito solo materiale sterile. Assumendo una sostanziale continuità di sedimentazione con le soprastanti Arenarie di Gorreto l'età della formazione è stata estesa al Campaniano inferiore.

Le caratteristiche stratigrafiche di questi depositi e la sostanziale assenza di carbonati indicano una sedimentazione di tipo emipelagico realizzata in ambiente di mare profondo.

1.1.2. - *Arenarie di Gorreto* (**RRE**)

La formazione delle Arenarie di Gorreto è stata riconosciuta e cartografata per la prima volta durante la realizzazione del Foglio 196 Cabella Ligure. Affiora alla base dell'Unità Antola in affioramenti discontinui lungo il limite orientale dell'unità tettonica, in sinistra orografica del Fiume Trebbia nei pressi di Gorreto, Strassera-Ca Trebbiasca, Ca Cuccioli, Aglio e lungo il Fiume Trebbia all'altezza del paese di Losso.

Le Arenarie di Gorreto sono costituite da strati di torbiditi da sottili a medi (rapporto arenite/pelite≈1) formate dall'alternanza di areniti medio-fini e siltiti a composizione mista con argilliti e marne-siltose (fig. 10a). Sono diffuse laminazioni ondulate e *ripple* nella parte arenitica fine dello strato che è interessata spesso da intensa bioturbazione intrastratale. Gli strati inoltre mostrano una buona continuità laterale con basi scarsamente erosive caratterizzate da intensa bioturbazione (piste di nutrimento e di locomozione).

Le areniti che caratterizzano le Arenarie di Gorreto sono al massimo delle areniti medie e la loro petrografia risulta semplificata dalla grana fine. Sono infatti delle

PROGETTO CARG

areniti a composizione mista (*sensu* Zuffa, 1980) con ossatura formata da quarzo e subordinati feldspati e fillosilicati monocristallini e da frammenti di rocce carbonatiche micritizzate (fig. 11a). Gli altri frammenti di roccia, vista la granulometria fine, sono rarissimi e quasi sempre riferibili a rocce di tipo metamorfico (scisti e micascisti) e a rocce granitoidi e/o cristalline male identificabili. I frammenti carbonatici inoltre

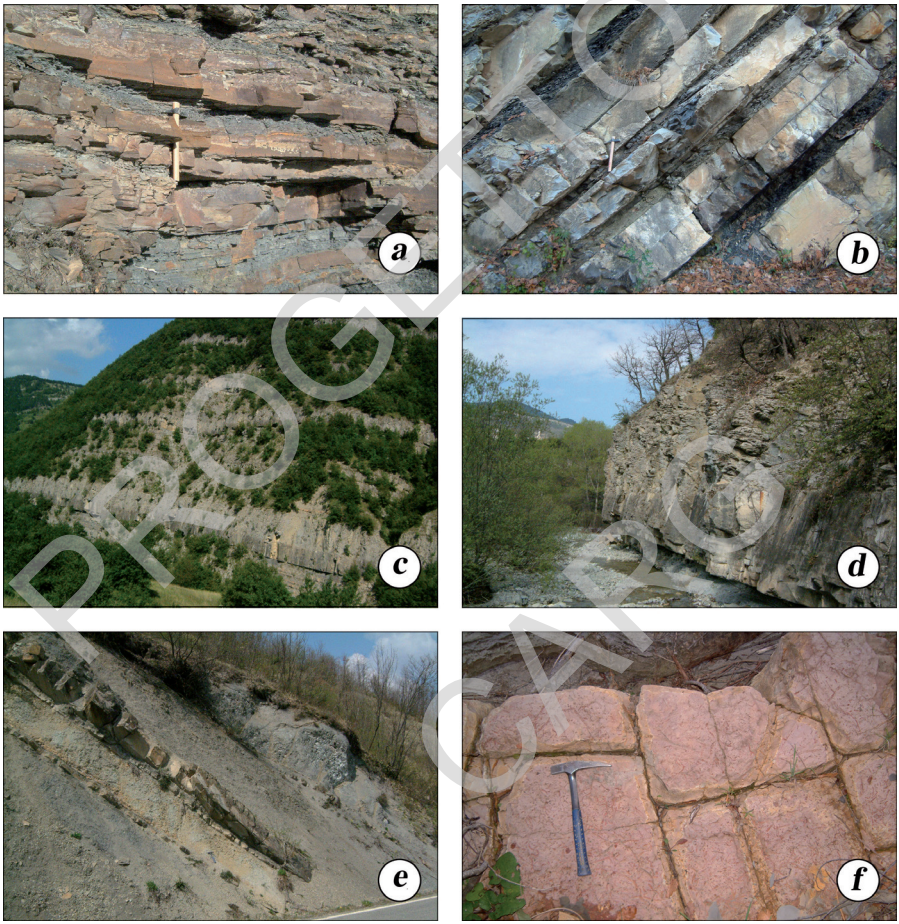

Fig. 10 - *Aspetto in affioramento delle principali litofacies riconosciute nella successione dell'Unità Antola. a) Arenarie di Gorreto nei pressi di Ca Trebbiasca; b) Formazione di Monte Antola lungo la strada Gorreto-Alpe; c) Vista in panorama della Formazione di Bruggi-Selavapiana nei pressi di Bruggi; d) Particolare di un megastrato nella Formazione di Bruggi-Selvapiana; e) Argilliti di Pagliaro lungo la strada per Rocchetta Ligure; f) Particolare di uno strato rosa bioturbato, litotipo che caratterizza le Argilliti di Pagliaro.*

PROGETTO CARG

favoriscono processi di alterazione delle areniti spesso interamente sostituite da grosse plaghe di calcite.

Le Arenarie di Gorreto campionate nelle località Ca Trebbiasca, Ca Cuccioli, Zerba, Campi, Rio Senga, Trebbia-Losso, sono state riferite al Campaniano inferiore. È stata documentata la biozona combinata CC18/CC19 caratterizzata dalla presenza di *Aspidolithus parcus* s.l. e la CC20 p.p. per la presenza di *Ceratolithoides aculeus*. Il passaggio Arenarie di Gorreto-Flysch di Monte Antola avviene nella zona CC20 qualche metro sopra la comparsa di *Ceratolithoides aculeus* come documentato nelle località Ca Cuccioli, Zerba, Campi, Trebbia.

Come le sottostanti Argilliti di Montoggio, anche le Arenarie di Gorreto sono intensamente deformate da pieghe e da zone di taglio. La successione completa delle Arenarie di Gorreto non è quindi mai visibile interamente e lo spessore massimo osservabile si aggira intorno ai 150 m. Sono comunque conservati in alcuni settori i passaggi stratigrafici con le Argilliti di Montoggio che sono visibili a nord di Ca Trebbiasca, mentre quelli con la sovrastante Formazione di Monte Antola sono esposti lungo la strada per Monte Alfeo. In entrambi i casi si tratta di passaggi stratigrafici per alternanze che si realizzano rapidamente nello spazio di pochi metri.

Le Arenarie di Gorreto sono delle *thin bedded turbidites* di mare profondo caratterizzate quasi interamente da facies F9 (Mutti, 1992). Il loro significato può essere paragonato a quello di altre successioni torbiditiche riconoscibili alla base delle sequenze di tipo ligure esterno orientale (*sensu* Marroni *et alii*, 2001) come le Arenarie di Ostia o le Arenarie di Scabiazza.

1.1.3. - *Formazione di Monte Antola* (**FAN**)

La Formazione di Monte Antola (cfr. Flysch ad Elmintoidi *Auctt*.; Flysch di Monte Antola di Azzaroli & Cita, 1963; Formazione dell'Antola di Abbate & Sagri, 1967; Calcari di Monte Antola *p.p*. di Boni *et alii*, 1969; Bellinzona & Boni, 1971; Bellinzona *et alii*, 1971) affiora estesamente nel Foglio, soprattutto nella sua parte centrale, nelle alte valli Staffora, Borbera, Sisola, Vobbia e in sinistra Trebbia nel settore di Monte Lesima-Monte Alfeo. Le sezioni più belle sono esposte nella zona di Alpe, Monte Alfeo, Monte Lesima e nei pressi di Carrega Ligure lungo la strada provinciale del Passo del Romano.

La Formazione di Monte Antola è formata da una potente e monotona successione (almeno 1000 m) di torbiditi carbonatiche calcareo-marnose. Si tratta, in prevalenza di strati torbiditici di spessore da medio a molto spesso e in modo subordinato da strati sottili e megastrati piano paralleli e molto continui lateralmente (fig. 10b). Gli strati mostrano un rapporto arenite/pelite<<1 e sono generalmente caratterizzati da una parte basale con areniti da medio-fini a fini a composizione mista interessata da

PROGETTO CARG

laminazioni debolmente convolute e *ripple* di spessore variabile da pochi cm fino a 1 m a cui fa seguito una parte massiva dello strato costituita da calcareniti fini, calcsiltiti e calcilutiti che può raggiungere spessori fino a 3 m, ma che mediamente varia da 50 cm a 1 m. Segue una parte fine costituita da marne e marne calcaree massive che può raggiungere lo spessore di 4 m. In alcuni strati al tetto delle marne è presente un livello di pelite priva di carbonati che è stato interpretato come la sedimentazione emipelagica intertorbiditica realizzata al di sotto del limite locale di compensazione dei carbonati (Scholle, 1970; Hesse, 1975).

Le basi degli strati sono scarsamente erosive, caratterizzate dalla presenza di rare controimpronte di fondo (*flute cast*). La bioturbazione è intensa e riconoscibile alla base degli strati (tracce di nutrimento e di locomozione di limivori) e all'interno della parte fine dello strato (tracce di nutrimento *Helmintoidea sp*., condrites e fucoidi).

Nella parte basale della Formazione di Monte Antola è stata distinta una *litozona a paraconglomerati* (**FAN**$_a$) costituita da un *debris flow* intraformazionale dello spessore massimo di 10 m affiorante nelle pendici orientali del Monte Alfeo. Il corpo ha una continuità laterale buona alla scala dell'affioramento ed è seguibile

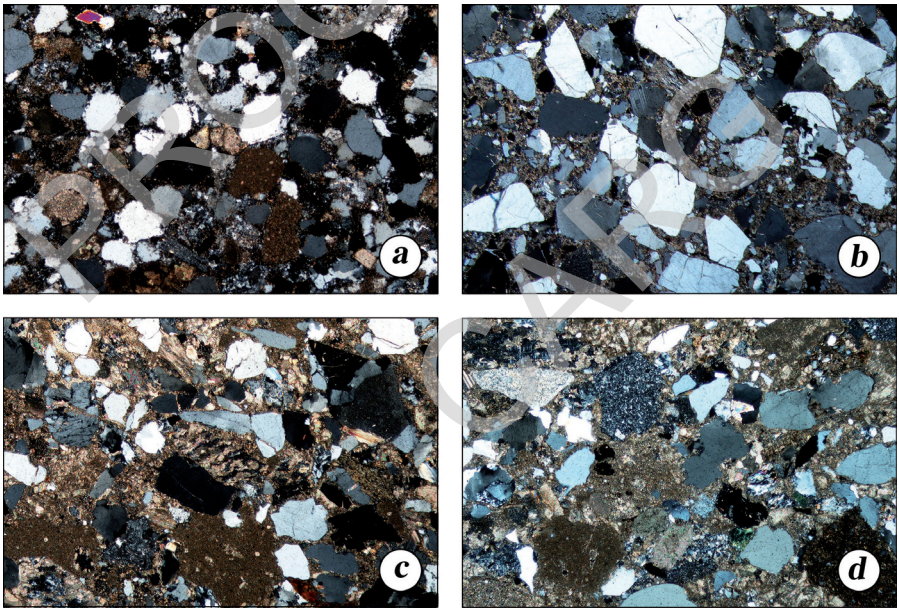

Fig. 11 - *Microfacies relative alla frazione arenitica dei principali litotitpi riconosciuti nella successione dell'Unità Antola. a) Arenarie di Gorreto; b) Areniti della Formazione di Monte Antola; c) Areniti di un megastrato della Formazione di Bruggi-Selvapiana; d) Areniti alla base di un megastrato carbonatico delle Argilliti di Pagliaro.*

PROGETTO CARG

lateralmente per circa 1 km. È costituito da un paraconglomerato in matrice pelitico-marnosa dove i clasti derivano dai litotipi sottostanti della successione dell'Unità Antola, ovvero Argilliti di Montoggio, Arenarie di Gorreto e dalla stessa Formazione di Monte Antola.

Dal punto di vista petrografico la Formazione di Monte Antola è stata analizzata in alcuni rari campioni di areniti medie e medio-grossolane campionate soprattutto nella parte centrale della successione nei pressi di Carrega Ligure. Si tratta di areniti silicoclastiche e talvolta a composizione mista/ibrida (*sensu* Zuffa, 1980) caratterizzate da frammenti monomineralici di quarzo, feldspati e subordinati fillosilicati (biotite, muscovite e clorite); sono inoltre presenti frammenti di roccia generalmente attribuibili a micascisti, gneiss e granitoidi (fig. 11b). La frazione carbonatica è generalmente subordinata nella frazione arenitica più grossolana, ma diventa sempre più importante nelle frazioni più fini fino a diventare dominante nella parte arenitica fine dello strato. Si tratta di frammenti di micriti, di probabile origine intrabacinale, associati spesso a foraminiferi planctonici (gumbeline e globotruncane) a pitonelle e a granuli di glauconia, che nella frazione calcilutitica diventano abbastanza comuni. La frazione più fine della torbidite è stata analizzata da Scholle (1971) al microscopio a scansione ed è costituita da un fango carbonatico a coccoliti di origine intrabacinale. L'analisi modale della frazione arenitica (Rowan, 1990; Fontana *et alii*, 1994) indica, per le areniti studiate, una composizione arcosica.

La Formazione di Monte Antola ha un'età complessiva riferibile al Campaniano. La presenza di *Ceratolithoides aculeus*, e la comparsa in successione di *Quadrum sissinghii* e *Quadrum trifidum*, permettono di documentare le zone CC20*p.p.*-CC21 e la zona combinata CC22/23. Le località campionate sono Ca Cuccioli, Zerba, Campi, Trebbia, Alpe, Fubbiano, Mongiardino, Carrega e Cartasegna.

La Formazione di Monte Antola è costituita da torbiditi e megatorbiditi calcareo-marnose di mare profondo probabilmente al di sotto del livello di compensazione dei carbonati. I grandi volumi di sedimento e soprattutto gli enormi spessori di alcuni strati, inducono a pensare ad un bacino non molto grande in cui i flussi torbiditici, alimentati da grandi volumi di fango carbonatico a coccoliti, raccolto dai flussi nelle coeve rampe carbonatiche, viaggiavano confinati e si sedimentavano in massa.

1.1.4. - *Formazione di Bruggi-Selvapiana* (**BVP**)

La Formazione di Bruggi-Selvapiana (cfr. membro di Bruggi e membro di Selvapiana di Abbate & Sagri, 1967; Calcari di Monte Antola *p.p.* di Boni *et alii*, 1969; Bellinzona & Boni, 1971; Bellinzona *et alii*, 1971) affiora nella parte centro-settentrionale del Foglio, nelle valli Borbera, Sisola, Vallenzona e nell'alta valle del Torrente Curone. Le sezioni più belle sono esposte nelle località tipo a Bruggi e a

PROGETTO CARG

Selvapiana, lungo il versante destro del Torrente Arisola e nel versante meridionale di Cima dell'Erta. Il rilevamento geologico e l'analisi biostratigrafica non hanno messo in evidenza le differenze proposte nel lavoro di Abbate & Sagri (1967) e pertanto le due formazioni sono state accorpate.

La Formazione di Bruggi-Selvapiana è formata da una monotona successione spessa almeno 500 m, di torbiditi carbonatiche calcareo-marnose. Caratteristica principale di questa formazione è quella di essere organizzata in una successione di potenti megastrati con spessori fino a 12 m alternati a successioni di torbiditi calcareo-marnose da medie a spesse (fig. 10c). Questa caratteristica differenzia la Formazione di Bruggi-Selvapiana dalla sottostante Formazione di Monte Antola e la rende particolarmente visibile nel paesaggio. I megastrati (fig. 10d) sono strati piano paralleli caratterizzati da una base centimetrica massiva o debolmente laminata di areniti ibride a grana da media a medio-grossolana. Le basi sono debolmente erosive, caratterizzate da controimpronte tipo *flute cast* abbastanza rare e bioturbazioni prodotte da limivori piuttosto comuni. Segue uno spessore di qualche metro (fino a 5 m) di areniti medio-fini intensamente laminate con evidenti tappeti di trazione formati da livelli centimetrici di areniti medie. In questa parte dello strato si osserva una debole gradazione diretta con la parte superiore del livello formato generalmente da areniti fini ancora interessata da laminazioni e *ripple*. La parte superiore dei megastrati è invece formata da un potente livello di marne e marne-argillose massive spesse fino 8 m talvolta caratterizzate da un livello pelitico scuro centimetrico privo di carbonati. I megastrati sono alternati a successioni di torbiditi calcareo-marnose medie e spesse del tutto confrontabili con quelle descritte nella Formazione di Monte Antola a cui si intercalano livelli di argilliti scure prive di carbonati che possono raggiungere lo spessore di qualche metro e che sono talvolta associate a torbiditi carbonatiche di colore rosa chiaro. La presenza di questi livelli costituisce un ulteriore criterio di distinzione dalla Formazione di Monte Antola. Lo spessore totale della successione torbiditica fra due megastrati può raggiungere i 40-50 m.

Anche dal punto di vista petrografico i megastrati della Formazione di Bruggi-Selvapiana si differenziano da quella del Monte Antola. Infatti si tratta di areniti ibride (fig. 11c) caratterizzate da una composizione più litoarenitica e con una grande quantità di frammenti di tipo intrabacinale (bioclasti di foraminiferi planctonici, frammenti di lamellibranchi, alghe rosse, micriti con limiti deformati ed abbondanti granuli di glauconie) e carbonatico extrabacinale (*wackestone* a calpionelle e radiolari, micriti diagenizzate e con limiti angolosi). La frazione silicoclastica extrabacinale è invece confrontabile con quella riconosciuta nelle areniti della Formazione di Monte Antola.

I rapporti fra quest'ultima e la Formazione di Bruggi-Selvapiana sono di tipo stratigrafico per alternanze così come quelli con le sovrastanti Argilliti di Pagliaro.

Un'ulteriore e fondamentale differenza fra le formazioni di Bruggi-Selvapiana e

PROGETTO CARG

del Monte Antola è data dall'età dei depositi. La Formazione di Bruggi-Selvapiana si è infatti sedimentata durante il Maastrichtiano inferiore-Maastrichtiano superiore basale. Le località campionate (Fubbiano, Pobbio, Montemanno, Monte Giarolo, Torrente Curone, Selvapiana) hanno fornito associazioni a nannofossili riferibili alle zone CC24 e CC25 *p.p*. caratterizzate rispettivamente dalla presenza e dall'assenza di *Reinhardtites levis (*Catanzariti *et alii,* 2007).

Nel complesso possiamo considerare la Formazione di Bruggi-Selvapiana il risultato di una sedimentazione torbiditica di mare profondo realizzata in un contesto non molto differente da quello descritto per la Formazione di Monte Antola dove si cominciano ad osservare differenze nell'area sorgente che preludono a quelle osservabili nella sovrastante formazione delle Argilliti di Pagliaro.

1.1.5. - *Argilliti di Pagliaro* (**PAG**)

Le Argilliti di Pagliaro (Boni *et alii*, 1969; Bellinzona & Boni, 1971; Bellinzona *et alii*, 1971; cfr. membro di Cabella della Formazione dell'Albirola di Abbate & Sagri, 1967) affiorano estesamente nel settore NW del Foglio in una fascia ad andamento E-W compresa fra il Torrente Bovegna, Pagliaro, Vigoponzo, Ponte del Molino e a nucleo di una struttura sinclinale nei pressi di Salata Mongiardino. Le sezioni più belle sono esposte nel Torrente Bovegna, lungo il Torrente Sisola fra Fubbiano e Pagliaro Inferiore e nei pressi di Cabella Ligure lungo il Torrente Borbera.

Le Argilliti di Pagliaro sono caratterizzate da una successione torbiditica pelitico-arenacea potente almeno 600 m data dall'alternanza di argilliti e torbiditi calcareo-marnose che mostrano strati piano paralleli e una buona continuità laterale. Nella parte bassa della formazione sono ancora presenti strati e megastrati di torbiditi carbonatiche analoghe a quelle descritte nella sottostante Formazione di Bruggi-Selvapiana alternate a strati spessi e molto spessi di argilliti e argilliti-marnose e a strati da medi a spessi di torbiditi carbonatiche caratterizzate da una base calcsiltitica di spessore decimetrico laminata associata ad argilliti marnose di spessore variabile da pochi cm a 1 m (fig. 10e). Caratteristici di questa formazione sono gli strati da sottili a medi di calcilutiti di colore rosa intensamente bioturbati (fig. 10f). Nella parte alta della formazione scompaiono i megastrati carbonatici e diventano prevalenti gli strati di argilliti e argilliti-marnose che possono raggiungere spessori di oltre 10 m.

La petrografia delle basi arenitiche riconoscibili nei megastrati presenti alla base delle Argilliti di Pagliaro risulta confrontabile con quella riconosciuta nei megastrati della sottostante Formazione di Bruggi-Selvapiana (a cui si rimanda per una descrizione più dettagliata) e quindi caratterizzata da composizioni ibride (fig. 11d). Gli strati torbiditici carbonatici sottili sono invece caratterizzati da delle

PROGETTO CARG

calcsiltiti e/o calcilutiti definibili come *wackestone* a Foraminiferi planctonici in cui prevalgono globorotalidi.

I rapporti con la sottostante Formazione di Bruggi-Selvapiana sono di tipo stratigrafico per alternanze, mentre la parte superiore della formazione viene a contatto, tramite una discordanza angolare con la successione del Bacino Terziario Piemontese che può appoggiare direttamente anche sulla Formazione di Bruggi-Selvapiana.

Le Argilliti di Pagliaro si sono depositate al limite Cretacico/Terziario, con età che vanno dal Maastrichtiano superiore al Selandiano. Le due zone del Cretacico, CC25*p.p.* e CC26*p.p.* sono caratterizzate rispettivamente dalla presenza di *Lithraphidites quadratus* e *Nephrolithus frequens* (località Casella e Ponte di Molino). Le zone del Paleocene documentate sono la NP2, la NP3, la NP4 e la NP5 e sono state riconosciute per la comparsa in successione di *Cruciplacolithus primus*, *Cruciplacolithus edwardsii*, *Sphenolithus* spp. e *Fasciculithus* spp. (località Pagliaro e Sisola). Nelle località campionate non è stato documentato il passaggio Cretacico-Terziario poiché non sono state documentate la parte superiore della zona CC26 e la NP1. Questa breve lacuna potrebbe essere dovuta all'aumento del livello medio marino registrato al limite K-T che ha avuto ripercussioni sull'aumento della dissoluzione dei carbonati (Vail *et alii*, 1977).

L'ambiente deposizionale che caratterizza le Argilliti di Pagliaro è marino profondo e dominato da una sedimentazione torbiditica in cui prevalevano flussi diluiti ricchi nella frazione fine di sedimento (sono dominanti le facies F9 e F8 di Mutti, 1992). L'enorme volume di sedimenti fini argillitici e argillitico-marnosi sembra testimoniare la presenza di un bacino dove i flussi torbiditici viaggiavano confinati e sedimentavano in massa, nella parte finale della loro evoluzione, la frazione fine del proprio carico solido.

1.2. - Successioni delle Unità tettoniche Liguri Interne

1.2.1. - *Successione dell'Unità tettonica Portello*

L'Unità tettonica Portello affiora nella Val Trebbia in corrispondenza del settore compreso fra i paesi di Gorreto e Losso. Essa si trova geometricamente compresa fra l'Unità tettonica Antola con cui viene a contatto attraverso un importante sovrascorrimento caratterizzato dalla presenza di scaglie tettoniche visibili lungo la strada Gorreto-Alpe. Il contatto fra l'Unità Portello e la sottostante Unità Due Ponti è caratterizzato dalla presenza di una zona di taglio fragile, come osservabile sulle pendici orientali del Monte Alfeo, nei pressi di Aglio. L'assetto tettonico dell'Unità

PROGETTO CARG

Portello è sostanzialmente normale anche se non mancano settori a giacitura rovesciata. Lo spessore massimo apparente è di circa 400 m.

La successione dell'Unità Portello è stata in passato cartografata parzialmente come Scisti di Val Lavagna e Formazione di Ronco (Unità Gottero) o come complesso di base dell'Unità Antola dagli Autori del Foglio 83 Rapallo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Boni *et alii*, 1969). Secondo Marini (1992) la successione di questa unità fa parte del settore nord-ovest della successione dell'Unità Gottero, ed è quindi parzialmente eteropica dell'insieme Scisti Zonati-Arenarie di Monte Gottero. In un lavoro precedente Marini (1990) interpretava gran parte dell'Unità Portello come "Elemento delle Ardesie" che veniva correlato con l'Unità Valpolcevera (cfr. Flysch di Busalla di Cortesogno & Haccard, 1984). Più recentemente l'Unità Portello è stata riconosciuta come unità tettonica e cartografata da Ducci *et alii* (1997). Questa interpretazione è quella adotatta anche nel Foglio 214 Bargagli (Elter *et alii*, in stampa).

L'Unità Portello è caratterizzata da una successione di tipo ligure interno (fig. 3) costituita da depositi pelagici alla base (Argille a Palombini di età santoniana), seguiti da una potente successione torbiditica (Formazione di Ronco di età Campaniano inferiore) e da depositi di tipo clastico grossolano con ofioliti (Formazione di Monte Lavagnola) di probabile età paleocenica inferiore. La Formazione delle Argille a Palombini non affiora nel Foglio Cabella Ligure.

1.2.1.1. - Formazione di Ronco (**ROC**)

La Formazione di Ronco è stata in passato cartografata includendo affioramenti di Scisti Zonati, Ardesie di Monte Verzi e Formazione di Monte Antola (si veda il Foglio 83 Rapallo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Boni *et alii*, 1969; Marini, 1990, 1992). La Formazione di Ronco coincide con il membro inferiore di Marini (1990), che affiora anche ad ovest dell'Unità Antola fino a Ronco Scrivia.

La Formazione di Ronco è costituita da strati torbiditici sottili e medi, caratterizzati da alternanze di areniti fini, siltiti-marnose ed argilliti (fig. 12a).

Sebbene la deformazione renda impossibile seguire strati per distanze superiori a qualche decina di metri la continuità laterale di queste torbiditi appare abbastanza buona. L'analisi di *facies* e la misurazione delle sezioni stratigrafiche di dettaglio hanno inoltre messo in evidenza altre caratteristiche quali la presenza di sequenze incomplete di Bouma Tc-e e Td-e caratterizzate da frequenti *ripple*, *climbing ripple*, laminazioni piano parallele del tipo *shear sorting* ed un rapporto arenite/pelite ≈ 1.

La granulometria fine delle torbiditi e le forti modificazioni post-deposizionali non permettono una analisi modale della frazione arenitica. Sulla base di uno studio

PROGETTO CARG

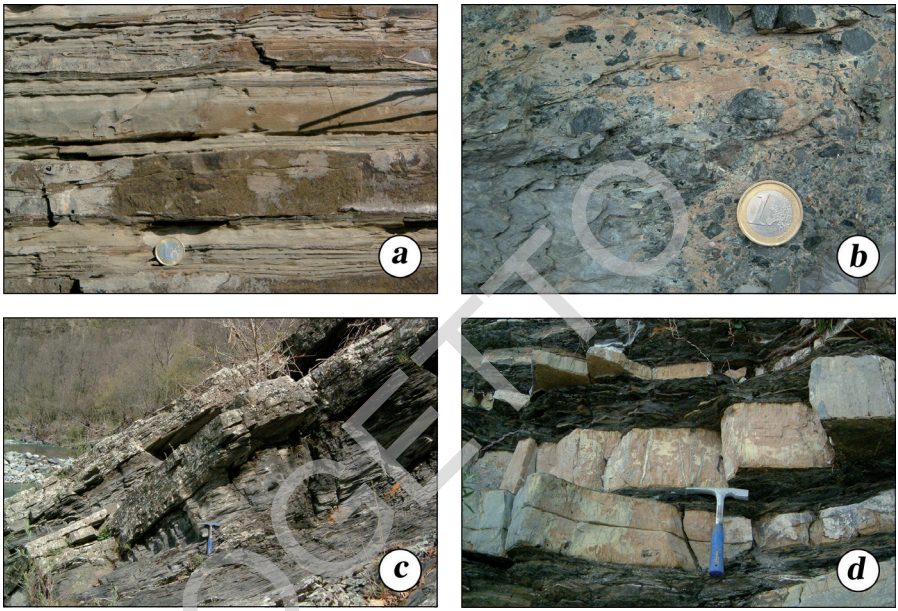

Fig. 12 - *Aspetto in affioramento delle principali litofacies riconosciute nelle successioni delle Unità Liguri Interne. a) Formazione di Ronco nel Rio Senga; b) Formazione di Lavagnola, Litofacies a Brecce (FVLa) con clasti di serpentinite in matrice derivata dalla sottostante formazione di Ronco; c) Formazione di Canale sul Fiume Trebbia nei pressi di Ca Trebbiasca; d) Formazione delle Argille a Palombini sulla strada per Campi.*

di tipo qualitativo in sezione sottile le areniti possono essere classificate come arcose-litiche (cfr. Ducci *et alii*, 1997; Pandolfi, 1997). La diffusa presenza di frammenti di rocce carbonatiche micritiche, consente di classificare queste rocce come areniti a composizione mista *sensu* Zuffa (1980).

La Formazione di Ronco passa stratigraficamente verso il basso alla Formazione delle Argille a Palombini. Al tetto invece viene a contatto con la Formazione di Monte Lavagnola attraverso un contatto stratigrafico discordante erosivo. I rapporti stratigrafici sono osservabili nel vicino Foglio 214 Bargagli (Servizio Geologico d'Italia, in stampa).

La mancanza di depositi finissimi calcareo-marnosi e la forte ricristallizzazione non hanno per il momento permesso una attribuzione cronologica soddisfacente di questa formazione. Tuttavia alcuni campioni raccolti nel Foglio 214 Bargagli risultano contenere un'associazione con stato di conservazione variabile da "medio" a "buono" caratterizzata dalla concomitante presenza di *Aspidolithus parcus* e *Calculites obscurus* e l'assenza di *Ceratolithoides aculeus* (riferita alle zone CC18*p.p.*-CC20) ci permette di considerare questa associazione come non più vecchia del Campaniano inferiore.

PROGETTO CARG

La *facies* dominante è la F9 di Mutti (1992) attribuibile a meccanismi deposizionali del tipo torbiditi a bassa densità in cui dominano processi di trazione e decantazione. Si tratta quindi di TBT (*thin bedded turbidite, sensu* Mutti, 1977) che sulla base delle caratteristiche riconosciute, di una sostanziale assenza di torbiditi grossolane e dei grandi volumi in gioco possono essere interpretate come dei depositi di piana bacinale e/o frangia di conoide (Mutti & Ricci Lucchi, 1975).

1.2.1.2. - Formazione di Monte Lavagnola (**FLV**)

Alla Formazione di Ronco segue un complesso clastico grossolano contenente ofioliti che è stato denominato Formazione di Monte Lavagnola. Sulla base delle sue caratteristiche litostratigrafiche tale formazione presenta delle analogie con la Formazione di Colli/Tavarone e con le Argilliti di Giaiette o Scisti del Bocco (cfr. scisti del settore di Torriglia, Elter & Pertusati, 1973). La Formazione di Monte Lavagnola è stata cartografata in passato parzialmente come Scisti di Val Lavagna, parzialmente come Formazione di Ronco e parzialmente come Argilliti di Montoggio dagli autori del Foglio 83 Rapallo alla scala 1:100.000 (Boni *et alii*, 1969), mentre secondo Marini (1990; 1991; 1992) questa litofacies costituisce parte delle Argilliti di Montanesi considerate la base stratigrafica della Formazione di Ronco. La posizione geometricamente sovrastante della Formazione di Monte Lavagnola rispetto alla Formazione di Ronco, la sostanziale giacitura normale della successione e la presenza di detrito ofiolitico portano però ad escludere questa possibilità.

Gli affioramenti migliori di questa formazione si trovano nei pressi del paese di Aglio e lungo il Rio Senga e nelle zone immediatamente a sud del Foglio.

La Formazione di Monte Lavagnola rappresenta il deposito di chiusura della successione ed è costituita da una successione di torbiditi sottili a composizione silicoclastica intercalate a *pebbly mudstone*, *pebbly sandstone* e *slide-block* derivati dal rimaneggiamento di una sequenza ofiolitica di tipo Ligure Interno in cui prevale la formazione delle Argille a Palombini.

Le torbiditi silicoclastiche riconosciute all'interno della Formazione di Monte Lavagnola sono correlabili con quelle presenti nella Formazione di Cassingheno e nelle Argilliti di Giaiette (Foglio 214 Bargagli, Elter *et alii*, in stampa). Si tratta infatti di torbiditi a composizione silicoclastica costituite da alternanze di strati sottili di siltiti ed arenarie finissime con strati medi e spessi di peliti prive di carbonati. Gli strati non mostrano una buona continuità laterale anche alla scala dell'affioramento. Lo spessore di queste torbiditi è generalmente sottile ed il rapporto arenite/pelite<1. Sono riconoscibili sequenze di Bouma incomplete Tc-e e Td-e e le basi non sono mai erosive. La bioturbazione è piuttosto diffusa. All'interno di questa litofacies sono abbastanza comuni strutture da deformazione sinsedimentaria intraformazionale

PROGETTO CARG

tipo *slump*. Questo tipo di torbiditi è da mettere in relazione a meccanismi del tipo torbiditi a bassa densità (Facies F9 di Mutti, 1992) che si sedimentano in un'area gravitativamente instabile caratterizzata dalla presenza di forti pendii. La composizione silicoclastica degli strati più grossolani è caratterizzata principalmente dalla presenza di frammenti monocristallini di quarzo, feldspati e fillosilicati (cfr. Marroni & Pandolfi, 2001).

All'interno della Formazione di Monte Lavagnola sono presenti livelli di brecce di dimensioni non cartografabili, ma diffuse nel vicino Foglio 214 Bargagli, derivate dal rimaneggiamento di una sequenza ofiolitica (gabbri, basalti e serpentiniti) e dalla relativa copertura sedimentaria (Diaspri, Calcari a Calpionelle ed Argille a Palombini). Si tratta di corpi lenticolari di spessore variabile di brecce matrice-sostenute, ed in modo subordinato clasto-sostenute. Le forme dei clasti variano da subarrotondate a subangolose e le dimensioni dei clasti passano da pochi mm a

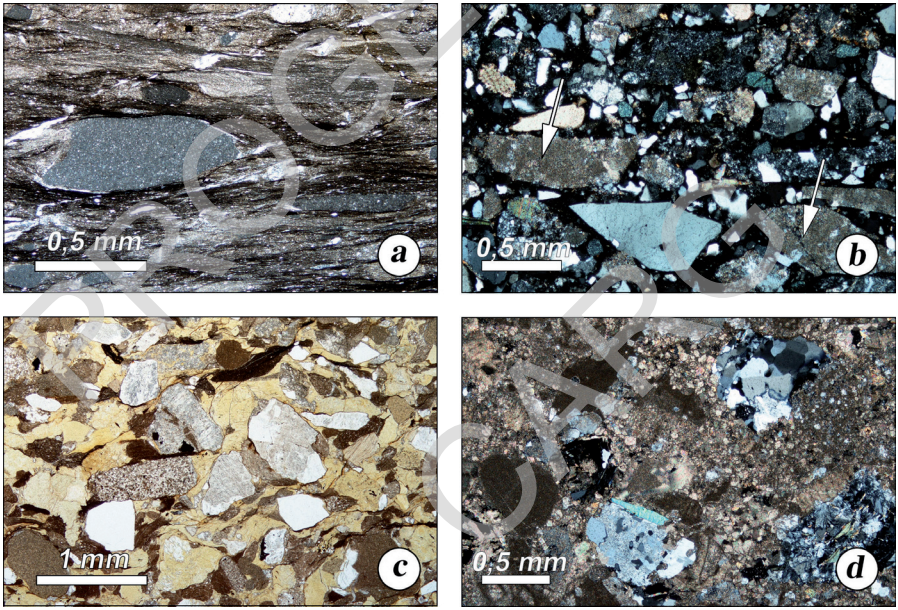

Fig. 13 - *Microfacies relative ai principali litotipi riconosciuti nelle successioni delle Unità Liguri Interne: a) Formazione di Lavagnola, particolare della matrice di un livello di brecce che rimaneggia litotipi riferibili alla formazione delle Argille a Palombini; b) Microfacies delle areniti presenti alla base delle torbiditi della Formazione di Canale, le frecce indicano frammenti di rocce carbonatiche silicizzate di origine extrabacinale; c) Microfacies delle litoareniti che caratterizzano la Formazione di Roccavanna, sono ben riconoscibili i frammenti di serpentiniti e i frammenti di calcilutiti riconducibili alla formazione delle argille a Palombini; d) Areniti a composizione mista (carbonatico-silicoclastica) che caratterizzano le basi di alcuni strati riconosciuti nella Formazione delle Argille a Palombini. Sono ben riconoscibili frammenti di rocce cristalline e metamorfiche di basso grado.*

qualche m. La capacità erosiva di questi corpi è visibile soprattutto in prossimità del contatto con la Formazione di Ronco dove è possibile riconoscere facilmente i clasti derivati dall'erosione del substrato (fig. 12b).

Anche se volumetricamente meno rilevante di quella dei clasti calcarei tipo Argille a Palombini (fig. 13a) che sono generalmente dominanti, la presenza di ofioliti (basalti, gabbri e serpentiniti) e delle relative coperture sedimentarie (Diaspri e Calcari a Calpionelle) come clasti all'interno dei *pebbly-sandstone* e *pebbly-mudstone* non è rara. Sono presenti, inoltre, lenti di argilliti varicolori e di sporadici clasti e blocchi di arenarie riferibili, in base alla loro composizione modale, alla formazione delle Arenarie di Monte Gottero (Ducci *et alii*, 1997).

La presenza di materiale ofiolitico e di areniti riferibili alla formazione delle Arenarie di Monte Gottero (Maastrichtiano superiore - Paleocene inferiore) rende molto probabile l'analogia fra questa formazione e le Formazioni delle Argilliti di Giaiette e/o di Colli-Tavarone, in accordo con quanto già ipotizzato da Elter & Pertusati (1973). I rapporti di sovrapposizione stratigrafica della Formazione di Monte Lavagnola sulla Formazione di Ronco sono visibili in alcuni affioramenti del Foglio 214 Bargagli presso Santa Maria del Porto.

La forte convergenza di *facies* con depositi quali la Formazione delle Argilliti di Giaiette e la Formazione di Colli-Tavarone, confermano la posizione della Formazione di Monte Lavagnola al tetto stratigrafico della successione dell'Unità Portello e fanno propendere per una età paleocenica per analogia con le formazioni ad essa correlate. I campioni raccolti nell'area del Foglio sono risultati sterili per cui la formazione continua ad essere biostratigraficamente non determinata.

Il meccanismo deposizionale responsabile della messa in posto di questi depositi è principalmente quello del flusso iperconcentrato. Sono infatti riconoscibili *facies* F2, F3 ed in modo subordinato F1, F4 ed F5 di Mutti (1992). L'ambiente deposizionale è quello di una scarpata con forti evidenze di instabilità del pendio probabilmente ubicata alla base di un prisma di accrezione (cfr. Marroni & Pandolfi, 2001).

1.2.2. - *Successione dell'Unità tettonica Due Ponti*

L'Unità tettonica Due Ponti affiora nel settore compreso fra gli abitati di Gorreto e Valsigiara. Questa unità tettonica era stata fino ad oggi cartografata come Formazione degli Scisti di Val Lavagna appartenenti all'Unità Gottero (Foglio 83 Rapallo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Boni *et alii*, 1969; cfr. *Lavagna Nappe* di van Wamel, 1985), come Elemento delle Ardesie *p.p.* appartenente alla successione dell'Unità Gottero (Marini, 1992) o come Marne di Strassera *p.p.* (Bellinzona *et alii*, 1968).

L'Unità tettonica sDue Ponti presenta un assetto prevalentemente rovesciato ed

PROGETTO CARG

è caratterizzata alla base ed al tetto da superfici di sovrascorrimento che la separano dalla sovrastante Unità Vermallo (Foglio 214 Bargagli, Servizio Geologico d'Italia, in stampa) e dalla sottostante Unità Gottero. Lo spessore apparente dell'unità tettonica è valutabile in circa 500 m. L'Unità Due Ponti è costituita da una successione torbiditica (fig. 3) di età non più antica del Campaniano inferiore, denominata Formazione di Canale, contraddistinta al tetto da intercalazioni di *pebbly-mudstone* non affioranti nel Foglio Cabella Ligure, ma presenti nel vicino Foglio 214 Bargagli. La Formazione di Canale passa stratigraficamente verso l'alto alla Formazione di Roccavanna, distinta per la prima volta nell'ambito del rilevamento geologico del Foglio Cabella Ligure.

1.2.2.1. - Formazione di Canale (**FCC**)

La Formazione di Canale (cfr. Marne di Strassera *p.p.* di Bellinzona *et alii*, 1968; Formazione degli Scisti di Val Lavagna *p.p.* del Foglio 83 Rapallo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Boni *et alii*, 1969; *Lavagna Nappe p.p.* di van Wamel, 1985; Elemento delle Ardesie *p.p.* dell'Unitá Gottero di Marini, 1992) affiora in Val Trebbia nel settore compreso fra Gorreto e Valsigiara. I migliori affioramenti sono quelli lungo la S.S.45 nei pressi di Ca Trebbiasca, di Rio Senga e di Sorba. Lo spessore massimo di questa formazione non supera i 400 m.

La Formazione di Canale (fig. 12c), è costituita da alternanze ritmiche di strati con spessore variabile da pochi cm a diversi m che presentano una geometria piano parallela e sono caratterizzati dalla quasi totale assenza di fenomeni erosivi basali. L'analisi dettagliata di alcune sezioni tipo e l'analisi modale della frazione arenitica hanno messo in evidenza la presenza di due differenti tipi di strato: un primo tipo caratterizzato da areniti da fini a medio-grossolane a composizione silicoclastica "litoarenitica" associate a peliti a composizione da argillitica a marnosa ed un secondo che presenta areniti fini e medio-fini di tipo misto (*sensu* Zuffa, 1980) associate a una parte pelitica a composizione marnosa o calcareo-marnosa.

Le torbiditi a composizione litoarenitica sono rappresentate da strati a geometria piano parallela di spessore variabile da pochi cm a 3 m con rapporto arenite/pelite≈1. Gli strati presentano generalmente sequenze incomplete di Bouma Tb-e, Tc-e e Td-e; in rari strati sono presenti sequenze complete Ta-e. Strutture erosive di base tipo *flute cast* e intraclasti pelitici sono poco diffusi così come la presenza di strati amalgamati.

L'intervallo basale delle torbiditi è costituito da areniti medio-fini, moderatamente classate, in modo subordinato sono presenti strati a granulometria medio-grossolana che sono stati utilizzati per la determinazione della composizione modale della frazione arenitica. La composizione di queste areniti (fig. 13b) è caratterizzata da una

PROGETTO CARG

importante presenza di frammenti litici carbonatici per la maggior parte di origine extrabacinale non coeva (CE di Zuffa, 1980). Fra questi risultano particolarmente diffusi granuli carbonatici derivati da materiale di piattaforma, come *grainstone* oolitici e/o a peloidi. La composizione di queste areniti risulta essere nettamente differenziata dalla composizione delle Arenarie di Monte Gottero e di tutte le altre torbiditi riconoscibili nella successione ligure interna (cfr. Pandolfi & Marroni, 1996; Pandolfi, 1997).

Gli strati a composizione ibrida "calcareo-marnosa" sono subordinati, rispetto agli strati a composizione litoarenitica. Questi strati mostrano geometria piano parallela di spessore variabile da qualche dm fino a diversi m (sono stati riconosciuti strati dello spessore di oltre 5 m) che risultano facilmente distinguibili da quelli precedentemente descritti sulla base di un rapporto arenite/pelite<<1 e di una composizione della frazione pelitica caratterizzata da marne e/o calcari-marnosi. Anche gli strati a composizione "calcareo-marnosa" sono caratterizzati da una buona continuità laterale e rientrano nella *facies* F9 di Mutti (1992).

I campioni raccolti nell'area del Foglio sono risultati sterile. In letteratura la formazione è riferita alla zona CC17 del Santoniano terminale-Campaniano basale (Pandolfi & Marroni, 1996)

Questa successione torbiditica è il risultato di processi deposizionali del tipo torbiditi a bassa densità e le facies riconosciute rientrano principalmente nella *facies* F9a e in modo subordinato nell'associazione F8+F9 di Mutti (1992). Sulla base di queste osservazioni l'associazioni di facies riconosciute possono essere interpretate come indicative di un ambiente di piana bacinale o della parte molto distale di un lobo.

1.2.2.2. - Formazione di Roccavanna (**FRV**)

Al tetto della Formazione di Canale è presente un complesso clastico grossolano contenente ofioliti che è stato denominato Formazione di Roccavanna distinto per la prima volta nel Foglio Cabella Ligure. Precedentemente questa litofacies era stata cartografata all'interno della formazione degli Scisti di Val Lavagna (Foglio 83 Rapallo della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Boni *et alii*, 1969) o parzialmente inserita nelle Marne di Strassera nella Carta geologica della finestra di Bobbio (Bellinzona *et alii*, 1968).

Gli affioramenti migliori di questa formazione si trovano a sud-ovest del paese di Roccavanna, in Val Trebbia, lo spessore massimo non supera i 100 m.

Sulla base delle sue caratteristiche litostratigrafiche la Formazione di Roccavanna presenta delle analogie con la Formazione di Colli/Tavarone, con la Formazione di Monte Lavagnola e con le Argilliti di Giaiette (cfr. Scisti del Bocco, Marroni &

PROGETTO CARG

Pandolfi, 2001).

La Formazione di Roccavanna rappresenta il deposito di chiusura della successione ed è costituita dall'associazione di torbiditi sottili a composizione silicoclastica con argilliti e con subordinati *pebbly-mudstone, pebbly-sandstone* e *slide-block* riferibili alla formazione delle Argille a Palombini e, in modo subordinato, a una sequenza ofiolitica.

Le torbiditi silicoclastiche riconosciute all'interno della Formazione di Roccavanna sono costituite dall'alternanza di strati sottili di siltiti ed arenarie finissime con strati medi e spessi di peliti prive di carbonati e caratterizzati da una pessima continuità laterale e da un rapporto arenite/pelite≤1. Sono riconoscibili sequenze di Bouma incomplete Tc-e e Td-e, le basi non sono mai erosive e la bioturbazione è piuttosto diffusa. Questo tipo di torbiditi è da mettere in relazione a meccanismi del tipo torbiditi a bassa densità (Facies F9 di Mutti, 1992) che si sedimentano in un'area gravitativamente instabile caratterizzata dalla presenza di forti pendii testimoniati dalla frequente presenza di frane intraformazionali (*slump*).

La composizione silicoclastica degli strati più grossolani è caratterizzata principalmente dalla presenza di frammenti monocristallini di quarzo, feldspati e fillosilicati. Associati a questa litofacies sono presenti livelli di argilliti scure, o in modo subordinato varicolori, che possono raggiungere spessori plurimetrici.

È stata inoltre distinta una *litofacies a brecce* (**FRVa**) prevalentemente derivata dal rimaneggiamento di una sequenza riferibile alla Formazione delle Argille a Palombini, ma caratterizzata anche dalla presenza subordinata di clasti derivati da una sequenza ofiolitica (gabbri, basalti e serpentiniti) e dalla relativa copertura sedimentaria (Diaspri e Calcari a Calpionelle). Si tratta di corpi lenticolari spessi e molto spessi di brecce matrice-sostenute, ed in modo subordinato clasto-sostenute. Le forme dei clasti variano da subarrotondate a subangolosi e le dimensioni dei clasti passano da pochi mm a qualche m. In alcuni casi sono stati riconosciuti lenti di areniti grossolane mal classate (cfr. facies F5 di Mutti, 1992) che mostrano una composizione dominata da frammenti di serpentiniti, frammenti intrabacinali silicoclastici e subordinati frammenti di rocce cristalline (fig. 13c).

I rapporti con la sottostante Formazione di Canale sono stratigrafici discordanti e, quando osservabile, il contatto risulta caratterizzato da una superficie erosiva.

La forte convergenza di *facies* con depositi quali la Formazione degli Argilliti di Giaiette, la Formazione di Colli-Tavarone e la Formazione di Monte Lavagnola confermano la posizione della Formazione di Roccavanna al tetto stratigrafico della successione dell'Unità Due Ponti e fanno propendere per una età paleocenica per analogia con le formazioni ad essa correlate. I campioni raccolti nell'area del Foglio sono risultati sterili per cui la formazione continua ad essere biostratigraficamente non determinata.

Il meccanismo deposizionale responsabile della messa in posto di questi depositi

PROGETTO CARG

è principalmente quello del flusso iperconcentrato, sono riconoscibili *facies* F2, F3 ed in modo subordinato F1, F4 ed F5 di Mutti (1992). L'ambiente deposizionale è quello di una scarpata con forti evidenze di instabilità del pendio probabilmente ubicata alla base di un prisma di accrezione (cfr. Marroni & Pandolfi, 2001).

1.2.3. - *Successione dell'Unità tettonica Gottero*

L'Unità tettonica Gottero occupa un piccolo settore del Foglio Cabella Ligure e risulta compresa fra l'Unità Due Ponti, al tetto, e l'Unità Ottone alla base, da cui viene separata dalla Linea Ottone-Levanto (Elter & Pertusati, 1973). Dove completa, la successione comprende le Argille a Palombini (Santoniano) che passano stratigraficamente a depositi torbiditici silicoclastici e carbonatici rappresentati dal Gruppo della Val Lavagna (Scisti Manganesiferi, Santoniano - Campaniano inferiore; Ardesie di Monte Verzi, Campaniano inferiore; Scisti Zonati, Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore) e dalle Arenarie del Monte Gottero (Maastrichtiano inferiore - Paleocene inferiore). Seguono in continuità le Argilliti di Giaiette (cfr. Scisti del Bocco) del Paleocene inferiore.

La successione stratigrafica dell'Unità Gottero, e più in generale quella delle Unità Liguri Interne, è stata interpretata come il risultato della sedimentazione pelagica e quindi torbiditica di mare profondo al di sopra della litosfera oceanica del Dominio oceanico Ligure-Piemontese rappresentata dalla sequenza ofiolitica giurassica.

Nell' area del Foglio (fig. 4) è stata riconosciuta solo la Sottounità tettonica Loco, una delle tre principali sottounità in cui è stata suddivisa l'Unità Gottero (Sottounità Loco, Sottounità Ramaceto e Sottounità Capenardo; cfr. Marroni, 1990; Pandolfi, 1997). La Sottounità Loco affiora nel settore compreso fra Gorreto e Campi. La successione stratigrafica di questa unità è costituita dalla sola Formazione delle Argille a Palombini.

1.2.3.1. - Argille a Palombini (**APA**)

Le Argille a Palombini (Decandia & Elter, 1972) affiorano estesamente in alta Val Trebbia. Gli affioramenti principali sono quelli a sud di Ca Trebbiasca nel letto del Fiume Trebbia, lungo la strada per Campi in località La Costa e ad ovest del paese di Valsigiara di Sopra. Lo spessore massimo di questa formazione non supera i 200 m.

Questa formazione è rappresentata da depositi torbiditici costituiti dall'alternanza di strati calcareo-marnosi ed emipelagiti prive di carbonati (fig. 12d). Gli strati

PROGETTO CARG

calcarei presentano buona continuità laterale con spessori medio-spessi di calcilutiti, calcsiltiti e subordinate marne. La natura torbiditica di questi strati è evidente nei livelli più spessi (fino a 2 m) caratterizzati da strutture sedimentarie (*ripple*, *climbing ripple* e laminazioni piano parallele, cfr. sequenze incomplete di Bouma Tb-e, Tc-e) attribuibili a processi di trazione e decantazione associati a correnti di torbidità a bassa densità (Facies F9 e subordinatamente F8+F9 di Mutti, 1992). Alla base degli strati più spessi sono state identificate areniti medie a composizione calclititica (*sensu* Zuffa, 1980) caratterizzate dalla presenza di frammenti carbonatici solitamente costituiti da *grainstone* a peloidi, ooliti e bioclasti (fig. 13d). Fra i bioclasti sono riconoscibili in sezione sottile radiolari e Calpionelle, esemplari di *Pithonella ovalis* e *Stomiosphaera moluccana* e rari Foraminiferi (*Ticinella* sp., *Globigerina sp., Hedbergella sp.*). In modo subordinato sono presenti granuli monocristallini di quarzo, feldspati, fillosilicati e frammenti di quarzo micro- e finecristallino.

I pochi campioni non sterili all'analisi biostratigrafia provenienti dalla località Campi hanno permesso di documentare le biozone CC4-CC5 dell'Hauteriviano-Barremiano inferiore sulla base della presenza di *Cruciellipsis cuvillieri* e di *Rucinolithus terebrodentarius,* rispettivamente. I dati relativi alle sezioni che sono state studiate nelle altre Unità Liguri Interne indicano un'età variabile dal Berriasiano all'Albiano (Decandia & Elter, 1972; Andri & Fanucci, 1973; Cobianchi & Villa, 1992; Cobianchi & Villa, 1992; Cobianchi *et alii*, 1994; Perilli & Nannini, 1997). Marroni & Perilli (1990a), nelle Argille a Palombini campionate all'interno del Foglio 214 Bargagli, nella sottounità Capenardo dell'Unità Gottero, riconoscono la zona CC17 che definisce il limite Santoniano-Campaniano.

La geometria piano parallela degli strati torbiditici, la quasi totale assenza di strutture erosive, la prevalenza della *facies* F9 di Mutti (1992) e la presenza dei livelli emipelagici privi di carbonati fanno ipotizzare per questo tipo di depositi un ambiente di piana bacinale dominata da torbiditi a bassa densità, in accordo con quanto già proposto da diversi autori (Casnedi, 1982; Marini, 1990, Pandolfi, 1997) posto al di sotto del livello locale di compensazione dei carbonati.

1.3. - Successioni delle Unità tettoniche Liguri Esterne

1.3.1. - *Successione dell'Unità tettonica Cassio*

Nel settore ad est della Linea Levanto-Ottone l'Unità tettonica Cassio rappresenta l'unità sommitale dell'edificio strutturale.

PROGETTO CARG

L'Unità Cassio è costituita dal Flysch di Monte Cassio associato ad un "Complesso di Base *Auctt*." costituito dalle Argilliti Varicolori di Cassio con intercalazione di conglomerati (Conglomerati dei Salti del Diavolo) ed Arenarie di Scabiazza (cfr. Arenarie di Ostia e Arenarie di Case Baruzzo di Vescovi *et alii*, 1999). Alla base dell'unità tettonica sono state inoltre riconosciute delle Argille a Palombini (cfr. Argille a Palombini del Torrente Grontone, Vescovi *et alii*, 1999) e scaglie tettoniche rappresentative del basamento ad affinità Austro-Sudalpina dell'Unità Cassio (Marroni *et alii*, 2001 *cum bibl*.) rappresentate da lembi di dolomie triassiche, calcari selciferi, diaspri, scisti ad Aptici e Maiolica.

L'Unità Cassio è rappresentata nell'area del Foglio Cabella Ligure dalle Sottounità Calenzone e Scabiazza (*sensu* Elter *et alii*, 1997).
La Sottounità Calenzone affiora in modo limitato nel settore NE del Foglio ad est della Val Staffora ed è geometricamente compresa fra l'Unità Monte delle Tane e la Sottounità Scabiazza. Nella Sottounità Calenzone la successione stratigrafica (fig. 5) è formata dal solo Flysch di Monte Cassio.
La Sottounità Scabiazza affiora nel settore compreso fra Val Staffora, Val Avagnone e P.so Scaparina ed è geometricamente compresa fra la Sottounità Calenzone e l'Unità Monte delle Tane. La successione della Sottounità Scabiazza (fig. 5) comprende le sole Arenarie di Scabiazza al cui interno è stata distinta una litofacies argillitica varicolore.

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

La denominazione "Arenarie di Scabiazza" è stata introdotta per la prima volta da Ludwig (1929) in uno studio sulla zona di Bobbio, per indicare un membro di una successione sedimentaria prevalentemente arenacea (*obere Gesteinsserie*). Successivamente, altri Autori (Braga, 1965; Bellinzona *et alii*, 1968, 1971) denominano l'intera *obere Gesteinsserie* con il termine di Arenarie di Scabiazza. È in quest'ultima accezione che esse vengono comunemente intese dai geologi dell'Appennino e generalmente correlate con le Arenarie di Ostia dell'Appennino parmense.

Nel Foglio Cabella Ligure le Arenarie di Scabiazza affiorano nel settore compreso fra Val Staffora, Val Avagnone e Passo Scaparina; lo spessore massimo riconosciuto è 400 m. Si tratta di torbiditi silicoclastiche (fig. 14a) costituite da strati medi e spessi di areniti medio-grossolane con tetto marnoso e rapporto arenite/pelite≤1 riconducibili alle facies F8 e F9 di Mutti (1992). Localmente si intercalano a questa litofacies strati spessi di arenarie grossolane e ruditi fine a composizione litoarenitica e marne. Nella parte superiore della successione prevalgono strati medi e sottili di areniti medie e fini alternate a peliti prive di carbonati e/o marne organizzate in

PROGETTO CARG

sequenze di Bouma prevalenti Tc-e ed in subordine Td-e (facies F9 di Mutti, 1992)

Le areniti grossolane analizzate (fig. 14b) sono delle litoareniti caratterizzate essenzialmente da frammenti di roccia derivati da calcari, calcari selciferi e selci e in subordine da areniti silicoclastiche e rocce metamorfiche. Si tratta quindi di areniti a composizione mista e in qualche caso di vere e proprie calclititi *sensu* Zuffa (1980). Esternamente all'area del Foglio Cabella Ligure, a questa litofacies sono associati lembi di dimensioni variabili (fino ad ettometrici) di Maiolica e di altre formazioni riferibili al Giurassico superiore (Diaspri, Scisti ad Aptici e Calcari a liste di selce; Dallagiovanna *et alii*, 1991) interpretate come lembi formazionali di un originario substrato ad affinità austro-sudalpina (Marroni *et alii*, 2001).

All'interno delle Arenarie di Scabiazza è stata cartografata una *litofacies argillitica varicolore* (**SCB**$_a$) affioranti a nord del paese di Ponte Organasco. Gli affioramenti migliori sono quelli di Val Avagnone e nei pressi di Brallo di Pregola. In Val Staffora la litofacies affiora in modo più discontinuo nella zona compresa fra Santa Maria di Staffora e Montemartino.

La litofacies è costituita da argilliti varicolore (nere, verdi e rosse) con frequenti

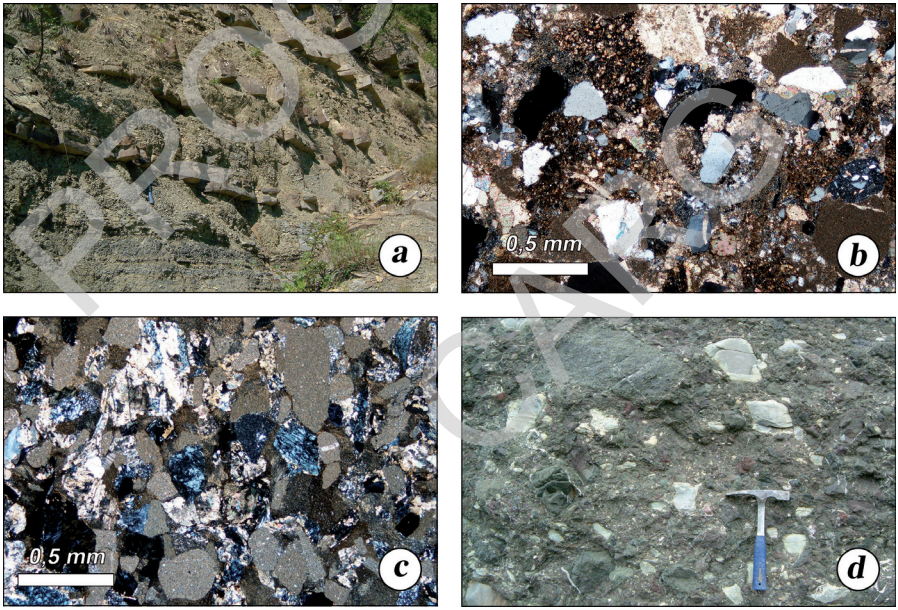

Fig. 14 – *Litofacies e microfacies relative ai principali litotipi riconosciuti nelle successioni delle Unità Liguri Esterne: a) Arenarie di Scabiazza, particolare di sezione tipo nei pressi di Ceci; b) Microfacies delle areniti presenti alla base delle torbiditi delle Arenarie di Scabiazza; c) Microfacies delle areniti presenti alla base delle torbiditi delle Arenarie ofiolitiche nel Complesso di Casanova; d) Brecce poligeniche a matrice arenitica all'interno del Complesso di Casanova, nei pressi di Ottone.*

PROGETTO CARG

patine manganesifere, intercalate da sottili livelli di calcilutiti parzialmente silicizzate di colore verde e da sottili livelli di arenarie fini laminate scure.

All'interno del Foglio, nella parte basale delle Arenarie di Scabiazza sono state documentate le zone CC9, CC10 e CC11 dell'intervallo Cenomaniano superiore-Turoniano medio sulla base della presenza di *Corollithion kennedyi, Helenea chiastia* e *Quadrum gartneri*. La parte superiore della formazione è stata riferita ad un generico Turoniano-Coniaciano per assenza di *marker* che specificassero le biozone e alla zona CC14 del Coniaciano superiore per la presenza di *Micula decussata*. In letteratura le Arenarie di Scabiazza sono state riferite all'intervallo Turoniano superiore-Coniaciano superiore del quale sono state documentate le zone CC12, CC13, CC14, e al Campaniano inferiore con la zona CC18 (Ghiselli *et alii*, 1991; Villa, 1991; Foglio 216 Borgo Val di Taro, Servizio Geologico d'Italia, 2005b; Foglio 219 Sassuolo, Servizio Geologico d'Italia, 2005c).

Le Arenarie di Scabiazza derivano da una sedimentazione torbiditica di mare profondo probabilmente alimentata dal margine Sudalpino.

Nel vicino Foglio 197 Bobbio era stata distinta una formazione *incertae sedis* denominata Formazione di Mogliazze, sulla base di una età terziaria riconosciuta in un campione nella sezione del Torrente Carlone. Nel Foglio 196 Cabella Ligure questa formazione è caratterizzata da ottime esposizioni che sono state campionate e hanno fornito età Cenomaniano superiore-Coniaciano. Inoltre è stata di nuovo, e in modo particolarmente accurato, ricampionata la sezione del Torrente Carlone, affiorante all'interno del Foglio 197 Bobbio, che aveva fornito le età terziarie. I circa 50 campioni analizzati hanno sempre fornito età Cenomaniano-Coniaciano. Sulla base di questi dati e sulle caratteristiche litostratigrafiche questi affioramenti sono stati pertanto attribuiti alle Arenarie di Scabiazza.

1.3.1.2. - Flysch di Monte Cassio (**MCS**)

Il Flysch di Monte Cassio (Papani & Zanzucchi, 1969) affiora in modo limitato nel settore nord-orientale del Foglio ad est della Val Staffora. I migliori affioramenti sono osservabili nei pressi di Montemartino e Monte Morle. Lo spessore massimo di questa formazione non supera i 200 m.

Il Flysch di Monte Cassio è costituito da strati spessi e molto spessi di torbiditi carbonatiche calcareo-marnose alternate a sottili strati silicoclastici e carbonatici.

Da un punto di vista volumetrico gli strati calcareo-marnosi sono nettamente prevalenti su quelli silicoclastici. Questi strati hanno geometrie piano parallele con ottima continuità laterale (facies F9 di Mutti, 1992). In modo subordinato sono presenti megastrati con spessori fino a 10 m che presentano alla base un livello centimetrico di areniti medie e medio-grossolane a composizione ibrida, una

PROGETTO CARG

parte calcsiltitica di spessore metrico e una potente parte superiore dello strato a composizione marnosa. Al tetto dello strato possono inoltre essere presenti livelli emipelagici scuri sottili privi di carbonati (facies F8+F9 di Mutti, 1992).

Le torbiditi silicoclastiche sono formate da una base arenitica medio-fine e da un tetto pelitico scuro privo di carbonati. Gli strati sono sottili caratterizzati da sequenze di Bouma incomplete del tipo Tc-e o Td-e (cfr. facies F9 di Mutti, 1992).

I pochissimi campioni raccolti nell'area del Foglio hanno fornito un'associazione caratterizzata dalla presenza di forme significative tra cui *Uniplanarius gothicus* e *Broinsonia parca* caratteristiche della biozona CC21 del Campaniano inferiore-superiore. In letteratura il Flysch di Monte Cassio viene riferito alla biozona CC22/23 del Campaniano superiore (Rio *et alii*, 1983; Rio & Villa, 1987; Cerrina Feroni & Vescovi, 2002).

Questa successione torbiditica è il risultato di processi deposizionali del tipo torbiditi a bassa densità caratterizzate da grandi volumi e le facies riconosciute rientrano principalmente nella *facies* F9 e in modo subordinato nell'associazione F8+F9 di Mutti (1992). Sulla base di queste osservazioni l'associazioni di facies riconosciute possono essere interpretate come indicative di un ambiente di piana bacinale o della parte molto distale di un lobo probabilmente sviluppato in un bacino profondo confinato.

1.3.2. - *Successione dell'Unità tettonica Ottone*

Questa unità affiora esclusivamente nel settore orientale del Foglio 196 Cabella Ligure. I principali affioramenti si trovano lungo la Val Trebbia in corrispondenza dei paesi di Gorreto, Gramizzola, Ponte Rocca Corvi, Ottone fino a Ponte Organasco. L'Unità Ottone è sovrascorsa dalla Sottounità Loco facente parte dell'Unità Gottero e sovrascorre a sua volta le Unità Subliguri Canetolo e Aveto.

L'Unità tettonica Ottone è caratterizzata da una successione stratigrafica del Cretacico superiore (fig. 5) che comprende depositi clastici grossolani contenenti ofioliti giurassiche, indicati in letteratura come "formazioni a blocchi" o "complessi di base" (Complesso di Casanova e Complesso di Monte Veri) e dal Flysch di Ottone (cfr. Flysch ad Elmintoidi *Auctt*.).

Nel Foglio Cabella Ligure affiora l'intera successione stratigrafica dell'Unità Ottone. L'origine di questo complesso viene messa in relazione (Bertotti *et alii*, 1986; Elter *et alii*, 1991; Marroni *et alii*, 2002) alla tettonica attiva legata alle fasi compressive sviluppate durante il Campaniano in un settore dell'Oceano Ligure-Piemontese prossimo al margine continentale Adria. I processi che hanno generato il Complesso di Casanova proseguono anche durante la sedimentazione delle torbiditi del Flysch ad Elmintoidi *Auctt*.; compaiono così eteropici al Flysch di Ottone i

PROGETTO CARG

depositi del Complesso di Monte Veri (Meccheri, 1975; Bertotti *et alii*, 1986; Elter *et alii*, 1991).

1.3.2.1. - Complesso di Casanova (**CCV**)

Nel Complesso di Casanova (cfr. Complessi di base *Auctt*., Complesso di Monte Penna/Casanova, Passerini, 1962, 1965; Marini & Terranova, 1979; Terranova & Zanzucchi, 1982, 1983; Naylor, 1982; Casnedi, 1982; Bertotti *et alii*, 1986; Elter *et alii*, 1991; Casnedi *et alii*, 1993) sono state distinte tre litofacies, in eteropia e/o in alternanza tra loro senza un apparente ordine stratigrafico. Ad esse si associano olistoliti ("masse non dissociate" *sensu* Elter *et alii*, 1991) riferibili a litologie provenienti dallo smantellamento di una sequenza ofiolitica giurassica e della relativa copertura sedimentaria. In particolare gli olistoliti sono rappresentati da basalti **(β)**, ultramafiti **(Σ)**, generalmente lherzoliti tettonitiche totalmente o parzialmente serpentinizzate, oficalciti **(of)**, Calcari a Calpionelle (**cc**) e Argille a Palombini **(ap)**. Nelle porzioni periferiche degli olistoliti, che possono raggiungere dimensioni chilometriche e spessori fino a 200 m, sono presenti brecce clasto-sostenute con scarsa matrice arenacea generalmente monogeniche e con clasti da angolosi a subangolosi. Lo spessore massimo di questa formazione non supera i 500 m.

Sono state distinte le seguenti litofacies:

Arenarie ofiolitiche (**CCV_a**) (cfr. Arenarie di Casanova *Auctt*.). Si tratta di torbiditi arenaceo-pelitiche costituite da strati da medi a molto spessi di areniti a granulometria da media-grossolana fino a ruditica. Le areniti presentano una composizione litoarenitica caratterizzata da frammenti riferibili ad una sequenza ofiolitica ed alla sua copertura sedimentaria (Di Giulio & Geddo, 1990, fig. 14c). Sono frequenti intercalazioni di torbiditi pelitico-arenacee in strati medio-sottili di areniti classificabili come arcose e subarcose (Di Giulio & Geddo, 1990). Inoltre, in modo più sporadico ed in prossimità del contatto con il sovrastante flysch ad Elmintoidi, sono presenti strati generalmente spessi di torbiditi calcareo-marnose a base arenitica fine e con rapporto arenite/pelite<<1. Gli affioramenti più tipici si ritrovano nei pressi dei paese di Gramizzola e lungo la strada per Santa Maria.

Brecce monogeniche a matrice pelitica (**CCV_b**) (cfr. Brecce di Santa Maria *Auctt*.). Sono brecce prevalentemente monogeniche costituite da clasti calcilutitici e lembi formazionali riferibili alla formazione delle Argille a Palombini in abbondante matrice argillitica. I clasti hanno forma variabile da subangolare a subarrotondata con dimensioni da decimetriche a centimetriche. Sono inoltre presenti *brecce poligeniche a matrice pelitica* (**CCV_{b1}**) che presentano clasti eterometrici di Argille a Palombini ed in subordine di basalti, ultramafiti più o meno serpentinizzate, oficalciti, gabbri,

PROGETTO CARG

graniti, diaspri e Calcari a Calpionelle.

Brecce poligeniche a matrice arenitica (**CCV**$_c$). Generalmente si tratta di una breccia granulo-sostenuta (fig. 14d) in strati da medi a molto spessi a geometria lenticolare; la dimensione dei clasti è variabile dal metro fino a qualche decimetro, con forme angolose-subangolose, e dal decimetro fino al centimetro con clasti subangolosi-subarrotondati. Dal punto di vista composizionale prevalgono i clasti riferibili ai basalti e alle Argille a Palombini; subordinatamente sono presenti serpentiniti, oficalciti, gabbri, graniti, diaspri, Calcari a Calpionelle e clasti intraformazionali di arenarie ofiolitiche.

Nel settore Val d'Aveto-Val Trebbia, Elter *et alii* (1991) propongono una ricostruzione della stratigrafia del Complesso di Casanova che prevede, per uno spessore di circa 700 m, una parte basale costituita dalla sovrapposizione di masse non dissociate prevalentemente ofiolitiche (olistoliti) intercalate ad arenarie e brecce cui fa seguito una porzione superiore, ed in parte laterale, costituita da una regolare alternanza di 300-400 m di arenarie ofiolitiche con rare intercalazioni lenticolari di brecce e/o olistoliti. Nel settore del Monte Penna-Monte Aiona lo spessore di questo complesso è maggiore raggiungendo forse i 1500 m (Casnedi *et alii*, 1993).

Il Complesso di Casanova campionato nell'area del Foglio, in località Traschio e Santa Maria, ha fornito associazioni a nannofossili riferibili alla biozona combinata CC18/19 del Campaniano inferiore per la presenza di *Aspidolithus parcus* s.l. In letteratura l'età viene estesa alla CC20 del Campaniano inferiore (Catanzariti & Perilli, 2006 *cum bibl*.).

Il Complesso di Casanova è costituito da depositi torbiditici e da depositi da scivolamenti in massa e flussi gravitativi (colate di detrito).

1.3.2.2. - Complesso di Monte Veri (**MVE**)

Il Complesso di Monte Veri (cfr. Complessi di base *Auctt*., Argille a Palombini di Monte Veri, Argilliti a Blocchi di Monte Veri; Bertini & Zan, 1974; Meccheri, 1975; Marini & Terranova, 1979, 1980; Terranova & Zanzucchi, 1982, 1983; Bertotti *et alii*, 1986) è costituito da olistoliti riferibili alla formazione delle Argille a Palombini intercalate in un'abbondante matrice pelitica interpretata come un sedimento "rigenerato", derivato dalla frazione pelitica delle Argille a Palombini (Bertotti *et alii*, 1986).

In subordine, nel Complesso di Monte Veri si intercalano, senza un apparente ordine stratigrafico, due litofacies costituite rispettivamente da *arenarie ofiolitiche* (**MVE**$_a$) e *brecce poligeniche a matrice pelitica* (**MVE**$_b$), con caratteristiche e significato analoghi a quelle del Complesso di Casanova cui si rimanda per una più dettagliata descrizione. Nel Complesso di Monte Veri sono presenti anche rari

PROGETTO CARG

olistoliti di serpentiniti (**Σ**). Lo spessore massimo di questa formazione non supera i 200 m.

La natura stratigrafica dei rapporti con il Flysch di Ottone è confermata dalla presenza in molti affioramenti del Complesso di Monte Veri di *soft clast* di marne riferibili al Flysch di Ottone, erosi dal substrato dai flussi responsabili della messa in posto del Complesso di Monte Veri. Sono presenti più intercalazioni del Complesso di Monte Veri della porzione inferiore del Flysch di Ottone, come è osservabile nella zona di Traschio.

Il Complesso di Monte Veri è eteropico della porzione di Flysch di Ottone riferibile alle biozone *Aspidolithus parcus* e *Ceratolithoides aculeus* (Marroni & Perilli, 1992; Catanzariti & Perilli, 2006 *cum bibl.*) ed è quindi riferito alle zone CC20 e CC21 del Campaniano inferiore-Campaniano superiore basale.

1.3.2.3. - Flysch di Ottone (**OTO**)

Il Flysch di Ottone (cfr. Calcari di Ottone, Flysch ad Elmintoidi di Ottone-S. Stefano; Maxwell, 1964; Bellinzona *et alii*, 1971; Boni *et alii*, 1969; Bertini & Zan, 1974; Bertotti *et alii*, 1986; Elter & Marroni, 1991; Elter *et alii*, 1991) affiora in Val Trebbia nei pressi di Ottone e ad est di Ponte Organasco per spessori massimi di 200 m.

Questa formazione è costituita da torbiditi calcaree caratterizzate da alternanze ritmiche di marne calcaree, calcari marnosi e marne in strati da medi a molto spessi e in banchi con base arenitica medio-fine e geometria piano parallela (cfr. Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*). I livelli intertorbiditici sono costituiti da peliti scure prive di carbonati in strati molto sottili. Una delle caratteristiche principali di questi strati è costituita da un rapporto arenite/pelite>>1 che, in alcuni strati, può raggiungere valori maggiori di 20, questa caratteristica unitamente alla presenza di sequenze incomplete di Bouma Tb-e, Tc-e e Td-e e alla scarsa presenza di strutture erosive fanno ipotizzare una deposizione da correnti di torbidità a bassa densità in un ambiente di mare profondo. Caratteristica peculiare del Flysch di Ottone è la presenza di strati medi e sottili a geometria lenticolare di brecce poligeniche granulo-sostenute analoghe a quelle riconosciute nel Complesso di Casanova.

La frazione arenitica è caratterizzata da una composizione silicoclastica di tipo arcosico in cui prevalgono frammenti monomineralici di quarzo e feldspato e subordinati frammenti di roccia granitoide e metamorfiti di basso grado. In prossimità del passaggio stratigrafico con il Complesso di Casanova sono presenti strati a composizione litoarenitica con presenza di frammenti ofiolitici, calcilutiti, radiolariti e granitoidi di composizione confrontabile con quella delle sottostanti arenarie ofiolitiche del Complesso di Casanova.

PROGETTO CARG

Il passaggio stratigrafico fra base del Flysch di Ottone e Complesso di Casanova è stato riferito al Campaniano inferiore (biozona ad *Aspidolithus parcus*); all'interno della formazione Marroni & Perilli (1990b, 1992) segnalano la presenza di associazioni a nannofossili calcarei riferibili alle biozone a *Ceratolithoides aculeus* e a *Quadrum gothicum*.

I dati di letteratura disponibili riportano quindi per il Flysch di Ottone un'età riferibile alle zone comprese fra la CC20 e la CC22/23 del Campaniano (cfr. Catanzariti & Perilli, 2006 *cum bibl*.).

1.3.3. - *Successione dell'Unità tettonica Monte delle Tane*

L'Unità tettonica Monte delle Tane affiora limitatamente nell'area nord-orientale del Foglio Cabella Ligure. Essa è caratterizzata da una successione (fig. 5) costituita dal solo Complesso di Monte Ragola (Elter & Marroni, 1991). Sebbene questo complesso sia attualmente delimitato da superfici tettoniche, è probabile che esso rappresentasse, in analogia con il Complesso di Casanova, la base stratigrafica di un flysch ad Elmintoidi. L'Unità Monte delle Tane è sovrascorsa dalla Sottounità Scabiazza, mentre alla base, probabilmente a causa di un sovrascorrimento fuori sequenza tardivo, essa si sovrappone all'Unità Cassio. Alcuni autori (Pagani *et alii*, 1972; Terranova & Zanzucchi, 1982, 1983; Casnedi *et alii*, 1993) ritengono che l'Unità di Monte delle Tane costituisse un unico elemento tettonico con l'Unità di Ottone resosi indipendente durante le fasi tettoniche tardive.

1.3.3.1. - Complesso di Monte Ragola (**MRA**)

Il Complesso di Monte Ragola (Elter & Marroni, 1991; Elter *et alii*, 1997) affiora nel settore NE del Foglio, in Val Staffora. I migliori affioramenti sono riconoscibili in Val Avagnone e nei pressi di Santa Margherita di Staffora, dove lo spessore massimo è valutabile in almeno 300 m.

Questi depositi sono caratterizzati da diverse litofacies che si ripetono nella successione e mostrano rapporti stratigrafici laterali e verticali.

Arenarie ofiolitiche (**MRA**$_a$) (cfr. Arenarie di Casanova *Auctt*.). Si tratta di torbiditi arenaceo-pelitiche costituite da strati da medi a molto spessi di areniti a granulometria da media-grossolana fino a ruditica. Le areniti presentano una composizione litoarenitica caratterizzata da frammenti riferibili ad una sequenza ofiolitica ed alla sua copertura sedimentaria.

Brecce mono e poligeniche a matrice pelitica (**MRA**$_b$) (cfr. Brecce di Santa Maria

PROGETTO CARG

Auctt.). Sono state riconosciute in pochi affioramenti e sono costituite in prevalenza da brecce quasi monogeniche costituite da clasti calcilutitici e lembi formazionali riferibili alle Argille a Palombini in abbondante matrice argillitica.

Brecce poligeniche a matrice arenitica (**MRA**$_c$). Generalmente si tratta di una breccia clasto-sostenuta in strati da medi a molto spessi a geometria lenticolare; la dimensione dei clasti è variabile dal decimetro fino a blocchi di un metro, con forme angolosi-subangolosi, e dal decimetro fino al centimetro con clasti subangolosi-subarrotondati. Dal punto di vista composizionale prevalgono i clasti riferibili alle Argille a Palombini, ma subordinatamente sono presenti serpentiniti, oficalciti, gabbri, graniti, diaspri, Calcari a Calpionelle, clasti intraformazionali di arenarie ofiolitiche e clasti di granuliti.

La principale differenza dal Complesso di Casanova, oltre che per la posizione strutturale, risiede nella composizione delle principali masse e delle brecce poligeniche. Il Complesso di Monte Ragola è infatti caratterizzato dalla presenza olistoliti di granuliti basiche ed acide (Marroni *et alii*, 1998, 2001, 2003), strettamente associati a serpentiniti (**Σ**) e granitoidi (**γ**), mentre risultano subordinate le masse di basalti (**β**), di diaspri (**di**) e Argille a Palombini (**ap**). Le rocce ultrafemiche mostrano caratteristiche del tutto analoghe a quelle che caratterizzano il Complesso di Casanova. La presenza di granuliti si riscontra anche nei clasti delle brecce poligeniche a matrice arenitica.

I dati disponibili in letteratura riferiscono questo complesso all'intervallo Santoniano superiore-Campaniano inferiore di cui sono documentate le biozone CC17 e CC18 (Foglio 197 Bobbio, Elter *et alii*, 1997).

Il Complesso di Monte Ragola, analogamente al Complesso di Casanova, è costituito in prevalenza da depositi originati da flussi gravitativi (torbiditi ad alta densità e colate di detrito) e scivolamenti in massa.

2. - LE SUCCESSIONI DELLE UNITÀ TETTONICHE SUBLIGURI

2.1. - Successione dell'Unità tettonica Canetolo

Sono state attribuite all'Unità tettonica Canetolo, appartenente all'insieme Subligure, formazioni torbiditiche calcareo-marnose e calcareo-pelitiche di età terziaria correlabili con le formazioni affioranti nella zona tipo in Val Parma (Barbieri & Zanzucchi, 1963), correlazione ormai affermata in letteratura (Elter *et alii*, 1964, 1997, 2005; Plesi, 1974, 1975, Montanari & Rossi, 1982). L'Unità tettonica Canetolo è qui suddivisa in due sottounità, la Sottounità tettonica Penice e la Sottounità tettonica Vico. Queste due sottounità occupano generalmente la

PROGETTO CARG

stessa posizione strutturale, tranne che nel vicino Foglio 197 Bobbio, nella zona di Marsaglia, dove la Sottounità tettonica Penice è sovrascorsa dalla Sottounità tettonica Vico con l'interposizione dell'Unità tettonica Sanguineto (cfr. Elter *et alii*, 1997). Per omogeneità con il Foglio Bobbio si è preferito conservare questa distinzione.

La successione della Sottounità tettonica Penice è costituita dal solo Flysch di Monte Penice di età Paleocene superiore-Eocene medio (fig. 7). Questa sottounità ha il suo maggiore sviluppo nella zona di Ceci, e del Torrente Bobbio e nell'area tipo di Monte Penice, dove si sovrappone all'Unità Sanguineto.

La Sottounità tettonica Vico, che affiora limitatamente lungo la Val Trebbia nei pressi di Ponte di Lovaia, a NE di Traschio e nei pressi di Carisasca, è caratterizzata da un livello di limitato spessore. Essa è sempre sovrascorsa direttamente dalle Unità Liguri e si sovrappone a sua volta sull'Unità tettonica Aveto.

La successione stratigrafica della Sottounità tettonicaVico (fig. 7) è rappresentata dalle Argille e Calcari di Canetolo e dal Flysch di Vico. La natura stratigrafica dei rapporti tra Argille e Calcari di Canetolo e Flysch di Vico è stata riconosciuta da numerosi autori; recenti studi di carattere stratigrafico e biostratigrafico (Perotti *et alii*, 1989; Cerrina Feroni *et alii*, 1991; Plesi *et alii*, 1993) mettono in evidenza la possibilità di originari rapporti eteropici. In altri settori dell'Appennino (Val Cedra, Finestra di Ghiare di Berceto) l'Unità tettonica Canetolo sembra comprendere, alla base della successione, formazioni Cretacico-paleoceniche tra cui torbiditi arenaceo-pelitiche di età Coniaciano-Santoniano attribuite alla formazione delle Arenarie di Scabiazza (Cerrina Feroni *et alii*, 1991; Plesi *et alii*, 1993).

2.1.1. - *Sottounità tettonica Penice*

2.1.1.2 - Flysch di Monte Penice (**PEN**)

Il Flysch di Monte Penice (Bellinzona *et alii*, 1968, 1971; Plesi, 1974, 1975; Elter *et alii*, 1997, Foglio 197 Bobbio) affiora nel settore NE del Foglio nell'intorno dell'area tipo di Monte Penice. I migliori affioramenti sono quelli lungo la strada Bobbio-Ceci, nei pressi di Ceci, e del Torrente Bobbio. Lo spessore massimo della formazione affiorante nel Foglio non supera i 400 m, ma nel vicino Foglio Bobbio sono indicati spessori di oltre 700 m.

Nella letteratura geologica é generalmente ammessa una suddivisione litostratigrafica del Flysch di Monte Penice che prevede un membro basale argilloso-calcareo, (cfr. "Calcare e Argilla di S.Maria" di Bellinzona *et alii*, 1968, 1971) stratigraficamente sottostante all' "Alberese del Penice".

Nel Foglio Cabella Ligure tale suddivisione non è stata riconosciuta ed il

PROGETTO CARG

Flysch di Monte Penice è rappresentato da una sola litofacies torbiditica costituita dall'alternanza di calcari marnosi, calcari e marne chiare. Gli strati sono generalmente spessi e molto spessi, fino a banchi, e presentano basi arenitiche medio-fini, talvolta biocalcarenitiche. Sono inoltre presenti subordinati strati torbiditici pelitico-arenacei da sottili a medi con base arenitica medio-fine a composizione silicoclastica e pelite marnosa, riconosciuti nei pressi del paese di Ceci, e rari strati di emipelagiti scure prive di carbonati.

La formazione è stata campionata estesamente nell'area del Foglio in una sezione affiorante lungo la strada Bobbio-Ceci. Le associazioni a nannofossili analizzate hanno permesso di determinare un intervallo di tempo compreso fra il Tanetiano e il Luteziano. Le biozone documentate vanno dalla NP9 alla NP15*p.p.*. Le biozone sono state riconosciute sulla base di alcune specie caratteristiche come *Fasciculithus* spp. e *Discoaster multiradiatus* per la NP9, e sulla base di bioorizzonti significativi. Questi ultimi sono: comparsa di *Discoaster diastypus* per riconoscere la NP10; comparsa di *Tribrachiatus ortostylus* e *Sphenolithus radians* per la NP11; comparsa di *Discoaster kuepperi* e *Reticulofenestra dictyoda* per la NP12; comparsa di *Discoaster lodoensis* per la NP13; comparsa di *Discoaster sublodoensis* per la NP14. Il passaggio dalla NP14 alla NP15 è stato definito sulla comparsa di *Nannotetrina* sp.

Il Flysch di Monte Penice è un deposito torbiditico prodotto da flussi diluiti (facies F9 e in modo subordinato F8 di Mutti, 1992), ma di grande volume e probabilmente sedimentato in un bacino in cui i flussi viaggiavano confinati.

2.1.2. - *Sottounità tettonica Vico*

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

La formazione delle Argille e Calcari di Canetolo (Elter *et alii*, 1964; cfr. Calcare e Argilla di Santa Maria di Bellinzona *et alii*, 1968) affiora in modo limitato nel settore est del Foglio prevalentemente lungo la Val Trebbia nei pressi di Ponte di Lovaia, a est di Traschio e ad ovest del paese di Lenzina. A causa dell'intensa deformazione e laminazione tettonica la formazione non raggiunge spessori superiori ai 100 m.

Le Argille e Calcari di Canetolo sono costituite dall'alternanza di peliti scure con torbiditi carbonatiche rappresentate da strati sottili e medi di calcilutiti, dal caratteristico colore d'alterazione giallastro, e da strati spessi e molto spessi di calcari e calcari marnosi che presentano una forte convergenza di facies con i calcari del Flysch di Vico. Sono inoltre presenti strati torbiditici medio-sottili di areniti medie a composizione silicoclastica.

PROGETTO CARG

I rapporti eteropici con il Flysch di Vico, ben documentati in Val d'Aveto e in Val Parma, non sono osservabili nell'area del Foglio Cabella Ligure.

Le associazioni a nannofossili forniti dai campioni raccolti in località Ponte di Lovaia sono riferibili alla biozona NP15 *p.p.* del Luteziano (Eocene medio) per la presenza di *Sphenolithus furcatolithoides*, *Sphenolithus spiniger*, *Reticulofenestra* sp. maggiore di 10 micron.

I campioni raccolti nell'area dei vicini Fogli 214 Bedonia e 197 Bobbio contengono invece associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'Eocene inferiore e medio. In particolare sono state documentate le zone NP13, NP14 e NP15 (Elter *et alii*, 1997, Elter *et alii,* 2005).

La formazione delle Argille e Calcari di Canetolo è il prodotto di una sedimentazione torbiditica prodotta da flussi diluiti (facies F9 di Mutti, 1992) che si mettevano in posto in un bacino di mare profondo.

2.1.2.2. - *Flysch di Vico* (**FVI**)

Il Flysch di Vico è stato istituito per la prima volta in Val d'Aveto da Plesi (1975). Affiora in modo limitato nel settore ovest del Foglio Cabella Ligure, i migliori affioramenti sono stati cartografati in Val Trebbia a nord di Traschio e nei pressi di Carisasca. Lo spessore massimo di questa formazione all'interno del Foglio non supera i 200 m.

Il Flysch di Vico è costituito da strati da medi a molto spessi fino a banchi di calcari-marnosi, calcari e marne a base arenitica a composizione mista o calcarenitica e con rapporto arenite/pelite<<1. A queste sequenze si intercalano torbiditi a composizione silicoclastica in strati da sottili a medi di areniti fini e peliti. Sono inoltre presenti subordinati livelli di peliti nere prive di carbonati in strati sottili interpretate come emipelagiti.

I rapporti eteropici con le Argille e Calcari di Canetolo, documentati in Val d'Aveto e in Val Parma, non sono osservabili nell'area del Foglio Cabella Ligure.

L'associazione identificata nei pochi campioni raccolti nell'area del Foglio contiene come forme più significative *Discoaster kuepperi, Discoaster lodoensis, Reticulofenestra umbilicus* con diametro di 12 mm riferibili alla zona NP13 dell'Ypresiano. In letteratura l'età del Flysch di Vico è riferita all'intervallo di biozone NP12-NP14 dell'Ypresiano-Luteziano (Eocene inferiore-medio) (Foglio 197 Bobbio; Elter *et alii*, 1997).

Il Flysch di Vico è un deposito torbiditico prodotto da flussi diluiti (facies F9 e in modo subordinato F8 di Mutti, 1992), ma di grande volume e probabilmente sedimentato in un bacino in cui i flussi viaggiavano confinati.

PROGETTO CARG

2.2. - Successione dell'Unità tettonica Aveto

Questa unità è costituita da una successione (fig. 7) che comprende la Formazione della Val d'Aveto e le Marne di Traschio. Nel contiguo Foglio Bobbio, l'Unità Aveto è stata suddivisa in tre membri, denominati rispettivamente membro pelitico-arenaceo, membro conglomeratico e membro arenaceo. Nel Foglio Cabella Ligure affiora solo il membro arenaceo, ma è stato identificato un quarto membro, denominato membro ofiolitico, caratterizzato dalla presenza di depositi clastici contenenti frammenti di ofioliti al tetto della successione. Inoltre, affiorano livelli cartografabili delle Marne di Traschio, che corrispondono, nell'interpretazione proposta nell'ambito del Foglio 197 Bobbio, a depositi emipelagici di scarpata che chiudono la successione dell'Unità Aveto. Nel Foglio Cabella Ligure, anche se sempre delimitate alla base da zone di taglio, le Marne di Traschio sono state inserite nella stessa successione assieme alla Formazione dell'Aveto, in base ai dati stratigrafici e paleontologici ottenuti.

Nell'edificio strutturale affiorante nel Foglio Cabella Ligure, l'Unità tettonica Aveto occupa la posizione inferiore e risulta tettonicamente interposta tra l'Unità Salsominore (alla base, affiorante nei vicini Fogli Bobbio e Bedonia) e la Sottounità Vico dell'Unità Canetolo (al tetto). Lo spessore della Formazione della Val d'Aveto può essere stimato in non meno di 1000 m. La revisione strutturale dell'Unità Aveto (Faini *et alii*, 1993; Elter *et alii*, 1997; Elter *et alii*, 1999) ha messo in evidenza una complessa tettonica caratterizzata da pieghe rovesciate associate a sovrascorrimenti nord-est vergenti.

2.2.1. - *Formazione della Val d'Aveto* (**AVE**)

La Formazione della Val d'Aveto (Elter *et alii*; 1997, 1999, 2005; cfr. Formazione arenaceo-conglomeratica di Elter *et alii*, 1964; Formazione di Val d'Aveto di Bellinzona *et alii*, 1968, 1971; Arenarie dell'Aveto di Plesi, 1974) affiora nel Foglio Cabella Ligure esclusivamente nella Finestra di Traschio, a nord dell'abitato di Ottone. La migliore definizione dell'assetto strutturale della Formazione della Val d'Aveto ha permesso di riconoscerne anche l'organizzazione litostratigrafica e di distinguere al suo interno, dal basso verso l'alto, quattro membri; uno inferiore pelitico-arenaceo, uno conglomeratico, uno arenaceo ed un membro sommitale caratterizzato dalla presenza di frammenti di ofioliti. Lo spessore totale della succesione è di almeno 1000 m. All'interno del Foglio Cabella Ligure affiorano solo i due membri sommitali che verranno descritti nei prossimi paragrafi, per quanto riguarda i due membri basali si rimanda alle descrizioni nei Fogli 197 Bobbio e 215 Bedonia (Elter *et alii*, 1997, 2005).

L'età della Formazione della Val d'Aveto ha da sempre costituito un problema

PROGETTO CARG

aperto nella geologia dell'Appennino. Elter *et alii* (1964), in base al ritrovamento di una microfauna con Nummuliti e Discocycline riferirono la Formazione della Val d'Aveto all'Eocene. In seguito Boni *et alii* (1968) segnalarono una microfauna langhiana determinata in sezione sottile in un ciottolo calcareo proveniente dai conglomerati affioranti nei pressi di Cattaragna. Le stesse microfaune sono state segnalate anche da Aiello (1975) e Vannucci & Wezel (1978) sempre in ciottoli calcarei provenienti dalla stessa zona. Nell'ambito del rilevamento dei Fogli 197 Bobbio e 215 Bedonia, la Formazione della Val d'Aveto è stata interamente campionata per lo studio del contenuto in nannofossili calcarei. I campioni raccolti sono per la maggior parte sterili, quelli fossiliferi contengono associazioni a nannofossili ricristallizzati, ma ben determinabili, con frequenza del rimaneggiamento, esclusivamente cretacico, molto bassa (valori massimi 2-3%). La presenza di *Helicosphaera recta*, la cui comparsa, sulla base di un recente studio effettuato in questo settore di catena (Catanzariti, 1993), approssimerebbe il limite inferiore della cronozona NP23, indica in particolare un'età riferibile alla parte alta dell'Oligocene inferiore (zona MNP23; cfr. Elter *et alii*, 1999).

Nel Foglio Cabella Ligure sono stati raccolti circa 100 campioni. Fra i campioni analizzati, i pochi risultati fossiliferi provengono da Ponte di Lovaia, Fiume Trebbia-Lovaia, Valsigiara e presentano associazioni a nannofossili riferibili ad un generico Rupeliano.

2.2.1.1. - Membro Arenaceo (**AVE$_3$**)

Il membro arenaceo affiora in modo limitato in destra orografica del Fiume Trebbia dall'altezza di Ponte di Lovaia fino a Santa Maria. I migliori affioramenti sono quelli del Rio Magliato e del Rio Traschio. Lo spessore di questo membro all'interno del Foglio non supera i 300 m.

Questo membro è costituito prevalentemente da facies arenacee ed arenaceo-pelitiche a cui sono associati subordinati livelli ad andamento lenticolare di conglomerati poligenici. Si tratta di sequenze di strati spessi, molto spessi e banchi di arenarie medio-grossolane gradate, con buona continuità laterale. Gli strati più potenti possono raggiungere spessori di diversi metri, presentano alla base granulometrie ruditiche e sono caratterizzati dalla presenza di strutture erosive e da fenomeni di amalgamazione.

Gli strati più diffusi sono caratterizzati generalmente da sequenze complete di Bouma Ta-e o da sequenze incomplete costituite dal solo intervallo Ta (associazioni di facies F8 e F9 di Mutti, 1992). Gli strati hanno una buona continuità laterale e basi scarsamente erosive caratterizzate da una diffusa bioturbazione.

Sono presenti strati a granulometria variabile da arenitica medio-grossolana fino

PROGETTO CARG

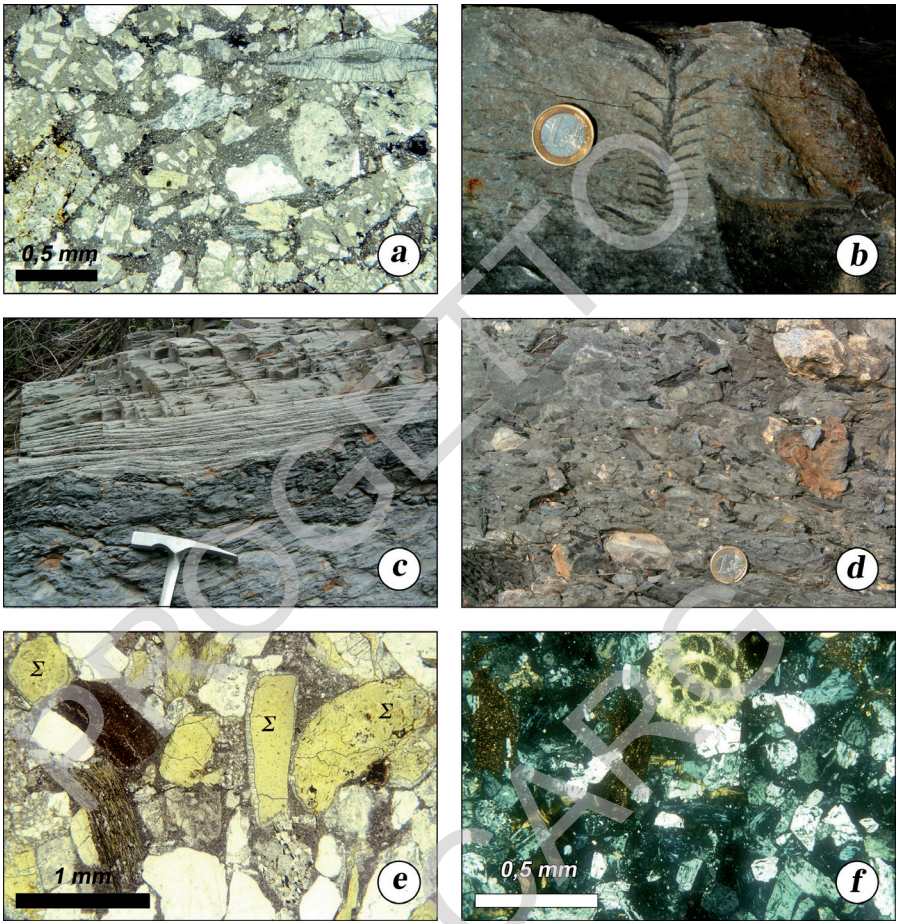

Fig. 15 – Litofacies e microfacies relative ai principali litotipi riconosciuti nelle successioni delle Unità Subliguri: a) Microfacies delle areniti che caratterizzano il membro Arenaceo (AVE3) della Formazione della Val d'Aveto, si noti la presenza diffusa di frammenti di vulcaniti andesitiche; b) bioturbazione all'interno del membro ofiolitico (AVE4); c) particolare di livello di areniti grossolane laminate (facies F6 di Mutti, 1992) all'interno del membro Ofiolitico (AVE4), nei pressi di Traschio; d) particolare di livello di debris-flow coesivo (facies F1 di Mutti, 1992) all'interno del membro Ofiolitico (AVE4), i clasti riconoscibili derivano da successioni di tipo Ligure e Subligure, fotografato nei pressi di Valsigiara; e) Microfacies delle areniti che caratterizzano il membro Ofiolitico (AVE4) della Formazione della Val d'Aveto, si noti la presenza diffusa di frammenti di serpentiniti (S) che caratterizzano questa petrofacies; f) Microfacies delle areniti che caratterizzano le Marne di Traschio, l'ossatura di questa arenite e dominata da frammenti di rocce vulcaniche andesitiche a tessitura porfirica e da monocristalli di plagioclasio e biotite da esse derivati.

PROGETTO CARG

a ruditica. Questi strati presentano generalmente una cattiva selezione e gradazione diretta poco sviluppata, oppure sono caratterizzati dalla presenza di tappeti di trazione in cui sono riconoscibili gradazioni di tipo inverso evidenziate da allineamenti di clasti a granulometria ruditica. Sono diffuse strutture da espulsione di fluidi e le basi erosive sono spesso interessate da impronte da carico. Le caratteristiche di questi strati testimoniano la presenza di flussi più concentrati attribuibili secondo lo schema proposto da Mutti (1992) a correnti di torbidità ad alta densità (facies F5, F7 e F8).

I livelli di conglomerati poligenici sono costituiti da strati spessi, molto spessi e banchi, generalmente amalgamati e con geometria lenticolare.

Sono inoltre riconoscibili strati medi e sottili di torbiditi calcareo-marnose riconosciute e diffuse anche nel sottostante membro pelitico-arenaceo.

La frazione arenitica è caratterizzata da litoareniti-arcosiche in cui prevalgono frammenti di vulcaniti andesitiche (fig. 15a) che possono raggiungere oltre il 40% dell'intera ossatura (fig. 16c), cfr. Petrofacies B di Elter *et alii*, 1999). Tra i frammenti litici sono presenti rocce metamorfiche di basso e medio grado (micascisti e gneiss) e frammenti di rocce granitoidi. Sono inoltre presenti frammenti di rocce sedimentarie rappresentate da areniti e siltiti silicoclastiche, selci e da rocce carbonatiche costituite da frammenti di calcilutite di probabile origine intrabacinale e bioclasti in cui sono riconoscibili età non più antiche dell'Eoene inferiore-medio costituiti da Nummuliti, Discocicline, alghe rosse, Miliolidi e rare forme planctoniche non identificabili; anche i bioclasti sono stati interpretati come frammenti di origine intrabacinale.

I rapporti con il sottostante membro conglomeratico sono di tipo stratigrafico per alternanze e sono stati osservati al di fuori del Foglio (Elter *et alii*, 1997), mentre il contatto con il sovrastante membro "ofiolitico" è osservabile sul letto del Fiume Trebbia ed è costituito da un passaggio graduale per alternanze.

L'ambiente di sedimentazione è marino profondo dominato da flussi torbiditici a bassa densità e da subordinati flussi a più alta concentrazione in grado di depositare i livelli di areniti grossolane e ruditi fini.

2.2.1.2. - Membro Ofiolitico (**AVE$_4$**)

Il membro ofiolitico affiora in destra orografica del Fiume Trebbia dal Ponte di Lovaia fino all'altezza dell'abitato di Traschio; i migliori affioramenti sono visibili sul greto del fiume a SW dell'abitato di Valsigiara. Lo spessore di questo membro non supera mai i 200 m.

Il membro ofiolitico è costituito prevalentemente da facies arenacee ed arenaceo-pelitiche a cui sono associati subordinati livelli ad andamento lenticolare di ruditi e paraconglomerati contenenti clasti derivati da una sequenza ofiolitica.

Gli strati più diffusi sono generalmente formati da torbiditi sottili e medie a base arenitica medio-fine caratterizzate da sequenze incomplete costituite dall'intervallo

PROGETTO CARG

Tc-e di Bouma. In questi strati è spesso visibile una intensa bioturbazione (fig. 15b) alla base dello strato, ma anche al suo interno con sviluppo di piste di nutrimento elicoidali tipo *Zoophycus* sp.

Sono presenti strati a granulometria variabile da arenitica medio-grossolana fino a ruditica che presentano generalmente una cattiva selezione e gradazione diretta poco sviluppata. Le caratteristiche di questi strati (cfr. Facies F5 di Mutti, 1992) testimoniano la presenza di flussi più concentrati attribuibili a correnti di torbidità ad alta densità. La frazione arenitica è caratterizzata da una composizione di tipo litoarenitico-arcosico ed è confrontabile con quella riconosciuta nel membro arenaceo sottostante.

Sono inoltre presenti livelli a granulometria arenitica grossolana-ruditica fine di

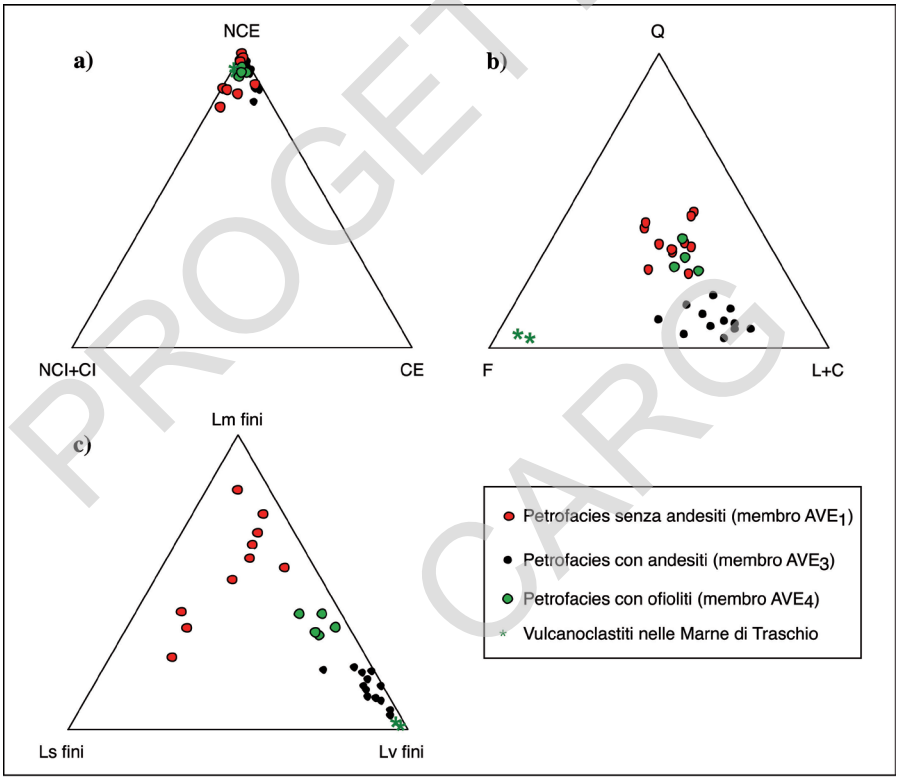

Fig. 16 – Petrografia delle areniti della successione dell'Unità Aveto, diagrammi composizionali: a) clasti Extrabacinali non Carbonatici (NCE) - Extrabacinali Carbonatici (CE) - Intrabacinali Carbonatici + Non Carbonatici (NCI+CI); b) Quarzo (Q) – Feldspati (F) - Litici+Carbonati Extrabacinali (L+C); c) Litici a grana fine metamorfici (Lm) – vulcanici (Lv) - sedimentari+ carbonati extrabacinali (Ls). AVE_1: membro pelitico-arenaceo; AVE_3: membro arenaceo; AVE_4: membro ofiolitico.

PROGETTO CARG

spessore da decimetrico a metrico e geometria lenticolare caratterizzati dalla presenza di stratificazione incrociata tipo megadune che sono considerate diagnostiche di aree di trasfermento del sedimento (cfr. facies F6 di Mutti, 1992, fig. 15c). Infine, sono stati riconosciuti livelli di paraconglomerati e conglomerati riconducubili alle facies F1, F2 e F3 di Mutti (1992) caratterizzati da basi fortemente erosive e geometrie lenticolari (fig. 15d).

Nei livelli arenitici con ofioliti (figg. 15e e fig. 16) sono riconoscibili frammenti litici costituiti da serpentiniti, basalti, radiolariti e frammenti carbonatici extrabacinali da successioni di tipo Ligure e Subligure riferibili a sequenze di "flysch ad Elmintoidi *Auctt*." di tipo Ligure Esterno e/o Flysch Terziari carbonatici di tipo Subligure (cfr. Flysch di Vico e/o Flysch di Monte Penice).

La presenza di associazioni di facies molto differenti (sono rappresentate quasi tutte le facies dello spettro proposto da Mutti, 1992) associate alla diversa composizione del detrito evidenzia un ambiente di sedimentazione piuttosto complesso dove ai flussi torbiditici riconosciuti anche nei membri sottostanti si aggiungono flussi poco evoluti e prossimali caratterizzati da una composizione derivata da unità di tipo ligure con ofioliti che testimoniano l'influenza del fronte della protocatena appenninica sul bacino di sedimentazione della Formazione della Val d'Aveto.

2.2.2. - *Marne di Traschio* (**TRH**)

La formazione delle Marne di Traschio (Fogli 197 Bobbio e 215 Bedonia, Elter *et alii*, 1997, 2005) affiora in Val Trebbia all'altezza dei paesi di Traschio e Valsigiara ed è costituita da marne e marne argillose fortemente deformate e laminate presenti localmente come scaglie tettoniche sul contatto che separa l'Unità Aveto dalla sovrastante Sottounità Vico.

Lo spessore massimo non supera i 150 m. All'interno delle scaglie più potenti è possibile riconoscere alternanze di marne, marne siltose con livelli di torbiditi sottili a grana arenitica fine. L'intera sequenza é fortemente bioturbata e spesso le caratteristiche primarie sono completamente cancellate. Sono stati inoltre riconosciuti due livelli di areniti grossolane (vulcanoclastiti) caratterizate da una composizione fortemente litoarenitica con presenza di frammenti di rocce vulcaniche a chimismo intermedio che costituiscono oltre il 90% dell'ossatura (figg. 15f e 16).

I campioni fossiliferi provenienti dalle località Traschio e Valsigiara, presentano associazioni riferibili alla biozona MNP23 del Rupeliano (Oligocene inferiore) che contengono *Ciclycargolithus abisectus*, *Sphenolithus predistentus*, la cui presenza caratterizza la MNP23 in assenza del *marker* di zona *Helicosphaera recta*. In letteratura l'età viene estesa alla MNP24 del Rupeliano-Chattiano (Oligocene inferiore-superiore) (Elter *et alii*, 1999).

Anche se i rapporti stratigrafici fra questa formazione e la sottostante Formazione

PROGETTO CARG

della Val d'Aveto non sono mai stati riconosciuti in affioramento è ragionevole ipotizzare che le Marne di Traschio potessero rappresentare i sedimenti fini di chiusura di quel sistema torbiditico. Pertanto nella legenda del Foglio Cabella Ligure le Marne di Traschio sono state inserite al tetto dell'Unità Aveto.

3. - SUCCESSIONE DEL BACINO TERZIARIO PIEMONTESE

Il Bacino Terziario Piemontese (cfr. Bacino delle Langhe di Laubscher *et alii*, 1992) è costituito da successioni terziarie comprese fra le Alpi Marittime e l'Appennino Ligure a sud ed i depositi Plio-Pleistocenici del Bacino di Asti e dell'Appennino Vogherese a nord. Queste successioni possono raggiungere spessori di oltre 4000 m e rappresentano il riempimento di un bacino di tipo episuturale sviluppatosi fra l'Eocene superiore ed il Miocene superiore al di sopra dell'edificio strutturale Mesoalpino (cfr. Bacino Terziario Epimesoalpino di Mutti *et alii*, 1995). La Linea Sestri-Voltaggio separa i due principali settori del Bacino Terziario Piemontese, quello occidentale e quello orientale, caratterizzati da due diverse evoluzioni stratigrafiche a partire dall'Oligocene (Mutti *et alii*, 1995).

Il settore orientale del Bacino Terziario Piemontese risulta compreso fra le linee Sestri-Voltaggio e Villalvernia-Varzi e poggia in discordanza sulle Unità Antola e Liguri Interne della Zona Sestri-Voltaggio (Cortesogno & Haccard, 1984; Marini, 1981).

Nell'area del Foglio Cabella Ligure affiora parte del settore orientale del Bacino Terziario Piemontese (area Borbera-Grue; Gelati & Gnaccolini, 1988), il cui substrato è costituito dall'Unità Antola. La successione sedimentaria si estende temporalmente dall'Eocene superiore al Miocene inferiore ed è caratterizzata da un *trend* regressivo-trasgressivo testimoniato dal passaggio da marne di mare profondo a sistemi torbiditici allo sviluppo di una piattaforma silicoclastica e a sistemi deltizi per poi tornare a sistemi torbiditici di mare sempre più profondo. All'interno del Foglio la successione del Bacino Terziario Piemontese è costituita principalmente da depositi marino-marginali, caratterizzati da una forte variabilità latero-verticale delle litofacies e una marcata variazione composizionale in senso verticale.

La successione è stata studiata con un approccio multidisciplinare che ha integrato i dati provenienti dal lavoro di rilevamento geologico, basato su un criteri litostratigrafici (si veda anche l'Appendice 1) con uno studio petrografico della frazione arenitica e ruditica e uno studio biostratigrafico eseguito attraverso l'analisi delle associazioni a nannofossili (si veda anche l'Appendice 2).

3.1. - Marne di Vigoponzo (**VIG**)

Le Marne di Vigoponzo (cfr. Marne di Monte Piano, Segnini, 1961; Marne

PROGETTO CARG

di Vigoponzo, Bellinzona *et alii*, 1971; Gelati, 1974; Marne di Bosmenso *p.p.*, Cavanna *et alii*, 1989) costituiscono la formazione più antica del Bacino Terziario Piemontese e affiorano nei pressi di Merlassino, Valle Fonda, Costa Merlassino, Fontanelle e Magroforte. La sezione tipo si trova nei pressi di Merlassino, dove la formazione raggiunge uno spessore massimo di circa 50 m. Le Marne di Vigoponzo sono costituite da marne, marne-siltose grigio chiare e subordinate argille con stratificazione generalmente non riconoscibile o talvolta debolmente marcata da sottili strati di areniti finissime e siltiti prive di strutture sedimentarie.

A causa delle estese coperture non è mai visibile in affioramento il contatto con le sottostanti Argilliti di Pagliaro appartenenti alla successione dell'Unità Antola, mentre il passaggio stratigrafico alla sovrastante Formazione di Dernice è osservabile nella bella sezione affiorante nei pressi di Merlassino (fig. 17a). Il limite fra le due formazioni è evidenziato dalla comparsa delle prime areniti torbiditiche della Formazione di Dernice, organizzate in piccole sequenze negative.

La formazione è stata campionata nelle località Valle Fonda e Case la Croce. La ricca nannoflora studiata permette di definire le biozone NP18 e MNP19 *p.p.* del Priaboniano (Eocene superiore). La zona NP18 è caratterizzata da abbondante *Cribrocentrum reticulatum* a cui si associa *Reticulofenestra umbilicus*, *Discoaster barbadiensis* e *Discoaster saipanensis*. La zona MNP19 è invece caratterizzata dalla comparsa di *Istmolithus recurvus* e *Chiastmolithus oamaruensis,* ai quali si associa frequente *Cribrocentrum reticulatum, Reticulofenestra umbilicus*, *Discoaster barbadiensis* e *Discoaster saipanensis*.

L'ambiente deposizionale delle Marne di Vigoponzo è riferibile ad una sedimentazione emipelagica di mare profondo, con limitati apporti da torbiditi molto diluite e distali, avvenuta al di sopra di un substrato costituito dalle Unità Liguri già deformate durante la Fase Mesoalpina.

3.2. - Formazione di Dernice (**DRN**)

La Formazione di Dernice (cfr. Arenarie di Ranzano *p.p.* di Gelati, 1974 e Cavanna *et alii*, 1989; sequenza S1 *p.p.* di Di Giulio, 1991; Unità Pizzo d'Oca di Mutti *et alii*, 1995; membro del Pizzo d'Oca di Martelli *et alii*, 1998) affiora nel settore nord-occidentale del Foglio in un'area compresa fra Merlassino, Dernice e Fontanelle e nella zona di Solarolo. Le migliori sezioni si trovano in Valle Fonda e nei pressi di Vigoponzo e Solarolo. Ad ovest la Formazione di Dernice è tagliata dalla faglia di Costa Merlassino, mentre ad est scompare all'altezza del Rio Trebbio probabilmente erosa dalle sovrastanti formazioni.

La formazione presenta uno spessore massimo di circa 450 m, ed è costituita da depositi torbiditici passanti da areniti grossolane, talvolta microruditiche, ad areniti

PROGETTO CARG

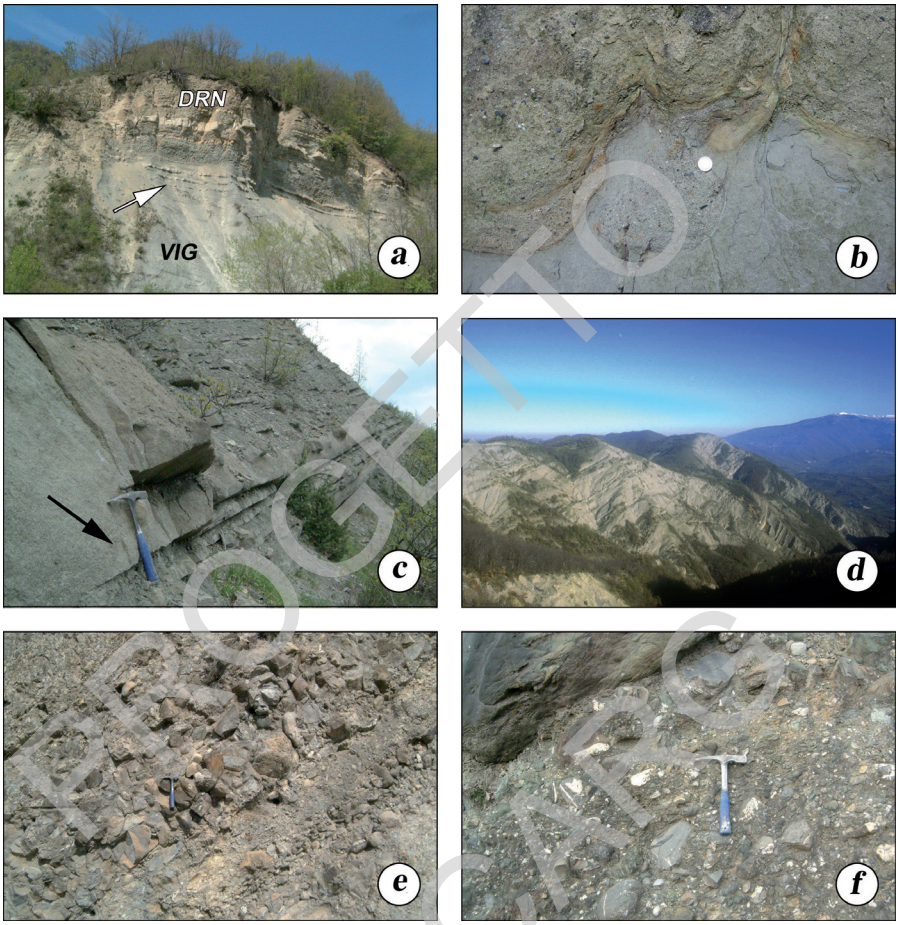

Fig. 17 - Aspetto in affioramento delle principali litofacies riconosciute nella parte inferiore della successione del Bacino Terziario Piemontese: a) Passaggio stratigrafico fra le Marne di Vigoponzo (VIG) e la Formazione di Dernice (DRN) nei pressi di Merlassino, la freccia indica il passaggio stratigrafico con la prima torbidite cartografata come Formazione di Dernice; b) Strutture da espulsione precoce di fluidi all'interno della Formazione di Dernice evidenziate dall'interfaccia fra arenite e marna, fotografate nei pressi di Vigoponzo; c) Aspetto in affioramento degli strati torbiditici che caratterizzano la Formazione di Grue nella parte alta del Torrente Grue di San Gaudenzio, la freccia indica un contatto fortemente erosivo fra due strati; d) Una spettacolare sezione del membro della Val Borbera (Conglomerati di Savignone) visto da Roccaforte Ligure; e) Tipico aspetto in affioramento del membro della Val Borbera (Conglomerati di Savignone) all'interno della Forra del Torrente Borbera, ben riconoscibile la stratificazione e la composizione monogenica caratterizzata da clasti derivati da una successione riferibile all'Unità Antola; f) Il membro di Persi (Conglomerati di Savignone) in affioramento all'interno della Forra del Torrente Borbera, si noti la presenza di blocchi di dimensione plurimetrica e la presenza di clasti derivati da una sequenza ofiolitica con metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura.

PROGETTO CARG

medio-fini e peliti.

La successione delle diverse litofacies cartografate permette di individuare due principali lobi torbiditici arenacei, separati da sequenze di torbiditi sottili. Al tetto della formazione è inoltre presente un livello dominato da peliti-marnose. La formazione è stata pertanto suddivisa in tre unità litostratigrafiche di rango inferiore, rappresentate da una litofacies arenaceo-pelitica, una litofacies arenitica e una litofacies pelitica.

La *litofacies arenaceo-pelitica* (**DRN**$_a$) è caratterizzata da torbiditi arenaceo-pelitiche a composizione arcosica rappresentate in prevalenza da strati di areniti medio-fini, siltiti marnose e marne; in modo subordinato sono presenti strati torbiditici di areniti medie e grossolane con rapporto arenaria/pelite≈1. Gli strati mostrano una gradazione diretta e nella parte superiore sviluppano una laminazione debolmente ondulata. Sono prevalenti sequenze di Bouma Ta-e e Tb-e interpretabili come facies F8, F9 di Mutti (1992) e attribuibili a flussi torbiditici a bassa densità.

La *litofacies arenitica* (**DRN**$_b$) è generalmente costituita da strati spessi e molto spessi gradati di arenarie da grossolane a fini con interstrati pelitico-marnosi molto sottili al tetto e rapporto arenaria/pelite >>1 (facies F7, F8, F9 di Mutti, 1992). In questi strati sono comuni strutture erosive di base quali piccoli *scour*, *groove cast e flute cast* così come la presenza di numerosi intraclasti pelitici. La parte sommitale degli strati spesso presenta tappeti di trazione mal sviluppati e/o laminazioni debolmente ondulate e/o oblique. In questa litofacies sono inoltre presenti strati massivi molto spessi e amalgamati costituiti da arenarie grossolane e ruditi fini mal classate (*pebbly-sandstone)* che costituiscono l'ossatura dei due principali lobi arenacei riconosciuti (facies F5 di Mutti, 1992). In questi strati è visibile una debole gradazione normale, mentre la frazione pelitica è ridotta a pochi cm o completamente erosa dallo strato successivo. Sono inoltre diffuse strutture da carico e da espulsione precoce di fluidi (fig. 17b). Inoltre sono diffuse strutture diagenetiche sferoidali da cementazione precoce incompleta che conferiscono a questa facies un caratteristico aspetto "mammellonare".

Gli strati appartenenti a questa litofacies sono attribuibili a flussi torbiditici ad alta densità e carico ghiaioso probabilmente connessi a sistemi fluviali a regime torrentizio (cfr. Lobi di piattaforma, Mutti *et alii*, 1996).

La *litozona pelitica* (**DRN**$_c$) affiora solamente nella parte alta della Valle Fonda dove è coinvolta nella zona di faglia di Costa Merlassino. È costituita da marne, marne-siltose e subordinate argille con stratificazione generalmente non riconoscibile. In modo subordinato sono presenti sottili strati torbiditici di areniti fini e siltiti grossolane. I rari strati torbiditici mostrano una laminazione debolmente ondulata e/o obliqua. Si tratta prevalentemente di emipelagiti di mare relativamente profondo da mettere in relazione alla disattivazione del sistema torbiditico sottostante. Dal punto di vista petrografico la Formazione di Dernice è caratterizzata da areniti classificabili come arcose e arcose-litiche in cui prevalgono clasti monocristallini di quarzo, feldspati

PROGETTO CARG

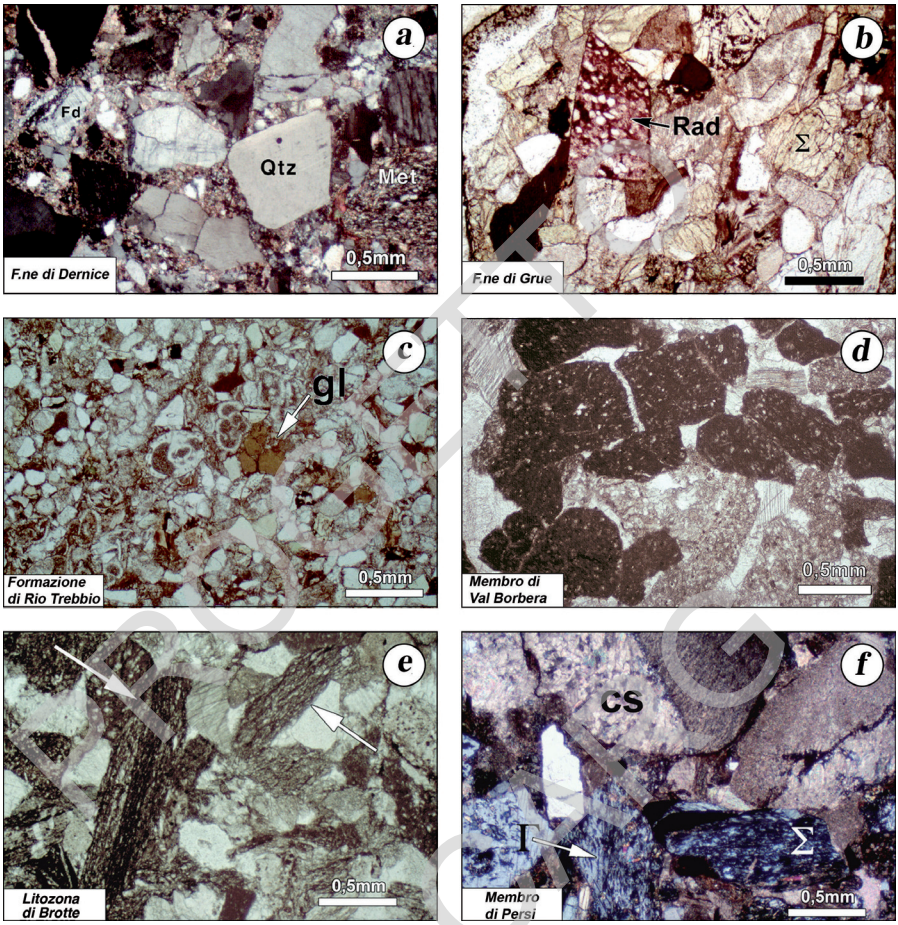

Fig. 18 - Microfacies relative ai principali litotipi riconosciuti nella parte inferiore della successione del Bacino Terziario Piemontese: a) arcose della Formazione di Dernice, dominano i frammenti di quarzo (Qtz), feldspati (Fd) e frammenti di rocce metamorfiche di basso grado (Met); b) litoareniti nella Formazione di Grue, sono presenti frammenti di roccia derivati da una successione ofiolitica non metamorfica, sono indicati frammenti di radiolariti (Rad) e di serpentiniti (Σ); c) Arenarie di Rio Trebbio, sono riconoscibili numerosi bioclasti e frammenti di glauconie (gl); d) litoareniti del membro di Val Borbera (Conglomerati di Savignone), si noti la composizione fortemente monogenica derivata da frammenti di rocce riconducibili alla successione dell'Unità Antola; e) litoareniti della Litozona di Brotte caratterizzate da frammenti di roccia derivati da successioni torbiditiche di tipo Ligure Interno (cfr. Formazione di Ronco); f) litoareniti associate al membro di Persi. La presenza di frammenti di roccia derivati da una successione ofiolitica metamorfica è evidenziata dalla presenza di metagabbri (Γ), metaserpentiniti (Σ) e calcescisti (cs).

e subordinati fillosilicati (figg. 18a e 19a, cfr. petrofacies Ra di Di Giulio, 1990, 1991) e frammenti di rocce granitoidi, rocce metamorfiche di basso grado (scisti e micascisti a una mica) e vulcaniti acide. Nella parte alta della successione, a livello del secondo lobo arenaceo, la composizione petrografica (fig. 19a, cfr. petrofacies Rb di Di Giulio, 1990, 1991) si modifica con la comparsa di frammenti di roccia derivati

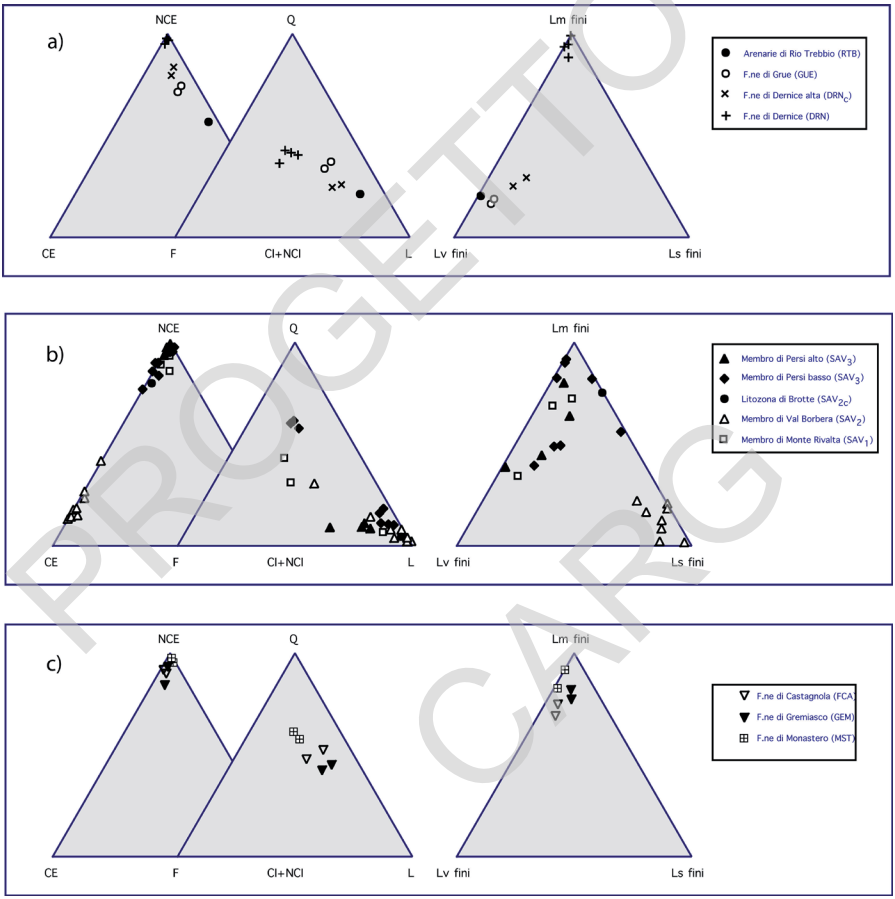

Fig. 19 – Petrografia delle areniti nella successione del Bacino Terziario Piemontese: a) parte basale della successione dalla Formazione di Dernice alle Arenarie di Rio Trebbio; b) parte centrale conglomeratica della successione dal membro di Monte Rivalta al membro di Persi ; c) parte superiore della successione, dalla Formazione di Monastero alla Formazione di Castagnola.
Legenda diagrammi: NCE, Extrabacinali Non Carbonatici; CE, Extrabacinali Carbonatici; CI+NCI, Carbonatici Intrabacinali + Non Carbonatici Intrabacinali. Q, Quarzo; F, Feldspati; L, Litici Extrabacinali. Lm fini, Litici a grana fine metamorfici; Lv fini, litici a grana fine vulcanici; Ls fini, litici a grana fine sedimentari).

PROGETTO CARG

da una sequenza ofiolitica di bassissimo grado metamorfico (serpentiniti, basalti e radiolariti). Queste areniti sono classificabili come litoareniti e fra i frammenti di roccia a grana fine diventano prevalenti le rocce vulcaniche "ofiolitiche" (fig. 19a).

Il limite inferiore della Formazione di Dernice è costituito dal passaggio stratigrafico con le Marne di Vigoponzo, mentre superiormente il contatto con la Formazione di Grue è caratterizzato da una marcata superficie erosiva, così come il passaggio alle sovrastanti Arenarie di Rio Trebbio che nel settore più orientale vengono direttamente a contatto con la Formazione di Dernice.

I dati biostratigrafici riferibili a questa formazione provengono dalle località Valle Fonda, Casa la Croce, Merlassino, Monte Trebbio, Monte Barilaro. Le associazioni a nannofossili studiate permettono di riferire la formazione alle zone MNP19 *p.p.*, MNP20 ed MNP21a *p.p.* del Priaboniano. Le zone sono caratterizzate da: *Istmolithus recurvus*, *Chiastmolithus oamaruensis, Cribrocentrum reticulatum*, *Reticulofenestra umbilicus, Discoaster barbadiensis* e *Discoaster saipanensi,* zona MNP19; da *Istmolithus recurvus*, *Reticulofenestra umbilicus, Discoaster barbadiensis* e *Discoaster saipanensis* la MNP20; da *Istmolithus recurvus*, *Reticulofenestra umbilicus* e comune *Lanternithus minutus* la MNP21a.

Nel complesso la Formazione di Dernice è stata interpretata come il risultato di una sedimentazione torbiditica di mare relativamente profondo connessa con l'attività dei margini del bacino e probabilmente legata in modo diretto con sistemi deltizi (di Biase, 1998); le impronte da corrente indicano nel complesso una provenienza dei flussi dai quadranti occidentali.

3.3. - Formazione di Grue (**GUE**)

La Formazione di Grue (cfr. unità Grue 1 di di Biase, 1998; parte sommitale della sequenza S1 di Di Giulio, 1991; parte superiore dell'unità Pizzo d'Oca di Mutti *et alii*, 1995) affiora nel settore nord-ovest del Foglio, le migliori esposizioni si trovano in sinistra dell'alta valle del Torrente Grue di San Gaudenzio, dove la formazione raggiunge lo spessore massimo di circa 60 m per poi assottigliarsi rapidamente verso SW e verso NE dove scompare all'altezza di Fontanelle.

La formazione è costituita da una successione torbiditica con granulometrie variabili da areniti grossolane e subordinate areniti-ruditiche, fino a peliti in strati da sottili a spessi (fig. 17c). Le geometrie sono marcatamente lenticolari con basi fortemente erosive, caratterizzate dalla diffusa presenza di *scour*, controimpronte di fondo di tipo *groove cast* e *flute cast* e notevole abbondanza di intraclasti pelitici che possono arrivare a formare delle areniti e/o ruditi intraformazionali. Gli strati presentano una debole gradazione diretta e spesso sono caratterizzati da un salto granulometrico netto tra la base più grossolana e una parte più fine che può sviluppare

PROGETTO CARG

tappeti di trazione di materiale più grossolano a diversi livelli nello strato.

Questi strati possono essere interpretati come associazione di facies F5, F7 e F8 di Mutti (1992).

Al tetto della formazione è stata distinta una *litozona pelitica* (**GUE$_a$**) costituita da marne, marne siltose, frequentemente bioturbate e ricche di bioclasti, e subordinate argille con stratificazione generalmente mal riconoscibile. Talvolta sono presenti sottili strati torbiditici di areniti fini e siltiti grossolane con scarso sviluppo laterale prive di strutture sedimentarie.

Le areniti campionate nella Formazione di Grue sono delle litoareniti confrontabili con quelle provenienti dalla parte alta della Formazione di Dernice e quindi caratterizzate dalla presenza importante di frammenti di roccia derivati da una sequenza ofiolitica non metamorfica o di bassissimo grado (figg. 18b e 19a). Si differenziano però dalla petrofacies con ofioliti della Formazione di Dernice principalmente per una presenza più importante di frammenti carbonatici di tipo intrabacinale, rappresentati soprattutto da foraminiferi bentonici (nummuliti e discocicline), frammenti di lamellibranchi e più rari foraminiferi planctonici.

La Formazione di Grue ha uno spessore massimo di circa 60 m con forti variazioni laterali. Inferiormente la formazione è in contatto, tramite una marcata superficie erosiva, con la Formazione di Dernice mentre al tetto è troncata da un'altra vistosa superficie erosiva che la mette in contatto con le Arenarie di Rio Trebbio o direttamente con il sovrastante membro di Monte Rivalta appartenente ai Conglomerati di Savignone.

La Formazione di Grue campionata nelle località Valle Fonda, Monte Barilaro, Poggio dell'Erta, è stata datata al passaggio Eocene-Oligocene. Viene infatti documentata la zona MNP21 con le sottozone MNP21a *p.p.* e MNP21b caratterizzate da abbondante *Lanternithus minutus* la prima e da abbondante *Ericsonia obruta* la seconda in associazione con *Ericsonia formosa*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Istmolithus recurvus*, *Reticulofenestra umbilicus*.

Nel complesso la Formazione di Grue può essere interpretata come un sistema torbiditico sviluppato in un settore direttamente connesso con una piattaforma silicoclastica; le impronte da corrente indicano nel complesso una provenienza dei flussi dai quadranti nord-occidentali.

3.4. - Arenarie di Rio Trebbio (**RTB**)

Le Arenarie di Rio Trebbio (cfr. Arenarie di Ranzano *p.p.* di Bellinzona *et alii*, 1971; Arenaria del Rio Trebbio di Cavanna *et alii*, 1989; Unità Rio Trebbio di Mutti *et alii*, 1995; unità Grue 2, di Biase, 1998) affiorano in una fascia compresa tra la zona di Costa Merlassino e Monte Rivalta, e nei pressi del Rio Trebbio per uno

PROGETTO CARG

spessore massimo di circa 70 m. Le migliori sezioni sono visibili nella parte alta della Valle Fonda e nel Rio Trebbio.

La formazione è costituita da areniti da grossolane a medio-fini, talvolta passanti a siltiti, in strati spessi con buona continuità laterale. Caratteristiche principali di queste areniti sono la presenza di abbondanti bioclasti rappresentati da frammenti di lamellibranchi, gasteropodi, foraminiferi, come nummuliti e discocicline, coralli e alghe calcaree e l'intensa bioturbazione che rende difficile il riconoscimento delle strutture sedimentarie originali.

La petrografia delle areniti che caratterizzano questa formazione è confrontabile con quella della sottostante Formazione di Grue. Si tratta di litoareniti (fig. 19a) in cui la presenza di frammenti di roccia derivati da una sequenza ofiolitica (serpentiniti e basalti) raggiunge percentuali pari al 20% dell'intera ossatura. I frammenti di tipo intrabacinale sono piuttosto diffusi e sono costituiti soprattutto da foraminiferi planctonici e bentonici, lamellibranchi, gasteropodi, alghe e da frammenti di glauconie (fig. 18c). In totale la frazione intrabacinale può raggiungere il 38% dell'intera ossatura e le areniti possono essere definite come delle areniti ibride *sensu* Zuffa (1980).

La formazione giace, tramite una marcata superficie erosiva, al di sopra della Formazione di Grue, mentre superiormente è a sua volta erosa dal membro di Monte Rivalta, parte basale dei Conglomerati di Savignone, che in prossimità del Monte Rivalta erode completamente le Arenarie di Rio Trebbio.

Negli affioramenti orientali la formazione giace direttamente al di sopra della Formazione di Dernice, mentre superiormente passa alla Formazione di Monastero attraverso una vistosa discordanza angolare.

La zona MNP22 *p.p.* indicativa del Rupeliano è stata riconosciuta in Valle Fonda e a Poggio dell'Erta ed è caratterizzata da *Reticulofenestra umbilicus, Istmolithus recurvus, Helicosphaera bramlettei, H. compacta, H. reticulata, H. wilcoxonii*.

Gli importanti processi di bioturbazione non permettono di riconoscere nelle Arenarie di Rio Trebbio strutture sedimentarie diagnostiche di un particolare ambiente sedimentario, ma la presenza importante di bioclasti permette di ipotizzare un ambiente deposizionale di piattaforma silicoclastica (cfr. Mutti, 1995). Le Arenarie di Rio Trebbio sono state interpretate (di Biase, 1998), come il risultato della sedimentazione in una porzione distale di un sistema fluvio-deltizio dominato da piene (*flood-dominated fluvio-deltaic system* di Mutti *et alii*, 1996).

3.5. - Conglomerati di Savignone (**SAV**)

I Conglomerati di Savignone (cfr. Conglomerati di Savignone *p.p. e* Arenarie di Ranzano *p.p.*, Bellinzona & Boni, 1970; Bellinzona *et alii*, 1971; Borbera

PROGETTO CARG

Konglomerat *p.p.*, Ibbeken, 1970; Conglomerati della Val Borbera, Gnaccolini 1974; 1982; 1988; Gelati & Gnaccolini, 1978; unità Molare-Borbera, Mutti *et alii*, 1995) affiorano nella parte occidentale del Foglio, dove raggiungono uno spessore di oltre 2200 m, in una vasta zona compresa tra Roccaforte Ligure e Dernice, e, più ad est, in alcuni affioramenti isolati nei pressi di Montacuto e di Ponte del Mulino. La formazione è stata suddivisa in tre membri principalmente sulla base della composizione petrografica.

3.5.1. - *Membro di Monte Rivalta* (**SAV$_1$**)

Il membro di Monte Rivalta (cfr. Calvadi-Konglomerat *p.p.*, Ibbeken, 1970; Arenarie di Ranzano *p.p.* Bellinzona *et alii*, 1971; Conglomerati di Monte Rivalta, Gelati, 1977) affiora tra Dernice e Monte Barilaro e raggiunge uno spessore massimo di circa 250 m nei pressi del Monte Rivalta, dove si trovano le migliori esposizioni. Nei pressi di Monte Barilaro il membro di Monte Rivalta risulta coinvolto nella zona di faglia di Costa Merlassino contro cui si chiude bruscamente, mentre gli affioramenti più orientali terminano all'altezza di Fontanelle dove sono implicati nella omonima vistosa struttura anticlinale.

Il membro di Monte Rivalta è stato suddiviso in tre litofacies, caratterizzate da bruschi passaggi laterali.

La *litofacies conglomeratica* (**SAV$_{1a}$**) affiora nei pressi di Monte Rivalta, dove raggiunge il suo massimo spessore (≈200 m). È costituita da conglomerati, con tessitura da clasto- a matrice-sostenuta e subordinate areniti-ruditiche, organizzati in strati spessi e molto spessi con una marcata geometria lenticolare e basi fortemente erosive. I clasti mostrano un buon grado di arrotondamento (da arrotondati a subarrotondati) con dimensioni medie comprese fra 20 e 30 cm che possono arrivare fino a 1 m. Sono presenti clasti perforati da litodomi mentre nella matrice arenitica sono diffusi bioclasti prevalentemente costituiti da gusci di lamellibranchi. La litofacies conglomeratica è costituita prevalentemente da depositi di tipo F3 e subordinatamente dalle facies F2, F4 e F5 di Mutti (1992).

La *litofacies arenitica* (**SAV$_{1b}$**) è costituita da areniti medio-grossolane organizzate in strati da medi a molto spessi con basi erosive evidenziate da abbondanti intraclasti pelitici e geometria lenticolare. Al tetto degli strati può essere presente un sottile livello pelitico, ma con rapporto A/P >> 1. All'interno degli strati è possibile riconoscere una debole gradazione diretta. Tali depositi sono stati interpretati come rappresentativi della facies F5 di Mutti (1992).

La *litofacies pelitica* (**SAV$_{1c}$**) (cfr. Marne di Bosmenso *p.p.* di Cavanna *et alii*, 1989) affiora estesamente ad est di Dernice e nei pressi di Parogna ed è costituita da marne, marne siltose e subordinate argille con stratificazione mal riconoscibile. La

PROGETTO CARG

litofacies pelitica mostra rapporti stratigrafici laterali interdigitati con la litofacies arenitica e con la litofacies conglomeratica.

La sedimentazione del membro di Monte Rivalta porta, oltre ad un cambio importante nelle facies, anche ad un cambio importante nella composizione del detrito che può essere riconosciuta molto bene anche nei conglomerati. I ciottoli sono infatti formati da calcari non metamorfici costituiti da *mudstone* e *wackestone* a spicole di spugna e da frammenti arenitici a composizione ibrida e silicoclastica derivati da una successione riconducibile all'Unità Antola. Subordinatamente, nella frazione conglomeratica, e in percentuale molto più significativa nella frazione arenitica, sono riconoscibili frammenti derivati da rocce granitoidi e di basso grado metamorfico (filladi, micascisti) e litotipi quali serpentiniti, gabbri, basalti e rare radiolariti derivati da una sequenza ofiolitica interessata da un metamorfismo di bassissimo grado. Inoltre sono comuni frammenti di rocce sedimentarie (arcose, litoareniti e marne) non metamorfiche riconducibili alla sottostante parte di successione del Bacino Terziario Piemontese. Le areniti analizzate (fig. 19b) possono essere classificate come arcose-litiche o litareniti-arcosiche.

Il membro di Monte Rivalta è in contatto, tramite netta discordanza erosiva, con le sottostanti Arenarie di Rio Trebbio o, nel settore di affioramento della litofacies conglomeratica, direttamente con la Formazione di Grue.

Il membro di Monte Rivalta è stato datato in Valle Fonda e al Monte della Cappelletta al passaggio tra la zona MNP22 e la zona MNP23 del Rupeliano definito dalla comparsa di *Helicosphaera recta* e *H. perch-nielseniae* in associazione con *Helicosphaera bramlettei, H. compacta, H. reticulata, H. wilcoxonii*.

Nel complesso i depositi del membro di Monte Rivalta possono essere interpretati come il risultato di una sedimentazione da parte di flussi iperconcentrati in ambienti marino marginali dove sistemi deltizi grossolani si sviluppavano in prossimità della linea di costa.

3.5.2. - *Membro della Val Borbera* (**SAV$_2$**)

Il membro della Val Borbera (cfr. *Borbera Konglomerat*, Ibbeken, 1970; Conglomerati della Val Borbera di Gelati & Gnaccolini, 1978) affiora, all'interno del Foglio Cabella Ligure in due settori principali separati dal sistema di faglie di Costa Merlassino. Nel settore occidentale i conglomerati del membro della Val Borbera si sviluppano in direzione nord-sud da Monte Barilaro fino a Roccaforte Ligure dove la loro giacitura diventa circa est-ovest. In questo settore la "forra" del Torrente Borbera mette in evidenza la migliore sezione con circa 1800 m di conglomerati esposti (fig. 17d). Nel settore orientale il membro affiora invece, con andamento est-ovest nella zona compresa fra Rocchetta di Barilaro e Monte della

PROGETTO CARG

Cappelletta e presenta spessori massimi di circa 400 m. Altri affioramenti di questo membro sono stati cartografati nella zona compresa fra Monte Acuto, Ponte del Mulino fino al paese di Remeneglia.

Il membro della Val Borbera è costituito prevalentemente da conglomerati clasto sostenuti (fig. 17e) e da subordinati conglomerati matrice sostenuti e areniti grossolane. I depositi sono organizzati in strati da spessi a molto spessi con superfici di stratificazione difficilmente riconoscibili e una gradazione che può essere diretta o inversa con concentrazione dei clasti più grossolani nella parte centrale dello strato o addirittura nella sua parte superiore. Sono inoltre spesso riconoscibili improvisi salti di granulometria all'interno di uno strato con clasti che passano da dimensioni decimetriche a centimetriche. I clasti hanno dimensioni da centimetriche a decimetriche e in alcuni casi possono raggiungere dimensioni metriche. L'arrotondamento dei clasti varia da subarrotondato a molto arrotondato. La matrice è costituita da areniti grossolane e ruditi fini spesso caratterizzate da una presenza abbondante di bioclasti (lamellibranchi e nummuliti).

La forte capacità erosiva di questi flussi è testimoniata da frequenti fenomeni di amalgamazione degli strati e abbondanza di intraclasti pelitici alla base degli stessi. La geometria complessiva degli strati è lenticolare, ma in genere continua alla scala dell'affioramento (fig. 17e). La presenza di strati arenitici permette di riconoscere l'originaria paleorizzontale e di evidenziare una organizzazione interna degli strati conglomeratici in *foreset* progradanti (DI BIASE, 1998).

È stata inoltre distinta una *litofacies arenitica* (**SAV$_{2a}$**) che affiora nei pressi di Lemmi e in media Val Vobbia. È costituita da torbiditi organizzate in strati da medi a spessi di litoareniti grossolane e ruditi fini, con basi erosive e geometria lenticolare. Le sabbie sono spesso caratterizzate da una abbondante presenza di nummuliti, frammenti di lamellibranchi, gasteropodi e in alcuni casi da frammenti di coralli e briozoi (CARNEVALE *et alii*, 2002).

All'interno del membro è stata distinta una *litofacies pelitica* (**SAV$_{2b}$**) che affiora in modo limitato nei pressi di Valle del Forno, Lemmi e a Montebore, e più estesamente nelle zone di Remeneglia, Cella e Bosmenso (cfr. Marne di Bosmenso *p.p.* di CAVANNA *et alii*, 1989). Questa litofacies è formata prevalentemente da marne, marne siltose e subordinate argille con stratificazione mal riconoscibile.

Nella parte medio-alta del membro è stato infine distinto un corpo conglomeratico dello spessore massimo di circa 50 m denominato *litozona di Brotte* (**SAV$_{2c}$**), (cfr. *Brotte-Brekzie p.p.*, IBBEKEN, 1970). Questa litozona è nettamente distinguibile per caratteristiche di facies e composizionali rispetto ai sottostanti depositi e affiora in modo abbastanza continuo al bordo occidentale del Foglio, tra Fontana e Roccaforte Ligure. I conglomerati di questo livello sono organizzati in strati da spessi a molto spessi con scarsa organizzazione interna e basi fortemente erosive che mostrano frequenti fenomeni di amalgamazione. I clasti conglomeratici del livello di Brotte

PROGETTO CARG

mostrano un basso grado di arrotondamento, generalmente da subarrotondati a subangolosi fino ad angolosi, caratteristica che li rende facilmente riconoscibili sul terreno rispetto agli altri conglomerati cartografati in questo membro.

Caratteristica peculiare, in questo livello, è infatti la presenza dominante di clasti derivati dall'erosione di successioni di tipo Liguri Interne (ad esempio la Formazione di Ronco dell'Unità Portello) e dalla parte basale della successione dell'Unità Antola (ad esempio le Argilliti di Montoggio). I clasti sono caratterizzati da una foliazione pervasiva che condiziona la forma dei clasti all'interno del conglomerato.

La caratteristica principale della petrografia del membro di Val Borbera è una composizione quasi monogenica riconoscibile nel conglomerato così come nelle areniti associate ed analizzate. I ciottoli dei conglomerati sono formati infatti da calcari non metamorfici costituiti da *mudstone* e *wackestone* a spicole di spugna e da subordinati frammenti arenitici a composizione ibrida e silicoclastica derivati da una successione riconducibile all'Unità Antola. Sono inoltre riconoscibili rarissimi clasti di granitoidi, serpentiniti, basalti e radiolariti rosse. Le areniti associate sono classificabili come litoareniti (figg. 18d e 19b) mentre secondo la classificazione proposta da Zuffa (1980) possono essere considerate come delle calclititi.

L'analisi modale delle areniti associate alla litozona di Brotte (fig. 19b) ha messo in evidenza una composizione litoarenitica dominata da frammenti di rocce metamorfiche di bassissimo grado (fig. 18e) e subordinate rocce sedimentarie silicoclastiche.

Nel settore ad ovest della faglia di Costa Merlassino i conglomerati del membro della Val Borbera poggiano in discordanza angolare direttamente sul substrato rappresentato dall'Unità Antola (Argilliti di Pagliaro e Formazione di Bruggi-Selvapiana) mentre al tetto vengono a contatto con i conglomerati del membro di Persi attraverso un contatto erosivo. Nel settore ad est della faglia invece essi poggiano sul membro del Monte Rivalta con contatto erosivo così come erosivo è il contatto al tetto con il membro di Persi e nei settori più orientali direttamente con la Formazione di Monastero.

Il membro della Val Borbera è stato datato alla zona MNP23 *p.p.* del Rupeliano in località Monte della Cappelletta, Valle del Forno e Forra del Torrente Borbera, sulla base di associazioni che contengono oltre agli elicoliti citati per il membro di Monte Rivalta anche *Cyclicargolithus abisectus*.

I depositi del membro della Val Borbera possono essere interpretati come il risultato di una sedimentazione, da parte di flussi iperconcentrati. La facies più comune riconoscibile è la F3 di Mutti (1992) in associazione con le facies, F4 e F5 presenti in modo subordinato nei livelli più fini arenitici e ruditici.

Complessivamente possiamo interpretare questi depositi come il risultato della sedimentazione, nei momenti di maggior efficienza del sistema, da flussi iperconcentrati, che evolvono in correnti torbiditiche ad alta densità in un ambiente

PROGETTO CARG

marino marginale legato a sistemi di delta tipo *Gilbert* dominati da piene catastrofiche. I depositi fini sommitali indicano le fasi finali di disattivazione e chiusura del sistema.

3.5.3. - *Membro di Persi* (**SAV$_3$**)

Il membro di Persi (cfr. Sasso-Brekzie *p.p.*, Ibbeken, 1970; unità Valla-Persi *p.p.*, Mutti *et alii*, 1995; unità Monteggio e unità Persi, di Biase, 1998) è il membro superiore dei Conglomerati di Savignone e affiora nel limite ovest del Foglio, nei pressi di Fontana, nella zona di Monte Osesa, dove raggiunge lo spessore massimo di circa 200 m e a cavallo della Faglia di Costa Merlassino nei pressi di Valle dei Forni.

Analogamente ai due membri sottostanti il membro di Persi è costituito prevalentemente da conglomerati clasto sostenuti e da subordinati strati di conglomerati matrice sostenuti, areniti ruditiche e areniti grossolane organizzati in strati spessi e molto spessi caratterizzati da una geometria lenticolare, da basi fortemente erosive e strati amalgamati. Rispetto ai due membri sottostanti i clasti mostrano un grado di arrotondamento minore variabile da subarrotondato a subangoloso con classazione pessima e dimensioni dei clasti mediamente comprese fra 20 e 30 cm, ma che possono arrivare fino a 3 m, con i clasti di dimensioni maggiori spesso dispersi nella parte centrale dello strato (fig. 17f).

Nella zona di Monte Osesa sono stati distinti, in base alla composizione del detrito, due litozone che occupano la parte basale del membro:

La *litozona a brecce metacalcaree* (**SAV$_{3a}$**) (cfr. Spilit-Brekzie, brecce spilitiche, Ibbeken, 1970; Bellinzona & Boni, 1970; Bellinzona *et alii*, 1971) formata da brecce a tessitura clasto-sostenuta, con spessore pluridecametrico e composizione quasi monogenica costituita da basalti e subordinati gabbri e radiolariti di bassissimo grado metamorfico.

La *litozona a brecce basaltiche* (**SAV$_{3b}$**) (cfr. *Dolomit-Brekzie*, Ibbeken, 1970), caratterizzata da brecce a tessitura clasto-sostenuta di spessore pluridecametrico che mostra una composizione costituita da metacalcari e subordinate metadolomie di basso grado metamorfico.

Caratteristica petrografica principale di questo membro è la comparsa, nella parte bassa del membro, di detrito derivato da sequenze ofiolitiche e relative coperture sedimentarie di bassissimo grado metamorfico, provenienti da successioni di tipo Ligure Interno, e nella parte alta del membro, l'arrivo di clasti di rocce "ofiolitiche" e cristalline caratterizzate da metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura (prasiniti, metaserpentiniti, quarziti, marmi, calcescisti, metagabbri e gneiss). La composizione totale di questo membro è ben riconoscibile nelle litoareniti associate

PROGETTO CARG

ai conglomerati (figg. 18f e 19b). Oltre ai litotipi metamorfici appena descritti sono infatti riconoscibili frammenti di roccia derivati dalla successione dell'Unità Antola (calcilutiti e calcareniti) descritti nella petrografia del membro di Val Borbera.

La diversa composizione rispetto alla successione sottostante è evidenziata dalla colorazione verdastra assunta dai depositi del membro di Persi.

Il membro di Persi giace, tramite una marcata superficie erosiva visibile al Monte Trassa, al di sopra dei depositi fini o direttamente sui conglomerati, del membro della Val Borbera, mentre il passaggio superiore con la Formazione di Monastero è stato interpretato come un contatto stratigrafico discordante (Di Giulio, 1991; Mutti *et alii*, 1995; Martelli *et alii*, 1998, di Biase, 1998). Tale discordanza, sebbene non visibile in affioramento, è ben riconoscibile alla scala della carta geologica e la sua presenza è confermata dai rilevamenti effettuati per la realizzazione del Foglio.

Il membro di Persi è stato riferito alla zona MNP23 *p.p.* del Rupeliano per posizione stratigrafica. I numerosi campionamenti effettuati hanno fornito sempre campioni sterili o associazioni non significative.

Analogamente al sottostante membro della Val Borbera i depositi del membro di Persi possono essere interpretati come il risultato di una sedimentazione da parte di flussi iperconcentrati. La facies più comune riconoscibile è la F3 di Mutti (1992) in associazione con le facies F4 e F5 presenti in modo subordinato nei livelli più fini.

Complessivamente i depositi grossolani del membro di Persi possono essere interpretati come il risultato di una deposizione in ambiente marino marginale al fronte di un sistema di delta di tipo *Gilbert*.

3.6. - Formazione di Monastero (**MST**)

La Formazione di Monastero (cfr. Formazione di Monastero *p.p.*, Bellinzona *et alii*, 1971; Arenarie di Ranzano *p.p.*, Cavanna *et alii*, 1989; sequenza S3 *p.p.*, Di Giulio, 1991; unità Monastero, Mutti *et alii*, 1995; membro di San Sebastiano Curone, Martelli *et alii*, 1998) affiora estesamente nel settore settentrionale del Foglio fra le valli dei Torrenti Grue e Curone, dove raggiunge uno spessore massimo di circa 1000 m, assottigliandosi verso NE dove chiude bruscamente contro il sistema di faglie riconosciuto in Val Staffora. Le migliori esposizioni di questa formazione si trovano nei pressi di Valle Scura, San Gaudenzio, Rio Riarasso, in riva destra del Torrente Museglia ed in riva sinistra del Rio della Costa.

La formazione è costituita prevalentemente da torbiditi pelitico-arenacee e arenaceo-pelitiche, con rapporto arenite/pelite≈1, rappresentate in prevalenza da strati sottili e medi di areniti medio-fini, siltiti e marne (fig. 20a). In modo subordinato sono presenti strati torbiditici spessi di areniti medie e medio-grossolane a composizione litoarenitica. La stratificazione mostra una buona continuità laterale

PROGETTO CARG

Fig. 20 - Aspetto in affioramento delle principali litofacies riconosciute nella parte superiore della successione del Bacino Terziario Piemontese: a) aspetto caratteristico della Formazione di Monastero fotografata nei pressi di San Gaudenzio; b) frana intraformazionale (slump) all'interno della Formazione di Monastero a sud-ovest di Codevico; c) membro di Cappella della Valle (Formazione di Gremiasco), aspetto in affioramento della facies ad areniti grossolane massive fotografato nella località tipo; d) passaggio stratigrafico fra Formazione di Monastero (MST) e Formazione di Gremiasco (GEM) nei pressi di Cappella della Valle, la freccia indica il passaggio stratigrafico con la prima torbidite cartografata come Formazione di Gremiasco; e) livello cineritico all'interno della Formazione di Gremiasco a nord di Canova; f) passaggio stratigrafico tra Formazione di Gremiasco (GEM) e Formazione di Castagnola (FCA) a nord di Canova, la freccia nera indica il passaggio stratigrafico mentre le frecce bianche indicano i primi tre megastrati.

PROGETTO CARG

con predominanza di sequenze di Bouma di tipo Ta-e e Tb-e.

Per tenere conto della complessità riconosciuta all'interno della Formazione di Monastero sono state inoltre distinte tre diverse litofacies che si ripetono nella successione:

Alla base del membro, nei settori di Monte Mogliazza, Monte Trebbio, Cascine e a nord di Dernice è stata cartografata la *litofacies conglomeratica* (**MST**$_a$) costituita da conglomerati, areniti-conglomeratiche e subordinate areniti grossolane organizzata in strati spessi e molto spessi, con basi erosive e geometria marcatamente lenticolare. La litofacies conglomeratica è intercalata in tutti i livelli della formazione, ma risulta particolarmente frequente nella parte inferiore e talvolta costituisce la base della formazione. In questa litofacies predominano facies F3 e subordinatamente F4 e F5 di Mutti (1992).

La *litofacies arenitica* (**MST**$_b$) è stata cartografata a diversi livelli della Formazione di Monastero, talvolta come singoli strati di spessore plurimetrico, come quelli riconosciuti in riva destra del Torrente Museglia e nei pressi di Valle Scura, talvolta come successioni di strati da spessi a molto spessi amalgamati, come quelli affioranti presso Garbagna (Lobi di San Gaudenzio; Gelati, 1977), a nord di San Sebastiano Curone e presso Cella. Questa litofacies è rappresentata da torbiditi arenacee in strati di areniti da medie a grossolane e subordinate ruditi fini sempre caratterizzate da una classazione scarsa o pessima. Gli strati hanno buona continuità laterale a scala dell'affioramento e geometrie lenticolari a scala cartografica. Le basi mostrano strutture legate ad una buona capacità erosiva dei flussi quali frequente amalgamazione, diffusa presenza di intraclasti pelitici e controimpronte da corrente di tipo *groove cast* e *flute cast*. All'interno degli strati sono inoltre comuni strutture legate a espulsione di fluidi e strutture diagenetiche sferoidali, dovute a cementazione precoce incompleta, che conferiscono agli strati un caratteristico aspetto mammellonare. Sono predominanti associazioni di facies F5 e F8 con presenza subordinata di facies F9 di Mutti (1992).

La *litofacies caotica* (**MST**$_c$), riconosciuta e cartografata nei pressi di Fabbrica Curone/Pradaglia, Codevico e Cella, è costituita dall'associazione di livelli di paraconglomerati a matrice arenitica e pelitica (*pebbly mudstone* e *pebbly sandstone*) spesso associati a frane intraformazionali (*slump*) (fig. 20b).

All'interno degli *slump,* così come nei paraconglomerati, è possibile riconoscere clasti, blocchi e intere porzioni di strati di areniti e di conglomerati appartenenti alla stessa Formazione di Monastero caratterizzati da deformazioni allo stato inconsolidato. Oltre ai clasti intraformazionali sono diffusi soprattutto ciottoli e blocchi derivati da sequenze ofiolitiche metamorfiche e da successioni di tipo ligure non metamorfiche.

Al tetto della formazione è stata distinta una *litozona pelitica* (**MST**$_d$) (cfr. Marne di Rigoroso *p.p.* e Marne di M. Zuccaro *p.p*; Bellinzona *et alii*, 1971; Cavanna *et alii*,

PROGETTO CARG

1989), costituita da marne, marne-siltose e subordinate argille; talvolta sono presenti sottili strati torbiditici di arenarie fini e siltiti grossolane e nella parte sommitale sono stati riconosciuti almeno due livelli di vulcaniti di spessore centimetrico quasi completamente alterati. La litozona pelitica può essere interpretata come la successione di strati torbiditici estremamente distali e diluiti, che registrano la disattivazione del sottostante sistema torbiditico

La petrografia della formazione di Monastero (cfr. petrofacies Rc di Di Giulio, 1990, 1991) non mostra differenze importanti rispetto a quella del sottostante membro di Persi, almeno dal punto di vista qualitativo. Da un punto di vista quantitativo le areniti analizzate sono delle litoareniti-arcosiche (figg. 21a e 19c) caratterizzate dalla presenza di frammenti di roccia derivati da successioni che vanno dall'Unità Antola (calcilutiti e areniti ibride), alle Unità Ligure Interne di basso grado metamorfico (serpentiniti, basalti, radiolariti e relative coperture sedimentarie) fino alle Unità Liguri della Zona Sestri-Voltaggio e del Gruppo di Voltri, compresi litotipi probabilmente riconducibili a unità cristalline con metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura (metaserpentiniti, prasiniti, marmi, calcescisti, metadolomie, gneiss a glaucofane).

Il contatto basale della Formazione di Monastero è costituito da una discordanza angolare molto marcata, anche a scala cartografica, che sutura la successione sottostante. Il contatto superiore con la Formazione di Gremiasco è visibile solo nel settore di Fabbrica Curone ed costituito da un contatto di tipo erosivo.

La Formazione di Monastero si è depositata in un intervallo di tempo che comprende il passaggio dalla zona MNP23 *p.p.* alla zona MNP24 *p.p.* del Rupeliano, caratterizzato dalla comparsa di *Sphenolithus ciperoensis* in associazione con *Sphenolithus distentus* e *Cyclicargolithus abisectus*. I dati raccolti sono stati principalmente ricavati dalla

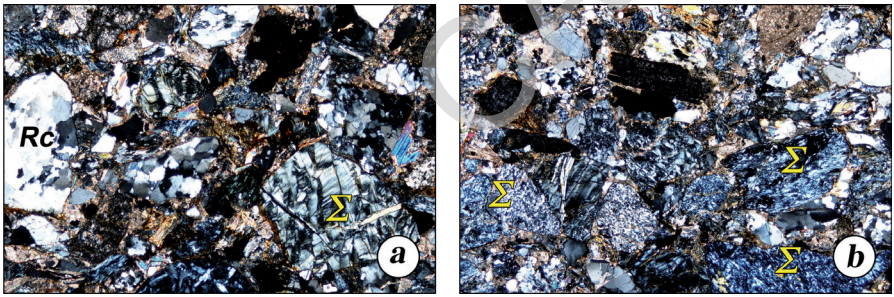

Fig. 21 - Aspetto in sezione sottile delle principali microfacies riconosciute nella parte superiore della successione del Bacino Terziario Piemontese: a) litoareniti-arcosiche nella Formazione di Monastero, sono indicati frammenti di rocce cristalline (Rc) e metaserpentiniti (Σ); b) litoareniti-arcosiche nella Formazione di Castagnola, sono indicati frammenti di metaserpentiniti (Σ).

PROGETTO CARG

sezione stratigrafica misurata in località Cappella della Valle.

La Formazione di Monastero è stata interpretata come il risultato di una sedimentazione torbiditica localizzata alla base di una scarpata dominata da una sedimentazione relativamente fine (facies F7, F8 e F9), dove le facies più grossolane riconosciute (F3, F4 e F5) rappresentano depositi residuali lasciati da flussi particolarmente voluminosi (Mutti *et alii*, 1995). Le caratteristiche della Formazione di Monastero indicano un approfondimento dell'interfaccia deposizionale rispetto al livello marino che determina l'annegamento dei sistemi deltizi riconosciuti nei depositi sottostanti e l'instaurarsi di un nuovo ciclo trasgressivo che porta ad una sedimentazione francamente marina.

3.7. - Formazione di Gremiasco (**GEM**)

La Formazione di Gremiasco (cfr. Marne di Rigoroso *p.p.*, Bellinzona *et alii*, 1971; Cavanna *et alii*, 1989; unità Gremiasco, Stocchi *et alii*, 1992; Gremiasco Turbidite System, Baruffini *et alii*, 1994) affiora nella parte settentrionale del Foglio, nel settore compreso fra la Val Curone e la Val Staffora. L'intera formazione può essere considerata come un complesso sistema torbiditico che raggiunge uno spessore massimo di circa 400 m e che si sviluppa all'interno di un bacino sedimentario probabilmente controllato dall'attività tettonica della Linea Villarvernia-Varzi, affiorante immediatamente a nord del Foglio Cabella Ligure.

A partire dalla Formazione di Monastero l'analisi petrografica modale della frazione arenitica non ha messo in evidenza variazioni importanti. Le areniti della Formazione di Gremiasco sono delle litoareniti (fig. 19c) confrontabili con quelle della Formazione di Monastero a cui si rimanda per una descrizione più dettagliata.

La Formazione è stata suddivisa in due membri che mostrano tra loro contatti di tipo stratigrafico erosivo.

3.7.1. - *Membro di Cappella della Valle* (**GEM_1**)

Il membro di Cappella della Valle (cfr. Arenarie di Nivione *p.p.* e Arenarie di Cappella della Valle *p.p.* di Cavanna *et alii*, 1989; subunità Gr_1, Stocchi *et alii*, 1992) è stato riconosciuto alle pendici settentrionali del Monte Sigretta, presso Cappella della Valle, dove è esposta la sezione migliore affiorante lungo la S.P. 111 e a nord di Bosmenso. Lo spessore massimo è di circa 60 m. Si tratta di torbiditi arenacee in strati da medi a spessi fino a molto spessi di areniti grossolane e ruditi fini caratterizzate da scarsa selezione (fig. 20c). Le areniti sono prevalentemente massive o mostrano una debole gradazione diretta con presenza di rari tappeti di trazione sia nelle porzioni

PROGETTO CARG

più grossolane che nelle porzioni a granulometria più fine. La stratificazione mostra scarsa continuità laterale, anche a scala dell'affioramento. Gli strati hanno base fortemente erosiva evidenziata da piccoli *scour* e, alla base della formazione, da controimpronte da corrente di grosse dimensioni, sono frequentemente amalgamati e hanno rapporti arenite/pelite>>1.

Le areniti sono caratterizzate da strutture da espulsione di fluidi e presentano spesso strutture diagenetiche sferoidali dovute a una cementazione precoce incompleta, che conferiscono agli strati un caratteristico aspetto mammellonare.

Il membro di Cappella della Valle giace, attraverso una netta discordanza erosiva sopra alla Formazione di Monastero ed è a sua volta eroso dal sovrastante membro di Nivione.

Il membro di Cappella della Valle viene riferito per posizione stratigrafica alla zona MNP24 *p.p.* del Rupeliano-Chattiano.

Le torbiditi del membro di Cappella della Valle sono prevalentemente formate da facies F4-F5 e nella parte superiore da facies F5-F7-F8 di Mutti (1992). La successione verticale delle facies delinea un ciclo *fining- and thinning-upward*

I depositi di questo membro sono interpretati come il riempimento di canali erosivi prossimi ai margini del bacino, risultato della deposizione di flussi ad alta densità fortemente erosivi con predominanza delle granulometrie grossolane.

3.7.2. - *Membro di Nivione* (**GEM$_2$**)

Il membro di Nivione (cfr. Marne di rigoroso *p.p.*, Formazione di Variano, Bellinzona *et alii*, 1971; Arenarie di Nivione *p.p.* e Marne di M. Zuccaro *p.p.* di Cavanna *et alii*, 1989) affiora in una fascia lungo la Val Curone compresa tra Gremiasco e Pareto per uno spessore massimo di 300 m e mostra i suoi migliori affioramenti nei pressi di Codevico.

È costitutito da torbiditi arenaceo-pelitiche e subordinatamente pelitico-arenacee rappresentate da strati medi e sottili di areniti medie e fini, siltiti-marnose e marne con rapporto arenite/pelite≈1. Gli strati mostrano una buona continuità laterale e una limitata capacità erosiva evidenziata dalla presenza di clasti intraformazionali pelitici presenti in alcuni strati e di controimpronte di base di tipo *flute cast*.

Negli strati sono comuni sequenze di Bouma Ta-e Tb-e con presenza di gradazione diretta ben sviluppata e laminazioni piano-parallele e convolute nella parte arenitica fine. Complessivamente è possibile interpretare questi depositi come facies F8 ed F9 di Mutti (1992).

All'interno del membro sono state distinte le seguenti tre unità litostratigrafiche di rango inferiore:

La *litofacies arenitica* (**GEM$_{2a}$**), (cfr. Arenarie di Nivione *p.p.*, Cavanna *et alii*,

PROGETTO CARG

1989), che affiora nel settore di Monte Casso, costituita da areniti torbiditiche in strati da medi a spessi con buona continuità laterale. Si tratta di areniti medio-grossolane, mal sortite e debolmente gradate, che mostrano, talvolta, tappeti di trazione e, nella parte sommitale più fine, presenza di laminazioni debolmente convolute. Gli strati sono spesso organizzati in sequenze plurimetriche negative (fig. 20d) con strati amalgamati o separati da sottili livelli pelitici, sono presenti impronte da corrente di tipo *groove* e *flute cast* e frequenti sono anche strutture da espulsione di fluidi. Gli strati riconosciuti in questa litofacies sono del tipo (F4)-F5, (F5)-F7-F8 e F8-F9 di Mutti (1992), generalmente organizzati in cicli *thickening-* e *coarsening-upward* costituiti da 10-20 strati (Baruffini *et alii,* 1994). Questa associazione di facies è stata interpretata come caratteristica di lobi sabbiosi poco sviluppati in un ambiente francamente marino (Stocchi *et alii*, 1992).

La *litozona caotica* (**GEM$_{2b}$**) (cfr. "membro inferiore" *p.p.* delle Marne di Rigoroso, Andreoni *et alii*, 1981; litozona caotica "f" di Cavanna *et alii*, 1989), che affiora fra Cappella della Valle e Colombassi, è presente nella parte intermedia del membro e risulta formata da un potente livello di sedimento pelitico, costituito prevalentemente da depositi da *mud flow* e subordinati paraconglomerati (*pebbly mudstone*) a tessitura matrice-sostenuta, caratterizzati dalla presenza di subordinati clasti di serpentinite. Questi depositi mostrano una base fortemente erosiva che li mette a contatto, nei pressi di C. Malvista, con la litofacies arenitica dello stesso membro o direttamente con il sottostante membro di Cappella della Valle. Inoltre nel settore compreso fra Cappella della Valle e C. Minaia la litozona caotica è in contatto con i depositi della Formazione di Monastero.

La *litozona pelitica* **(GEM$_{2c}$),** che affiora in Val Curone, in una fascia estesa tra Colombassi e Canova (cfr. Marne di Rigoroso *p.p.*, Bellinzona *et alii*, 1971; Cavanna *et alii*, 1989) è caratterizzata da marne, marne siltose e subordinatamente argille di colore verde oliva con stratificazione generalmente non riconoscibile. Sono abbastanza frequenti sottili strati torbiditici di areniti fini e siltiti grossolane. Inoltre, all'interno di questa litozona sono stati riconosciuti alcuni livelli centimetrici di cineriti fortemente alterate (fig. 20e).

Le biozone documentate per questo membro su campioni provenienti dalle sezioni di Cappella della Valle e Fosso Camponi sono riferibili alle zone MNP24*p.p.*, MNP25 ed MNN1a*p.p.* che occupano l'intervallo di tempo Rupeliano-Chattiano. Le zone MNP24 ed MNP25a presentano associazioni con *Dictyococcites bisectus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Sphenolithus ciperoensis*, e il passaggio fra le due zone è stato determinato sulla scomparsa di *Sphenolithus distentus*. La sottozona MNP25b è stata documentata sulla base della scomparsa di *Sphenolithus ciperoensis*, e la MNN1a sulla base della scomparsa di *Dictyococcites bisectus*.

La successione riconosciuta nel membro di Nivione è indicativa di un sistema torbiditico, in grado di sviluppare piccoli lobi arenacei, alimentati da ovest e sud-

PROGETTO CARG

ovest, che indicano un ambiente marino esterno alla zona di piattaforma e meno influenzato dalla dinamica dei margini del bacino. La litozona pelitica, che chiude la sedimentazione di questo membro rappresenta, analogamente a quanto visto nelle formazioni sottostanti, la fase di disattivazione di questo sistema torbiditico.

3.8. - Formazione di Castagnola (**FCA**)

La Formazione di Castagnola risulta divisa in tre membri (cfr. Cavanna *et alii*, 1989). Nel Foglio 196 Cabella Ligure affiora il solo membro basale denominato membro di Costa Grande da Cavanna *et alii* (1989). La formazione affiora nella parte settentrionale del Foglio, in Val Curone, nella zona compresa fra Gremiasco e Fabbrica Curone, dove raggiunge (per la parte affiorante nel Foglio) uno spessore di circa 600 m.

3.8.1. - *Membro di Costa Grande* (**FCA$_1$**)

Il membro di Costa Grande (cfr. Bellinzona *et alii*, 1971; Cavanna *et alii*. 1989; *Lower Castagnola Turbidite System*, Baruffini *et alii*, 1994) ha i suoi migliori affioramenti in Val Curone nei pressi del Bric d'Orsa e di Canova.

È costituito da torbiditi arenaceo-pelitiche rappresentate in prevalenza da strati sottili e medi di areniti medio-fini, siltiti-marnose e marne; subordinatamente sono presenti strati spessi di areniti medie a base tabulare che presentano una buona continuità laterale.

Gli strati mostrano una scarsa classazione e una debole gradazione diretta che può essere seguita da un intervallo arenitico medio caratterizzato da tappeti di trazione, nella parte sommitale dello strato si ha invece sviluppo di laminazioni oblique e convolute. Sono frequenti strutture da espulsione di fluidi e impronte da corrente di tipo *groove cast* e *flute cast*, che mostrano una direzione dei flussi variabile fra N50 e N20.

Gli strati, secondo Baruffini *et alii* (1994) sono essenzialmente di due tipi: strati da sottili a molto spessi del tipo F8-F9 e F9 di Mutti, (1992) e strati da medi a molto spessi del tipo F7-F8-F9, F8-F9 e F9 di Mutti, (1992) con ripetizioni verticali degli intervalli F8 e F9. Gli strati del primo tipo sono semplicemente deposti da correnti di torbida sabbiose ad alta densità che evolvono in correnti a bassa densità, mentre gli strati del secondo tipo sono deposti da correnti di torbida sabbiose ad alta densità e di grande volume le cui porzioni meno dense vengono deflesse e/o riflesse dai margini del bacino.

La successione mostra complessivamente un trend *coarsening- and thickening-*

PROGETTO CARG

upward, con un graduale incremento del rapporto arenite/pelite verso l'alto.

La caratteristica più appariscente di questo membro è rappresentata dalla presenza di megastrati, con base arenitica medio-grossolana, che raggiungono lo spessore di 5 m (fig. 20f). Questi megastrati possono essere seguiti alla scala dell'intero bacino e sono stati distinti cartograficamente come livelli guida (**cg_{1-3}**). Hanno generalmente base tabulare e mostrano un'organizzazione interna simile tra loro, costituita da un livello basale decimetrico di arenarie grossolane massivo o con tappeti di trazione seguito da una porzione metrica di areniti medie massive che passano attraverso una superficie generalmente piana, ricca in frustoli vegetali, ad un intervallo di arenarie fini dove sono comuni fenomeni postdeposizionali di fluidificazione. In questa porzione si possono verificare le ripetizioni di intervalli deposizionali sopra descritte. I megastrati si chiudono con un livello di arenarie molto fini a laminazione ondulata e/o convoluta che passa gradualmente alle peliti di chiusura dello strato. Tali megastrati vengono interpretati come il risultato della deposizione da flussi innescati da *shock* sismici, capaci di mobilizzare ingenti quantità di sedimento (Mutti *et alii*, 1984; Stocchi *et alii*, 1992).

Analogamente alla Formazione di Gremiasco anche per il membro di Costa Grande non sono state riconosciute differenze sostanziali nella petrografia della frazione arenitica rispetto a quella descritta per la formazione di Monastero a cui si rimanda per una descrizione più accurata. Si tratta di litoareniti-arcosiche (figg. 21b e 19c) caratterizzate da una importante presenza di rocce metamorfiche di basso grado e con metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura.

Nel settore rilevato i rapporti con la sottostante Formazione di Gremiasco sono stratigrafici, probabilmente di paraconcordanza. Infatti in letteratura sono segnalate relazioni di *onlap* che sono visibili immediatamente a nord del Foglio (Cavanna *et alii*, 1989; Mutti, 1992; Stocchi *et alii*, 1992).

L'età del membro di Costa Grande è stata determinata nella sezione di Fosso Camponi, da cui provengono campioni con associazioni riferibili alle zone dalla MNN1a*p.p.* del Chattiano alla MNN2a dell'Aquitaniano-Burdigaliano. La zona MNN1 è caratterizzata dalla abbondante presenza di *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus* e *Sphenolithus* sp. insieme a *Helicosphaera euphratis*. Le sottozone determinate in continuità sono state riconosciute sulla base della comparsa di *Sphenolithus delphix* la MNN1b, della scomparsa di *Sphenolithus delphix* la MNN1c, della comparsa di *Sphenolithus disbelemnos* la MNN1d. La zona MNN2a, riconosciuta per l'aumento di frequenza di *Helicosphaera carteri* accompagnato dal declino numerico di *Helicosphaera euphratis* è caratterizzata dalla presenza consistente di piccole forme sia di *Reticulofenestra* sp. sia di *Dictyococcites* sp.

La successione del membro di Costa Grande può essere interpretata come il risultato del riempimento di un piccolo bacino di mare profondo confinato strutturalmente in un settore subsidente.

PROGETTO CARG

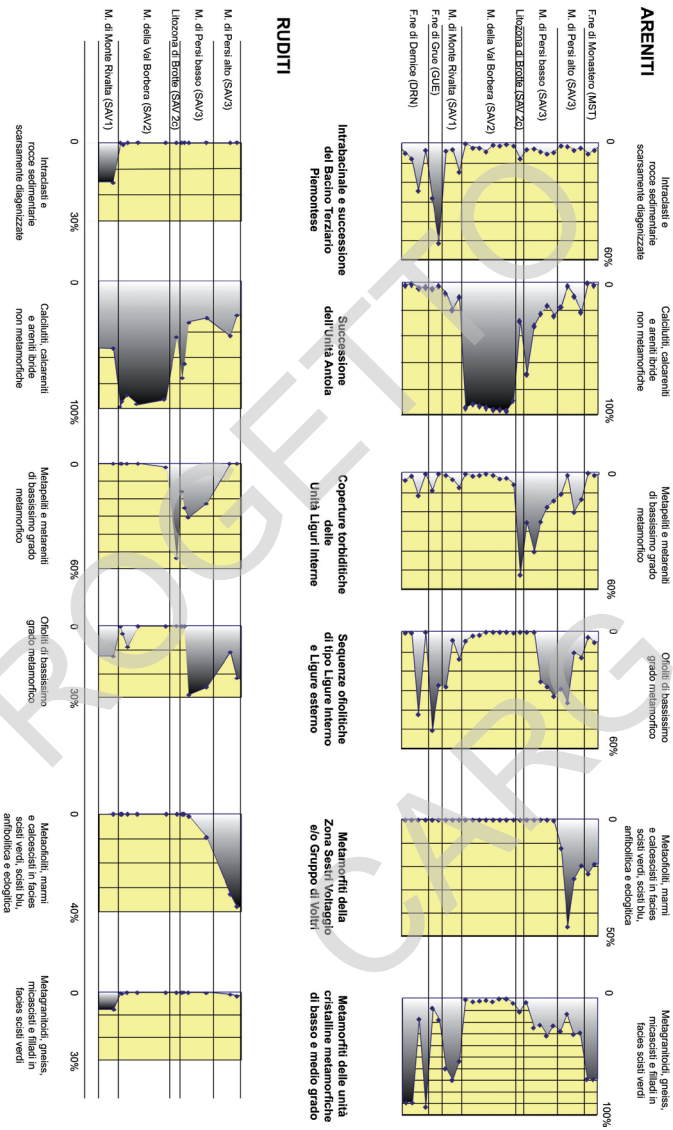

Fig. 22 – Diagrammi riassuntivi dell'evoluzione composizionale nel Bacino Terziario Piemontese. I dati sulle areniti derivano da analisi modale su sezione sottile (500 punti, griglia 1 mm), mentre i dati sulle ruditi derivano da analisi modale (200 punti) effettuata sull'affioramento con una griglia a maglie quadrate di 20 cm. Ogni punto rappresenta un campione. Le percentuali fanno riferimento al totale dei frammenti di roccia per le areniti e al totale dei clasti per le ruditi.

PROGETTO CARG

La notevole continuità laterale degli strati, la loro marcata tabularità e la dispersione delle direzioni delle paleocorrenti, dovuta probabilmente a fenomeni di rimbalzo contro i margini del bacino, indicano la probabilità che i flussi fossero sovradimensionati rispetto all'estensione del bacino di sedimentazione.

3.9. - Evoluzione composizionale dei depositi clastici

Il rilevamento geologico e lo studio litostratigrafico effettuati durante la realizzazione del Foglio hanno permesso di ricostruire l'evoluzione stratigrafica della successione di questo settore del Bacino Terziario Piemontese e attraverso l'integrazione tra l'analisi petrografica modale al microscopio ottico della frazione arenitica (secondo le metodologie note come "metodo Gazzi Dickinson", Zuffa, 1980, 1985, 1987 *cum bibl.*) e l'analisi modale sul terreno dei conglomerati (realizzata con l'uso di una griglia mobile di conteggio a maglie con lato di 20 cm), si è evidenziato, all'interno di questi depositi, un *trend* verticale di variazione composizionale caratterizzato dalla progressiva comparsa di litotipi provenienti dall'erosione di unità originariamente ubicate a livelli strutturali sempre più profondi (di Biase & Pandolfi, 1999) (fig. 22).

La porzione più antica della successione analizzata è data dalla Formazione di Dernice campionata nei due lobi principali. La composizione delle areniti (figg. 18, 19 e 22a) nella parte inferiore della formazione è data dalla tipica composizione arcosica che caratterizza anche la Formazione di Ranzano della Successione Epiligure (petrofacies Ra di Di Giulio, 1990; figg. 18a e 19a). Fra i frammenti litici sono riconoscibili prevalentemente granitoidi e rocce metamorfiche di basso grado. Nella parte superiore della Formazione di Dernice compaiono frammenti litici derivati da una sequenza ofiolitica di bassissimo grado metamorfico, in prevalenza serpentiniti, basalti, gabbri e radiolariti (petrofacies Rb di Di Giulio, 1990, 1991).

La composizione nella sovrastante Formazione di Grue rimane la stessa da un punto di vista qualitativo, ma la presenza di frammenti di roccia derivati da una sequenza ofiolitica aumenta in modo considerevole e le areniti possono essere considerate delle litoareniti (figg. 18b e 19a).

La composizione modale della frazione extrabacinale delle Arenarie di Rio Trebbio non cambia molto rispetto a quella della Formazione di Grue, ma l'apporto intrabacinale diventa cospicuo tanto che queste areniti possono essere considerate delle vere e proprie intrareniti con presenza di frammenti di bioclasti e di glauconia che raggiunge percentuali vicine al 40 % dell'intera ossatura (figg. 18c e 19a).

La porzione stratigraficamente più bassa della successione conglomeratica dei Conglomerati di Savignone (membro di Monte Rivalta) porta un altro importante cambiamento nella composizione dell'area sorgente che risulta caratterizzata da

PROGETTO GARG

una netta prevalenza di ciottoli calcarei non metamorfici costituiti da *mudstone* e *wackestone* a spicole di spugna e frammenti arenitici a composizione ibrida e silicoclastica (fig. 22). Subordinatamente, nella frazione conglomeratica e, in percentuale molto più significativa, nella frazione arenitica sono riconoscibili frammenti derivati da rocce granitoidi e di basso grado metamorfico (filladi, micascisti) e litotipi quali serpentiniti, gabbri, basalti e rare radiolariti derivati da una sequenza ofiolitica interessata da un metamorfismo di bassissimo grado. Inoltre sono comuni frammenti di rocce sedimentarie (arcose, litoareniti e marne) riconducibili alla sottostante parte di successione del Bacino Terziario Piemontese. Tale associazione suggerisce un'alimentazione di questa formazione a spese di unità liguri cretaciche e paleoceniche e della loro prima copertura sedimentaria epimesoalpina (*sensu* Mutti *et al*., 1995).

La parte intermedia della successione conglomeratica (membro della Val Borbera) presenta invece una composizione praticamente monogenica caratterizzata da litotipi calcarei non metamorfici (*mudstone* e *wackestone*) e areniti a composizione ibrida derivati da una successione ligure riconducibile, a quella dell'unità Antola (figg. 18d e 19b).

Stratigraficamente più in alto (litozona di Brotte, fig. 22) si osserva la comparsa di clasti derivati da rocce di bassissimo grado metamorfico quali metareniti e metapeliti riferibili alle unità di tipo Ligure Interno (cfr. Formazione di Ronco, figg. 18e e 19b) e ancora più in alto, alla base del membro di Persi, serpentiniti, basalti e gabbri sempre attribuibili a successioni di tipo Ligure Interno (di Biase *et alii*, 1997) e metacalcari e metadolomie riferibili alle unità della zona Sestri-Voltaggio (litozone SAV_{3a} e SAV_{3b} del membro di Persi). Infine, nella parte superiore del membro di Persi viene registrato il massiccio arrivo di litotipi metamorfici sia cristallini (gneiss e micascisti) sia derivati da una sequenza ofiolitica (metaserpentiniti, metagabbri, prasiniti, calcescisti) caratterizzati da un metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura, che nelle prasiniti e nei metagabbri, è testimoniato dalla diffusa presenza di anfibolo blu, retrocesso in facies scisti verdi (figg. 18f e 19b).

Nella Formazione di Monastero la composizione modale delle areniti non presenta variazioni dal punto di vista qualitativo, ma solo un'aumento relativo della presenza di clasti derivati da gneiss e micascisti in facies scisti verdi (figg. 21f e 19c, cfr. Petrofacies Rc di Di Giulio, 1990, 1991).

La composizione modale della frazione arenitica non registra più variazioni rispetto alla Formazione di Monastero e rimane praticamente costante fino alla Formazione di Castagnola.

Il *trend* di variazione composizionale (fig. 22) che caratterizza la successione di Bacino Terziario Piemontese affiorante nel Foglio Cabella Ligure sembra quindi documentare completamente il processo di progressiva esumazione ed erosione di rocce alpine con metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura che si

PROGETTO CARG

verifica al limite Eocene-Oligocene. L'analisi petrografica dei Conglomerati di Savignone evidenzia come, in realtà, la prima comparsa di litotipi provenienti da unità con metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura avvenga solo a partire dall'Oligocene inferiore, dopo una fase di importante sollevamento regionale e di progressivo smantellamento delle unità strutturalmente più alte rispetto a quelle con metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura.

4. - DEPOSITI QUATERNARI

4.1. - Depositi alluvionali terrazzati ($\mathbf{b_{n1}}$–$\mathbf{b_{n2}}$)

I depositi alluvionali terrazzati (recenti e antichi), che si trovano a varie quote al di sopra dell'alveo, sono stati siglati con b_{1-2}. I depositi alluvionali terrazzati sono situati ad altezze modeste rispetto all'alveo attuale, che possono raggiungere al massimo 4-5 m. Sono costituiti da ghiaie grossolane e blocchi con matrice sabbiosa generalmente subordinata rispetto all'ossatura del deposito. Talvolta si osserva una marcata embriciatura dei ciottoli, mentre la stratificazione è difficilmente riconoscibile. I depositi alluvionali terrazzati sono solitamente ricoperti da una coltre limoso argillosa (derivati da esondazioni) pedogenizzata e fissati da vegetazione anche arborea e possono essere rielaborati solo dalle piene eccezionali.

Pleistocene superiore-Olocene

4.2. - Depositi alluvionali attuali (**b**)

Nel Foglio Cabella Ligure, i depositi alluvionali attuali che si trovano in alveo risultano in continua elaborazione da parte del corso d'acqua. Questi depositi, stati siglati con **b**, sono costituiti da ghiaie grossolane e blocchi clasto sostenuti con matrice sabbiosa generalmente subordinata. La classazione è generalmente scarsa o molto scarsa. Questi depositi vengono mobilizzati lungo i corsi d'acqua durante gli eventi di piena più intensi. Nelle aste fluviali principali affiorano barre longitudinali sabbiose e ghiaiose reincise dagli eventi di piena.

Olocene

4.3. - Detriti di falda ($\mathbf{a_3}$)

Si tratta di depositi generati da accumuli gravitativi, generalmente alla base di

PROGETTO CARG

pareti rocciose, costituiti in prevalenza da ghiaie e in modo subordinato da blocchi non cementati. La forma dei clasti varia da spigolosa a subangolosa. In alcuni casi questi depositi possono essere ricoperti da un livello sabbioso-limoso pedogenizzato e fissato da vegetazione. Lo spessore di questi depositi può raggiungere in qualche caso 5 m.

Olocene

4.4. - Depositi di frana (**a_1**)

Sono stati distinti come depositi di frana accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei. I depositi sono costituiti in prevalenza da ghiaie e blocchi dispersi in matrice sabbiosa e/o limosa. In corrispondenza delle principali valli sono riconoscibili corpi di paleofrane stabilizzate reincise dai corsi d'acqua. I principali corpi di frana sono sviluppati nelle aree di affioramento della successione dell'Unità Antola, delle Arenarie di Scabiazza, del Complesso di Casanova e di Monte delle Tane. Per quanto riguarda la morfodinamica di questi corpi, sono state distinte: frane con indizi di evoluzione, quando mostrano segni di attività in atto o recente e frane senza indizi di evoluzione quando risultano attualmente stabilizzate o temporaneamente inattive.

Olocene

4.5. - Depositi di versante (**a**)

Si tratta di depositi legati prevalentemente all'accumulo gravitativo al piede dei versanti in seguito all'alterazione e/o al disfacimento dei rilievi. Sono costituiti da materiali eterometrici la cui natura è funzione della composizione litologica dei retrostanti bacini di alimentazione. Possono essere costituiti sia da depositi sabbiosi e limosi, sia da clasti eterometrici a spigoli vivi con matrice sabbioso-limosa, generalmente non cementati. Accumuli di questo tipo sono comunemente presenti ai piedi di tutti i versanti montuosi (sia di natura carbonatica che terrigena) e di parte dei rilievi collinari costituiti da litotipi della successione del Bacino Terziario Piemontese

Olocene

PROGETTO CARG

VI- TETTONICA

1. - ASSETTO TETTONICO GENERALE

Dal punto di vista geologico-strutturale il Foglio Cabella Ligure è caratterizzato dalla presenza di tutte le principali unità tettoniche dell'Appennino Ligure-Emiliano, con l'eccezione dei depositi di avanfossa, che sono tuttavia estesamente affioranti nell'adiacente Foglio Bobbio (Elter *et alii*, 1997). L'edificio strutturale risulta quindi particolarmente completo essendo costituito (dal basso verso l'alto) dalle unità tettoniche del Dominio Subligure (Unità Aveto e Canetolo), dalle unità tettoniche del Dominio Ligure Esterno (Unità Monte delle Tane, Ottone e Cassio) e dalle unità tettoniche del Dominio Ligure Interno (Unita' Gottero, Due Ponti e Portello). L'edificio strutturale si completa verso l'alto con l'Unità tettonica Antola che costituisce l'unità più estesamente affiorante nel Foglio. I settori occidentali e nord-occidentali del Foglio Cabella Ligure comprendono anche buona parte della successione del Bacino Terziario Piemontese costituito dai depositi sedimentari del bacino episuturale (*thrust-top basin*) impostato in discordanza sull'Unità Antola (si veda lo schema tettonico a margine del Foglio).

Gli studi di carattere strutturale condotti durante la realizzazione del Foglio Cabella Ligure confermano il carattere polifasico della deformazione che interessa le Unità Liguri e Subliguri. In particolare vengono registrate le deformazioni relative alle fasi connesse alla collisione continentale tra le placche Adria ed Europa (Fase Mesoalpina dell'Eocene medio, corrispondente sostanzialmente con la Fase Ligure di Elter, 1975) e le successive fasi post-collisionali oligo-mioceniche, legate alla progressiva migrazione del sistema catena – avanfossa verso est attraverso il margine della placca

PROGETTO CARG

Adria (Fase Appenninica). Le fasi post-collisionali sono caratterizzate dalla progressiva messa in posto delle Unità Liguri e Subliguri sui domini del margine continentale della placca Adria, e vengono registrate a livelli strutturali superficiali dall'evoluzione tettono-sedimentaria del Bacino Terziario Piemontese. La definizione cronostratigrafica delle discordanze principali interne alla successione del Bacino Terziario Piemontese consente quindi di stabilire una scansione di dettaglio dell'evoluzione strutturale delle fasi appenniniche di questo settore di catena.

Per quanto riguarda la possibile esistenza di una tettonica di età cretacea, l'unica testimonianza può essere rappresentata dalle caratteristiche litostratigrafiche delle successioni delle Unità Liguri Esterne, che presentano un forte sviluppo di *mèlanges* sedimentari e di torbiditi di età Campaniana. Evidenze di una fase cretacica sono fornite anche da datazioni radiometriche sugli *slide blocks* dei *mélanges* sedimentari (Marroni *et alii*, 2001 *cum bibl*.). Queste caratteristiche suggeriscono che la sedimentazione delle successioni Liguri Esterne potrebbe essere ricollegata allo sviluppo di una importante fase tettonica nel Campaniano, probabilmente transpressiva (Elter & Marroni, 1991; Marroni & Treves, 1998; Marroni *et alii*, 2001).

Nei successivi capitoli saranno descritte le strutture deformative e l'evoluzione strutturale delle unità tettoniche raggruppate nei principali domini paleotettonici di appartenenza. Nonostante che, per le caratteristiche della successione stratigrafica, l'Unità Antola possa essere attribuita alle Unità Liguri Esterne, per la sua posizione strutturale e per l'importanza che riveste nel Foglio, l'Unità Antola verrà trattata in un capitolo separato. Un capitolo sarà anche dedicato alla tettonica della successione del Bacino Terziario Piemontese. Va sottolineato che fasi deformative, descritte separatamente per ogni unità tettonica, possono non avere nelle diverse unità lo stesso significato e la stessa età.

Il motivo strutturale principale riconoscibile nel Foglio Cabella Ligure è rappresentato dalla sovrapposizione dell'Unità Antola sulle Unità Liguri Interne che sormontano a loro volta le Unità Liguri Esterne (fig. 9). In Val Trebbia il contatto di base dell'Unità Antola con le Unità Liguri Interne corrisponde ad un sovrascorrimento che taglia i contatti tettonici tra le unità Gottero, Due Ponti e Portello. Questo sovrascorrimento è da mettere in relazione con la messa in posto dell'Unità Antola ed è quindi riferibile alla Fase Mesoalpina (vedi cap. 6.2). Sempre in Val Trebbia è presente anche la Linea Ottone-Levanto che corrisponde al contatto tettonico che divide le Unità Antola e Liguri Interne dalle Unità Liguri Esterne. Lungo la Linea Ottone-Levanto le Unità Liguri Interne si laminano completamente nei settori settentrionali e, di conseguenza, nei settori nord-orientali del Foglio (zone della Val Avagnone e della Val Staffora) l'Unità Antola si giustappone direttamente alle Unità Liguri Esterne, rappresentate in questo settore dalle Unita' Cassio e Monte delle Tane.

PROGETTO CARG

2. - UNITÀ TETTONICA ANTOLA

L'Unità tettonica Antola, che occupa la posizione sommitale dell'edificio strutturale, è caratterizzata, come le altre Unità Liguri, da una complessa evoluzione strutturale derivante dalla sovrapposizione di più fasi tettoniche (Maxwell, 1964; Marini, 1981; Corsi *et alii*, 2001; Marroni *et alii*, 2002a; Levi *et alii*, 2006). Le strutture deformative si sviluppano in condizioni da sin-diagenetiche a metamorfiche di grado molto basso (passaggio diagenesi-anchizona; Bonazzi & Costa, 1991). L'evoluzione strutturale dell'Unità Antola riflette la differente composizione della successione stratigrafica che la costituisce: una parte inferiore ("complesso di base") a dominante pelitico-arenacea (Argilliti di Montoggio e Arenarie di Gorreto) e una parte superiore caratterizzata da una monotona successione di torbiditi carbonatiche (Formazione di Monte Antola) e della sua evoluzione verso i termini sommitali torbiditici calcareo-marnosi e pelitico-arenacei (Formazione di Bruggi-Selvapiana e Argilliti di Pagliaro). Di seguito verranno quindi descritte separatamente le strutture deformative alla mesoscala e quindi la loro interpretazione tettonica.

2.1. - Assetto mesostrutturale

Le formazioni più antiche della successione dell'Unità Antola, le Argilliti di Montoggio e le Arenarie di Gorreto, sono caratterizzate da una Fase D_1 precoce legata a una distribuzione eterogenea della deformazione, con zone ad alta deformazione e zone sostanzialmente indeformate. Le argilliti mostrano una caratteristica tessitura (*scaly-fabric*) costituita da superfici di taglio anastomizzate che presentano spesso sottili striature e separano blocchi indeformati (fig. 23a). Negli strati più competenti le strutture più rappresentative sono pieghe intrafoliari con piani assiali a basso angolo rispetto alla stratificazione e allo *scaly-fabric* (fig. 23b). Queste pieghe hanno geometria non cilindrica con cerniere deformate ed assi dispersi fino a 90°. Nelle zone a più alta deformazione sono presenti pieghe F_1 costituite da zone di cerniera sradicate dai rispettivi fianchi e disperse nelle argilliti. Nonostante l'apparente alto tasso di deformazione, a queste strutture non si associano superfici di clivaggio o deformazione cataclastica (Levi *et alii,* 2006). Strutture estensionali (*boudin* e faglie normali ad alto e basso angolo) sono state descritte alla base delle Argilliti di Montoggio, nell'area tipo, al di fuori dell'area del Foglio Cabella Ligure (Levi *et alii,* 2006). Le caratteristiche descritte, ed in particolare lo sviluppo di *scaly-fabric* in depositi argillosi, viene riferito a deformazione di sedimenti non litificati (Vannucchi *et alii*, 2003 *cum bibl*.) in un contesto di deformazione progressiva connessa ad una deformazione di taglio semplice predominante (Levi *et alii,* 2006).

PROGETTO CARG

Le successive fasi deformative, sviluppatesi a carico di una successione interamente litificata, sono ben evidenti nelle formazioni di Monte Antola, di Bruggi-Selvapiana e nelle Argilliti di Pagliaro, e consistono in tre fasi deformative (D_2, D_3, D_4), che danno origine a mesostrutture che spesso appartengono a strutture identificabili anche a scala cartografica.

La prima fase D_2 sviluppa pieghe non cilindriche a geometria approssimativamente

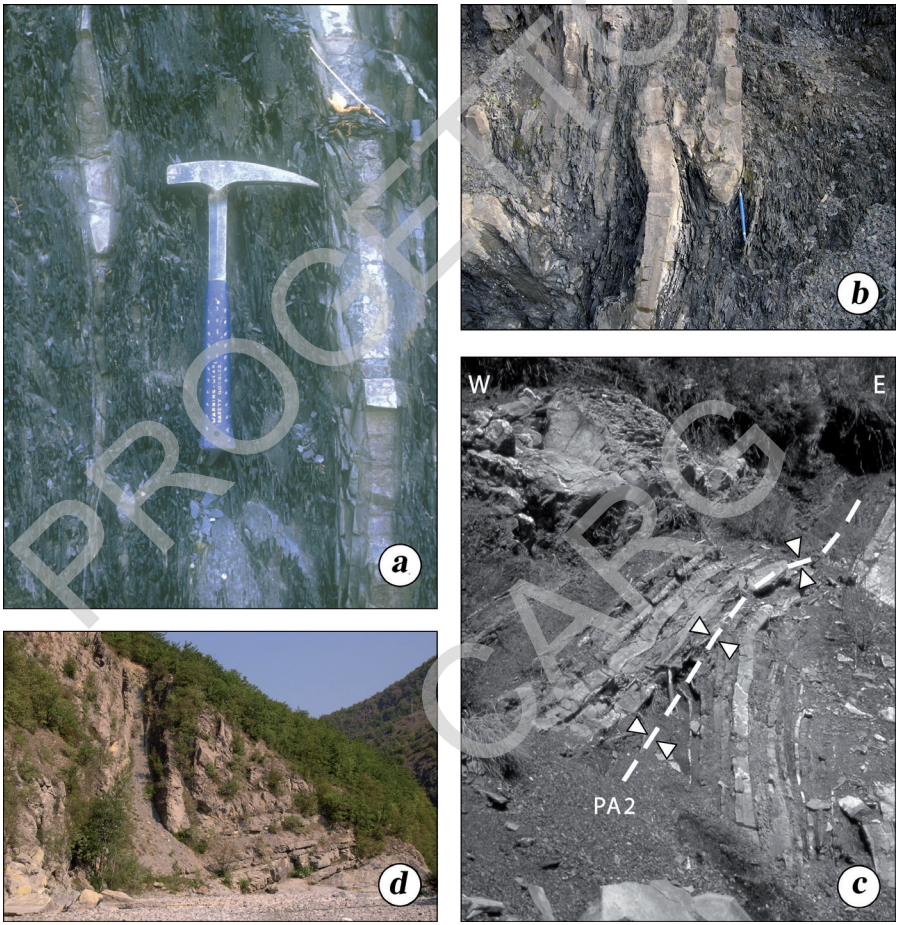

Fig. 23 – Caratteristiche mesoscopiche della deformazione nell'Unità Antola. a) Foliazione associata alla fase D1 (scaly fabric) nelle Argilliti di Montoggio in Val Trebbia; b) Piega F_1 nelle Argilliti di Montoggio. Lo scaly-fabric *associato materializza il piano assiale della piega; c) Piega F_2 NW vergente con piano assiale (PA2) ripiegato dalla successiva fase D_3 all'interno della Formazione di Monte Antola; d) Piega aperta F_3 a spese della Formazione di Monte Antola in Val Trebbia a sud di Ponte Organasco.*

PROGETTO CARG

parallela (classe 1b di Ramsay, 1967). La presenza di pieghe subisoclinali di fase D_2 è stata evidenziata durante il rilevamento geologico dalla frequente coesistenza di estesi fianchi a polarità rovesciata e a polarità dritta con stessa direzione ed immersione (fig. 24). Le zone di cerniera sono, al contrario, difficili da identificare in affioramento, probabilmente per lo sviluppo di zone di taglio cataclastiche parallele ai rispettivi piani assiali. Gli assi delle pieghe sono fortemente dispersi sia per la loro geometria non cilindrica sia per le deformazioni plicative della successiva fase D_3. Restaurando la deformazione sovraimpressa, riportando cioè alla originale direzione E-W gli assi delle pieghe D_2 (fig. 23c), la geometria delle pieghe di questa fase indica una vergenza prevalente verso NE (Marroni *et alii*, 2002a; Levi *et alii*, 2006). Nelle torbiditi pelitico-arenacee, e solo raramente nelle marne calcaree, le zone di cerniera sono caratterizzate da un clivaggio di frattura parallelo al piano assiale delle pieghe D_2. Le strutture plicative della fase D_2 sono associate a superfici tettoniche estensionali a basso angolo ed in questo senso vengono interpretate come *passive fold* la cui geometria fortemente non cilindrica deriva dalle irregolarità della superficie di scivolamento (Levi *et alii*, 2006). A differenza della deformazione precoce identificata nel "complesso di base", la fase D_2 è caratterizzata da deformazione fragile in rocce completamente litificate, come indica la presenza di vene di estensione a carico degli strati arenitici e di frequenti livelli cataclastici (Levi *et alii*, 2006). Il contesto tettonico in cui si sviluppa la D_2 è connesso ad un meccanismo di tipo gravitativo in

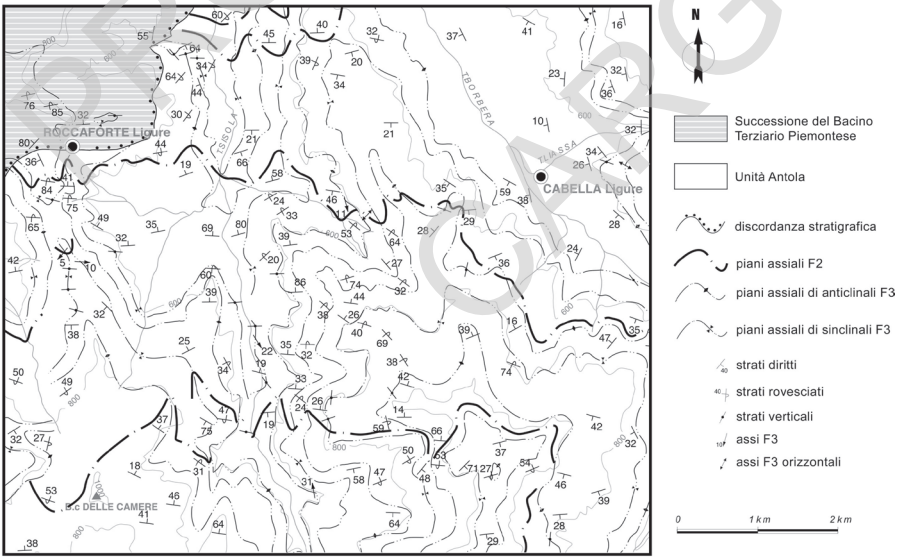

Fig. 24 – Distribuzione delle principali superfici di piano assiale relativi alle fasi D2 e D3 all'interno dell'Unità Antola nel settore sud-occidentale del Foglio.

PROGETTO CARG

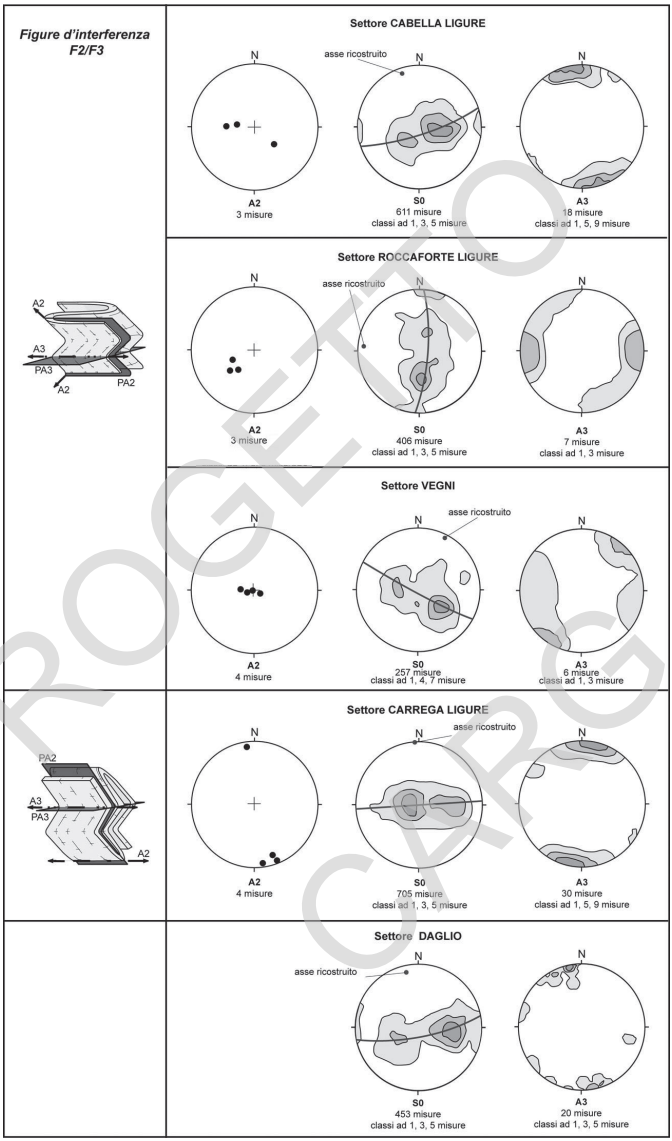

Fig. 25 – Rappresentazione stereografica delle superfici di stratificazione e degli assi di pieghe relativi alle fasi D_2 e D_3 nei diversi domini strutturali riconosciuti nell'Unità Antola. Nella figura sono rappresentati, schematicamente, i principali pattern di interferenza.

PROGETTO CARG

cui coesistono grandi pieghe rovesciate e faglie normali a basso angolo (Malavielle, 1987; Merle, 1998; Orozco *et alii*, 1998).

L'Unità Antola è interessata da un'ulteriore fase deformativa D_4 che sviluppa pieghe aperte a piani assiali subverticali ed assi suborizzontali generalmente diretti circa N-S; le zone di cerniera sono caratterizzate da deformazione cataclastica e vene subverticali di calcite spatica, indicative di deformazione fragile (Levi *et alii*, 2006).

2.2. - evoluzione tettonica ed età delle deformazioni

La descrizione delle strutture presenti nell'Unità Antola mette in evidenza una significatica differenza tra la deformazione del "complesso di base" e quelle più recenti (formazioni di Monte Antola, di Bruggi-Selvapiana e Argilliti di Pagliaro) durante la Fase D_1. Questa caratteristica può essere interpretata come connessa ad una fase deformativa precoce che interessa esclusivamente il "complesso di base" prima della deposizione delle torbiditi carbonatiche della Formazione di Monte Antola. Nell'Unità Cassio, correlabile stratigraficamente con l'Unità Antola (Catanzariti *et*

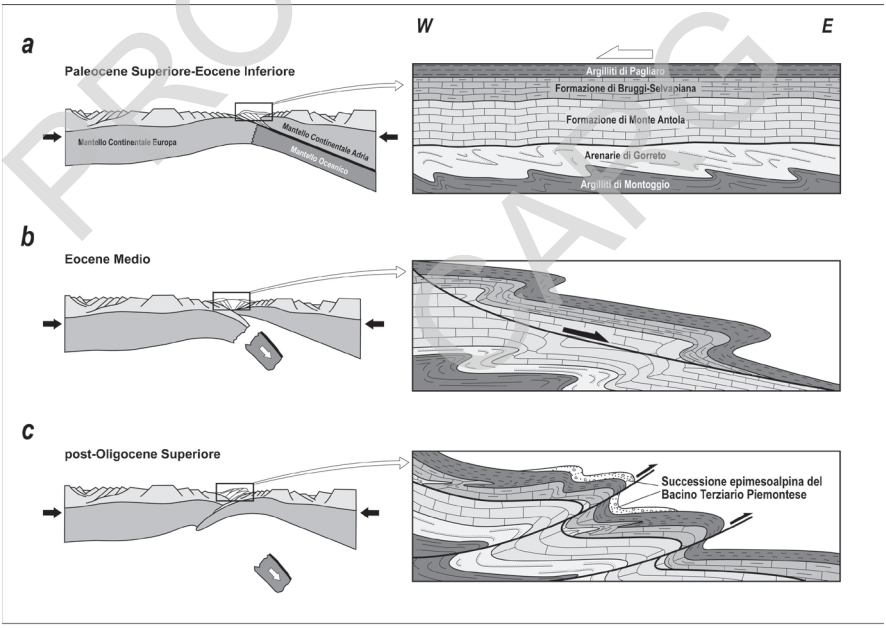

Fig. 26 – Schema evolutivo dell'Unità Antola e relativo contesto geodinamico.

PROGETTO CARG

alii, 2007), la deformazione del complesso di base è stata interpretata come il risultato della tettonica eoalpina del Cretacico superiore precedente alla sedimentazione del Flysch ad Elmintoidi *Auctt*. (Vescovi *et alii,* 1999). La documentazione biostratigrafica acquisita durante la realizzazione del Foglio Cabella Ligure indica al contrario una continuità cronostratigrafica attraverso l'intera successione dell'Unità Antola. Di conseguenza è stata avanzata un'ipotesi alternativa che prevede l'evoluzione diversificata delle parti inferiore e superiore della successione dell'Unità Antola durante la Fase D_1, connessa al possibile alto contrasto tra il tasso di litificazione del complesso di base a dominante pelitica e quella della sovrastante successione a dominante calcarea (Levi *et alii*, 2006). In accordo con questa soluzione la fase deformativa che caratterizza il complesso di base si realizza con la parte calcarea litificata precocemente al di sopra di un complesso di base ancora inconsolidato, e può venire considerata come la traslazione di un blocco rigido al di sopra di un livello relativamente sottile di argille inconsolidate (fig. 26a). La vergenza di questa traslazione è poco vincolata da indicatori di movimento relativo e costituisce un problema di difficile soluzione nell'ambito della discussione comune a tutte le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale sulla possibile vergenza verso W ("alpina") della prima fase tettonica di messa in posto. Nel caso dell'Unità Antola, l'indicazione più importante deriva da un vincolo paleogeografico; infatti le caratteristiche della successione stratigrafica, correlabile con quella dell'Unità Cassio, suggerisce per l'Unità Antola una posizione esterna, cioè spostata verso il margine continentale della placca Adria, rispetto alle Unità Liguri Interne derivanti dal bacino oceanico Ligure-Piemontese e alle Unità Liguri Esterne occidentali, derivate dalla transizione oceano-continente. L'attuale posizione, al di sopra delle Unità Liguri Interne, sembra quindi imporre una fase di messa in posto dell'Unità Antola con vergenza "alpina", cioè verso i quadranti occidentali (Elter & Pertusati, 1973; Elter & Marroni, 1991; Cerrina Feroni *et alii*, 2002, 2004; Marroni *et alii,* 2002b). Le fasi D2 e D3 sono invece più facilmente riferibili a eventi tettonici con direzione di trasporto tettonico verso NE (figg. 26b -c).

Per quanto riguarda la cronologia delle fasi deformative, il limite inferiore è vincolato dall'età dei depositi più recenti della successione dell'Unità Antola attribuiti al Paleocene superiore. Un altro vincolo è fornito dall'età eocenica superiore dei depositi più antichi appartenenti alla successione del Bacino Terziario Piemontese discordanti sulle strutture della fase tettonica D_1 e D_2 dell'Unità Antola. Di conseguenza queste fasi possono essere riferite alla tettonica Mesoalpina, legata alla collisione continentale, in cui è così possibile individuare un primo evento "alpino" W-vergente ed un secondo evento E-vergente, entrambi sviluppati nell'intervallo di tempo Paleocene superiore-Eocene medio (Elter & Pertusati, 1973; Elter & Marroni, 1991; Cerrina Feroni *et alii*, 2002, 2004; Marroni *et alii*, 2002b; Levi *et alii*, 2006). La fase D3 dell'Unità Antola corrisponde alla prima delle

PROGETTO CARG

fasi appenniniche collisionali riferibile ad un'età non più vecchia dell'Oligocene superiore, cui vengono attribuiti i depositi del Bacino Terziario Piemontese coinvolti nelle strutture deformative di questa fase (Marroni *et alii*, 2002a).

3. - UNITÀ TETTONICHE LIGURI INTERNE

Le Unità tettoniche Liguri Interne sono caratterizzate da un complesso assetto strutturale acquisito principalmente nel Paleocene superiore-Eocene inferiore durante il coinvolgimento di queste unità in una zona di subduzione sviluppatasi durante le fasi di chiusura del bacino oceanico Ligure-Piemontese. In particolare queste deformazioni sembrano essere state acquisite durante i processi di *underthrusting*, *underplating* coerente e di esumazione nell'ambito di un prisma di accrezione intraoceanico (Marroni & Pandolfi, 1996; Marroni *et alii*, 2004). Su queste deformazioni si sono successivamente sovraimposte ulteriori fasi deformative legate alla tettonica post-collisionale oligo-miocenica. L'evoluzione strutturale delle Unità Liguri Interne è stata quindi estremamente articolata ed è costituita da almeno quattro fasi di piegamento sovrapposte ed associate a sovrascorrimenti che hanno determinato un assetto tettonico complesso sia a scala dell'affioramento sia alla scala della carta geologica. Il loro metamorfismo è sempre di bassissimo grado, variabile dal limite diagenesi-anchizona fino al limite anchizona-epizona (Leoni *et alii*, 1996). Non esistono datazioni radiometriche, ma la presenza di clasti riferibili a litotipi delle successioni Liguri Interne (Di Biase *et alii*, 1997) caratterizzati dalla presenza di due foliazioni fornisce un vincolo importante per discriminare le deformazioni pre-oligoceniche da quelle più recenti.

L'analisi della deformazione all'interno delle Unità Liguri Interne affioranti nel Foglio Cabella Ligure ha messo in evidenza una evoluzione strutturale correlabile in tutte le tre unità e caratterizzata da almeno quattro fasi deformative principali.

La fase deformativa piu antica (D_1) è caratterizzata dalla presenza di pieghe F_1 subisoclinali che presentano geometria simile (prevalentemente Classe 1c di Ramsay, 1967). Le pieghe F_1 presentano cerniere arrotondate e leggermente ispessite. Nell'Unità Gottero le pieghe F_1 presentano assi A_1 fortemente dispersi sul loro piano assiale, mentre nelle Unità Portello e Due Ponti le stessi pieghe sono generalmente cilindriche. I fenomeni di *boudinage* e *necking* non sono frequenti e risultano concentrati principalmente nella Formazione delle Argille a Palombini appartenente alla successione dell'Unità Gottero. Gli assi A_1 presentano una accentuata dispersione da imputare principalmente all'effetto della successiva fase deformativa D_2, ma è comunque evidente in tutte le Unità Liguri Interne una direzione preferenziale attorno a NW-SE con deboli immersioni verso NW. Alle pieghe F_1 è associata una foliazione di piano assiale S_1 facilmente riconoscibile nelle zone di

PROGETTO CARG

cerniera delle pieghe F1 mentre nei fianchi delle stesse pieghe risulta subparallela alla stratificazione e difficilmente distinguibile dalla fissilità diagenetica. Nei litotipi argillitici la foliazione può essere definita come uno *slaty cleavage* poco evoluto associato a ricristallizzazione di albite + illite + clorite + calcite + quarzo ± ossidi. In sezione sottile la foliazione risulta caratterizzata da una struttura lepidoblastica che mostra una orientazione preferenziale dei minerali di neoformazione e dei minerali detritici che risultano appiattiti e deformati lungo il piano dello *slaty cleavage*. Fenomeni di *pressure solution* sono molto diffusi sulle superfici dei minerali detritici paralleli alla foliazione dove si sviluppano ossidi ed idrossidi residuali. Meccanismi del tipo *grain boundary sliding* realizzati a spese dei minerali fillosilicatici sono comunemente osservabili al microscopio ottico. Nelle litologie più competenti (areniti e calcari) la foliazione S_1, generalmente meno penetrativa, può essere definita come un *disjunctive cleavage* che dà luogo a fenomeni di rifrazione ben sviluppati nelle litofacies pelitico-arenacee. Nell'Unità Gottero, la foliazione S_1 è talvolta così intensa che produce una marcata trasposizione della superfice S0 nelle zone di cerniera. Nelle Unità Portello e Due Ponti la foliazione S_1 è meno traspositiva e le caratteristiche sedimentarie sono ben preservate. Le lineazioni di intersezione fra la superficie di stratificazione S_0 e la foliazione S_1 sono facilmente riconoscibili e danno luogo a strutture tipo *pencil*, mentre quelle di estensione sono rare e rappresentate esclusivamente da fibre di calcite cresciute nelle ombre di pressione attorno a cristalli di pirite. Durante la fase D_1 si sviluppa un sistema di vene estensionali generalmente subperpendicolari alla superficie di stratificazione con direzione all'incirca parallela alla direzione degli assi A_1. In sezione sottile sono riconoscibili vene di tipo antitassiale con ben sviluppate *median line, inclusion trail* e *inclusion band* legate a un meccanismo di tipo *crack seal* (Durney & Ramsay, 1973; Ramsay, 1980). L'analisi dei parametri dei fillosilicati nelle Unità Portello e Due Ponti indica delle condizioni di picco metamorfico coincidente con il limite Diagenesi-Anchizona (cfr. dati sull'Unità Gottero, Leoni *et alii*, 1996; Molli *et alii*, 1992; Ducci *et alii*, 1996). L'analisi degi stessi parametri nella Sottounità Loco dell'Unità Gottero (Molli *et alii*, 1992; Ducci *et alii*, 1995) indicano condizioni di picco metamorfico caratteristiche del limite anchizona-epizona, compatibili con quelle proposte da Leoni *et alii* (1996) per l'intera Unità Gottero (4-5 kbar; 235-285°C). Gli stadi finali della fase D_1 sono caratterizzati dallo sviluppo di zone di taglio marcate da cataclasiti foliate, che presentano generalmente un andamento parallelo alla foliazione S_1.

La seconda fase (D_2) è caratterizzata da pieghe F_2 da chiuse ad aperte (40°-150°) con dimensioni variabili da metriche a ettometriche. Le pieghe F_2 sono molto diffuse sia alla scala dell'affioramento sia alla scala cartografica. La geometria di queste pieghe è di tipo parallelo generalmente compresa nelle classi 1a, 1b ed 1c di Ramsay (1967). Alcune caratteristiche di queste pieghe quali la loro geometria, la

PROGETTO CARG

presenza di *shear vein* lungo le superfici degli strati più competenti e la presenza di piccole strutture tipo *internal duplex* fanno ipotizzare un piegamento realizzato con un meccanismo del tipo *flexural slip* (Ramsay, 1967). Gli assi A_2 relativi alla fase D_2 hanno direzioni circa NW-SE con deboli immersioni assiali verso NW e risultano debolmente dispersi dalle successive fasi di piegamento. La foliazione associata a queste pieghe forma generalmente un ventaglio divergente rispetto al piano assiale, ma sono frequentissimi fenomeni di rifrazione della foliazione fra livelli a differente competenza che possono dare localmente luogo a ventagli convergenti. Una caratteristica importante della foliazione S_2 è la sua distribuzione statistica che presenta un andamento spiccatamente suborizzontale. La scarsa dispersione di questa superficie indica come le fasi successive non abbiano modificato sostanzialmente l'assetto strutturale acquisito alla fine della fase D_2 da queste unità tettoniche. Nei livelli argillitici e siltitici la S_2 è classificabile come clivaggio di crenulazione mentre in rocce a granulometria arenitica e nei livelli calcarei la foliazione di piano assiale si manifesta come un *disjunctive cleavage* poco sviluppato. Alla scala microscopica la foliazione S_2 non presenta ricristallizzazione ed è caratterizzata da una riorientazione dei minerali detritici (principalmente fillosilicati) e dal piegamento della foliazione S_1. Nei fianchi delle micropieghe i minerali risultano ruotati, appiattiti e spesso interessati da vistosi fenomeni di *pressure solution*. La percentuale dei domini occupati dalla foliazione S_2, che può essere definita come clivaggio di crenulazione spaziato, varia fra lo 0% ed il 70%, spesso con andamento anastomizzato. Nelle frazioni arenitiche medio grossolane, nei calcari micritici e nei livelli siltitici ed arenitici la foliazione S2 è generalmente definibile come un *disjunctive cleavage* ben spaziato. La fase di piegamento D_2 risulta mediamente coassiale con la fase D_1 e le strutture di interferenza alla mesoscala sono generalmente di tipo 3 (Ramsay, 1967). La forte dispersione degli assi A_1 però può arrivare a formare angoli fino a 90° fra A_1 ed A_2 dando luogo in modo subordinato a strutture di interferenza di tipo 1. Le relazioni di interferenza fra le fasi D_1 e D_2 sono chiaramente visibili sia alla scala dell'affioramento sia alla scala microscopica. Le pieghe della seconda fase F_2 mostrano solitamente una marcata asimmetria che indica un senso di rovesciamento verso i quadranti nord-orientali.

Alla fase D_2 segue una fase deformativa D_3 caratterizzata da pieghe F_3 concentriche (classe 1c di Ramsay, 1967), aperte (60°-150°) e di dimensione da metrica a ettometrica che mostrano generalmente cerniere arrotondate. Il piano assiale è in genere subverticale ed associato ad assi suborizzontali con direzioni intorno a N-S. Le pieghe F_3 sono difficilmente distinguibili alla scala dell'affioramento, mentre risultano abbastanza evidenti alla scala cartografica se si considerano le deformazioni che interessano i sovrascorrimenti realizzati durante la fase D_1 e D_2. Le pieghe F_3 sono associate a un *disjunctive cleavage* molto spaziato ma presente in tutte i litotipi.

PROGETTO CARG

Alla fase D_3 segue almeno un'altra fase deformativa D_4 caratterizzata da pieghe blande a piano assiale verticale riconoscibili principalmente alla scala cartografica. In associazione a queste pieghe si sviluppano almeno due diversi sistemi di faglie inverse e/o trascorrenti.

Il contatto tettonico alla base dell'Unità Portello si realizza durante la fase D_2, pertanto le fasi D_1 e D_2 nell'Unità Portello e nelle altre unità esaminate non sono direttamente correlabili. L'evoluzione comune di questa unità con le altre Unità Liguri Interne si realizza sicuramente dopo la fine della fase D_2.

4. - UNITÀ TETTONICHE LIGURI ESTERNE

In accordo con le ricostruzioni geodinamiche della Tetide occidentale, le successioni delle Unità tettoniche Liguri Esterne sono considerate rappresentative del Dominio di transizione tra il bacino oceanico e il margine continentale della placca Adria (Marroni *et alii*, 2001 *cum bibl*.). Questo Dominio viene interessato fin dal Cretacico superiore da più fasi tettoniche legate ai processi di chiusura del bacino oceanico della Tetide occidentale. L'evento tettonico più importante è quello dell'Eocene medio (Fase Ligure *sensu* Elter, 1975; Fase Mesoalpina sensu Cerrina Feroni *et alii*, 2002, 2004; Marroni *et alii*, 2002b) a cui si devono attribuire i primari rapporti di sovrapposizione delle unità tettoniche e che risulta caratterizzato da strutture plicative a grande scala. I rapporti reciproci acquisiti durante questa fase dalle Unità Liguri Esterne sono sigillati dai depositi della Successione Epiligure. Le strutture relative alla Fase Mesoalpina sono a loro volta deformate dalle successive fasi connesse con la storia strutturale oligo-miocenica legata alla progressiva messa in posto delle Unità Liguri Esterne sui domini del margine della placca Adria.

Nell'ambito del Foglio Cabella Ligure le Unità Liguri Esterne (Unità Cassio, Unita' Ottone, Unita' Monte delle Tane) affiorano, limitatamente al settore est del Foglio, al di sopra delle finestre tettoniche ove affiorano le Unità Subliguri.

L'effetto principale della Fase Mesoalpina a carico dell'Unità Ottone è la formazione di un esteso fianco rovesciato con estensione chilometrica riferibile alla fase D_1. In affioramento l'unica testimonianza di questa fase deformativa è la presenza di una foliazione S_1 non continua e poco penetrativa, che nelle peliti può essere definita come un clivaggio di frattura mediamente spaziato. Le direzioni degli assi A_1, deducibili dall'intersezione tra questa foliazione e la stratificazione, sono NW-SE (Elter *et alii*, 1991). L'esame sistematico delle relazioni tra foliazione e stratificazione non ha tuttavia permesso di associare a questa fase deformativa un chiaro senso di trasporto tettonico, anche se la maggior parte delle strutture sembra indicare una vergenza verso NE. Nell'Unità Ottone l'analisi della "cristallinità" di illite e clorite e lo studio delle paragenesi fillosilicatiche effettuata sui litotipi

PROGETTO CARG

argillitici indicano che la Fase Mesoalpina si è sviluppata in condizioni di P e T riferibili alla diagenesi (Molli *et alii*, 1992).

Nell'Unità Ottone, le strutture riferibili alla fase D_1 sono deformate da successivi sovrascorrimenti associati a pieghe F_2 concentriche da chiuse ad aperte con piano assiale da suborizzontale ad inclinato. Le direzioni degli assi A_2 sono NW-SE (Elter

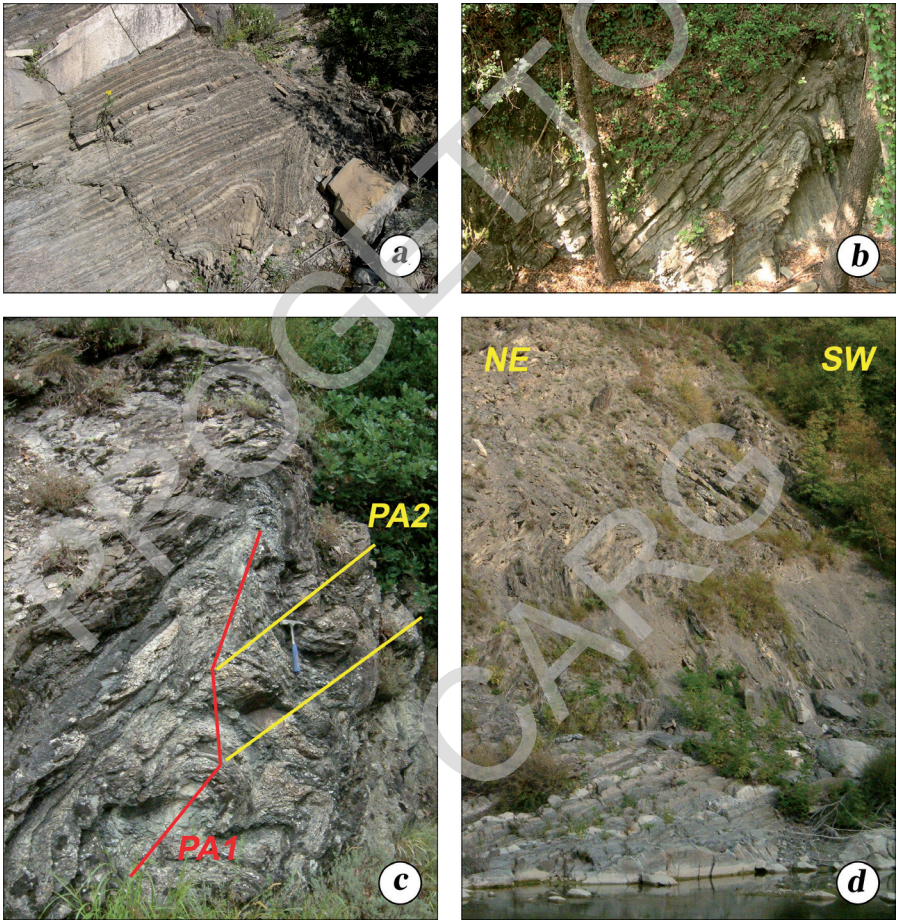

Fig. 27 – Caratteristiche mesoscopiche della deformazione nella Sottounità Scabiazza e nell'Unità Aveto. a) Particolare di cerniera di piega F1 nelle Arenarie di Scabiazza in Val Staffora; b) Cerniera di piega F1 realizzata a spese del membro Arenaceo della Formazione della Val d'Aveto nei pressi di Traschio; c) Interferenza fra pieghe F1 e F2 (sono evidenziati i rispettivi piani assiali PA1 e PA2) realizzata a spese del membro Arenaceo della Formazione della Val d'Aveto nei pressi di Traschio; d) Pieghe F2 SW vergenti nel membro Arenaceo della Formazione della Val d'Aveto nei pressi di Traschio.

PROGETTO CARG

& Marroni, 1991; Ghiselli *et alii*, 1994; Cerrina Feroni *et alii*, 1994). Alle pieghe di questa fase plicativa non sembra essere associata alcuna foliazione, ma solo nelle zone di estradosso delle pieghe appaiono delle fratture di estensione spaziate.

Alla mesoscala le strutture principali della Fase D_1 sono osservabili anche nell'Unità Cassio (Sottounità Scabiazza) e sono rappresentate da pieghe F_1 subisoclinali (fig. 27a), le cui cerniere sono spesso lacerate e quindi evidenziate solo dalla giustapposizione di fianchi a polarità opposta. Queste pieghe sono a loro volta deformate da pieghe F_2 rovesciate a geometria concentrica, con angolo di apertura variabile da 50° a 70°, ed assi A_2 con direzione NW-SE. Le meso-strutture della fase D_2 indicano chiaramente una vergenza verso NE. Nell'ambito del Foglio la sovrapposizione di queste due fasi plicative è ben osservabile al Passo della Scaparina. Uno studio strutturale sulle Arenarie di Scabiazza delle valli Trebbia e Tidone (Appennino piacentino) attribuisce queste due generazioni di pieghe a due stadi della Fase Ligure, corrispondente alla Fase Mesoalpina (Ghiselli *et alii*, 1994).

Occorre infine mettere in evidenza che tutte le Unità Liguri Esterne e i relativi contatti tettonici sono interessate da una Fase D_3 molto blanda, connessa allo sviluppo di pieghe concentriche a grande lunghezza d'onda e piano assiale subverticale. Le direzioni assiali sono all'incirca N-S. Questa fase plicativa è probabilmente legata alla fase responsabile dalla vasta antiforme che caratterizza le unità affioranti nella Finestra tettonica di Bobbio. In generale, le età delle fasi deformative D_2 e D_3 possono essere ricollegate alla tettonica post-collisionale oligo-miocenica che caratterizza questo settore di catena.

Nel settore Val Avagnone - Val Staffora le Unità Liguri Esterne sono caratterizzate dalla sovrapposizione dell'Unità Monte delle Tane sull'Unità Cassio rappresentata generalmente dalla Sottounità Scabiazza e solo limitatamente dalla Sottounità Calenzone (Flysch di Monte Cassio affiorante nel settore di Monteacuto e Monte Morle). Questi rapporti tettonici invertono l'ordine del normale impilamento dell'edificio strutturale post-Fase Mesoalpina e si realizzano quindi lungo una superficie "fuori-sequenza", successivamente deformata, probabilmente da riferire ad una delle fasi collisionali senza la possibilità di una più precisa attribuzione cronologica.

5. - UNITÀ TETTONICHE SUBLIGURI

Nel Foglio Cabella Ligure le Unità tettoniche Subliguri sono rappresentate dall'Unità Canetolo e dall'Unità Aveto. Con la denominazione Unità Canetolo sono state raggruppate le due sottounità (Sottounità Penice e Sottounità Vico) che erano state individuate nell'adiacente Foglio Bobbio (Elter *et alii*, 1997).

PROGETTO CARG

L'Unità Canetolo affiora, al di sotto delle Unità Liguri Esterne, nella zona di Monte Penice, all'estremo NE del Foglio, e nella finestra tettonica di Traschio lungo la Val Trebbia, poco a valle della confluenza con il Torrente Avagnone.

Dal punto di vista strutturale, nell'Unità Canetolo sono state riconosciute due fasi deformative. La prima fase D_1 é caratterizzata da pieghe F_1 a geometria subisoclinale con assi a direzione NW-SE e piani assiali suborizzontali; queste pieghe sono generalmente associate a zone di taglio evidenziate da fasce cataclastiche. Questo evento plicativo, che genera estesi fianchi rovesciati, è seguito da una successiva fase plicativa D_2 contraddistinta da pieghe F_2 da chiuse ad aperte, con fianchi rovesciati e piano assiale suborizzontale.

Va messo in evidenza che il tetto della successione dell'Unità Canetolo è più antico dell'età della Fase Mesoalpina e che la loro evoluzione strutturale è molto simile a quella delle Unità Liguri Esterne. Queste osservazioni rendono plausibile l'ipotesi di un coivolgimento dell'Unità Canetolo, così come definita in questa nota, nella Fase Mesoalpina dell'Eocene medio.

Nel Foglio Cabella Ligure l'Unità Aveto affiora esclusivamente nella finestra tettonica di Traschio, in Val Trebbia, con i membri sommitali della Formazione della Val d'Aveto e con le sovrastanti Marne di Traschio (Rupeliano-Chattiano). Per l'età di quest'ultima formazione le deformazioni che interessano l'Unità Aveto sono necessariamente più recenti dell'Oligocene superiore. L'assetto strutturale dell'Unità Aveto è stato ricostruito in dettaglio (Elter *et alii*, 1999) negli adiacenti Fogli Bobbio (Elter *et alii*, 1997) e Bedonia (Elter *et alii* 2005). Questo assetto strutturale è caratterizzato da superfici di sovrascorrimento a cui si associano pieghe da chiuse a molto chiuse con direzioni assiali NW-SE. Le superfici di sovrascorrimento, che hanno una direzione NW-SE, sono caratterizzate da indicatori cinematici che indicano una direzione NE-SW di movimento connessi con una vergenza verso NE. Sia le superfici di sovrascorrimento che i piani assiali delle pieghe sono ad alto angolo.

Congruentemente con questo assetto strutturale, l'Unità Aveto nella finestra tettonica di Traschio è caratterizzato da una giacitura a monoclinale, da fortemente

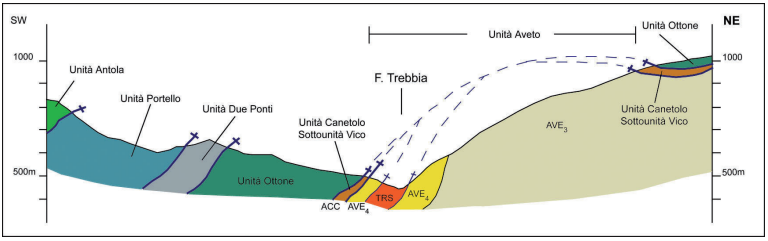

Fig. 28 – *Sezione geologica schematica della finestra di Traschio all'altezza di Valsigiara (Val Trebbia)*

PROGETTO CARG

inclinata a SW fino a subverticale, interessata da sovrascorrimenti ad alto angolo subparalleli alle superfici di stratificazione (fig. 28). Connesse con questo assetto strutturale sono presenti pieghe da chiuse a molto chiuse, osservabili alla mesoscala, con direzioni assiali NW-SE e piani assiali ad alto angolo (fig. 27b). Nella finestra tettonica di Traschio questa struttura è deformata (fig 27c) da pieghe a piano assiale debolmente immergente verso SW con assi diretti NW-SE e senso di rovesciamento verso SW (Fig. 27d).

6. - BACINO TERZIARIO PIEMONTESE

Il Bacino Terziario Piemontese rappresenta un bacino di tipo episuturale, impostato in discordanza al di sopra della catena strutturata nel corso della Fase Mesoalpina. Il contatto di base del Bacino Terziario Piemontese al di sopra dell'Unità Antola, che nel Foglio Cabella Ligure ne costituisce il substrato, rappresenta una superficie di discontinuità principale interpretata come discordanza angolare (Gelati, 1974; Mutti *et alii*, 1995).

L'evoluzione tettonica paleogenico-neogenica dei depositi del Bacino Terziario Piemontese è caratterizzata da una deformazione polifasica acquisita a livelli crostali estremamente superficiali. Trovandoci in un bacino episuturale, le principali superfici di discontinuità riconosciute all'interno della successione corrispondono a tappe significative dell'evoluzione tettonica del settore cartografato.

Le principali discontinuità riconosciute nella parte di successione di Bacino Terziario Piemontese studiata sono rappresentate dalla superficie di discordanza angolare alla base della Formazione di Monastero, databile all'Oligocene inferiore (Rupeliano; MNP23), e la superficie di discordanza erosiva alla base della Formazione di Gremiasco, riferibile all'Oligocene (Rupeliano-Chattiano; MNP24). In base a queste discontinuità è quindi possibile stabilire una cronologia relativa delle deformazioni che interessano i depositi del Bacino Terziario Piemontese,

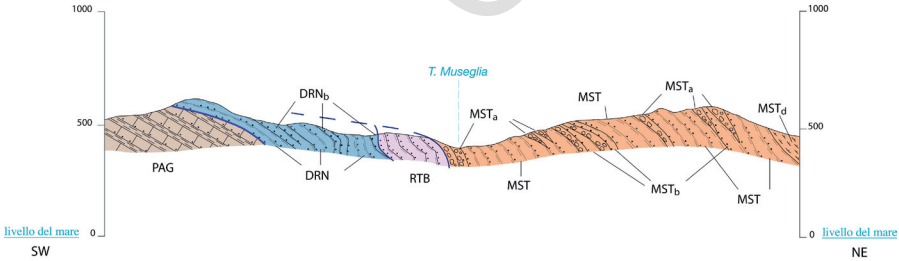

Fig. 29 – *Sezione geologica nel settore di Rio Trebbio, è evidente la deformazione pre Formazione di Monastero e la successiva deformazione che ripiega la discordanza alla base della Formazione di Monastero.*

PROGETTO CARG

suddividendo le strutture in 1) pre-Formazione di Monastero (fase deformativa D_1), 2) post-Formazione di Monastero (fase deformativa D_2) e 3) post-Formazione di Gremiasco (fase deformativa D_3).

La struttura plicativa della fase D_1 pre-Monastero meglio espressa a scala cartografica è rappresentata dalla sinclinale ad asse circa E-W che nei dintorni di Monte Trebbio deforma la Formazione di Dernice e le Arenarie di Rio Trebbio (fig. 29). Il fianco verticalizzato di questa struttura è infatti sigillato dalla superficie discordante a basso angolo di base della Formazione di Monastero.

Un'altra importante megastruttura associata alla fase D1 è rappresentata dal fianco verticalizzato della grande sinforme realizzata a spese dei conglomerati di Savignone e suturata dalla discordanza alla base della Formazione di Monastero (fig. 30a). La fase pre-Monastero è caratterizzata inoltre dallo sviluppo di faglie subverticali con direzione compresa tra NW-SE e N-S, talvolta accompagnate da cataclasiti, tra cui la maggiore è costituita dalla zona di faglia di Costa Merlassino. Questa zona è caratterizzata dalla presenza di una faglia principale a direzione N160E che, nei pressi di Rocchetta Ligure, si dirama in una serie di faglie minori, mentre nei pressi di Costa Merlassino si anastomizza, determinando un complesso sistema di piccole scaglie tettoniche delimitate da faglie subverticali. Il diverso spessore delle formazioni a cavallo della zona di faglia di Costa Merlassino e i dati cinematici raccolti indicano come si tratti di strutture con movimenti normali, associati a componenti trascorrenti (in prevalenza con movimento sinistro). Strutture minori di questa zona di faglia sono rappresentate da sistemi coniugati responsabili della formazione di piccole strutture di tipo *horst* e *graben*. Alle fasi precoci della deformazione pre-Monastero sembra da riferire lo sviluppo della tettonica fragile responsabile della formazione di importanti bacini di *pull-apart* come quello entro cui si depositano i Conglomerati Savignone. Questa tettonica a carattere transtensivo

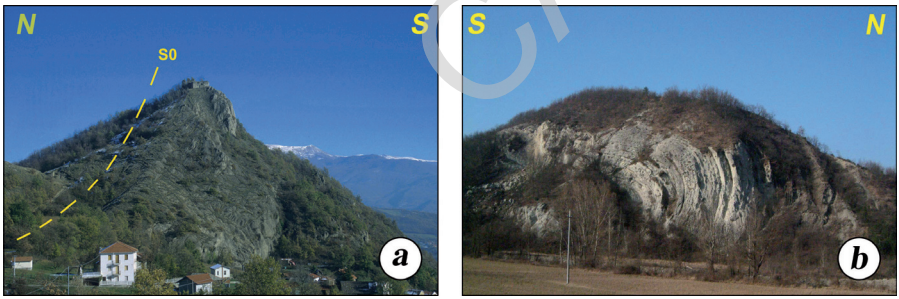

Fig. 30 – Caratteristiche mesoscopiche della deformazione nella successione del Bacino Terziario Piemontese. a) Verticalizzazione dei Conglomerati di Savignone (membro della Val Borbera) nei pressi del Castello di Rocchetta Ligure; b) La piega N-vergente di Fontanelle. Bene evidente la Formazione di Dernice piegata fino alla verticale.

PROGETTO CARG

è stata interpretata come un evento tardivo della Fase Mesoalpina (Mutti *et alii*, 1995).

Le principali strutture della Fase D_2 post-Monastero riconoscibili in carta sono rappresentate dall'accavallamento che porta l'Unità Antola a sovrascorrere i depositi del Bacino Terziario Piemontese nella fascia tra Montacuto e Castellaro, e dalla grande piega antiforme affiorante tra Dernice e Monte Trebbio (Cavanna *et alii*, 1989; Mutti *et alii*, 1995; Di Giulio & Galbiati, 1995). Questa struttura, N-vergente, con al nucleo le Marne di Vigoponzo, mostra un fianco rovesciato poco sviluppato ed un asse diretto N80E che immerge di pochi gradi verso N-W (figg. 30b e 31a).

Nei dintorni di Monte Trebbio è chiaramente visibile il coinvolgimento in questa struttura della discordanza alla base della Formazione di Monastero, che a sua volta sigilla le deformazioni della Fase D_1 presenti nelle formazioni sottostanti (Formazione di Dernice ed Arenarie di Rio Trebbio). L'effetto principale della fase deformativa D_2 è quindi la formazione di pieghe e sovrascorrimenti. Alla mesoscala si tratta di pieghe con cerniera inspessita, a geometria approssimativamente parallela (classe 1 di Ramsay, 1967), da molto chiuse ad aperte con angolo di apertura variabile tra i 30° ed i 100°, costantemente asimmetriche con fianchi rovesciati poco sviluppati. La direzione degli assi della fase D_2 è molto variabile, disponendosi da E-W fino a N-S, da suborizzontali a leggermente immergenti principalmente verso N (fig. 31b). La vergenza varia da NW a NE. Coerentemente con la vergenza delle pieghe, le superfici di sovrascorrimento associate mostrano senso di movimento verso N. La fase deformativa D_2, sigillata dalla discordanza di base della Formazione di Gremiasco, riferibile al passaggio Rupeliano-Chattiano, è riferibile quindi all'Oligocene inferiore. Questa fase deformativa, riconosciuta anche nel substrato, viene connessa

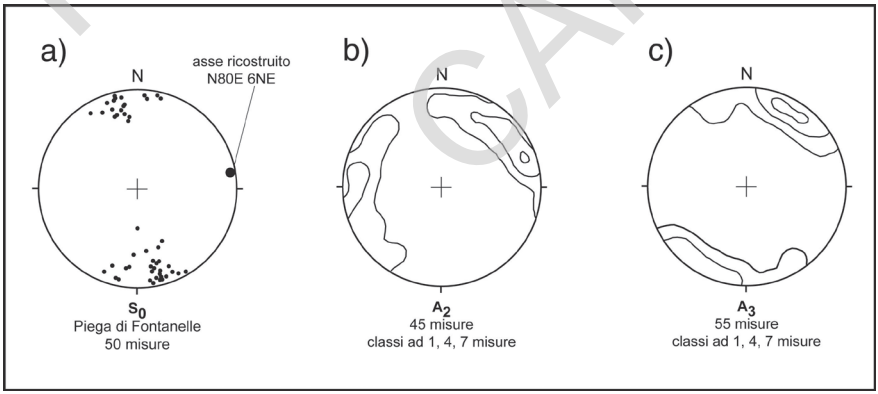

Fig. 31 – Rappresentazione stereografica delle superfici di stratificazione e degli assi di pieghe relativi alle fasi D2 e D3 all'interno del Bacino Terziario Piemontese.: a) piega Fontanelle; b) assi A2; c) assi A3.

PROGETTO CARG

con la migrazione verso NE del fronte compressivo e con l'accavallamento di unità metamorfiche alpine, costituite dal Gruppo di Voltri, al di sopra dell'Appennino Settentrionale (Marroni *et alii*, 2002a; Levi *et alii*, 2006) durante la fase Paleo-Appenninica (Piana & Polino, 1995; Schumacker & Laubscher, 1996).

La Fase D_3, post-Gremiasco, è caratterizzata dallo sviluppo di pieghe da aperte a molto aperte, a geometria approssimativamente parallela, riferibili alla classe 1 vdi Ramsay (1967). La direzione degli assi varia da NE a NW (fig. 31c), con piani assiali generalmente subverticali. A questa fase è associato lo sviluppo della grande piega sinclinale, con asse a direzione ENE-WSW, con al nucleo la Formazione di Castagnola, solo in parte presente all'interno dell'area del Foglio. Durante questa fase sembra svilupparsi il sovrascorrimento N-vergente presente nei pressi di Bosmenso, al di sopra del quale la Formazione di Monastero viene traslata sulla Formazione di Gremiasco (Di Giulio & Galbiati, 1995). Questa fase deformativa, necessariamente post-oligocenica, è ritenuta connessa con movimenti trascorrenti lungo la Linea Villarvernia-Varzi, importante lineamento strutturale affiorante nell'area immediatamente a nord del Foglio (Cavanna *et alii*, 1989; Di Giulio & Galbiati, 1995; Marroni *et alii*, 2002a; Levi *et alii*, 2006).

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

1. - PROCESSI DI INSTABILITÀ LUNGO I VERSANTI
(a cura di Daniele Bormioli, Anselmo Cucchi e Giuseppina Moletta)

Nell'ambito del settore collinare dei bacini Borbera, Curone e Scrivia i fenomeni d'instabilità di versante rappresentano un aspetto distintivo del paesaggio e probabilmente la tipologia di processo più determinante nei riguardi dell'evoluzione geomorfologica.

In tale contesto i processi di versante più frequenti e arealmente più rappresentati consistono in colamenti lenti ed in frane complesse, intendendo con questa definizione frane analoghe alle precedenti, ma con meccanismo di distacco per scivolamento roto-traslazionale.

La distribuzione territoriale di questi fenomeni è legata in modo preponderante alle caratteristiche lito-strutturali del substrato ed in particolare è ascrivibile ai litotipi argillosi o argillitici. I terreni ricchi di argilla, a contatto con l'acqua, subiscono un rapido deterioramento delle caratteristiche meccaniche, deformandosi plasticamente, tanto da determinare la mobilizzazione di interi versanti o di porzioni di essi, provocando anche instabilità in zone adiacenti non necessariamente costituite da materiali argillosi.

Nell'area in esame la maggiore concentrazione di questi fenomeni si rileva in corrispondenza dell'affioramento dei Complessi di Monte Veri, Casanova nelle Argilliti di Pagliaro e nelle Arenarie di Scabiazza.

Secondo quanto definito dal progetto nazionale IFFI (Inventario Fenomeni Franosi Italiani) i colamenti lenti sono movimenti spazialmente continuiche

PROGETTO CARG

interessano terreni ad elevato contenuto argilloso, caratterizzati da bassa velocità; le superfici di taglio hanno breve durata, sono molto ravvicinate e generalmente non si conservano.

Nonostante una discreta variabilità delle caratteristiche associate a tali fenomeni, si può asserire che i colamenti lenti si esplicano con movimenti simili a quelli dei fluidi viscosi; lo spostamento della massa in frana sul materiale in posto si sviluppa per movimenti differenziali molto lenti, preferibilmente lungo più superfici di taglio in apparenza non collegate tra loro, e tende ad esaurirsi gradualmente all'aumentare della profondità; il materiale che viene movimentato da tali fenomeni è rappresentato dalle coperture sciolte e talvolta dall'orizzonte più superficiale del substrato roccioso, disarticolato e fratturato. La bassa velocità di movimento, carattere distintivo per questi fenomeni, può essere collocata tra le classi estremamente lento e molto lento della classificazione IUGS/WGL. La dinamica di movimento implica però che la velocità, soprattutto in riferimento ai fenomeni più estesi, non sia omogenea né spazialmente né tanto meno a livello temporale.

Arealmente, l'evoluzione cinematica di questi versanti è spesso non omogenea, infatti accanto a settori a dinamica relativamente rapida si trovano affiancate zone in cui il fenomeno procede in modo più lento. Analoga variabilità cinematica si riscontra in senso verticale, con una diminuzione della velocità di movimento dall'alto verso il basso.

Dal punto di vista temporale, considerata la spiccata stagionalità che caratterizza questo tipo di frane, i tassi di movimento maggiori si riscontrano nei periodi umidi e piovosi mentre, per contro, le fasi di rallentamento o quiescenza sono correlabili alle stagioni più asciutte.

Nel territorio in esame, in conseguenza delle caratteristiche lito-strutturali relativamente omogenee, i fenomeni di colamento spesso interessano interi versanti tanto da rendere calzante il concetto di deformazioni plastiche di versante. I versanti interessati dai movimenti, sebbene in modo più o meno marcato, si presentano completamente deformati e contraddistinti da contropendenze, a tergo delle quali spesso ristagna acqua; le forme sono in generale dolcemente ondulate e rigonfiate. La lentezza, che contraddistingue questi fenomeni, e l'ambiente collinare in cui si sviluppano implicano che i segnali morfologici distintivi del movimento risultino spesso sfumati e poco definiti e, per conseguenza, i limiti di frana sovente non possono essere precisamente determinati.

Per quanto riguarda l'interazione tra le attività umane e questi fenomeni franosi, proprio in conseguenza della loro cinematica particolarmente lenta, in genere si registrano poche vittime ma, per contro, diffusi danni alle infrastrutture quali abitazioni e vie di comunicazione.

Alla data della stesura delle presenti note, numerosi fenomeni franosi ricadenti nel Foglio Cabella sono sottoposti a controllo strumentale. I sistemi di controllo

PROGETTO CARG

Comune	Località
Albera Ligure	Vendersi
Cabella Ligure	Montaldo di Cosola
Cabella Ligure	Aie di Cosola
Cantalupo Ligure	Cimitero
Cantalupo Ligure	Costa Merlassino
Fabbrica Curone	Caldirola
Fabbrica Curone	Lunassi
Roccaforte Ligure	Corti
Rocchetta Ligure	Celio (misurati due fenomeni distinti)
San Sebastiano Curone	Lubia

Tab. 1 - *Fenomeni franosi sottoposti a controllo strumentale*

sono stati per lo più installati dalle amministrazioni comunali, tramite finanziamento della Regione Piemonte, e vengono gestiti dal Centro Regionale per le Ricerche Territoriali e Geologiche di ARPA Piemonte, che cura l'effettuazione delle misure, le elaborazioni e la trasmissione delle risultanze agli enti interessati. La maggior parte dei sistemi di controllo attivi sono stati attrezzati dopo gli eventi alluvionali del 1993 e 1994 che hanno interessato pesantemente l'area del Foglio Cabella Ligure; molti dei dissesti monitorati erano già storicamente conosciuti prima dell'alluvione del 1994 ma non erano mai stati studiati in modo approfondito. La tabella 1 seguente riporta i fenomeni franosi sottoposti a controllo strumentale; le velocità degli spostamenti rilevati raggiungono valori massimi nell'ordine dei 6 cm/a.

Gli strumenti più comuni sono i tubi inclinometrici, alcuni dei quali attrezzati con sonde fisse, ed i piezometri, al fine di poter correlare gli spostamenti misurati con la falda acquifera presente. In alcuni casi è stato previsto, in funzione della morfologia della frana, un controllo topografico per la verifica dei movimenti in superficie. Tali strumentazioni sono particolarmente adatte alle tipologie di fenomeni franosi della zona, con velocità di spostamento basse, deformazioni tendenzialmente costanti nel tempo e dipendenti dalle variazioni di falda.

1.1. - La frana di Montaldo di Cosola

Le località di Montaldo e Aie di Cosola nel Comune di Cabella Ligure sorgono su due pianori a mezza costa formatisi a seguito di una frana di cui si hanno ridotte

PROGETTO CARG

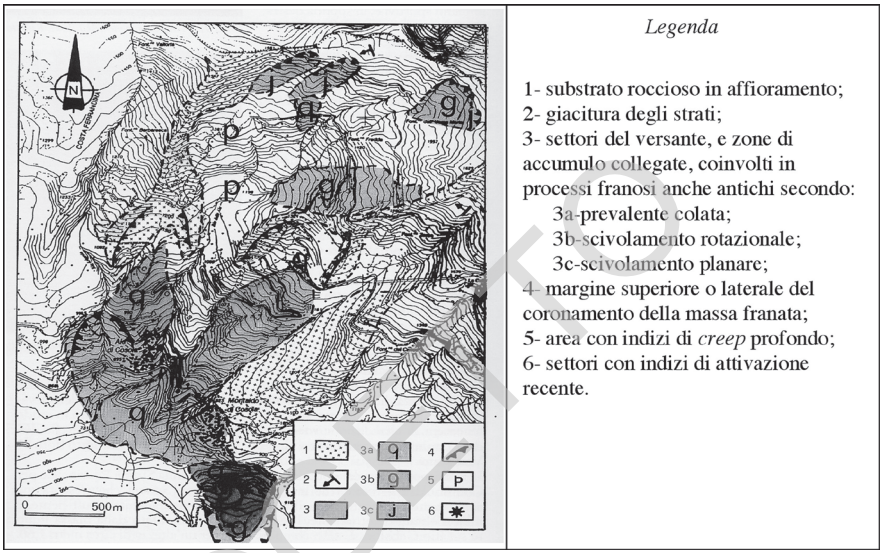

Fig. 32 - Schema della Frana di Cosola

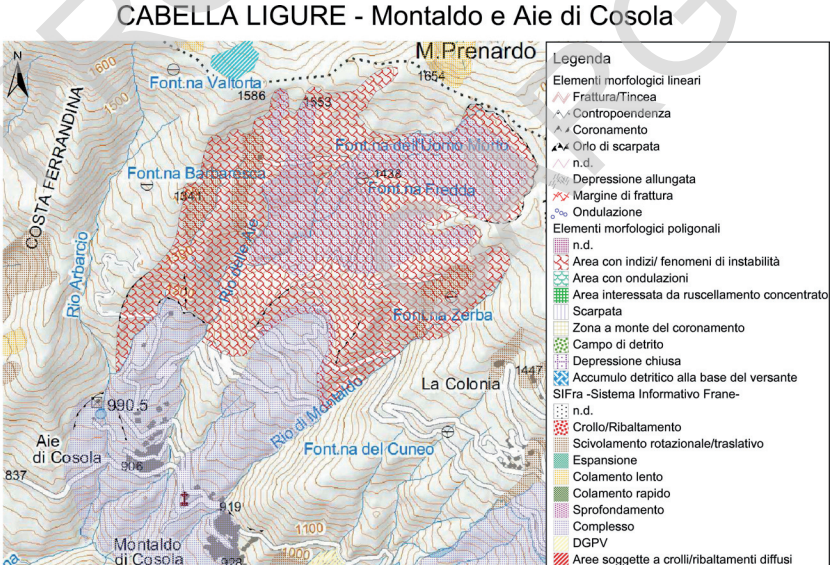

Fig. 33 - La frana di Montaldo e Aie di Cosola, così come cartografata nel progetto IFFI (Inventario dei fenomeni franosi in Italia, 2005).

PROOF

notizie storiche ma che ricondurrebbero ad almeno un episodio di accelerazione nel XIX secolo. L'area in dissesto (figg. 32 e 33) è formata da tre costolature contigue che scendono nel fondovalle principale, separate da rii minori (Rio Montaldo e Rio Aie).

L'area su cui sorgono i due abitati è caratterizzata da accumuli di materiale eterogeneo formato da frammenti derivanti dalle serie sedimentarie mescolate a materiale fine. Dal punto di vista morfologico le tre costolature di fondovalle rappresentano un antico corpo di frana rimodellato dalle acque correnti. Questo antico accumulo è da collegarsi a uno o più eventi di collasso di massa per meccanismi di colata; questo è desumibile da una evidenza di materiale detritico con caratteristiche deposizionali riconducibili a un colamento tra le quote 900-1200 m.

Il materiale depositato a mezza costa si raccorda morfologicamente con altri depositi verso il fondovalle e con settori superiori del versante. Nella zona di cresta sono presenti scarpate maggiori, ove affiora il substrato, che rappresentano i presunti limiti dei fenomeni franosi principali; al di sotto di esse (zona di Fontane Fredde) si ritrova una vasta area (circa 1.3 km^2) con contropendenze, superfici ondulate a varia scala, scarpate e reticoli idrografici disordinati ove sono riconoscibili movimenti di vario tipo e di varia età. Lungo gli affioramenti sono riconoscibili giaciture variabili che hanno giocato un ruolo condizionante nei processi di frana con direzioni e

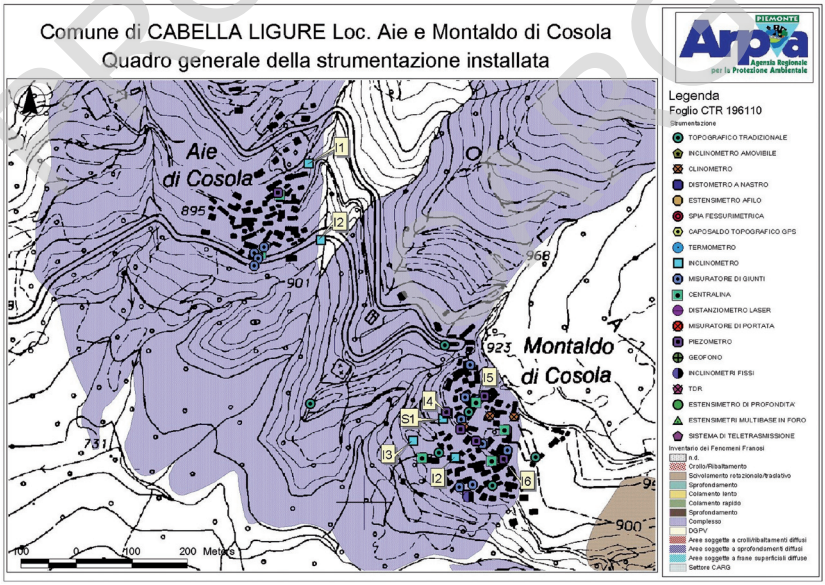

Fig. 34 - Strumentazione installata sulla frana di Montaldo di Cosola

PROGETTO

località	tubo	Spostamento in testa (cm/a)	Profondità (m)
Aie	I1	1.0	25.0
Aie	I2	nessuno	
Montaldo	I3	2.1	29.0
Montaldo	I5	0.5	24.5
Montaldo	I6	2.4	36.0
Montaldo	S1	2.1	12.5
Montaldo	I2	1.5	31.5

Tab. 2 - misure di deformazione più significative derivanti dagli inclinometri posizionati sulla frana di Montaldo di Cosola

immersione verso W SW.

Sul corpo di frana sono stati effettuati, a partire dal 1994, numerosi sondaggi, poi attrezzati con piezometri e inclinometri. Alla data delle presenti note i sistemi di controllo installati sui due siti prevedono varie tipologie di strumenti: capisaldi topografici convenzionali; misuratori di giunti; tubi inclinometrici; sonde inclinometriche fisse; clinometri; piezometri. La fig. 34 riporta la disposizione della strumentazione.

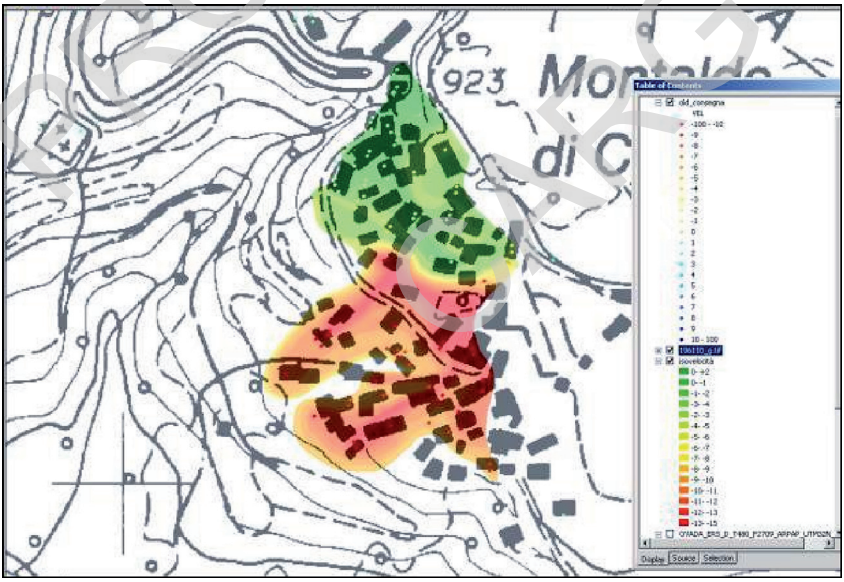

Fig. 35 - Campo delle velocità degli spostamenti (in mm/a) sulla frana di Montaldo di Cosola, ricavata da indagine interferometrica satellitare con tecniche PSinSARTM

PROGETTO ARG

Le misure di deformazione più significative derivano dagli inclinometri e sono riassunte nella Tabella 2.

Nel 2005 ARPA Piemonte ha ultimato un rilievo interferometrico satellitare, esteso a tutto il territorio regionale, con la tecnica PSInSARTM, basato su immagini radar riprese tra il 1992 ed il 2001.

Presso l'abitato di Aie l'esposizione sfavorevole del versante non ha permesso di acquisire dati utili. Presso Montaldo, invece, l'indagine ha evidenziato deformazioni del suolo lungo l'asse della congiungente terreno-satellite (asse inclinato di circa 23° rispetto alla verticale) con velocità di abbassamento del terreno da 2 a 4 mm/a nella parte alta del versante e velocità da 8 a 15 mm/a nella parte bassa (fig. 35). Tali valori sono congruenti sia con le osservazioni di terreno (in quanto l'area a velocità di spostamento maggiore è quella ove gli edifici hanno subito, negli anni, i danni maggiori) che con gli spostamenti rilevati dagli inclinometri.

2. - PRINCIPALI EVENTI DI INSTABILITÀ NATURALE ED ALLUVIONALI

A partire dalla metà del XIX secolo, ad oggi, i comuni compresi nel Foglio Cabella Ligure sono stati interessati da 53 eventi di instabilità naturale dei quali circa 45 hanno causato danni più o meno gravi ad aree edificate e infrastrutture, con una media di un evento ogni 3 anni.

Per quanto riguarda la stagionalità degli eventi, ottobre risulta il mese più colpito con il 24% delle segnalazioni, seguito da agosto e novembre, entrambi con il 16% delle segnalazioni. Gli eventi primaverili (ascrivibili ai mesi di aprile, maggio e giugno) rappresentano complessivamente il 26% delle segnalazioni.

I dati relativi ad attività di versante rappresentano l'86% del totale delle segnalazioni, mentre risultano decisamente minori le segnalazioni di attività lungo i corsi d'acqua (14%).

Nel Sistema Informativo di ARPA Piemonte il dato storico più antico relativo alle frane e alle piene che hanno coinvolto i comuni del Foglio Cabella Ligure, è riportato in un documento del 1977 in cui si cita una frana che circa 1000 anni fa avrebbe danneggiato l'abitato di Albera Ligure. Altra segnalazione storica significativa si evince da un documento del 1596 che riporta notizie di piene del torrente Borbera, che causarono modificazioni del corso d'acqua e danni alla chiesa di Cabella Ligure, ricostruita poi in altro luogo. Infine, intorno alla metà del XVII secolo viene ricordata una frana che distrusse il castello di Cantalupo Ligure.

Tra gli eventi più significativi, avvenuti a partire dagli anni 50 del XX secolo e che hanno coinvolto i bacini dei torrenti Borbera, Curone e Scrivia si ricordano:

- Novembre 1951: la rete stradale di Fabbrica Curone è colpita da frane e crolli di ponticelli; Scalzati i muri di difesa, il Torrente Sisola, a cui si aggiunge il Borbera,

PROGETTO CARG

alluviona parte dell'abitato di Rocchetta.

- 1956: per quell'anno si hanno numerose segnalazioni riguardanti la sistemazione di movimenti franosi, dei quali però non sono specificate le date di accadimento.

- Giugno 1957: in occasione del grave evento alluvionale che ha prevalentemente colpito il Piemonte occidentale, anche nei comuni di Fabbrica Curone e Borghetto Borbera si sono verificati danni per frane e piene.

- Ottobre 1970: si verificò una piena del Torrente Sisola nei comuni di Rocchetta Ligure e Mongiardino Ligure, con l'asportazione di vari tratti della provinciale Rocchetta Mongiardino. Allagamenti si segnalarono anche a Cabella Ligure e Albera Ligure.

- Marzo 1972: piena del Torrente Curone con coinvolgimento degli abitati di Fabbrica Curone e Gremiasco.

- Febbraio 1974: piena del Torrente Curone, che asportato l'argine destro, investì direttamente i muri delle case di Fabbrica Curone e causò allagamenti anche a Gremiasco.

- Ottobre 1976: in questo mese il settore meridionale del Piemonte venne colpito a più riprese da precipitazioni abbondanti. Nei giorni 3 e 4 i fenomeni di instabilità, sia di versante sia lungo i corsi d'acqua, interessarono i comuni di Grondona, Carrega Ligure, Cabella Ligure, Borghetto Borbera, Garbagna, San Sebastiano Curone, Dernice, Gremiasco.

Le valli Borbera, Grue e Curone furono tra le più colpite dall'evento del 29-31 ottobre: frane diffuse si verificarono a Carrega Ligure e Cabella Ligure; una piena del Torrente Sisola causò danni a Rocchetta Ligure. I danni più gravi però si registrarono a Borghetto Borbera per la piena del torrente Borbera. Da ricordare anche la piena del Torrente Curone con gravi danni a Fabbrica Curone, il cui territorio comunale venne coinvolto anche dalla violenta attività torrentizia degli affluenti dell'alta valle. Si segnalarono danni anche a Gremiasco, Montacuto, San Sebastiano Curone, Brignano Frascata. Si verificarono frane anche di notevoli dimensioni un po' in tutto il territorio.

- Ottobre 1977: precipitazioni eccezionalmente intense e persistenti coinvolsero le valli dell'alessandrino meridionale i giorni 7-8 ottobre. In particolare si registrarono danni a Cantalupo Ligure, Gremiasco, Fabbrica Curone, Dernice, Cabella Ligure, Carrega Ligure, Roccaforte Ligure, Garbagna, Albera Ligure, Montacuto.

- Ottobre 1980: a distanza di tre anni i bacini dell'alessandrino meridionale furono nuovamente colpiti da dissesti diffusi, ma nel complesso di limitata gravità, che causarono danni in particolare a Rocchetta Ligure, Cabella Ligure, Carrega, Dernice, Borghetto Borbera, Fabbrica Curone.

- Settembre 1993: l'evento colpì principalmente il fondovalle dei torrenti Borbera, Scrivia e Curone con danni alle difese spondali e allagamenti di abitati. La valle Borbera fu sicuramente la più colpita dalle piogge del 23-24 settembre con danni

PROGETTO CARG

nei comuni di Carrega Ligure, Cabella Ligure, Albera Ligure, Mongiardino Ligure, Rocchetta Ligure, Cantalupo Ligure. Nell'alta Val Curone danni diffusi a Fabbrica Curone, San Sebastiano Curone, Montacuto. Le precipitazioni dell'autunno 1993 furono anche la causa della riattivazione del vasto movimento franoso che interessa l'abitato di Montaldo di Cosola.

- Novembre 1994: nei bacini compresi nel Foglio Cabella Ligure questo evento non presentò un carattere eccezionale, ma contribuì ad aggravare la situazione già critica a seguito dell'evento dell'anno precedente. La maggior parte delle segnalazioni riguarda riattivazioni di fenomeni franosi.

- Novembre 2000: registrate precipitazioni intense nel periodo compreso tra il 5 ed il 23 novembre, più precisamente nei giorni 6, 13, 16 e 21 novembre. Furono registrati danni ingenti e diffusi nei tre bacini principalmente coinvolti: Orba, Scrivia e Curone. Il Comune di Garbagna, nell'alta valle del Torrente Grue, risultò tra i maggiormente colpiti. Nel bacino del Torrente Borbera si registrarono danni a Carrega Ligure, Mongiardino Ligure, Cabella Ligure, Rocchetta Ligure, Albera Ligure, Cantalupo Ligure, Grondona, Borghetto Borbera e Garbagna. Nel bacino del Torrente Curone si ebbero danni a Fabbrica Curone, San Sebastiano Curone, Dernice e Brignano Frascata.

- Novembre 2002: alcuni comuni compresi nel Foglio Cabella Ligure vennero nuovamente interessati da fenomeni per lo più di versante.

3. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE E RISORSE IDRICHE

Nell'ambito del Foglio 196 "Cabella Ligure" non sono presenti attività estrattive degne di nota.

Per quanto riguarda le risorse idriche le acque scaturenti da sorgenti e captate per l'uso idropotabile sono limitatte per qualità e quantità e in genere caratterizzate da un elevato grado di durezza. Non si segnalano acque mineralizzate.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

APPENDICE 1
CARTA SPERIMENTALE DEL BACINO TERZIARIO PIEMONTESE ALLA SCALA 1:25.000

PROGETTO CARG

I.1 – INTRODUZIONE

Il Foglio 196 Cabella Ligure è ubicato nel settore nord-occidentale dell'Appennino Settentrionale e riveste un motivo d'interesse specifico relativamente ai rapporti tettono-stratigrafici fra Unità Antola, Unità Liguri Interne ed Unità Liguri Esterne lungo la Linea Ottone-Levanto *Auctt*.; cfr. Elter & Pertusati, 1973) e i depositi del Bacino Terziario Piemontese (cfr. "*Ligurian Knot*" di Laubscher *et alii*, 1992). Il rilevamento geologico, e la relativa rappresentazione cartografica, della successione sedimentaria del Bacino Terziario Piemontese ha rappresentato quindi una delle tematiche principali nella realizzazione del Foglio 196 Cabella Ligure.

In particolare il Bacino Terziario Piemontese costituisce un bacino di tipo Episuturale (*sensu* Bally & Snelson, 1985) cresciuto al di sopra di un prisma orogenico (prisma mesoalpino) durante una fase importante di esumazione (cfr. Bacino Epimesoalpino di Mutti *et alii*, 1995). In questo contesto la dinamica deposizionale del bacino episuturale è fortemente controllata dalla tettonica che agisce ai margini, ma anche all'interno del bacino sedimentario e ogni fase tettonica viene registrata (soprattutto nelle zone marginali del bacino) da importanti superfici di discontinuita.

I sedimenti compresi tra due superfici di discontinuità descrivono generalmente un ciclo di tipo *fining-upward*, che può essere correlato ad un aumento di produzione

di sedimento, dovuta all'innalzamento tettonico del margine del bacino, e alla susseguente subsidenza e sottoalimentazione del bacino stesso. In sostanza, l'impulso tettonico che produce la superficie di discontinuità generalmente induce anche un sollevamento dei margini del bacino, che si traduce in un avanzamento verso mare della sedimentazione grossolana, seguito poi da un più o meno graduale ritiro della stessa, che viene infine ricoperta da facies prevalentemente pelitiche. Il successivo impulso tettonico produce un'altra superficie di inconformità, a sua volta seguita da un nuovo ciclo *fining-upward*.

In sostanza, le rocce contenute tra le due superfici di inconformità che delimitano il sintema costituiscono la risposta sedimentaria alla perturbazione del paesaggio geologico rappresentata dall'evento che ha prodotto la più vecchia delle due superfici.

Mutti *et alii* (2002) chiamano questo tipo di unità *Regressive-Transgressive Units* (RTU) e le utilizzano per descrivere la successione del Bacino Terziario Piemontese nel suo complesso, dall'area del Foglio fino alla Val Tanaro, e per correlare le unità così definite con le equivalenti nell'avanfossa appenninica. Infatti, il potenziale di correlazione di ogni unità è tanto maggiore quanto più ampia è la portata dell'evento tettonico che produce la superficie di discontinuità.

È importante sottolineare il fatto che questa sembra essere l'organizzazione "naturale" della sedimentazione nei bacini controllati dalla tettonica e che, per questo motivo, le unità stratigrafiche delimitate dalle superfici di discontinuità assumono il significato di unità deposizionali "naturali" in questi contesti.

Inoltre, le superfici di discontinuità, che delimitano tali unità, rivestono un significato "cronostratigrafico" in considerazione del fatto che le rocce al di sotto di queste discontinuità sono sempre più vecchie delle rocce che stanno al di sopra della discontinuità, e le linee tempo non possono intersecare queste superfici (Mitchum *et alii*, 1977 *cum bibl*.).

L"approccio moderno al rilevamento di un bacino sedimentario di questo tipo deve quindi essere basato su un criterio di tipo stratigrafico-deposizionale, metodologia che consente di evidenziare, mediante il riconoscimento delle superfici di discontinuità (utilizzabili come "pseudo linee tempo") la dinamica di crescita del bacino stesso e di legarla con le fasi tettoniche che la controllano. Un approccio al rilevamento puramente litostratigrafico comporta, sotto questo punto di vista, delle forti limitazioni, soprattutto nelle zone marino- marginali che rappresentano i settori chiave per leggere l"evoluzione del bacino in chiave deposizionale.

Attualmente il Progetto Italiano di Cartografia Geologica alla Scala 1:50.000 (Progetto CARG) non prevede la possibilità di usare questo approccio nei bacini sedimentari che non siano Quaternari ed anche l"unità stratigrafico-deposizionale utilizzabile (unità Sintemiche o UBSU, Unconformity Bounded Stratigraphic Unit *sensu* Salvador, 1987) risulta troppo "rigida" per un uso di tipo cartografico. Infatti

PROGETTO CARG

per poter utilizzare le unità UBSU, la Guida al Rilevamento indica come le unità così definite abbiano valore soltanto fin dove le due superfici di discontinuità che la delimitano siano chiaramente ed oggettivamente riconoscibili e seguibili sul terreno.

Per questo motivo, fino ad oggi, è stato privilegiato il classico approccio litostratigrafico, sia nelle successioni stratigrafiche delle unità strutturali polideformate di catena, sia nelle successioni sedimentarie dei bacini episuturali e delle unità di avanfossa, dove la tettonica, seppur importante, generalmente non arriva ad obliterare gli originari rapporti stratigrafici.

La necessità, da parte di ARPA Piemonte, di richiedere carte basate su unità litostratigrafiche "classiche" deriva anche da problemi di omogeneità con le carte già rilevate e dalla necessità che il dato litostratigrafico, largamente utilizzato dalla comunità dei geologi applicati e dagli uffici geologici degli Enti Pubblici, non venga perso.

Per evidenziare l'importanza di un approccio di tipo stratigrafico-deposizionale anche nella cartografia geologica "ufficiale", è stato quindi deciso di produrre un prototipo di carta geologica alla scala 1:25.000 da affiancare alla classica carta litostratigrafica alla scala 1:50.000.

I.2 – APPROCCIO CARTOGRAFICO UTILIZZATO

Le caratteristiche stratigrafiche dei depositi marino-marginali affioranti nel Foglio 196 Cabella Ligure hanno permesso di cartografare la successione del settore orientale del BTP utilizzando un approccio che prevede l'individuazione di unità deposizionali delimitate da superfici di discontinuità.

Le superfici fisiche di discontinuità stratigrafica sono segnalate sul terreno dalla presenza di:

- Discordanze angolari e superfici erosive a grande scala
- Brusche variazioni di facies verticali in violazione al "Principio di *Walther*"
- Sviluppo di sistemi torbiditici grossolani
- Deposizione di livelli caotici
- Significative variazioni composizionali del detrito che alimenta il bacino

Tali superfici, come abbiamo visto, delimitano pacchi di rocce geneticamente legate e "tempo-equivalenti", e sono state utilizzate per la suddivisione stratigrafica della successione in unità con valore cronostratigrafico locale che possono definirsi "unità deposizionali ibride" (Mitchum *et alii*, 1977; di Biase, 1998).

Esse infatti riassumono i caratteri tipici delle UBSU, ma anche delle unità allostratigrafiche. In questo modo, a differenza delle UBSU, così come definite nell'ISSC (1987), i limiti delle unità possono essere tracciati anche in zone dove le superfici

PROGETTO CARG

inconformi passano a superfici di paraconcordanza (cfr. Mutti, 1989 *cum bibl*.).

All'interno delle unità deposizionali così individuate, sono state mantenute le suddivisioni litostratigrafiche utilizzando differenti litozone e/o litofacies; in questo modo è stato possibile conservare un'importante mole di dati litostratigrafici acquisiti durante il rilevamento geologico alla scala 1:10.000. La conservazione dei limiti tra unità litostratigrafiche, rappresentate da litozone e litofacies, generalmente costituite da facies caotiche, conglomerati, areniti grossolane, torbiditi stratificate sottili e peliti, permette inoltre di superare eventuali problemi di correlazione tra le unità del Bacino Terziario Piemontese distinte nel Foglio 196 Cabella Ligure con quelle distinte nei fogli limitrofi, in corso di realizzazione, nei quali fosse adottato esclusivamente l'approccio litostratigrafico. È infatti da verificare la possibilità di estendere il criterio stratigrafico utilizzato nel Foglio in settori dove la successione del BTP è caratterizzata da depositi bacinali profondi all'interno dei quali le superfici di inconformità sono rappresentate da paraconformità di difficile individuazione in assenza di variabilità litostratigrafica.

Un contributo fondamentale per l'utilizzo di questo tipo di approccio deriva dal controllo biostratigrafico delle unità cartografate, assicurato dalla sistematica integrazione dei dati di campagna con l'analisi del contenuto in nannofossili calcarei. Nell'ambito della successione del Bacino Terziario Piemontese affiorante nel Foglio 196 Cabella Ligure sono stati analizzati più di 500 campioni, che hanno permesso un inquadramento cronostratigrafico della successione stessa dall'Eocene superiore al Miocene inferiore e l'individuazione di 15 eventi a nannofossili calcarei che occupano un intervallo di tempo compreso tra i 36,5 Ma (base del Priaboniano) e i 21 Ma (tetto dell'Aquitaniano).

Siamo in presenza di un bacino con alti tassi di sedimentazione e le discontinuità, che rappresentano il risultato di eventi fisici importanti, generalmente di origine tettonica, si possono sviluppare in tempi relativamente brevi, non risolvibili con la biostratigrafia. Dove la biostratigrafia è risultata insufficiente per caratterizzare le unità deposizionali riconosciute, è stata adottata una suddivisione basata sulle variazioni fisiche e composizionali dei depositi.

Dal punto di vista della rappresentazione grafica delle diverse unità deposizionali e litostratigrafiche è stata fatta una scelta che privilegiasse una lettura della carta in chiave temporale. Infatti alle diverse unità deposizionali sono stati assegnati differenti colori, mentre i diversi litotipi sono stati distinti all'interno dell'unità deposizionale di appartenenza con sovrassegni che sono gli stessi in tutta la carta. In questo modo il "colpo d'occhio" è dato dai diversi colori che rappresentano le unità deposizionali, ma il dato litostratigrafico non viene perso.

Le superfici di discontinuità, indicate con il colore blu, delimitano le diverse unità deposizionali, mentre i limiti stratigrafici, in colore nero, delimitano le unità litostratigrafiche riconosciute all'interno di ogni unità deposizionale.

PROGETTO CARG

Infine, per quanto riguarda la denominazione delle unità distinte, i riferimenti ai toponimi sono generalmente quelli delle preesistenti unità litostratigrafiche. Questa scelta ha l'obiettivo di evitare una proliferazione di nomi nuovi e consentire una correlazione immediata con unità consolidate della letteratura geologica. Inoltre per ogni unità litostratigrafica distinta (litozone e litofacies) viene proposto in legenda un confronto con le principali unità litostratigrafiche utilizzate in letteratura e nella cartografia geologica.

I risultati complessivi del nuovo approccio cartografico applicato nell'ambito della successione del Bacino Terziario Piemontese del Foglio 196 Cabella Ligure sono riportati nella carta sperimentale in scala 1:25.000 e nella legenda allegata. La successione del Bacino Terziario Piemontese affiorante nell'area del Foglio è stata suddivisa in 11 unità deposizionali, ciascuna delle quali è separata dalle altre da superfici di discontinuità.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

APPENDICE 2
BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA

(a cura di Rita Catanzariti)

La maggior parte delle unità litostratigrafiche affioranti nel Foglio Cabella Ligure sono state datate utilizzando dati biostratigrafici provenienti dallo studio sistematico del contenuto in nannofossili calcarei. Per altre unità sono stati utilizzati dati ricavati dalla letteratura, ma sempre basati sulla biostratigrafia a nanofossili calcarei. Come ampiamente discusso nell'Appendice I delle Note Illustrative del Foglio 197 Bobbio (Elter *et alii*, 1997) questi resti scheletrici di alghe unicellulari planctoniche si sono dimostrati il gruppo fossile meglio rappresentato e più ampiamente utilizzabile per datare i sedimenti marini affioranti in Appennino Settentrionale deposti nei diversi ambienti sedimentari. Le associazioni a nannofossili contenuti nelle unità litostratigrafiche definiscono delle biozone che riferite a uno schema tempo permettono la definizione cronostratigrafica delle unità, di più ampia comprensione. Lo schema tempo di riferimento che abbiamo adottato (vedi schema cronostratigrafico nella carta geologica) utilizza quattro diverse scale stratigrafiche correlate fra loro:

1) la *Scala cronometrica in milioni di anni*;
2) la *Scala delle inversioni del campo magnetico terrestre* (Global Polarity Time Scale GPTS);
3) la *Scala cronostratigrafica globale standard*;
4) la *Scala biostratigrafica basata sui nannofossili calcarei*.

Per il significato, l'utilizzo e i problemi connessi alle diverse scale si rimanda a quanto esaurientemente discusso nell'Appendice I in Elter *et alii* (1997).

Qui ci limiteremo a indicare quali fra le diverse scale proposte in letteratura sono state adottate. La *Scala delle inversioni del campo magnetico terrestre* è stata inserita per valutare l'età cronometrica dei bioorizzonti e per eventuali correlazioni con altre scale stratigrafiche, fra ambienti sedimentari diversi e provincie geografiche diverse. Come *Scala delle inversioni del campo magnetico terrestre* (GPTS) per il Cretacico è stato adottato il modello proposto da Gradstein *et alii* (1994) e per l'intervallo Paleocene-Miocene inferiore quello proposto da Cande & Kent (1992; 1995). Per la *Scala cronostratigrafica,* che è quella più conosciuta, e ampiamente utilizzata dalle diverse discipline della geologia sono stati utilizzati i limiti di Gradstein (1994) per il Mesozoico e i limiti di Berggren *et alii* (1995) per il Terziario. Per quanto riguarda la *Scala biostratigrafica* del Cretacico sono state utilizzate le zone definite da Sissingh (1977) "CC" o modificate da Perch-Nielsen (1985a) "CC*". Per il Paleocene e l'Eocene è stato fatto riferimento alle zone di Martini (1971) "NP" o alle zone di Martini modificate sulla base di bioorizzonti sostitutivi presenti in letteratura (Perch-Nielsen, 1985b "NP*"; Backman, 1987, "NP""; Catanzariti, 1993, "NP°") e utilizzati sulla base del materiale disponibile. Per l'intervallo Eocene superiore-Miocene inferiore sono state adottate le biozone definite da schemi zonali regionali (Catanzariti *et alii*, 1997, "MNP"; Fornaciari & Rio, 1996, "MNN"). Il tentativo di riferire i diversi bioorizzonti alla scala magnetostratigrafica è stato fatto basandosi sui dati biocronologici di Erba *et alii* (1995) per il Cretacico, e per il Cenozoico sui dati riportati in: Berggren *et alii* (1995), Backman (1986), Backman (1987), Monechi & Thierstein (1985), Nocchi *et alii* (1986), Premoli-Silva *et alii* (1988) (si veda anche Fornaciari & Rio, 1996; Catanzariti *et alii*, 1997). Per la realizzazione del Foglio sono state studiate in modo molto dettagliato la successione dell'Unità Antola e la successione del Bacino Terziario Piemontese orientale di cui si avevano dati biostratigrafici molto scarsi ed età incerte. Per queste due unità oltre a riportare le biozone determinate e le età come per le altre unità cartografate, è stato costruito uno schema di distribuzione delle specie che mette in evidenza il contenuto delle associazioni studiate (figg. 37 e 38).

PROGETTO CARG

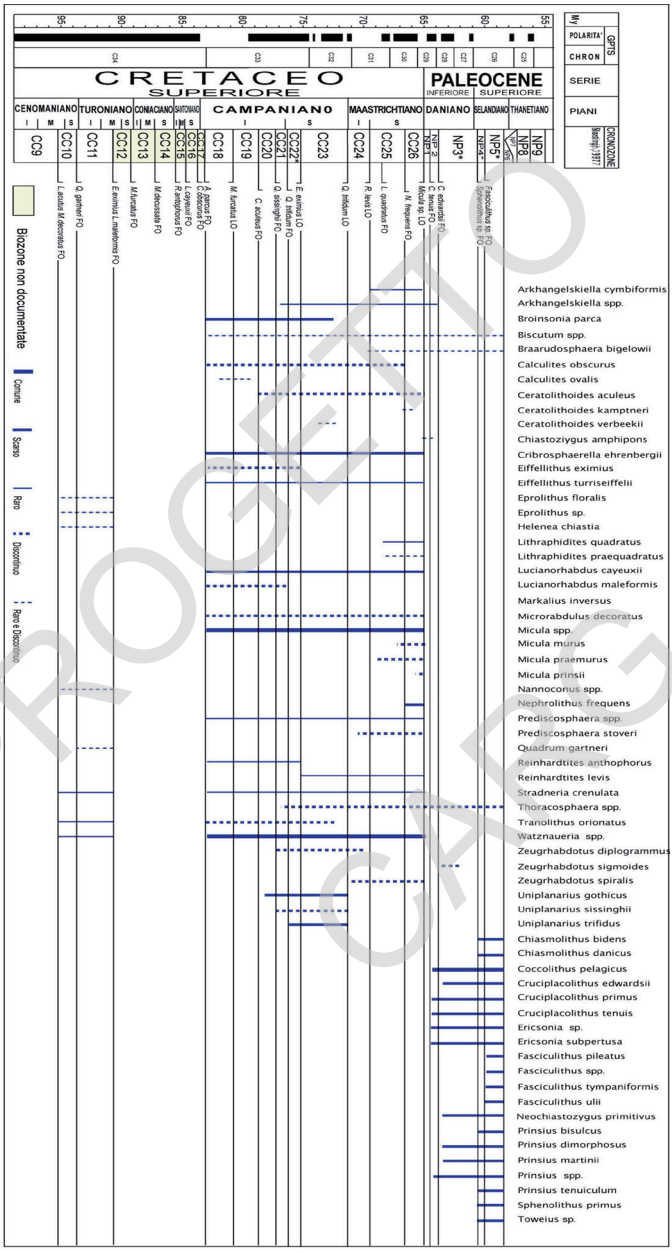

Fig. 36 - Distribuzione stratigrafica dei nannofossili calcarei presenti nella successione del'Unità Antola.

PROGETTO CARG

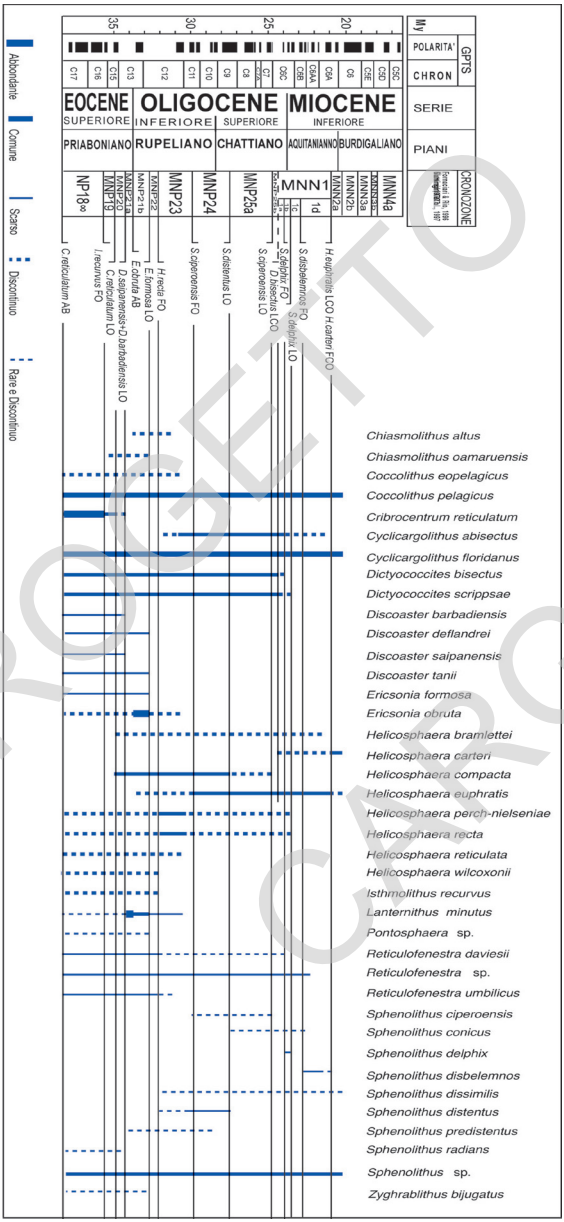

Fig. 37 - Distribuzione stratigrafica dei nannofossili calcarei presenti nella successione del Bacino Terziario Piemontese.

PROGETTO GRG

Appendice tassonomica

Arkhangelskiella sp. Vekshina, (1959)
Arkhangelskiella cymbiformis (Vekshina, 1959)
Biscutum sp. Black in Black & Barnes (1959)
Braarudosphaera bigelowii (Gran & Braarud, 1935) Deflandre (1947)
Broinsonia parca (Stradner, 1963) Bukry (1969)
Calculites obscurus (Deflandre, 1959) Prins & Sissingh in Sissingh (1977)
Calculites ovalis (Stradner,1961) Prins & Sissingh in Sissingh (1977)
Ceratolithoides aculeus (Stradner,1961) Prins & Sissingh (1977)
Ceratolithoides kamptneri Bramlette & Martini (1974)
Ceratolithoides verbeekii Perch-Nielsen (1979)
Chiasmolithus altus Bukry & Percival (1971)
Chiasmolithus bidens (Bramlette & Sullivan, 1961) Hay & Mohler (1967)
Chiasmolithus danicus (Brotzen, 1959) Hay & Mohler (1967)
Chiasmolithus oamaruensis (Deflandre, 1954) Hay, Mohler & Wade (1966)
Chiasmolithus solitus (Bramlette & Sullivan, 1961) Locker (1968)
Chiastozygus amphipons (Bramlette & Sullivan, 1964) Gartner (1968)
Coccolithus eopelagicus (Bramlette & Riedel, 1954) Bramlette & Sullivan (1961)
Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller (1930)
Corrolithion kennedyi Crux (1981)
Cribrocentrum reticulatum (Gartner & Smith, 1967) Perch-Nielsen (1971)
Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau (1952)
Cruciellipsis cuvillieri (Manivit, 1966) Thierstein (1971)
Cruciplacolithus edwardsii Romein (1979)
Cruciplacolithus primus Perch-Nielsen (1977)
Cruciplacolithus tenuis (Stradner,1961) Hay & Mohler (1967)
Cylicargolithus abisectus (Müller, 1970) Wise (1973)
Cyclicargolithus floridanus (Roth & Hay, 1967) Bukry (1971)
Dictyococcites sp. Black (1967)
Dictyococcites bisectus (Hay *et alii*, 1966) Bukry & Percival (1971)

PROGETTO CARG

Dictyococcites scrippsae Bukry & Percival (1971)
Discoaster barbadiensis (Tan, 1927)
Discoaster deflandrei Bramlette & Riedel (1954)
Discoaster diastypus Bramlette & Sullivan (1961)
Discoaster kuepperi Stradner (1959)
Discoaster lodoensis Bramlette & Riedel (1954)
Discoaster multiradiatus Bramlette & Riedel (1954)
Discoaster saipanensis Bramlette & Riedel (1954)
Discoaster sublodoensis Bramlette & Sullivan
Discoaster tanii Bramlette & Riedel (1954)
Eiffellithus eximius (Stover, 1966) Perch-Nielsen (1968)
Eiffellithus turriseiffelii (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) reinhardt (1965)
Eprolithus sp. Stover (1966)
Eprolithus floralis (Stradner, 1962) Stover (1966)
Ericsonia sp. Black (1964)
Ericsonia formosa(Kamptner, 1963) Haq (1971)
Ericsonia obruta Perch-Nielsen (1971)
Ericsonia subpertusa Hay & Mohler (1967)
Fasciculithus sp. Bramlette & Sullivan (1961)
Fasciculithus pileatus Bukry (1973)
Fasciculithus tympaniformis Hay & Mohler in Hay et al. (1967)
Fasciculithus ulii Perch-Nielsen (1971)
Helenea chiastia Worsley (1971)
Helicosphaera bramlettei Muller (1970)
Helicosphaera carteri (Wallich, 1877) Kamptner (1954)
Helicosphaera compacta Bramlette & Wilcoxon (1967)
Helicosphaera euphratis Haq (1966)
Helicosphaera perch-nielseniae (Haq, 1971) Jafar & Martini (1975)
Helicosphaera recta (Haq, 1966) Jafar & Martini (1975)
Helicosphaera reticulata Bramlette & Wilcoxon (1967)
Helicosphaera wilcoxonii Gartner (1971)
Isthmolithus recurvus Deflandre (1954)

PROGETTO CARG

Lanternithus minutus (Stradner,1962)
Litraphidites quadratus Bramlette & Martini (1964)
Litraphidites praequadratus Roth (1978)
Lucianorhabdus cayeuxii Deflandre (1959)
Lucianorhabdus maleformis Reinhardt (1967)
Markalius inversus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Bramlette & Martini (1964)
Microrabdulus decoratus Deflandre (1959)
Micula sp. Vekshina (1959)
Micula decussata Vekshina (1959)
Micula murus (Martini, 1961) Bukry (1973)
Micula praemurus (Bukry, 1973) Stradner & Steinmez (1984)
Micula prinsii Perch-Nielsen (1979)
Nannoconus sp. Kamptner (1931)
Nannotetrina sp. Achuthan & Stradner (1969)
Neochiastozygus primitivus Perch-Nielsen (1981)
Nephrolithus frequens Gorka (1957)
Pontosphaera sp. Lohmann (1902)
Prediscosphaera sp. Vekshina (1959)
Prediscosphaera stoveri (Perch-Nielsen, 1968) Shafik & Stradner (1971)
Prinsius sp. Hay & Mohler (1967)
Prinsius bisulcus (Stradner, 1963) Hay & Mohler (1967)
Prinsius dimorphosus (Perch-Nielsen, 1969) Perch-Nielsen (1977)
Prinsius martinii (Perch-Nielsen, 1969) Haq (1971)
Prinsius tenuiculum (Okada & Thierstein, 1979) Perch-Nielsen (1984)
Quadrum gartneri Prins & Perch-Nielsen in Manivit et al. (1977)
Reinhardtites anthophorus (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen (1968)
Reinhardtites levis Prins & Sissingh (1977)
Reticulofenestra sp. Hay et al. (1966)
Reticulofenestra daviesii (Haq, 1968) Haq (1971)
Reticulofenestra dictyoda (Deflandre, 1954) Stradner (1968)
Reticulofenestra umbilicus (Levin, 1965) Martini & Ritzkovsky (1968)

PROGETTO CARG

Rucinolithus terebrodentarius Applegate et al. in Covington & Wise (1987)
Sphenolithus sp. Deflandre in Grassé (1952)
Sphenolithus ciperoensis Bramlette & Wilcoxon (1967)
Sphenolithus delfix Bukry (1973)
Sphenolithus disbelemnos Fornaciari & Rio (1996)
Sphenolithus dissimilis Bukry & Percival (1971)
Sphenolithus distentus (Martini, 1965) Bramlette & Wilcoxon (1967)
Sphenolithus furcatolithoides Locker (1967)
Sphenolithus moriformis (Brönnimam & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon (1967)
Sphenolithus obtusus Bukry (1971)
Sphenolithus predistentus Bramlette & Wilcoxon (1967)
Sphenolithus primus Perch-Nielsen (1971)
Sphenolithus radians (Deflandre, 1952)
Sphenolithus spiniger Bukry (1971)
Stradneria crenulata (Bramlette & Riedel, 1964) Noël (1970)
Thoracosphaera sp. Kamptner (1927)
Toweius sp. Hay & Mohler (1967)
Tranolithus orionatus (Reinhardt, 1966) Reinhardt (1966)
Tribrachiatus orthostylus Shamraĭ (1963)
Uniplanarius gothicus (Deflandre, 1959) Hattner & Wise (1980)
Uniplanarius sissinghii Perch-Nielsen (1986)
Uniplanarius trifidus (Stradner in Stradner & Papp, 1961) Hattner & Wise (1980)
Watznaueria sp. Reinhardt (1964)
Zeughrabdotus diplogrammus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Burnett (1998)
Zeughrabdotus sigmoides (Bramlette & Sullivan, 1971) Bown & Young (1997)
Zeughrabdotus spiralis (Bramlette & Martini, 1964) Burnett (1998)
Zyghrablithus bijugatus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Deflandre (1959)

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

ABSTRACT

The central Liguria (Northern Apennines, Italy) represents a complex geological area where the connection between Ligurian Alps and Northern Apennines occurs (cfr. "Ligurian Knot" of LAUBSCHER *et alii*, 1992).

In this area a complex stack of tectonic units, belonging to different palaeogeographic domains can be recognized: the Internal Ligurian Units (oceanic units derived from the Ligure-Piemontese Jurassic ocean), The External Ligurian Units (derived from the Ligure-Piemontese-Adria ocean continent transition) and the Subligurian Units (derived from the thinned Adria continental margin). The deformation history of this area has been achieved from Late Cretaceous to Neogene timespan during the convergence and the following continental collision between the Europe and Adria plates.

The central Liguria is characterized by a tectonic setting where the oceanic- and continent-derived units, already deformed during the pre-Oligocene, are unconformably covered by a thick sedimentary succession deposited from Late Eocene to Late Miocene in an episutural basin, known as the Tertiary Piedmont Basin. The Tertiary Piedmont Basin is generally regarded as an undeformed basin deposited over the deformed Apennine and Alpine units but a complex poliphase tectonic evolution can be recognized in it.

In this key-area the 1:50.000 scale sheet 196 "Cabella Ligure" represent a key-sheet that can provide valuable constraints for the tectonic evolution of the linkage between the Alps and Apennines. In the Sheet 196 "Cabella Ligure the following tectonic units can be recognized from the bottom to the top.

THE SUBLIGURIAN TECTONIC UNITS.

The Subligurian Units can be subdivided into two tectonic units: the Canetolo and the Aveto tectonic units . The first (Canetolo Unit) includes the occurrence of Paleocene-Eocene thick calcareous turbidite successions (Vico Flysch and Monte Penice Flysch) which join the Argille e Calcari di Canetolo Formation. The second (Aveto Unit) is characterized by the early Oligocene siliciclastic successions formed by the Aveto Formation and Traschio Marls that probably unconformably overlying the Argille e Calcari di Canetolo Formation.

The reconstruction of the tectonic setting of the Vico and Penice sunits (directly underlying the Ligurian Units without the interposition of Oligocene siliciclastic deposits) and their structural evolution (polyphase deformation), together with the younger age of their successions (Middle Eocene) suggests the involvement of these units in the Mesoalpine Phase. In this frame, the Vico and Penice subunits, can be better included in the group of the External Ligurian Units.

As a consequence, we keep the attribution "subligurian" only to the Subligurian Units diplaying siliciclastic successions (Aveto Unit). These deposits can be regarded as representative of a first "proto"Apenninic foredeep which predated the development of the foredeep basins of the Umbria-Tuscan domain. Thus, the Subligurian successions developed in front of the belt front represented by the Mesoalpine structural stacking where the External Ligurian Units and the Vico and Penice units were included.

The feature as the oldest foredeep of the Northern Apennines has been documented in the Sheet "Cabella Ligure" by the occurrence of ophiolite fragments in coarse-grained deposits (membro ofiolitico, AVE_4) indicating that the sedimentation in the basin was stopped by the thrusting of the Ligurian Units belonging to the Mesoalpine belt.

THE EXTERNAL LIGURIAN UNITS

In the Sheet 196 "Cabella Ligure" the External Ligurian Units are widspread and display well-developed successions everywhere detached from their pre-Cretaceous substratum. Three tectonic units belonging to the External Ligurian Units have been recognized during the field work and they are from the bottom to the top: the Monte delle Tane, Ottone and Cassio units.

Even if characterized by the widespread occurrence of the upper Cretaceous-lower Tertiary carbonate flysch, the External Ligurian Units can be divided into two different groups according to the lithostratigraphic features of their basal complexes.

The first group includes all the successions characterized by the occurrence of basal complexes with slide-blocks and debris flow deposits where the lherzolitic mantle, gabbros and basalts are largely represented (Monte delle Tane and Ottone units), whereas the second group displays successions where the basal complexes

PROGETTO CARG

indicate a continental affinity and the mafic and ultramafic rocks are scarce or lacking at all (Cassio Unit). Also the upper Cretaceous Helminthoid flysch can be tentatively subdivided by the occurrence in the lower part of intercalations of mafic and ultramafic rock-bearing debris. According to their features, the first group, referred as western, is considered to be placed close the Ligure-Piemontese oceanic domain, whereas the second group, referred as eastern, can be located at the distal edge of the Adria continental margin (Marroni *et alii*, 2001 and reference therein).

The Ottone tectonic Unit is represented by Campanian Helminthoid flysch,showing, at the base and inside it, stratigraphic relationships with coarse-grained ophiolite-bearing deposits (respectively the Monte Penna Casanova and Monte Veri complexes). In the Monte delle Tane Unit only the basal complex (Monte Ragola Complex) is present.

The "Basal Complexes" are the most typical deposit of the Ottone and Monte delle Tane Unit successions known, respectively, as Casanova and Mt.Ragola complexes. All these sedimentary melanges show the same sedimentological frame consisting of sediments derived from slides, cohesive debris flows, hyperconcentrated flows and high density turbidity currents. However, the most striking feature is the wide occurrence of huge slide blocks everywhere associated with matrix to clast supported breccias and coarse grained, turbidite-derived rudites and arenites. The most significative differences among these melanges arise from lithologies represented as slide-blocks or clasts. Among them, only the Casanova Complex is stratigraphically overlain by an Helminthoid flysch, whereas the Mt.Ragola complexes are bounded by thrusts and their original stratigraphic relationships with the Helminthoid flysch can be only suggested. The Casanova Complex shows an up to 1500 m thick succession that consists of monomict to polymict pebbly mudstones, polymict pebbly sandstones and huge, slide blocks showing a transition to well-bedded, coarse grained arenites and rudites, known as Casanova Sandstone. The slide-blocks, generally monolithologic, and the clasts in the breccias are composed by different lithologies. The most representative is probably the mantle ultramafics mainly consisting of spinel-lherzolites. Slide-blocks of basalts frequently occur showing pillow lava and massive texture. Also slide-blocks made up of sedimentary rocks consisting of the Palombini Shale (Valanginian-Late Cretaceous), the Calpionella Limestone (Berriasian-Valanginian) and Chert (Late Jurassic) have been recognized. All these lithologies belong to the same succession, that represents the typical sedimentary cover of the Jurassic ophiolites from the Ligure-Piemontese basin. Also continental-derived rocks are recognized, mainly consisting of slide-blocks of granitoids of the late Paleozoic age. The Casanova Sandstone (Arenarie ofiolitiche, in the Sheet) shows a lithoarenitic composition where the rock fragments are mainly represented by serpentinites, basalts, cherts, Calpionella Limestone and Palombini Shale. The Casanova Sandstone, generally 300-600 m thick, show a gradual transition to the

PROGETTO CARG

lower Campanian Ottone Flysch. In the lower part of the Ottone Flysch debris flow deposits (Monte Veri Complex), as those recognized in the Casanova Complex, are widespread.

The Mt. Ragola complex exhibits a 600 m thick succession assigned to Santonian-Early Campanian by nannofossil assemblages. Differently from the Casanova Complex, the Mt. Ragola Complex is characterized by the prevalence of mantle ultramafics and the scarce presence of basalts, but the main feature is the occurrence of slide blocks of mafic and acid granulites.

The most representative succession of the eastern domain can be found in the Cassio Unit where a complete transition from the basal complex to upper Cretaceous Helminthoid flysch can be reconstructed. The Cassio Unit is characterized by deposits supplied by a continental margin, where ophiolites are lacking.

In the Sheet the succession of the Cassio Unit is only partly represented in two subunits (Calenzone and Scabiazza subunits). In the Scabiazza Subunit the basal complex includes only the Scabiazza Sandstone (Late Cenomanian-Early Campanian) that are sublitharenites characterized by a mixed siliciclastic-carbonate framework composition. In the Calenzone Subunit only the Campanian Monte Cassio Flysch is represented.

The Internal Ligurian Units

The Internal Liguride Units are characterized by well preserved successions including an ophiolite sequence represented by mantle ultramafic rocks and gabbros covered by a thick volcano-sedimentary complex. The overlying sedimentary cover consists of hemipelagic deposits represented by Cherts (Callovian-Tithonian), Calpionella Limestone (Berriasian-Valanginian) and Palombini Shale (Valanginian-Santonian). The Palombini Shale grades upward to siliciclastic turbidites (Val Lavagna Shale and Gottero Sandstone; Campanian-Early Paleocene) regarded as a deep sea turbidite system. The youngest formation is represented by Early Paleocene coarse-grained deposits known as the Bocco Shale characterized by the occurrence of debris-flows and slide deposits.

In the Sheet 196 “Cabella Ligure” only the uppermost part of the succession is preserved in three different tectonic units called,from the bottom to the top” as: Portello, Due Ponti and Gottero units.

The Portello Unit includes a thin bedded, fine- to medium-grained calcareous turbidites (Ronco Formation, Early Campanian) tha can be correlated with the Val Lavagna Shale Group. The Ronco Fm. is topped by the Lavagnola Formation (cfr. Bocco Shale) consisting of lower slope deposits mainly represented by ophiolite-bearing, polymict pebbly-mudstones in shaly matrix. Owing to the occurrence of Mt.Gottero Sandstone clasts, the age of the Lavagnola Fm. is probably Paleocene.

The Due Ponti Unit includes a turbiditic sequence consisting of interbedded

PROGETTO CARG

medium to thick calcareous turbidites and medium thick "mixed" turbidites (Canale Formation). The calcareous turbidites contain a calcareous Nannofossil assemblage not older than Early Campanian. The Canale Formation is topped by the Roccavanna Formation consisting of lower slope deposits represented by mudstone with minor ophiolite-bearing pebbly-mudstones. Similarly to the Lavagnola Fm. the age of the Roccavanna Formation is probably Paleocene. In the Sheet 196 the Gottero Unit includes small outcrops of the Loco Subunits. The sequence of this subunit is characterized by the only Palombini Shale (Late Hauterivian-Aptian).

According to Marroni and Pandolfi (1996) the Internal Ligurian Units records a pre-Late Oligocene, complex deformation history. This deformation history developed through underthrusting, underplating (D_1 phase) and later exhumation (D_2 phase) and suggest the occurrence of a complex sequence of deformations during the transition from accretion to exhumation also in the intermediate levels of the alpine accretionary wedge.

The Antola Unit

The Antola Unit outcrop in a large part of the Sheet 196 "Cabella Ligure". The Antola Unit succession can be roughly subdivided in three main parts: the lower "basal complex" (Montoggio Shale and Gorreto Sandstone), the middle carbonatic turbiditic deposits (Antola Flysch) and the upper mixed siliciclastic-carbonatic turbiditic deposits (Bruggi-Selvapiana Formation and Pagliaro Shale).

The lower part is represented by the so called "basal complex" represented by the Montoggio Shale, made by black manganesiferous carbonate-free hemipelagic shales interlayered with fine-grained turbiditic sandstones and capped by varicoloured hemipelagic shales. Follow the turbiditic succession of the Gorreto Sandstone, characterized by thin bedded turbidites showing a mixed siliciclastic/carbonatic composition. The basal complex grades upward to the Mt. Antola Flysch, consisting of calcareous turbidites and megaturbidites interlayered with rare silicilastic beds and thin hemipelagic carbonate-free shales.

The Mt. Antola Flysch is overlain by the carbonatic megaturbidite sequence of Bruggi/Selvapiana Formation, partly corresponding to the Bruggi and Selvapiana members of Abbate and Sagri (1967). This formation is characterized by alternating of turbiditic marly mega-beds with thin bedded siliciclastic turbidites and shales. The top of the Antola Unit succession is represented by the Pagliaro Shale mainly consisting of thick shaly beds alternating with siliciclastic thin bedded turbidites and minor calcareous turbidites (cfr. Cabella Member of Abbate and Sagri, 1967).

The performed structural analysis indicates that the Antola Unit has been involved in a complex polyphase deformation history characterized however by the lacking of any metamorphic overprint. The deformation phases belong to both the Alpine and Apenninic orogenic cycles. Therefore the Antola Unit can be regarded as a good

PROGETTO CARG

example of polyorogenic tectonic unit deformed at very shallow structural level.

The older part of the structural evolution can be referred to the "Mesoalpine" tectonic stage and is characterized by two deformation phases (D_1 and D_2) showing opposite vergences. The D_1 and D_2 structures were sealed by the middle Eocene-Miocene deposits of the Tertiary Piedmont Basin. The younger part of the deformation history can be instead referred to the Northern Apennine tectonics, and consists of two phases (D_3 and D_4) both involving the Tertiary Piedmont Basin succession. The structural data indicate that the D1 deformations developed in mostly unlithified rocks, and that these structures can be related to the westward emplacement of the Antola Unit in the Alpine orogenic wedge. The D_2 phase is characterized by sub-isoclinal folds and low-angle extensional faults, and is referable to a gravity-driven deformation. Both the D_3 and D_4 phases, characterized by folds and thrusts, are referable to the compressive regime related to the development of the Northern Apennine.

These data, compared with those of other "Helminthoid Flysch" units, suggest a possible correlation with the Cassio Unit succession outcropping in the outern side of the Northern Apennines. The produced data confirm the hypothesis proposed by Pertusati & Elter (1973) suggesting that the Antola succession could be located in the External Ligurian Helminthoid Flysch basin. Moreover, the close similarities between both the basal complexes and the flysch successions indicate that the Antola and Cassio units successions wereprobably located in the same basin. The proposed paleogeographic setting implies that to reach its actual structural position at the top of the Northern Apennines nappe pile, the Antola Unit must have suffered an early Europe-verging tectonic phase

The Tertiary Piedmont Basin

The Tertiary Piedmont Basin (TPB) represents an episutural basin developed from Late Eocene to Late Miocene, unconformably covering Alpine and Apenninic units previously deformed during the Eo-Meso-Alpine tectonic phases. The TPB, regarded as part of the wider epi-Mesoalpine episutural basin, is filled by more than 3000m thick succession of predominantly siliciclastic deposits, that constitute a generally N to NW dipping monocline.

The structural evolution in Paleogene-Neogene time, which led to the construction of the Apenninic chain (post Meso-Alpine phase) is characterized by a polyphase deformation history acquired at very shallow structural levels during the NE traslation of the ligurian tectonic units coupled with the Tertiary Piedmont Basin above the foredeep units.

In the Sheet 196 "Cabella Ligure" the Tertiary Piedmont Basin outcrop for a large area south of the Villarvernia-Varzi Line, where only the lowermost part of the Tertiary Piedmont Basin can be recognized; it is represented by the Vigoponzo Marl (cfr.

PROGETTO CARG

Monte Piano Marls, Priabonian) and the Dernice, Grue and Rio Trebbio formations (cfr. Ranzano Sandstone *p.p.*), ranging from Late Priabonian to Early Rupelian. This succession is represented by deep marine marls, marine arenaceous-pelitic sediments up to a siliciclastic platform deposits and highlits a regressive trend. The basal formations are followed by the Savignone Conglomerate, a thick succession of fan-delta conglomerates (Rupelian), that grade upward to the Monastero Formation (Late Rupelian), a predominantly arenaceous-pelitic succession of frankly marine deposits. The upper part of the succession is characterized by the deposition of the pelitic-arenaceous Gremiasco Formation (Rupelian-Chattian) and of the arenaceous-pelitic Castagnola Formation (Chattian-Early Burdigalian).

In this succession, constituted of marine-marginal deposits, three main unconformities have been recognized. These unconformities can be regarded as the results of the three main deformation phases (D_1, D_2, D_3) identified at the mesoscale. The D_1 structures, that have been recognized only in the lowermost part of the succession, is sealed by the angular unconformity at the base of the Monastero Formation (Rupelian). These deformations consist of subvertical transtensive faults, striking between NW-SE and N-S. The coalescence of these faults led to the formation of a wide deformed zone with the developement of a complex system of tectonic slices. The early activity of these faults seems to be responsable for the formation of pull-a-part basins like the one where the Savignone Conglomerates are deposited. This structures were related to the late stages of the Mesoalpine deformation phase. To this phase are related open to tight asymmetric folds with A_1 axes ranging from N-S to E-W.

The D_2 phase is characterized by the developement of open to tight overturned asymmetric folds, associated with NE-verging thrusts that affect also the substratum. The A_2 axes trend is scattered from E-W to N-S, with, respectively, a northward to eastward facing of the D_2 folds. The D_2 phase is sealed by the erosional unconformity at the top of the Monastero Formation dated at the Rupelian-Chattian boundary.

The D_3 phase is characterized by open folds with sub-vertical axial planes and A_3 axes showing a main strike between NE-SW and NW-SE. This phase is also responsable of the developement of small NE-verging thrust. D_3 structures could be related with the activity of the Villalvernia-Varzi Line.

The 1:25.000 scale "prototipo" sheet

The structural evolution of the Tertiary Piedmont Basin during the Paleogene-Neogene post-Meso-Alpine phases, which led to the construction of the Apenninic belt, is characterized by the northeastward displacement of the ligurian tectonic units unconformably covered by the Tertiary Piedmont Basin deposits. Consequently, the Tertiary Piedmont Basin deposits preserve the sedimentary records, mainly represented by major stratigraphic discontinuities, of the regional tectonic events

PROGETTO CARG

connected to the Northern Apennine belt construction.

The area covered by the "prototipo" sheet is part of the Sheet 196 "Cabella Ligure" located in the easternmost sector of the Tertiary Piedmont Basin, where is preserved the lowermost part of the succession, represented by the above described succession, ranging from Priabonian to Early Burdigalian. In this area the sedimentary succession, unconformably overlying the External Ligurian Antola Unit, is represented by marine-marginal deposits characterized by strong lithofacies variation and by marked compositional changes.

This kind of succession allows us to use an approach that provides the individuation of depositional units bounded by unconformity surfaces.

The unconformity surfaces are characterized by the presence of: angular unconformities and continuos erosional surfaces; abrupt facies changes in contrast with Walther principle; development of coarse turbidite systems; deposition of chaotic bodies; significant compositional changes.

By using unconformity surfaces has been possible to individuate 11 depositional units (see the "prototipo" sheet), with local chronostratigraphic value.

These units can be defined as "hybrid units", comprising either the charateristics of UBSU and those of the allostratigraphic units, since the unit's limits can be traced also where unconformity surfaces pass in paraconformity surfaces. Each unit represents a stratigraphic succession constituted by a set of genetically linked depositional systems. Each system is bounded by tectonic-related unconformity surfaces of local and/or regional significance; so, each units record an important step in the tectono-sedimentary evolution of the basin.

A basic tool, using this approach, derives from the careful biostratigraphic control of the units, assured by calcareous nannofossil analysis. The analysis of more than 500 samples allowed us to individuate 15 nannofossil events ranging from Early Priabonian to Late Aquitanian.

Where the biostratigraphy was inadequate to characterize the depositional units we adopted a subdivision based on the compositional changes of the lithotypes feeding the basin. Moreover, each depositional unit was subdivided into various lithozones to show the characteristic lithologies constitutive of each depositional unit.

The proposed cartographic representation is characterized by different colors for each depositional unit bounded by unconformity blue surfaces. The different lithozones are instead characterized by a specific pattern that do not change in the different depositional units. In this way the basin architecture is highlighted by the different colors of the depositional unit, while the lithostratigraphic datum is preserved in the different patterns.

The use of hybrid depositional units allows a better understanding of the basin architecture and of its time-space evolution, giving emphasis on the synsedimentary tectonics affecting the basin through time.

PROGETTO CARG

LEGEND

In parenthesis the biozones recognized inside the Sheet 196 "Cabella ligure"

TERIARY PIEDMONT BASIN SUCCESSION

(FCA) CASTAGNOLA FORMATION
The Castagnola Formation can be sudivided in three members. In the study area can be recognized only the lower member
Costa Grande member
Arenaceous-pelitic turbidites represented by thin to medium beds of fine-medium grained arenites, silty-marls and marls and minor thick beds characterized by complete Bouma sequence. Good lateral continuity. Three guide levels (cg_{1-3}) made up by megabeds with medium-coarse grained areniteshave been recognized.
CHATTIAN-BURDIGALIAN (MNN1a *p.p.*-MNN2a *p.p.*)
(GEM) GREMIASCO FORMATION
The maximum thickness is 400 m. The formation has been subdivided in two members.
Nivione member
Arenaceous-pelitic turbidites mainly represented by thin to medium beds of fine-medium grained arenites, silty-marls and marls. Minor thick beds characterized by coarse- to medium- grained lithoarenites. Good lateral continuity.
Three different lithofacies have been recognized: pelitic lithozone (cfr. Marne di Rigoroso *p.p.*) (**GEM_{2c}**); marls, silty-marls and minor mudstone without bedding. Thin bedded turbidite with fine-grained arenites and siltstones are also present; Chaotic lithozone (cfr. litozona "f" *p.p.* of Cavanna *et alii,* 1989) (**GEM_{2b}**) made by a thick level of muds and minor mud-supported and ophiolite-bearing pebbly-mudstones; arenitic lithofacies (cfr. Arenarie di Nivione *p.p.* and Formazione di Variano of Cavanna et *alii*, 1989) (**GEM_{2a}**), made up of thick to medium amalgamated arenaceous turbidites with medium-coarse grained lithoarenites and minor rudites.
(cfr. Arenarie di Nivione *p.p.* and Marne di M. Zuccaro *p.p.*)
RUPELIAN-CHATTIAN (MNP24 *p.p.*-MNN1a *p.p.*)
Cappella della Valle member
Arenaceous turbidites made up of thick to medium amalgamated arenaceous deposits with medium-coarse grained lithoarenites and fine-grained rudites. The bedding shows a scarce lateral continuity
(cfr. Arenarie di Nivione *p.p.* and Arenarie di Cappella della Valle *p.p.* of Cavanna *et alii*, 1989).
RUPELIAN-CHATTIAN (MNP24 *p.p.*)

PROGETTO CARG

(MST) MONASTERO FORMATION

Arenaceous-pelitic and pelitic-arenaceous beds mainly represented by thin- to medium-bedded turbidites, silty-marls and marls. Thick beds of medium- to coarse-grained lithoarenites are also present. In the uppermost part of the formation a pelitic lithozone (cfr. Marne di Rigoroso *Auctt.*) (**MST_d**) made of marls, silty-marls and minor mudstones has been recognized. Thin bedded and fine grained turbidites are also present.

Inside the Monastero Formation three different lithofacies (repeating without any stratigraphic order) have been distinguished: chaotic lithofacies (cfr. litozona "f" *p.p.* of Cavanna *et alii*, 1989) (**MST_c**) made by a thick level and megabeds of matrix-supported pebbly-mudstones and pebbly-sandstones; arenitic lithofacies (**MST_b**), made up of medium to very thick amalgamated arenaceous turbidites with medium-coarse grained lithoarenites and minor rudites; Conglomeratic lithofacies (**MST_a**) widespread in the lower part of the Monastero Formation characterized by thick to medium conglomerates and minor arenites. The texture is clast-supported and the composition is polymictic with clasts derived from metamorphic (HP-LT) ophiolite sequence and from the Antola Units succession.

RUPELIAN (MNP23 *p.p.*- MNP24 *p.p.*)

(SAV) SAVIGNONE CONGLOMERATES

This lithostratigraphic unit is mainly characterized by an up to 2200 m sequence of conglomerates. Based on theirs petrographic composition this formation has been divided in three different members.

Persi member

Conglomerates and minor coarse-grained sandstones organized in thick and very thick beds showing clast-supported texture. The polimictic composition is characterized by clasts of calcarenites and calcilutites derived form the Antola Unit succession and clasts derived by opiolites and crystalline units with different metamorphic grade grading from very low grade up to HP-LT.

Inside the Persi member two lithozone have been recognized: a basaltic breccia lithozone (cfr. "brecce spilitiche" of Ibbeken, 1974) (**SAV_{3b}**) of decametric thickness showing a quasi-monogenic composition characterized by clasts of very low grade basalts and minor gabbros; metalimestones breccia lithozone (**SAV_{3a}**) of decametric thickness showing a quasi-monogenic composition mainly characterized by clasts of metalimestones and metadolostones.

RUPELIAN (MNP23 *p.p.*)

Val Borbera member

Conglomerates and minor coarse-grained sandstones organized in thick and very thick beds showing a quasi monogenic clast-supported texture characterized by clasts of calcarenites and calcilutites derived form the Antola Unit succession. Minor clasts

PROGETTO CARG

derived from opiolites units with very low grade metamorphism are also present.
In upper-medium part of this member the Brotte lithozone has been recognized (**SAV_{2c}**). This lithozone is characterized by polimictic conglomerates mainly composed by pelitic and arenitic clasts belonging to the turbidites of the Internal Ligurian Units (cfr. Ronco Formation) and minor clasts of calcarenites, calcilutites and shales derived from the Antola Unit succession.
Moreover two lithofacies have been recognized: the pelitic lithofacies (cfr. Marne di Bosmenso *Auctt. p.p.*) (**SAV_{2b}**) made up of marls, silty-marls and minor mudstones without structures; the arenitic lithofacies (**SAV_{2a}**) made of turbidtic sandstones and fine-grained rudites with small clasts floating in the arenitic matrix. Almagamated beds and lenticular shape of the beds are widespread
RUPELIAN (MNP23 p.p.)

Monte Rivalta member

Three lithofacies showing eteropic relationships have been recognized: pelitic lithofacies(cfr. Marne di Bosmenso Auctt. *p.p.*) (**SAV_{1c}**) made up of marls, silty-marls and minor mudstones without bedding. Subordinate Thin bedded and fine grained turbidites are also present. Arenitic lithofacies (**SAV_{1b}**) characterized by arenitic turbidites made up of thick to very thick medium- to coarse-grained lithoarenites and minor fine-grained rudites. Amalgamate and lenticular beds with sharp closure are widespread. These beds have a quasi monogenic composition made of clasts derived from the Antola Unit and the Tertiary Piedmont Basin successions.
RUPELIAN (MNP22 *p.p.*-MNP23 *p.p.*)

(RTB) RIO TREBBIO SANDSTONE

Medium-fine to coarse-grained sandstones showing metric beds with good tabular shape (cfr. Arenarie di Ranzano *p.p.*). Bioclasts as lamellibranc, gasteropods, nummulites, discocicline, algae and corals are widespread. Pelitic-arenaceous bioturbated thin bedded turbidites, silty-marls and marls are also present.
RUPELIAN (MNP22 *p.p.*)

(GUE) GRUE FORMATION

Arenitic turbidites made up of thin to thick medium- to coarse-grained lithoarenites and minor fine-grained rudites. Amalgamate and lenticular beds with sharp closure and erosive bottom are widespread
In uppermost part of this formation a pelitic lithozone (**GUE_a**) made up of marls, silty-marls and minor mudstones without bedding. Subordinate Thin bedded and fine grained turbidites are also present.
PRIABONIAN-RUPELIAN (MNP21a *p.p.*-MNP21b)

PROGETTO CARG

(DRN) DERNICE FORMATION
Pelitic-arenaceous turbidites with thin beds of medium to fine-grained arenites, marly-siltstones and minor medium to coarse-grained arkosic arenites. Good lateral continuos bedding. In the uppermost part of this formation a pelitic lithozone (cfr. Marne di Bosmenso *Auctt. p.p.*) (**DRN_c**) made of marls, silty-marls and minor mudstones has been recognized. Minor thin bedded turbiditesmade of fine-grained arkosic arenites and siltites are also present.
Two further lithofacies have been recognized: arenitic lithofacies (cfr. Arenarie di Ranzano p.p.) (**DRN_b**) characterized by amalgamated arenaceous turbidites showing thick to very thick bed of medium-coarse to coarse-grained gray arkose and minor fine-grained rudites. This strata show good lateral continuity; arenaceous-pelitic lithofacies (cfr. Arenarie di Ranzano *p.p.*) (**DRN_a**) made of arenaceous-pelitic turbidites mainly characterized by medium-fine grained arenites, marly-siltstones and marls and minor thick beds of medium to coarse-grained arkoses.
PRIABONIAN (MNP19 *p.p.*-MNP21a *p.p.*)

(**VIG**) VIGOPONZO MARLS
Light gray marls, silty-marls and minor mudstones without any recognizable bedding surfaces. (cfr. Marne di Monte Piano *p.p.*).
PRIABONIAN (MNP18-MNP19 *p.p.*)

LIGURIAN TECTONIC UNITS

ANTOLA TECTONIC UNIT

(PAG) PAGLIARO SHALE
Siliciclastic turbidites and subordinate marly-calcareous turbidites, sometimes showing pinkish color characyterized by medium to thick tabular bedding alternanting with thin beds of hemipelagic shales.
LATE MAASTRICHTIAN-SELANDIAN (CC25 *p.p.*-NP5)

(BVP) BRUGGI-SELVAPIANA FORMATION
Decametric marly-calcareous megaturbidites interbedded with thick to thin siliciclastic turbidites and minor thin tabular marly-calcareous turbidites alternating with thin hemipelagic shales. Medium to thick beds of black hemipelagic shales alternating with medium to thin calcareous turbidites are also present.
EARLY-LATE MAASTRICHTIAN (CC24-CC25 *p.p.*)

PROGETTO CARG

(FAN) MONTE ANTOLA FORMATION
Thick to very thick marly-calcareous turbidites made of mixed arenites, marls, calcareous-marls and marly-shales alternating with thin to very thin hemipelagic shales (Flysch ad Elmintoidi *Auctt*.). In the lower part of the formation a paraconglomerate lithozone has been recognized (**FAN**$_a$) made of an intraformational pebbly-mudstones.
CAMPANIAN (CC20 *p.p.*-CC22/23)

(RRE) GORRETO SANDSTONE
Thin to medium tabular pelitic-calcareous turbidites made of medium to fine-grained mixed arenites, marly-siltstones and strongly bioturbated marls.
EARLY CAMPANIAN (CC18/19-CC20 *p.p.*)

(MGG) MONTOGGIO SHALE
Varicoloured pelitic hemipelagites alternating with thin to medium turbidites made of fine-grained and minor medium arenites. Locally it is possible recognize calcareous-shales lithofacies (**MGG**$_a$) characterized by thick dark gray-black shales and medium thick beds of calcilutites and marly-siltstones.
LATE CENOMANIAN – EARLY CAMPANIAN (CC10 *p.p.*-CC11 *p.p.*)

INTERNAL LIGURIAN UNITS

PORTELLO TECTONIC UNIT

(FLV) MONTE LAVAGNOLA FORMATION
Dark gray shales with no evidences of sedimentary structures. Small lenticular bodies of mono- and polimictic clast-supported breccia with angular to subangular clasts and muddy matrix are present. The clasts are mainly derived from Palombini Shales and subordinately from an ophiolite sequence (basalts, gabbros, serpentinites and radiolarites).
PALEOCENE ?

(ROC) RONCO FORMATION
Thin to medium bedded marly-calcareous turbidites made of fine- to medium-grained mixed arenites, marly-siltstones and marls.
EARLY CAMPANIAN

PROGETTO CARG

DUE PONTI TECTONIC UNIT

(FRV) ROCCAVANNA FORMATION
Dark gray shales with no evidences of sedimentary structures alternating with siliciclastic thin bedded turbidites characterized by intraformational sliding (slumps). In the uppermost part of this formation a breccia lithofacies (**FRV_a**) has been recognized. This lithozone is characterized by mono- and polimictic lenticular bodies of breccia with angular to subangular clasts and muddy matrix. The clasts are mainly derived from Palombini Shales and subordinately from an ophiolite sequence (basalts, gabbros and serpentinites).
PALEOCENE ?

(FCC) CANALE FORMATION
Marly-calcareous and mixed turbidites. The marly-calcareous turbidites are made of medium- to very thick beds of arenites, marls and pelites. The mixed turbidites are made of medium to thick mixed arenitesand pelites. The arenites composition is characterized by extrabasinal carbonatic fragments.
LATE SANTONIAN-EARLY CAMPANIAN

GOTTERO TECTONIC UNIT

Loco tectonic Subunit

(APA) PALOMBINI SHALE
Regular alternance of medium tabular beds of calcilutites with rare arenitic base with medium to thick beds of dark pelites. In the uppermost part of this formation medium to thick beds of marls and calcareous-marls and thin beds of fine grained siliciclastic arenites are present.
EARLY HAUTERIVIANO *p.p.*-EARLY APTIAN (CC4-CC5)

EXTERNAL LIGURIAN UNITS

CASSIO TECTONIC UNITS

Calenzone tectonic Subunit

(MCS) MONTE CASSIO FLYSCH
Thick to very thick marly-calcareous turbidites made of siliciclastic calcarenites,

PROGETTO CARG

marls, calcareous-marls and marly-shale alternating with thin to very thin beds of hemipelagic shales. (Flysch ad Elmintoidi *Auctt*.)
CAMPANIAN (CC21)

Scabiazza tectonic Subunit

(**SCB**) SCABIAZZA SANDSTONE
Thin to very thick bedded turbidites made of medium- to fine-grained arkoses, pelites and siltstones. Thick to very-thick beds of breccia and coarse-grained lithoarenites with widespread calcareous fragments are present (cfr. Formazione di Mogliazze of the Sheet 197 "Bobbio"). A varicoloured shaly lithofacies (**SCB_a**) has been also recognized.
LATE CENOMANIANO - EARLY CAMPANIAN (CC9/CC11 and CC14)

OTTONE TECTONIC UNIT

(**OTO**) **OTTONE FLYSCH**
Medium to very thick beds of marls, calcareous-marls and marly-calcareous turbidites generally showing a fine grained arenites at the bottom and thin carbonate-free shales at the top (Flysch ad Elmintoidi *Auctt*.). Lenticular bodies of polimictic clast-supported breccia with clasts derived from basalts, serpentinites, ophicalcite, limestones and radiolarites are present.
CAMPANIAN

(**MVE**) **MONTE VERI COMPLEX**
Lithostratigraphic unit mainly characterized by strongly deformed sequences of Palombini Shale and Palombini shale derived monomictic matrix-supported breccia (Complessi di base *Auctt*.).
Subordinate phiolite bearing sandstone (**MVE_a**), mono- and polimictic matrix-supported breccia (**MVE_b**) (Brecce di S. Maria Auctt. *p.p.*) and ultramafic olistolithes (**Σ**) are also present. This lithofacies can be related to those of the Casanova Complex (see that for the description)
CAMPANIAN

(**CCV**) **CASANOVA COMPLEX**
This lithostratigraphic unit is made of different lithofacies alternating without any relevant stratigraphic order (Complessi di base *Auctt*.).

PROGETTO CARG

Ophiolitic sandstones (**CCV_a**) (Arenarie di Casanova Auctt.)
Medium- to very thick beds made of medium- to coarse-grained sandstones (ophiolite dominant lithoarenites) rudites and pelites alternating with medium- to fine graded beds of medium to fine-grained subarkoses and pelites. Thick to very thick beds of marly-limestones and marls can be also recognized.
Matrix-supported monogenic breccia (**CCV_b**) (Brecce di Santa Maria Auctt. *p.p.*).
Lenticular very thick beds and megabeds made of monomictic (Palombini Shale derived clasts) and quasi-monomictic matrix-supported breccia with heterometric clasts showing angular to subangular shape; Subordinate polimictic matrix-supported breccia (**CCV_{b1}**) with heterometric clasts mainly derived from the Palombini Shale and subordinately from basalts, serpentinites, ophicalcites, gabbros, granitoids and radiolarites has been also recognized.
Clast-supported polygenic breccia (**CCV_c**)
Medium to very thick beds of polimictic breccia with silty-sandstone matrix and heterometric clasts (angular to subangular shape) mainly made of basalts and limestones referable to the Palombini Shale formation and subordinately serpentinites, ophicalcites, gabbros, granitoids, radiolarites and soft-clasts derived from CCV_a;
Olistoliths. The slide-blocks show deca- to hettometric size and they are made up of :basalts (**β**), serpentinites (**Σ**) and Palombini Shale (**ap**). In the slide-block periphery are generally present monomictic clast-supported breccia with scarce arenaceous matrix.
EARLY CAMPANIAN (CC18/19)

MONTE DELLE TANE TECTONIC UNIT

(MRA) MONTE RAGOLA COMPLEX
This lithostratigraphic unit is made of different lithofacies alternating without any relevant stratigraphic order (Complessi di base *Auctt*.).
Ophiolitic sandstones (**MRA_a**)
Medium- to very thick beds made of medium- to coarse-grained sandstones (ophiolite dominant lithoarenites) rudites and pelites alternating with medium- to fine graded beds of medium to fine-grained subarkoses and pelites.
Matrix-supported monogenic breccia (**MRA_b**) (Brecce di Santa Maria Auctt. *p.p.*).
Lenticular very thick beds and megabeds made of monomictic and minor polimictic matrix-supported breccia with heterometric clasts showing angular to subangular shape. The monomictic breccia are made of limestone clasts and strongly deformed portions of Palombini Shale, while the polimictic breccia are made of limestones, serpentinites, ophicalcites, granitoids, granulites (acidic and basic) and minor basalts.

PROGETTO CARG

Clast-supported polygenic breccia (MRA$_c$)
Medium to very thick beds of polimictic breccia with silty-sandstone matrix and heterometric clasts (angular to subangular shape) mainly made of basalts and limestones referable to the Palombini Shale formation and subordinately serpentinites, ophicalcites, gabbros, granitoids, radiolarites and soft-clasts derived from MRA$_a$;
Olistoliths. The slide-blocks show deca- to hettometric size and they are made up of : serpentinites (**Σ**), basalts (**β**), Palombini Shale (**ap**) and minor radiolarites (**di**) and granitoids (**γ**). In the slide-block periphery monomictic clast-supported breccia with scarce arenaceous matrix are generally present.
LATE SANTONIAN-EARLY CAMPANIAN

SUBLIGURIAN TECTONIC UNITS

CANETOLO TECTONIC UNIT

Penice tectonic Subunit

(PEN) MONTE PENICE FLYSCH
Thick and very thick turbidites made of marly-limestones, limestones and marls with arenitic or biocalcarenitic base of the bed. Gray to green thin beds of carbonate-free pelites, reddish marly-shaly and thin to medium beds of fine-grained siliciclastic arenites are also present.
TANETIAN-LUTEZIAN (NP9-NP15)

Vico tectonic Subunit

(FVI) VICO FLYSCH
Medium to very-thick beds and megabeds of limestones, marly-limestones and marls with calcarenitic base of the bed. Subordinately medium-thin turbidites made of fine-grained arenites, pelites and hemipelagic pelites are also present.
YPRESIAN-LUTEZIAN (NP13)

(ACC) CANETOLO FORMATION (cfr. Argille e Calcari di Canetolo *Auctt*.)
Medium to thick beds of dark gray to black carbonate-free pelites alternating with medium to thin beds of calcilutites and thick to very thickmarly-limestones. Medium to thin beds of fine-grained sandstones and siltstones can be also recognized.
YPRESIAN-LUTEZIAN (NP15)

PROGETTO CARG

AVETO TECTONIC UNIT

(TRH) TRASCHIO MARLS
Marne e calcari-marnosi, in genere a base arenitica, in strati gradati da medi a molto spessi e megastrati. Questa formazione può contenere intercalazioni lenticolari di arenarie da fini a medio-grossolane a composizione mista e vulcanoclastica e paraconglomerati con clasti subangolari di calcari riferibili ad ACC ed in modo subordinato clasti arenitici a composizione mista.
RUPELIAN-CHATTIAN (MNP23 *p.p.*)

(AVE) VAL D'AVETO FORMATION
The formation has been subdivided in four members. In the area of the Sheet 196 "Cabella Ligure" only the two uppermost members have been recognized.
RUPELIAN (MNP23 *p.p.)*

"Ophiolitic " member (**AVE_4**)
Fine to medium beds of turbidites made of medium- to fine-grained arenites, minor coarse-grained green arenites (andesite-bearing lithoarenites) and pelites. Polimictic paraconglomerates with subangular calcareous clasts referable to ACC and to the AVE_3 arenites can be interbedded. Associated to the paraconglomerates have be recognized lenticular beds of laminated medium- to fine grained ophiolite-bearing (serpentinites and basalts fragments) lithoarenites.
Arenaceous member (**AVE_3**)
Medium to very-thick (often amalgamated) turbiditic beds made of green medium- to coarse-grained arenites (andesite-bearing lithoarenites) and subordinately pelites.
Minor lenticular polimictic clast-supported conglomerates are also present. Thin to medium beds of marly-limestones and marls can be also recognized.

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

Abbate E. (1969) - *Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levanto (Liguria Orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**(4): 923-1014.

Abbate E., Bortolotti V., Conti M., Marcucci M., Principi G., Passerini P. & Treves B. (1986) - *Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the western Tethys*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 23-44.

Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. & Sagri M. (1970) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*. Sedimentary Geol., **4** (3/4): 205-251.

Abbate E., Bortolotti V. & Principi G. (1980) - *Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust*. Ofioliti, Special Issue on Tethyan ophiolites, Western area. Ofioliti, **5**: 59-96.

Abbate E. & Sagri M. (1967) - *Suddivisioni litostratigrafiche nei calcari ad Elmintoidi Auctt. della placca dell'Ebro- Antola e correlazioni con terreni simili affioranti tra Voghera e Castelnuovo nè Monti (Appennino Settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 23-65.

Abbate E. & Sagri M. (1970) - *Developement of the Northern Apennines geosyncline The eugesynclinal sequences*. Sedim.Geol., **4**, 251-340.

Abbate E. & Sagri M. (1982) - *Le unità torbiditiche cretaciche dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 115-126.

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.

Aiello E., Bruni P. & Sagri M. (1977 - *Depositi canalizzati nei flysch cretacei dell'Isola d'Elba*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 297-329.

Andreoni G., Galbiati B., Maccabruni A. & Vercesi P.L. (1981) – *Stratigrafia e paleogeografia dei depositi oligocenici sup.-miocenici inf. nell'estremità orientale del Bacino Ligure piemontese*. Riv. Ital. paleont. Strat., **87**: 245-281.

Andri E. & Fanucci F. (1973) - *Osservazioni sulla litologia e sulla stratigrafia dei Calcari a Calpionelle liguri (Val Graveglia - Val di Vara)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 161-192.

Artoni A., di Biase D., Fava L., Iaccarino S., Mavilla N., Mutti E., Papani L., Sgavetti M., Turco E. (1999) – *Nuovi dati per l'interpretazione stratigrafico-deposizionale dell'Oligocene superiore e Miocene inferiore nel Bacino Terziario Piemontese*. Atti Riunione Autunnale – Convegno Annuale Gruppo Informale di Sedimentologia del CNR Rimini, 3-6 Ottobre - Note Brevi, Giorn. Geol., **61**: 37-40.

Azzaroli A. & Cita M.B. (1969) - *Studi illustrativi della carta geologica d'Italia: formazioni geologiche, fascicolo III*. Serv. Geol. It., 177 pp., Roma.

Backman J. (1986) - *Late Paleocene to middle Eocene calcareous nannofossil biochronology from the Shatsky Rise, Walvis Ridge and Italy*. Palaeogeography., Palaeoclimatology, Palaeoecology, **57**: 43-59.

Backman J. (1987) - *Quantitative calcareous nannofossil biochronology of middle Eocene through early Oligocene sediment from DSDP Sites 522 and 523*. Abh. Geol. Bundesanst. **39**:21-31.

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.

Bally A. W & Snelson S. (1980) – *Realms of subsidence. In Miall A.D. ed facts and Principles of world petroleum occurrence*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **6**: 9-75.

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

Baruffini L., Cavalli C. & Papani L. (1994) – *Detailed stratal correlation and stacking patterns of the Gremiasco and Lower Castagnola turbidite systems, Tertiary Piedmont basin, northwestern Italy*.

PROGETTO CARG

In Weimer P., Bouma W.H. & Perkins eds., *Submarine fans and turbidite systems*, 15th Annual Research Conference, Austin: 9-21.

Bellinzona G. & Boni A. (1971) - *Stratigrafia e tettonica della zona tra il T Scrivia e il T. Sisola*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **21**:121-137.

Bellinzona G., Boni A., Braga G. & Marchetti G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 71-Voghera*. Serv. Geol. d'Italia, pp. 121, Roma.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., & Aubry, M.-P. (1995) - *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*, in Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., & Handerbol, J., (Eds.), *Geochronology, time scales and global correlation*. SEPM Special Publication **54**: 129-212.

Bertini G. & Zan L. (1974) - *Nuovi dati riguardanti i Calcari di Ottone e il Complesso di Casanova*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 913-926.

Bertotti G., Elter P., Marroni M., Meccheri M. & Santi R. (1986) - *Le argilliti a blocchi di M.Veri: considerazioni sull'evoluzione tettonica del bacino ligure nel Cretaceo superiore*. Ofioliti, **11**: 193-221.

Bettelli G., Bonazzi U., Fazzini. & Panini F. (1987) - *Schema introduttivo alla geologia delle epiliguridi dell'Appennino Modenese e Parmense*. Mem. Soc. Geol. It. **39**: 215-244.

Biella G.C., Gelati R., Lozej A., Rossi P.M. & Tabacco I. (1988) - *Sezioni geologiche nella zona limite Alpi occidentali - Appennino Settentrionale ottenute da dati geofisici*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 287-292.

Biella G.C., Gelati R., Maistrello M., Mancuso M., Massiotta P. & Scarascia S. (1987) - *The structure of the upper crust in the Alps-Apennines boundary region deduced from refraction seismic data*. Tectonophysics, **142**: 71-85.

Boccaletti M., Elter P. & Guazzone G. (1971a) - *Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines*. Nature, **234**: 108-111.

Boccaletti M., Elter P. & Guazzone G. (1971b) - *Polarità strutturali delle Alpi e dell'Appenino in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica*. Mem. Soc. Geol. It., **10**(4): 371-378.

Bonazzi A., Cortesogno L., Galbiati B., Reinhardt M., Salvioli Mariani E. & Vernia L. (1987) - *Nuovi dati sul metamorfismo di basso grado nelle unità liguridi interne e loro possibile significato nell'evoluzione strutturale dell'Appennino settentrionale*. Acta Nat. Ateneo Parmense, **23**: 17-47.

Bonazzi U. & Costa E., (1991) - *Influence of deformation on illite crystallinity*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 631-638.

Boni A, Braga G., Conti S., Gelati R., Marchetti G. & Passeri L.D. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 83-Rapallo/Foglio 94-Chiavari*. Serv. Geol. d'Italia, pp. 89, Roma.

Boni A., Braga G. & Marchetti G. (1968) - *Nuovi dati sull'età della "Formazione di Bobbio" e della "Formazione di Val d'Aveto" (Appennino ligure-emiliano)*. Rend. Ist. Lomb., cl. A, **102**: 737-743.

Bombicci L. (1882) - *Il sollevamento dell'Appennino bolognese per diretta azione della gravità - con appendice sulle origini e sui reiterati trabocchi delle Argille Scagliose*. Gamberini & Parmeggiani, Bologna, pp. 32.

Bortolotti V., Principi G. & Treves B. (1991) - *Mesozoic evolution of Western Tethys and the Europe/Iberia/Adria plate junction*. Mem. Soc. Geol. Italiana, **45**, 393-407.

Bouma A.H. (1962) - *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, **168** pp.

Bown P.R. (1999) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Dordrecht, Kluwer Academic Publisher, 314 pp.

Bown P.R., & Young J.R. (1999) - *Techniques, in* Bown P.R., *(ed.), Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Dordrecht, Kluwer Academic Publisher, pp. 16-28.

PROGETTO CARG

Braga G. (1965) - *Geologia delle valli del Nure e Perino (Appennino piacentino)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**: 3- 49.

Braga G., Casnedi R., Galbiati B. & Marchetti G. (1972) - *Le unità ofiolitifere dell'Alta Val di Vara*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 547-221.

Braga G., Casnedi R.,Galbiati B. & Marchetti G. (1973) - *Carta geologica della Val di Vara (Appennino di La Spezia)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **23**: 123 pp.

Campbell C.V. (1967) - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. Sedimentology, **8**: 7-26.

Cande S.C. & Kent D.V. (1992) - *A new Geomagnetic Polarity Time Scale for late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geoph. Res., **97** (13): 917-951.

Cande S.C. & Kent D.V. (1995) - *Revised calibration of geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. Journal of Geophysical Research, **100**: 6093-6095.

Carimati R., Gossemberg P., Marini A. & Potenza R. (1980) - *Catalogo delle Unità Formazionali Italiane*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **101**: 343-542.

Carmignani L., Decandia F.A., Disperati L., Fantozzi P.L., Kligfield L., Lazzarotto A., Liotta D. & Oggiano G. (1995). *Relationships between the tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provencal Domain and the Northern Apennines*. Terra Nova, **7**: 295-313.

Carnevale G., Levi N & Ottria G. (2002) – *Oligocene macrofossil assemblage from the middle Vobbia Valley, eastern Tertiary Piedmont Basin (Northern Apennines)*. Atti Soc. Toscana Scienze Naturali, serie A, **108**, 65-71.

Casella F. & Terranova R. (1963) - *Studio stratigrafico e tettonico dei terreni cretacei della Valle Lavagna e nelle zone limitrofe (Appennino ligure orientale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **1**: 347-472.

Casnedi R. (1982) - *Sedimentazione e tettonica delle Unità Liguridi dell'Appennino Nord-Occidentale*. Atti Ist. Geol. Pavia, **30**: 42-66.

Casnedi R., Galbiati B., Vernia L. & Zanzucchi G. (1993) - *Note descittive della carta geologica delle ofioliti del gruppo di M. Penna e di M. Aiona (Appennino ligure-emiliano)*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**: 231-268.

Cassano E., Anelli L., Fichera R. & Cappelli V. (1986) - *Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. Pubbl. AGIP, Serv. Centr. Esplor. Metodol. Appl. Geof., pp. 27.

Cassinis R. (1986) - *The geophysical exploration of the upper crust from the ligurian coast to the northern margin of the Po Valley: problems and results*. Tectonophysics, **128**: 381-394.

Cassinis R., Lozej A., Tabacco I., Gelati R., Biella G., Scarascia S. & Mazzotti A. (1990) - *Reflection and refraction seismics in areas of complex geology. An example in the Northern Apennines*. Terra Nova, **2**(4): 351-362.

Castellarin A., Cantelli L., Fesce A. M., Mercier J. L., Picotti V., Pini G. A., Prosser G. & Selli L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps; relationships with the N-Apennines*. Annales tectonicae, **6**: 62-94.

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

Catanzariti R. & Perilli N. (2006) - *Age of the Ottone Unit in the Zignago area (external Ligurian units, Northern Apennines); constraints from calcareous nannofossils*. Ofioliti, **31**: 11-24.

Catanzariti R., Rio D. & Martelli L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. Memorie di Scienze Geologiche, **49**: 207-253.

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

Cerrina Feroni A., Ottria G. & Ellero A. (2004) - *The northern Apennine, Italy: geological structure and trasnpressive evolution*. Special Volume of S.G.I. for the IGC32, pp. 15-32.

PROGETTO CARG

Cobianchi M., Piccin A. & Vercesi P.L. (1994) - *La Formazione di Val Luretta (Appennino Piacentino): nuovi dati litostratigrafici e biostratigrafici*. Atti Tic. Sc. Terra, **37**: 235-262.

Cobianchi M. & Villa G. (1992) - *Biostratigrafia del Calcare a Calpionelle e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (Val Graveglia, Appennino ligure)*. Atti Tic. di Sc. della Terra, **35**: 199-211.

Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica-CNR (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni serie III, 1. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

Corsi B., Elter F.M. & Giammarino S. (2001) – *Structural fabric of the Antola unit (Riviera di Levante, Italy) and implications for its alpine versus Apennine origin*. Ofioliti, **26**: 1-8.

Cortesogno L. & Haccard D. (1984) - *Note illustrative alla carta geologica della zona Sestri-Voltaggio*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 115-150.

Dallagiovanna G., Marchetti G. & Vercesi P.L. (1991) - *Sulla presenza di spezzoni di successioni giurassiche nel "Complesso Caotico Indifferenziato" dell'Appennino pavese-piacentino*. Rend. Soc. Geol. It., **14**: 37-42.

Debelmas J. (1975) - *Reflexions et hypotheses sur la paleogeographie cretacee des confins alpino-apenniniques*. Bull. Soc. Geol. France, **17**: 1002-1012.

Decandia F.A. & Elter P. (1972) - *La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levanto e la Val Graveglia (Appennino Ligure)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 503-530.

De Launay L. (1907) - *La métallogénie de l'Italie et des regions avoisinantes. II-Note sur la Toscane minière et l'île d'Elbe*. X Congr. Geol. Int., Mexico.

Deneke E. & Gunther K. (1981) - *Petrography and arrangement of tertiary graywake and sandstones sequence of the Northern Apennines*. Sedimentary Geol., **28**: 189-230.

di Biase D. (1998) – *Stratigrafia fisica, facies e significato dei Conglomerati della Val Borbera (BTP)*. Tesi di Dottorato, Univ. di Parma, 152 pp.

di Biase D. & Pandolfi L. (1999) - *I Conglomerati della Val Borbera (Bacino Terziario Piemontese) e relative implicazioni per l'esumazione di unità alpine a metamorfismo di alta pressione / bassa temperatura*. Giornale di Geol., **61**: 178-181.

di Biase D., Marroni M. & Pandolfi L. (1997) - A*ge of the deformation phases in the Internal Liguride Units: evidences from Early Oligocene conglomerates of Tertiary Piemontese Basin (Northern Apennine, Italy)*. Ofioliti, **22**(2): 231-238.

Di Giulio A. (1990) - *Litostratigrafia e petrografia della successione eo-oligocenica del Bacino Terziario Ligure-Piemontese, nell'area compresa tra le valli Grue e Curone (provincia di Alessandria, Italia settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 279-298.

Di Giulio A. (1991) - Detri*tismo della parte orientale del Bacino Terziario Piemontese durante l'Eocene-Oligocene: composizione delle arenarie ed evoluzione tettono-stratigrafica*. Atti Ticinesi Sc. Terra, **34**: 21-41.

Di Giulio A. & Galbiati B. (1995) – *Interaction between tectonics and deposition into an episutural basin in the Alps-Apennines knot*. In Polino R & Sacchi R. (eds), Atti del Convegno sul tema "*Rapporti tra Alpi e Appennino" e guida alle escursioni*, Accad. Naz. Delle Scienze detta dei XL, Roma, pp. 113–128.

Di Giulio A. & Geddo G. (1990) - *Studio petrografico delle Arenarie di Casanova (alta Val Trebbia, Appennino settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **33**: 243-254.

Ducci M., Leoni L., Marroni M. & Tamponi M. (1995) - *Determinazione del Grado metamorfico delle Argille a Palombini dell'Alta Val Lavagna (Unità Gottero, Appennino settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Serie A, **102**: 39-45.

Ducci M., Lazzaroni F., Marroni M., Pandolfi L. & Taini A. (1997) - *Tectonic framework of the northern Ligurian Apennine, Italy*. Compte Rendu de l'Académie de Sciences, **324**: 317-324.

Durney D.W. & Ramsay J.G. (1973) - *Incremental strain measured by a syntectonic crystal growth*. In "*Gravity and tectonics*", De Jong K.A. & Scholten R. (Eds). Wiley, New York: pp. 67-96.

PROOF TO CARG

Elter P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a NE delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79**(2): 273-312.

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

Elter P. (1975b) - *L'ensemble ligure*. Bull. Soc. Geol. France, **17**: 984-997.

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

Elter P., Catanzariti R., Ghiselli F., Marroni M., Molli G., Ottria G. & Pandolfi L. (1999) - *L'unità Aveto (Appennino Settentrionale): caratteristiche litostratigrafiche, biostratigrafia, petrografia delle areniti ed assetto strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 41-64.

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 del Foglio 197 "Bobbio" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, pp.106.

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., Lasagna S., Marroni M., Pandolfi L., Vescovi P. & Zanzucchi G. (2005) - *Note illustrative del Foglio 196 "Bedonia" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, pp. 117.

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

Elter P., Marroni M., Molli G. & Pandolfi L. (1991) - *Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso di M.Penna/Casanova*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**: 97-106.

Elter P., Marroni M. & Pandolfi G. (in stampa) - *Note illustrative del Foglio 214 "Bargagli" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, pp.128.

Elter P. & Pertusati P.C. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 359-375.

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) - Con*tributo 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**(5): 1-12.

Elter P. & Schwab K. (1959) - *Note illustrative alla carta geologica all'1:50.000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli*. Boll. Soc. Geol. It., **78**(2): 157-187.

Erba E., Premoli Silva I., Wilson P.A., Pringle M.S., Sliter W.V. , Watkins D.K., Vanneau A.A., Bralower T.J., Budd A.F., Camion G.F., Masse J., Mutterlose J. & Sager W.W. (1995) - *Syntesis of stratigraphies from shallow-water sequences at sites 871 through 879 in Western Pacific Ocean*. In: Haggerty J.A., Premoli Silva I., Rack F. & MacNutt M.K. (Eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **144**: 873-885.

Eva E. & Solarino S. (1992) - *Alcune considerazioni sulla sismotettonica dell'Appennino nord-occidentale ricavate dall'analisi dei meccanismi focali*. Studi Geologici Camerti, volume speciale Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 1-1A La Spezia - Alpi Orientali, Progetto CROP, **2**: 75-83.

Faini P., Forlani A. & Vercesi P.L. (1993) - *Caratteristiche sedimentologiche e strutturali delle Arenarie dell'Aveto*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**: 75-88.

PROGETTO CARG

Fontana D. (1991) - *Detrital carbonate grains as provenance indicators in the Upper Cretaceous Pietraforte Formation (Northern Apennines)*. Sedimentology, **38**: 1085-1095.

Fontana D., Spadafora E., Stefani C., Stocchi S., Tateo F., Villa G. & G.G. Zuffa (1994) – *The Upper Cretaceous Helminthoid Flysch of the Northern Apennines: provenance and sedimentation*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 237-250.

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 Geol.. **52**(1/2): 99-120.

Fornaciari E. & Rio D. (1996) - Lat*est Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean area*. Micropaleontology, **42**: 1-36.

Fossati A., perotti C.R. & vercesi P.L. (1988) – *Deformazioni tettoniche al margine sud-orientale del Bacino Terziario Ligure-Piemontese*. Rend. Soc. Geol. It., **1**: 305-308.

Galbiati B. (1975) - *Le litofacies "Liguridi" della zona di Tavarone*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia., **26**: 1-14.

Galbiati B. (1977) - *Le deformazioni della successione ofiolitica nell'Alta Val Graveglia*. Ofioliti **3**(1): 9-34.

Galbiati B. (1985) - *L'unità del Bracco e il suo ruolo nelle paleogeografia liguride cretacica*. Atti Ist. geol. Pavia, **20**: 1-14.

Galbiati B. (1990) - *Considerazioni sulle fasi iniziali dell'orogenesi nell'Appennino Settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **33**: 255-266.

Galbiati B. & Rampoldi R. (1968) - *Sulla estensione delle Arenarie di Casanova a sud-est di Monte Zatta (Appennino ligure) e nuovi elementi per una loro datazione*. Rend. Ist. Lombardo, classe di scienze, **102**:758-766.

Gardin S., Marino M., Monechi S. & Principi G. (1994) - *Biostratigraphy and sedimentology of cretaceous Ligurid flysch: paleogeographical implication*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 219-235.

Gelati R. (1974) - *Il limite Eocene-Oligocene nella successione stratigrafica di Costa Merlassino (Alessandria)*. Riv. Ital. Paleont., **80**: 49-84.

Gelati R. (1977) - *La successione eo-oligocenica di Garbagna (Alessandria) al margine orientale del Bacino Terziario Ligure Piemontese*. Riv. It. Paleont., **83**: 103-136.

Gelati R. & Gnaccolini M. (1978) - *I Conglomerati della Val Borbera, al margine orientale del Bacino Terziario Ligure-Piemontese*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 84: 701-728.

Gelati R. & Gnaccolini M. (1982) – *Evoluzione tettonico-sedimentaria della zona limite tra Alpi ed Appennini tra l'inizio dell'Oligocene e il Miocene medio*. Mem. Soc. Geol. It., 24: 183-191.

Gelati R. & Gnaccolini M. (1988) – *Sequenze deposizionali in un bacino episuturale, nella zona di raccordo tra Alpi e Appennino settentrionale*. Atti Ticinesi Sci. Terra, **31**: 340 - 350.

Gelati R., Gnaccolini M., Falletti P. & Catrullo D. (1993) – *Stratigrafia sequenziale della successione oligo-miocenica delle Langhe, Bacino Terziario Ligure-Piemontese*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **98**: 425-452.

Gelati R. & Pasquarè G. (1970) - *Interpretazione geologica del limite Alpi-Appennini in Liguria*. Riv. It. Paleont., **76**(4): 513-578.

Ghelardoni R., Pieri M. & Pirini C. (1965) - *Osservazioni stratigrafiche nell'area dei fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo né Monti)*. Boll. Soc. Geol. It., **84(6)**: 297-416.

Ghibaudo G., Clari P. & Perello M. (1985) – *Litostratigrafia, sedimentologia ed evoluzione tettonico-sedimentaria dei depositi miocenici del margine sud-orientale del Bacino terziario Ligure-Piemontese*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 349-397.

Ghiselli F., Ottria G. & Perilli N. (1991) - *Nuovi dati biostratigrafici sulle Arenarie di Scabiazza in base ai Nannofossili Calcarei (Val Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**: Note brevi 75-84.

PROGETTO GARG

Ghiselli F., Ottria G., Piccin A. & Vercesi P.L. (1994) - *Assetto strutturale delle Arenarie di Scabiazza tra le valli Trebbia e Tidone (Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, Ser. spec. **1**: 93-104.

Giannini E., Nardi R. & Tongiorgi M. (1962) - *Osservazioni sul problema della falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**(2): 17-98.

Gnaccolini M. (1974) - *Osservazioni sedimentologiche sui conglomerati oligocenici del settore meridionale del Bacino Terziario Ligure-Piemontese*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **80**(1): 85-100.

Gnaccolini M. (1982) - *Oligocene fan-delta deposits in Nortern Italy: a summary*. Riv. It. Paleont. Strat., **87**(4): 627-636.

Gnaccolini M. (1988) - *Osservazioni sui conglomerati oligocenici affioranti nell'area compresa tra Roccaforte Ligure e Grondona (Alessandria)*. Riv. It. Paleont. Strat., **93**(4): 521-532.

Gnaccolini M., Gelati, R., Falletti P. & Catrullo D. (1994) - *Sequence stratigraphy of the 'Langhe' Oligo-Miocene succession, Piedmont Tertiary basin, northern Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 389-400.

Gradstein F.M., Agterberg F. P., Ogg J. G., Hardenbol J., van Veen P., Thierry J. & Huang Z. (1994) - *Mesozoic time scale*. J. Geophys. Res., **99**: 24051-24074.

Grandjacquet C. & Haccard D. (1977) - *Position structurale et role paleogeographique de l'unité du Bracco au sein du contexte ophiolitique liguro-pièmontais (Apennin, Italie)*. Bull. Soc. Géol. France, **19**(4): 901-908.

Gualtieri L., Valenti L. & Cassinis R. (1992) - *Modelling gravimetrico e magnetico nella regione di transizione tra la Liguria orientale e la Toscana*. Studi Geologici Camerti, volume speciale, Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 1-1A La Spezia - Alpi Orientali, Progetto CROP, **1**: 107 - 114.

Haccard D., Lorenz C. & Grandjacquet C. (1972) - *Essai sur la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabrie)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 309-341.

Hesse R. (1975) - *Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins*. Sedimentology, **22**: 307-416.

Hoogerduijn Strating E.H. (1991) - *The evolution of the Piemonte-Ligurian ocean, a structural study of the ophiolite complexes in Liguria (NW Italy)*. PhD Dissertation, Uthecht University, pp. 127.

Hoogerduijn Strating E.H. (1994) - *Extensional faulting in an intraoceanic subduction complex-working hypothesis for the Palaeogene of the Alps-Apennine system*. Tectonophysics, **238**: 255-273.

Ibbeken H. (1970) - *Das ligurische Tongriano, eine resedimentierte Molasse des Nordapennin*. Geologisches Jahrbuch, Beihefte, **93**: 1-139.

ISSC (1976) - *International Stratigraphic Guide*. Hedberg H. D.(Ed). Wiley & Son., New York, pp. 200.

Laubscher H. (1988) - *The arcs of the Western Alps and the Northern Apennines; an updated view*. Tectonophysics, **146**: 67-78.

Laubscher H. (1991) – *The arc of western Alps today*. Eclogae Geologicae Helvetiae, **84**: 631-659.

Laubscher H., Biella G.C., Cassinis R., Gelati R., Lozej A., Scarascia S. & Tabacco I. (1992) - *The collisional knot in Liguria*. Geol. Rundschau, **81** (2): 275-289.

Leoni L., Marroni M., Sartori F. & Tamponi M. (1996) - *The grade of metamorphism in the metapelites of the Internal Liguride units (Northern Apennines, Italy)*. European Journal of Mineralogy, **8**: 35-50.

Levi N., Ellero A., Ottria G. & Pandolfi L. (2006) – *Polyorogenic deformation history at very shallow structural levels: the case of the Antola Unit (Northern Apennin, Italy)*. Journ. of Structural Geology, **28**: 1694-1709.

Lorenz C. (1969) - *Contribution a l'étude stratigraphique de l'Oligocène et du Miocène inferieur des confins liguro-piémontais (Italie)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **6**: 253-888.

Lucchetti G., Cabella R. & Cortesogno L. (1990) - *Pumpellytes and coexisting minerals in low-grade metamorphic facies of Liguria, Italy*. Journ. Met. Geol., **8**: 539-550.

PROGETTO CARG

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

Malavieille J. (1987) – *Extensional shearing deformation and kilometr-scale 'a' type folds in a Cordillera metamorphic core complex (raft River Mountains, northwestern Utah)*. Tectonics, **6**: 423-448.

Marchetti G., Pellegrini L., Perotti C. & Vercesi P.L. (1979a) - *L'evoluzione morfo-strutturale dell'Appennino piacentino:proposta di uno schema interpretativo*. In: *Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*, Pubbl. n. 251, CNR- Progetto Finalizzato Geodinamica - Sottoprogetto Neotettonica.

Marchetti G., Perotti C. & Vercesi P.L. (1979b) - *Possible significance of the paleosurfaces with reference to the geomorphological plio-quaternary evolution of the Piacenza Apennine*. Proc. of the 15th Meeting "Geomorphological Survey and Mapping", Modena, pp. 151-164.

Marini M. (1981) - *Analisi geologico-strutturale e interpretazione paleogeografica e tettogenetica dei calcari del M.Antola (Appennino Ligure)*. Ofioliti, **6**(1):351-372.

Marini M. (1984) - *Fasi deformative in Liguria e loro possibili riflessi nell'interpretazione geodinamica del passaggio Alpi- Appennino*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 227-287.

Marini M. (1989a) - *Risultati preliminari della revisione dell'Unità del M.Gottero (Appennino Ligure). I: Litostratigrafia*. Rend. Soc. Geol. It., **12**: 41-44.

Marini M. (1989b) - *Risultati preliminari della revisione dell'Unità del M.Gottero (Appennino Ligure). II: Assetto strutturale*. Rend. Soc. Geol. It., **12**: 41-44.

Marini M. (1990) - *Nuovi dati su stratigrafia e paleogeografia dell'Elemento di Ronco (Appennino Ligure)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 481-499.

Marini M. (1991) - *Considerations on the sandstone bodies of the Mount Gottero Unit west of the Bracco Massif (Ligurian Apennines, Italy)*. Giornale di Geol., **53**(2): 207-218.

Marini M. (1992) - *L'Unità del M.Gottero fra la Val Trebbia e Sestri Levante (Appennino Ligure): nuovi dati di analisi di bacino e ipotesi di evoluzione sedimentaria*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 3-23.

Marini M. (1993) - *Litologia, stratimetria e sedimentologia delle Ardesia del Monte Verzi. (Unità del M.Gottero Auct., Appennino Ligure)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 333-352.

Marini M. (1994) - *Le arenarie del M. Gottero nella sezione del M. Ramaceto (Unità del M.Gottero, Appennino Ligure)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 283-302.

Marini M. & Terranova R. (1979) - *Prime osservazioni sui comlessi ofiolitiferi compresi tra le valli Trebbia e Aveto (Appennino ligure-emiliano)*. Ofioliti, **4**(3): 351-372.

Marini M. & Terranova R. (1980) - *I complessi ofiolitiferi dei Monti Aiona e Penna e loro rapporti con le serie sedimentarie (Appennino ligure-emiliano)*. Boll. Soc. Geol. It., **99**: 183-203.

Marroni M. (1988) - *Assetto strutturale dell'Unità del M.Gottero nel settore compreso tra Chiavari e S.Maria del Taro (Appennino ligure)*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 317-320.

Marroni M. (1990) - *Le Unità Liguri Interne tra l'Alta Val di Vara e il Mar Ligure (Appennino Settentrionale): evoluzione di un settore del Dominio Ligure-piemontese*. Tesi di Dottorato, Università di Pisa, pp. 357.

Marroni M. (1991) - *Deformation history of the Mt. Gottero Unit (Internal Liguride Units, Northern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **110** (3-4): 727-736.

Marroni M., Cerrina Feroni A., Di Biase D., Ottria G., Pandolfi L. & Taini A. (2002) - *Polyphase folding at upper structural levels in the Borbera valley (Northern Apennines, Italy): implications for the tectonic evolution of the linkage area between Alps and Apennines*. Compte Rendu Geoscience, **334**: 565-572.

Marroni M., Della Croce G. & Meccheri M. (1988) - *Structural evolution of the M.Gottero Unit in the M.Zatta/M.Ghiffi sector*. Ofioliti, **13**(1): 26-29.

Marroni M. & Meccheri M. (1993) - *L'Unità di Colli/Tavarone in alta Val di Vara (Appennino Ligure): Caratteristiche litostratigrafiche e assetto strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 781-798.

PROOF TO CARE

Marroni M., Molli G., Montanini A. & Tribuzio R. (1998). *The association of continental crust rocks with ophiolites (northern Apennines, Italy): implications for the continent-ocean transition*. Tectonophysics, **292**: 43-66.

Marroni M., Molli G., Montanini A. Ottria G., Pandolfi L. & Tribuzio R. (2002a). *The External Liguride units (Northern Apennine, Italy): from rifting to convergence history of a fossil ocean-continent transition zone*. Ofioliti, **27**(2): 119-132.

Marroni M., Molli G., Pandolfi L. & Taini A. (1999) - *Foliated cataclasites at the base of the Antola unit: structural features and geological implications*. Compte Rendu de l'Académie de Sciences, **329**: 135-141.

Marroni M., Molli G., Ottria G. & Pandolfi L. (2001). *Tectono-sedimentary evolution of the External Liguride Units (Northern Apennine, Italy): insights in the precollisional history of a fossil ocean-continent transition zone*. Geodinamica Acta, **14**(5): 307-320.

Marroni M., Monechi S., Perilli N., Principi G. & Treves B. (1992) - *Late Cretaceous flysch deposits of the Northern Appenines, Italy: age of inception of orogenesis-controlled sedimentation*. Cretaceous Research, **13**: 487-504.

Marroni M. & Pandolfi L. (1996) - *The deformation history of an accreted ophiolite sequence: the Internal Liguride units (Northern Apennines, Italy)*. Geodinamica Acta, **9**(1): 13-29.

Marroni M. & Pandolfi L. (2001). *Debris flow and slide deposits at the top of the Internal Liguride ophiolitic sequence (Northern Apennine, Italy): a record of frontal tectonic erosion in a fossil accretionary wedge*. The Island Arc, **10**: 9-21.

Marroni M., Pandolfi L. & Meneghini F. (2004) - *From accretion to exhumation in a fossil accretionary wedge: a case history from Gottero Unit (Northern Apennines, Italy)*. Geodinamica Acta, **17**: 41-53.

Marroni M. & Perilli N. (1988) - *L'età della successione del flysch ad Elmintoidi nell'area di Caranza (Appennino Settentrionale): nuovi dati sulla base del nannoplancton*. Mem. Accad. Lunigianense, **42/43**: 27-41.

Marroni M. & Perilli N. (1990a) - *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. (1990b) - *Nuovi dati sull'età del Complesso di M.Penna/Casanova (Unità Liguri Esterne, Appennino Settentrionale)*. Rend. Soc. Geol. It., **13**: 139-142.

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", Riassunti: 143, Firenze, 21-23 settembre 1992.

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.

Marroni M. & Tribuzio R. (1996) - *Gabbro-derived granulites from External Ligurides Units (northern Apennine, Italy): some tectonic implications*. Geol. Rundschau, **85**: 239-249.

Martelli L., Cibin U., Di Giulio A. & Catanzariti R. (1998) - *Litostratigrafia della Formazione di Ranzano (Priaboniano-Rupeliano, Appennino Settentrionale e Bacino Terziario Piemontese)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 151-185.

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*, in Farinacci A. (Ed.). *Proceedings of the Second Planktonic Conference*, Roma 1970, Edizioni Tecnoscienza, **2**: 739-785.

Martini P.I., Sagri M. & Doveton J.H. (1978) - *Lithologic transition and bed thickness periodicites in turbidite succession of the M.Antola Formation, Northern Apennines, Italy*. Sedimentology, **25**: 605-623.

Mattioli M., Di Battistini G., Zanzucchi G. (2002) - *Petrology, geochemistry and age of the volcanic*

PROGETTO CARG

clasts from the Canetolo Unit (Northern Apennines, Italy). Boll. Soc. Geol. It., **121**: 399-416.

Maxwell J.C. (1964) - *Structural Geology of the Ottone area, Piacenza and Genova*. Mem. Soc. Geol. It., **4**(1): 69-92.

Meccheri M. (1975) - *Nota preliminare sulle Argille a palombini di M. Veri (alta Val Trebbia e Val d'Aveto), Appennino ligure-emiliano*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 451-456.

Meccheri M. & Antompaoli M.L. (1982) - *Analisi strutturale ed evoluzione delle deformazioni della regione di M.Verruga, M.Porcile e Maissana (Appennino Ligure, La Spezia)*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 117-140.

Meccheri M., Marroni M., Casella A, Della Croce G. & Sergiampietri L. (1986) - *L'Unità di Colli/tavarone nel quadro dell'evoluzione stratigrafica e strutturale del Dominio Ligure (Alta Val di Vara, Appennino Settentrionale)*. Ofioliti, **11**(3): 275-292.

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

Merle o. (1988) – *Emplacement mechanism of nappes and Thrust sheets*. Kluwer Academic Press, Dordrecht. pp. 128.

Migliorini C.I. (1933) - *Considerazioni su di un particolare effetto dell'orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **52** (2): 293-304.

Migliorini C.I. (1948) - *I cunei composto nell'orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **77**: 29-142.

Miletto & Polino (1992) - *A gravity model of the crust beneath the Tertiary Piemonte Basin (Northwestern Italy)*. Tectonophysics, **212**: 243-256

Mitchum R.M. Jr., Vail P.R. & Thompson S. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2. The depositional sequence as basic unit for stratigraphic analysis*. In: Payton C.E. (Ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Am. Ass. Petr. Geol. Memoir, **26**: 53-62.

Molli G.C. (1996) - *Pre-orogenic tectonic framework of the Northern Apennine ophiolites*. Eclogae geol. Helv., **89**(1): 163-180.

Molli G., Pandolfi L. & Tamponi M. (1992) - *"Cristallinità" di illite e clorite nelle Unità Liguri dell'Alta Val Trebbia (Appennino Settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **99**: 79-92.

Monechi S. & Thierstein H. R. (1985) - *Late Cretaceous-Eocene nannofossil and magnetostratigraphic correlations near Gubbio, Italy*. Mar. Micropaleontol., **9**: 419-440.

Monechi S. & Treves B. (1984) - *Osservazioni sulle età delle arenarie del Gottero. Dati dal nannoplancton calcareo*. Ofioliti, **9**(1): 93-96.

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.

Montanini A. (1997) - *Mafic granulites in the Cretaceous sedimentary mèlanges from the northern Apennine (Italy): petrology and tectonic implications*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **77**: 43-64.

Montanini A. & Tribuzio R. (2001) - *Gabbro-derived granulites from the Northern Apennine (Italy); evidence for lower-crustal emplacement of tholeiitic liquids in post-Variscan times*. Journ. Petrol., **42**: 2259-2277

Monteforti B. (1968) - *Nuove conoscenze sui rapporti fra Arenarie di Ostia e la formazione delle brecce nel complesso di base del flysch di M.Caio (Appennino Parmense)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Ser. A, **74**: 541-548.

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

Monteforti B. & Raggi G. (1975) - *Per la geologia dell'entroterra di La Spezia tra Sarzana e Zignago*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 927-943.

Mutti E. (1977) - *Distinctive thin bedded turbidites facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain)*. Sedimentology, **24**: 107-131.

Mutti. E. (1992) - *Turbidite sanstones*. AGIP - Istituto di Geologia Università di Parma, San Donato Milanese. pp. 275.

PROGETTO CARG

Mutti E., Davoli G., Mora S. & Papapni L. (1994) - *Internal Stacking patterns of ancientturbidite system from collisional basins*. In Weimer P., Bouma A.H & Perkins B. (Eds.), *Submarine fans and turbidite system*, Austin, pp. 257-268.

Mutti E., Davoli G., Tinterri R. & Zavala C. (1996) - *The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basin*. Mem. Sc. Geol., **48**: 233-291.

Mutti E., Papani L., di Biase D., Davoli G., Mora S., Segadelli S. & Tinterri R. (1995) - *Il Bacino Terziario Terziario Piemontese e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino*. Mem. Sci. Geol., **47**: 217-244.

Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199.

Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1975) - *Turbidite facies and facies associations*. In: *Examples of turbidite and facies associations from selected formations of the northern Apennines*. 9th Int. Congr. Sedimentology, Guidebook. pp. 21-36, Nice.

Mutti E., Ricci Lucchi F., Seguret M. & Zanzucchi G. (1984) - *Seismoturbidites: A new group of risedimented deposits*. Marine Geology, **55**: 103-166.

Mutti E., Seguret M. & Sgavetti M. (1988) - *Sedimentation and deformation in the Tertiaty sequences of the Southern Pyrenees*. AAPG Mediterranean basin Conference. Spec. Publ. Univ. Parma, pp. 153.

Naylor A.M. (1981) - *Debris flows (olistostromes) and slumping on a distal continental margin: the Palombini limestone-shale sequence of the Northern Apennines*. Sedimentology, **28**: 837- 852.

Naylor A.M. (1982) - *The Casanova Complex of the Northern Apennines: a mèlange formed on a distal passive continental margin*. Journ. Struct. Geol., **4**: 1-18.

Nocchi M., Parisi G., Monaco P., Monechi S., Madile M., Napoleone G., Ripepe M., Orlando M., Premoli Silva I. & Bice D.M. (1986) - *The Eocene-Oligocene boundary in the umbrian pelagic sequences, Italy*. Pomerol C. & Premoli Silva I. (Eds.), *Terminal Eocene Events*, Elsevier Science Publisher, pp. 25-40.

Oddonne F. & Costa E. (1993) – *Relationships between strike-slip movement and fold trends in thin-skinned tectonics: analogue models*. Tectonophysics, **228**: 383-391.

Orozco M., Alonzo-Chavez F.M. & Nieto F. (1998) – *Development of large north-facing folds and their relation to crustal extension in the Alboran domain (Alpujarras region, Betic Cordillera, Spain)*. Tectonophysics, **298**: 271-295.

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 T.Taro*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 531-546.

Pandolfi L. (1997) - *Stratigrafia ed evoluzione strutturale delle successioni torbiditiche cretacee della Liguria orientale (Appennino Settentrionale)*. Tesi di Dottorato, Università di Pisa. pp.175

Pandolfi L. (1998) - *La successione dell'Unità Due Ponti (Unità Liguri Interne, Appennino Settentrionale): evidenze dI un'area sorgente carbonatica nelle successioni torbiditiche cretaciche della Tetide Occidentale*. Boll Soc. Geol. It. , **117**: 593-612 .

Pandolfi L. & Marroni M. (1996) - *Litostratigrafia ed assetto strutturale delle Unita' Liguri Interne nel settore dell'alta Val Trebbia ed alta Val d'Aveto (Appennino Ligure)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 673-688.

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 L. (1990) - *Stratigrafia fisica e facies dell'unità Ranzano al margine orientale del bacino terziario piemontese*. Tesi di laurea inedita, Università di Parma, pp. 145.

Parea G.C. (1965) - *Evoluzione della parte settentrionalee della geosinclinale appenninica dall'Albiano all'Eocene superiore*. Atti Acc. Naz. Sc. Lett Arti, Modena, ser. **6**(7): 3-97.

Pareto F. (1852) - *Sulla posizione delle rocce pirogene ed eruttive dei periodi Terziario Quaternario ed*

PROGETTO CARG

Attuale. Genova 1830.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. (1996) - *Microtectonics*. Springer Ed., Berlin, pp. 289.

Passerini P. (1962) - *Giacitura delle ofioliti tra il M.Aiona e Rovegno (Appennino ligure)*. Boll. Soc. Geol. It., **81**(2): 1-8.

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

Passerini P. & Pirini C. (1964) - *Microfaune paleoceniche nella formazione dell'Arenaria del M.Ramaceto e degli Argilloscisti di Cichero*. Boll. Soc. geol. It., **83**: 211-218.

Perch-Nielsen K. (1985a) - *Mesozoic calcareous nannofossil*, in Bolli H.M., Sauders J.B., & Perch-Nielsen K. (Eds.), *Plankton stratigraphy*, Cambridge University Press, pp. 329-426.

Perch-Nielsen K. (1985b) - *Cenozoic calcareous nannofossil*, in Bolli H.M., Sauders J.B., & Perch-Nielsen K. (Eds.), *Plankton stratigraphy*, Cambridge University Press, pp. 427-554.

Perilli N. & Nannini D. (1997) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Calpionella Limestone and Palombini Shale (Bracco/Val Graveglia unit) in the Eastern Ligurian Apennines (Italy)*. Ofioliti, **22**: 213-225.

Perotti C.R. (1985) - *Analisi mesostrutturale della formazione delle Marne di Rigoroso fra il T. Lemme ed il T. Scivia (margine sud-orientale del bacino terziario ligure-piemontese)*. Rend. Soc. Geol. It., **8**: 53-56.

Perotti C.R., Savazzi G. & Vercesi P.L. (1989) - *Osservazioni stratigrafiche e sedimentologiche preliminari sull'Unità di Canetolo in Val Nure (Piacenza)*. Atti Tic. Sc. Terra, **32**: 191-201.

Pertusati P.C. (1972) - *Segnalazione di una discordanza alla base del paleocene (Formazione di Giaiette) nell'Appennino ligure e alcune considerazioni sul suo significato*. Mem. Accad. Lunigianese Sci. "G.Cappellini", **38**: 1-22.

Pertusati P.C. & Horremberger J.C. (1975) - *Studio strutturale degli Scisti della Val Lavagna (Unità del Gottero, Appennino ligure)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1375-1436.

Piana F. & Polino R. (1995) – *Tertiary structural relationships between Alps and Apennines: the critical Torino Hill and Monferrato area, northwestern Italy*. Terra Nova, **7**: 84-105.

Pieri M. & Groppi G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. P.F. Geodinamica, pubbl. n. 414, CNR, Roma.

Piccardo G.B. (1977) - *Le ofioliti dell'areale ligure: petrologia e ambiente geodinamico di formazione*. Rend S.I.M.P., **33**: 221-252.

Piccardo G.B. (1983) - *Genesi delle ofioliti dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **25**: 75-89.

Piccardo G.B., Rampone E. & Vannucci R. (1990) - *Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formation: evidences from peridotite bodies of the western Alpine-northern Apennine system*. Mem. Soc. Geol. France, **156**: 323-333.

Piccardo GB., Rampone E. & Romairone A. (2002) - *Formation and composition of the lithosphere of the Ligurian tethys: inferences from the Ligurian ophiolites*. Ofioliti, **27**: 145-161.

Piccardo G., Müntener O. & Zanetti A. (2004) - *Alpine-Apennine peridotite: new concepts on their composition and evolution*. Ofioliti **29**: 63-74.

Plesi G. (1974) - *L'Unità di Canetolo nella struttura di Bobbio, Montegroppo e lungo la trasversale Cinque Terre-Pracchiola*. Atti Soc. Toscana Sc. Nat. Mem., Ser. A, **81**: 121-151.

Plesi G. (1975) - *La Nappe de Canetolo*. Bull. Soc. Geol. France, **17**: 979-983.

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.

Premoli Silva I., Orlando M., Monechi S., Madile M., Napoleone G., Ripete M., (1988) - *Calcareous plankton biostratigraphy and magnetostratigraphy at the Eocene-Oligocene transitino in the Gubbio area*. In: Premoli Silva I., Coccioni R., Montanari A (Eds.), *The Eocene-Oligocene boundary in*

PROGETTO CARG

the Marche-Umbria basin (Italy). Interdisciplinary studies presented at "The Eocene Oligocene boundary: ad hoc meeting". Ancona, pp. 137-171.

Principi G. & Treves B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576.

Raggi G. (1965) - *Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 4) Osservazioni sulla posizione delle ofioliti del massiccio del M.Penna (Alta Val di Taro) e considerazioni sui complessi di base del flysch del M.Gottero e del M.Caio*. Boll. Soc. Geol. It., **84**(6): 15-28.

Rampone E., Hoffmann A.W., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P. & Ottolini L. (1995) - *Petrology, mineral and isotope geochemistry of the External Liguride peridotites (northern Apennine, Italy)*. Journ. Petrol. **36**: 81-105

Ramsay J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw & Hill, pp. 568.

Ramsay J.G. (1980) - *The crack-seal mechanism of rock deformation*. Nature, **284**: 135-139.

Regione Emilia-Romagna, Istituto beni culturali - CNR, Gruppo Nazionale Geografia fisica e Geomorfologia (1988) - *Il paesaggio fisico dell'Alto Appennino Emiliano*. A cura di Carton A. & Panizza M., Grafis Edizioni: pp. 182.

Reutter K.J. (1961) - *Zur stratigraphie des Flysches im Ligurishen Apennin*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **11**: 563-588.

Rio D. & Villa G. (1983) - *I nannofossili calcarei del Cretaceo superiore del flysch di Solignano, media Val di Taro, Appennino Settentrionale*. Mem. Sc. Geol., **36**: 239-282.

Rio D. & Villa G. (1987) - *On the age of the "Salti del Diavolo" conglomerates and of the M.Cassio flysch "Basal complex"(Northern Apennines, Parma province)*. Giornale di Geologia, **49**: 63-69.

Rio D., Villa G. & Cantadori M. (1983) - *Nannofossils dating of the Helminthoid flysch Units in the Northern Apennines*. Giornale di Geologia, **45**: 57-86.

Rovereto G. (1931) - *Note al rilevamento geologico dei Fogli "Rapallo" e "Chiavari", VIII) La tettonica della regione nelle sue grandi linee*. Boll. Soc. Geol. It., **50** (2): 25-45.

Rovereto G. (1939) - *Liguria geologica*. Mem. Soc. Geol. It., **2**: 1-743.

Rowan M.G. (1990) - *The Upper Cretaceous Helminthoid Flysch of the Northern Apennines and Maritime Alps: correlation and provenance*. Ofioliti, **15**: 305-326.

Sagri M. (1973) - *Sedimentazione torbiditica dell'Appennino Settentrionale: velocità di accumulo, litologia, morfologia del fondo*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 233-272.

Sagri M. (1974) - *Rhytmic sedimentation in deep sea carbonate turbidites (Monte Antola formation, Northern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 1013-1027.

Sagri M. (1979) - *Upper cretaceous trench wedge turbidites in the Northern Apennines (Italy)*. Rend. Soc. Geol. It., **2**: 27-28.

Sagri M. (1980) - *Le Arenarie di Bordighera: una conoide sottomarina nel bacino di sedimentazione del flysch ad Elmintoidi di San Remo (Cretaceo superiore, Liguria occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 205-226.

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.

Scholle P.A. (1971) - *Sedimentology of fine-grained deep-water carbonate turbidites. Monte Antola flysch (Upper cretaceous, Northern Apennines, Italy)*. Geol. Soc. Am. Bull., **82**: 629- 658.

Schumacher M.E. & Laubsher H.P. (1996) - *3D crustal architecture of the Alps-Apennine jpin: a new view on seismic data*. Tectonophysics, **260**: 349-363.

Scarascia R. & Cassinis R. (1992) - *Profili sismici a grande angolo esplorati in prossimità del tracciato del profilo CROP 01: una raccolta dei risultati e qualche revisione*. Studi Geologici Camerti, volume speciale Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 1-1A La Spezia - Alpi Orientali, Progetto CROP, **1**: 17 - 26.

Segnini A. (1961) - *Serie stratigrafica di Costa Merlassino*. Boll. Soc. Geol. Ital., **80**: 80-87.

PROGETTO CARG

Sestini G., Bruni P. & Sagri M. (1986) - *The flysch basins of the Northern Apennines: a rewiew of facies and of cretaceous neogene evolution*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 87-106.

Steinmann G. (1907) - *Alpen und Apennin*. Monatsber. Deut. Geol. Gesell., **59**: 177-183.

Stocchi S., Cavalli C. & Baruffini L. (1992) - *I depositi torbiditici di Guaso (Pirenei centro-meridionali), Gremiasco e Castagnola (settore orientale del BTP): geometria e correlazioni di dettaglio*. Atti Tic. Sc. Terra, **35**: 153-157.

Taramelli (1878) - *Del granito delle formazioni serpentinose dell'Appennino Pavese*. Rend. R. Istit. Lombardo, Vol. **IX**.

Teichmüller R. (1932) - *Uber das Vorland des Apennin*. Nachr. Ges. Wiss. Gottingen Mat. Phys. Kl., **4**(17): 8-52.

Teichmuller & Schneider (1935) - *Die Grenze von Alpen und Apennin*. Abh. Ges. Wissen. zu Gottingen, Math. Phys, Kl., **3**(14): 1-61.

Terranova R. (1966) - *La serie cretacea degli "argilloscisti" fra le valli dei Torrenti Entella e Petronio (Appennino Ligure)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, 4(1): 110-172.

Terranova R. & Zanzucchi G. (1982) - *Il gruppo ofiolitico dei Monti Maggiorasca e Nero (Appennino ligure-emiliano): carta geologica ed interpretazioni geodinamiche*. Mem. Soc. Geol: It., **24**(2): 127-138.

Terranova R. & Zanzucchi G. (1983) - *Relationships between ophiolites and flysch sequences in the Mt. Penna-Mt. Ragola area*. Ofioliti, **6**: 287-292.

Thio H.K. & van Wamel W.A. (1990) - *The Lavagna and Antola Nappes in the upper Lavagna and Bisagno valleys (N. Italy)*. Geologie en Mijnbouw, **69**: 19-29.

Tillmann N. (1926) - *Tektonishe studien in der Catena Metallifera Toskanas*. Geol. Rundschau, **17**: 631-660.

Treves B. (1984) - *Orogenic belts as accretionnary prisms: the example of the Northern Appennines*. Ofioliti, **9**: 577-618.

Vail P.R., Mitchum, R. M., & Thompson S. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 3, Relative changes of sea level from coastal onlap*. AAPG Memoir, **26**: 63-81.

Valloni R. & Zuffa G.G. (1984) - *Provenance changes for arenaceous formations of the Northern Apennines (Italy)*. Geol. Soc. Am. Bull., **95**: 1035-1039.

Vannucchi P., Maltman A., Bettelli G. & Clenell B. (2003) – *On the nature of the scaly fabric and scaly clay*. Journal of Structural Geology, **25**: 673-688.

Vannucci R. & Wezel F.C. (1978) - *I conglomerati dell'Aveto e relative deduzioni tettoniche*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 453-460.

Van de Kamp P.C. & Leake B.E. (1995) - *Petrology and geochemistry of siliciclastic rocks of mixed feldspatic and ophiolitic provenance in the Northern Apennines, Italy*. Chemical Geology, **122**: 1-20.

Van Wamel W.A. (1987) - *On the tectonics of the Ligurian Apennines (Northern Italy)*. Tectonophysics, **142**: 87-98.

Van Wamel W.A., Bons A.J., Franssen R.C.M.W., Van Lingen W., Postuma W. & Van Zupthen A.C.A. (1985) - *A structural geologic traverse through the Northern Apennines from Rapallo to Bettola (N.Italy)*. Geol. en Mijnbouw, **64**: 181-197.

Van Zutphen A.C.A., Van Wamel W.A. & Bons A.J. (1985) - *The structure of the Lavagna nappe in the region of Monte Ramaceto and Val Graveglia (Ligurian Apennines, Italy)*. Geol. en Mijnbouw, **64**: 373-384.

Venturelli G. & Frey M. (1977) - *Anchizone metamorphism in sedimentary sequences of the Northern Appennines*. Rend. S.I.M.P., **33**: 109-123.

Vescovi P. (1993) - *Schema evolutivo per le Liguridi dell'Appennino Settentrionale*. Atti Tic. Scienze Terra **36**: 89-112.

PROGETTO CARG

Vescovi P. & Valloni R. (1986) - *Le arenarie di M.Gottero nella zona di M.Marino (Berceto-Pr)*. Acta Nat. Ateneo Parmense, **22**: 159-169.

Vescovi P., Fornaciari E., Rio D., Valloni R., (1999) - *The basal complex stratigraphy of the Helminthoid Monte Cassio Flysch: a key for the Eoalpine tectonics of the Northern Apennines*. Riv. It. Paleont. Strat. **105**: 101-128.

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.

Wildi W. (1985) - *Heavy mineral distribution and dispersal pattern in penninic and ligurian flysch basins (Alps, Northern Apennines)*. Giornale di Geol., **47**(1-2): 77-99.

Zaccagna D. (1925) - *Sulla geologia della Val di Vara e regioni finitime*. Mem. Accad. Lunig. delle Sc., La Spezia.

Zuffa G.G. (1980) - *Hybrid arenites: theirs composition and classification*. Jour. of Sed. Petrology, **49**: 21-29.

Zuffa G.G. (1985) - *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results*. In Zuffa G.G. (Ed.) Provenance of arenites. NATO ASI series, pp. 195-189.

Zuffa G.G., (1987) - *Unravelling hinterland and offshore paleogeography from deepwater arenites. In: Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies*.Legget J.K. & Zuffa G.G.(Eds.) Graham & Trotman, London: pp. 39-61.

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA

Bellinzona G., Boni A., Braga G., Casnedi R. & Marchetti G. (1968) - *Carta Geologica della "Finestra di Bobbio"*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, pp. 19.

Braga G., Casnedi R., Galbiati B. & Marchetti G. (1973) - *Le unità ofiolitifere dell'Alta Val di Vara*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 547-221.

Cavanna F., Di Giulio A., Galbiati B., Mosna S., Perotti C.R., Pieri M. (1989) – *Carta geologica dell'estremità orientale del Bacino Terziario Ligure-Piemontese*. Atti Ticinesi Sci. Terra, **32**.

Cerrina feroni A., Ottria G., Martinelli p., Martelli L. & Catanzariti R. (2002) – *Structural-geological map of the Emilia-Romagna Apennines (1:250.000 scale)*. SELCA, Firenze.

CNR (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale*. In Boccaletti M. & Coli M. (Eds.), Progetto Finalizzato Geodinamica, Mod. Strutt. Ap. Sett., Selca, Firenze.

CNR (1991) – *Structural Model of Italy*. In Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R. & Scandone P. (Eds.), Progetto Finalizzato Geodinamica, Selca, Firenze.

Servizio Geologico d'Italia (1971a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. F. 82 "Genova"*. Min. Ind. Comm. e Art., Serv. Geol. d'It., Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1971b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. F. 83 "Rapallo"*. Min. Ind. Comm. e Art., Serv. Geol. d'It., Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1997) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. F. 197 "Bobbio"*. Tip. Salomone, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (2008) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. F. 215 "Bedonia"*. SELCA, Firenze.

Servizio Geologico d'Italia (2005b) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 216 "Borgo Val di Taro"*. SELCA, Firenze.

Servizio Geologico d'Italia (2005c) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 219 "Sassuolo"*. SELCA, Firenze.

Servizio Geologico d'Italia (in stampa) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. F. 214 "Bargagli"*.

Servizio Geologico d'Italia (in stampa) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. F. 213-230 "Genova"*.

Zaccagna D. (1879-1910) - *Carta geologica d'Italia all'1:100.000: fogli 95 (La Spezia) e 96 (Massa)*. R. Ufficio Geologico, Roma.

Zaccagna D. (1931) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 83-Rapallo. I edizione*. R. Ufficio Geologico, Roma.

PROGETTO CARG