

ISPRA

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 214

BARGACLI

a cura di

P. Elter¹, M. Marroni^{1,2}, L. Pandolfi^{1,2}

Con il contributo di:

N. Perilli¹ (Biostratigrafia)

¹Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

²Istituto di Geoscienze e Georisore, CNR Pisa

Ente realizzatore

Università di Pisa
Dipartimento di Scienze della Terra



Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: L. Serva

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

E. Chiarini, G. Conte, L. Martarelli, R.M. Pichezzi

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipolloni, M.P. Congi, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M.L. Vatovec, S. Falcetti (coord.)

PER L'UNIVERSITÀ DI PISA - DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA

Responsabile del progetto:

R. Nardi

Coordinatori scientifici:

P. Elter, M. Marroni

Direttore di Rilevamento:

L. Pandolfi

INFORMATIZZAZIONE E ALLESTIMENTO CARTOGRAFICO PER LA STAMPA DELLA BANCA DATI:

B. Graziosi, M.F. Bastone, L. Giannetti - Centro di Geotecnologie - Università di Siena

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

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

INDICE

I – INTRODUZIONE	7
II - CENNI STORICI	11
III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	17
1.- DATI DI SOTTOSUOLO	21
IV - UNITÀ TETTONICHE	23
V - STRATIGRAFIA	25
1. - SUCCESSIONE DELLE UNITÀ LIGURI	27
1.1. - UNITÀ TETTONICA ANTOLA	27
1.1.1. - <i>ARGILLITI DI MONTOGGIO</i>	28
1.1.2. - <i>FORMAZIONE DI MONTE ANTOLA</i>	29
1.2. - UNITÀ TETTONICHE LIGURI INTERNE	30
1.2.1. - UNITÀ TETTONICA PORTELLO	30
1.2.1.1. - <i>Argille a Palombini</i>	31
1.2.1.2. - <i>Formazione di Ronco</i>	33
1.2.1.3. - <i>Formazione di Monte Lavagnola</i>	34
1.2.2. - UNITÀ TETTONICA VERMALLO	36
1.2.2.1. - <i>Formazione di Cassinghenò</i>	37
1.2.3. - UNITÀ TETTONICA DUE PONTI	38
1.2.3.1. - <i>Formazione di Canale</i>	39
1.2.4. - UNITÀ TETTONICA GOTTERO	41
1.2.4.1. - <i>Argille a Palombini</i>	42
1.2.4.2. - <i>Gruppo degli Scisti di Val Lavagna</i>	45
1.2.4.2.1. - <i>Scisti Manganesiferi</i>	45
1.2.4.2.2. - <i>Ardesie di Monte Verzi</i>	47
1.2.4.2.3. - <i>Scisti Zonati</i>	49
1.2.4.5. - <i>Arenarie di Monte Gottero</i>	50
1.2.4.6. - <i>Argilliti di Giaiette</i>	53
1.3. - UNITÀ TETTONICHE LIGURI ESTERNE	55
1.3.1. - UNITÀ TETTONICA OTTONE	55
1.3.1.1. - <i>Complesso di Casanova</i>	56
2. - SUCCESSIONE DEL BACINO TERZIARIO PIEMONTESE	58
2.1. - <i>CONGLOMERATI DI SAVIGNONE</i>	59
3. - DEPOSITI QUATERNARI	60
3.1. - <i>TILL INDIFFERENZIATO</i>	60
3.2. - <i>DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI</i>	60

3.3. - <i>DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI</i>	»	61
3.4. - <i>DETRITI DI FALDA</i>	»	61
3.5. - <i>DEPOSITI ELUVIO COLLUVIALI</i>	»	61
3.6. - <i>DETRITO DI VERSANTE</i>	»	62
3.7. - <i>DEPOSITI DI FRANA SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE</i>	»	62
3.8. - <i>DEPOSITI DI FRANA</i>	»	62
VI - PETROGRAFIA DELLE ARENITI	»	63
1. - <i>METODOLOGIE E CAMPIONI STUDIATI</i>	»	64
2. - <i>ANALISI MODALE DELLA COMPOSIZIONE</i>	»	66
2.1. - <i>ARENARIE A COMPOSIZIONE ARCOSICA</i>	»	66
2.2. - <i>LITOARENITI OFIOLITICHE</i>	»	68
2.3. - <i>LITOARENITI A COMPOSIZIONE MISTA CARBONATICO-SILICOCLASTICA</i>	»	69
2.4. - <i>INTRARENITI ASSOCIATE AI DEBRIS FLOW DI ARGILLE A PALOMBINI</i>	»	72
VII - EVOLUZIONE STRUTTURALE	»	73
1. - <i>UNITÀ TETTONICA ANTOLA</i>	»	74
2. - <i>UNITÀ TETTONICA PORTELLO</i>	»	75
3. - <i>UNITÀ TETTONICA VERMALLO</i>	»	77
4. - <i>UNITÀ TETTONICA DUE PONTI</i>	»	78
5. - <i>UNITÀ TETTONICA GOTTERO</i>	»	81
6. - <i>UNITÀ TETTONICA OTTONE</i>	»	84
VIII - TETTONICA	»	87
1. - <i>ASSETTO TETTONICO GENERALE</i>	»	87
2. - <i>LE PRINCIPALI MEGASTRUTTURE</i>	»	88
3. - <i>I PRINCIPALI CONTATTI TETTONICI</i>	»	92
IX - GEOMORFOLOGIA E IDROGEOLOGIA	»	95
1. - <i>INTRODUZIONE</i>	»	95
2. - <i>CENNI SUI PRINCIPALI ELEMENTI ORO-IDROGRAFICI</i>	»	96
3. - <i>FORME ED ASPETTI EVOLUTIVI DELLE VALLI</i>	»	98
4. - <i>MOVIMENTI DI MASSA SUI VERSANTI</i>	»	99
5. - <i>FORME E DEPOSITI GLACIALI E PERIGLACIALI</i>	»	101
X - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE		
1. - <i>ATTIVITÀ ESTRATTIVE</i>	»	103

BIBLIOGRAFIA	»	107
BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA	»	119

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 214 Bargagli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 67/88) tramite convenzione tra il Servizio Geologico Nazionale e il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa.

L'area del Foglio Bargagli ricade quasi interamente nella Provincia di Genova della Regione Liguria, anche se piccole porzioni di territorio sono comprese in Provincia di Alessandria della Regione Piemonte e nella Provincia di Piacenza della Regione Emilia-Romagna. Questa area comprende le alti Valli del Torrente Lavagna, del Torrente Aveto, del Torrente Sturla, del Fiume Scrivia e del Fiume Trebbia, mentre i rilievi più importanti che ricadono nel Foglio Bargagli sono rappresentati dal Monte Ramaceto (m. 1345), Monte Caucaso (m. 1245), Monte Antola (m. 1597), Monte Pietrabbianca (m. 1226), Monte Castello del Fante (m. 1389), Monte Lavagnola (m. 1118) e Monte Collere (m. 1288).

La carta geologica in scala 1:50.000 è il risultato del rilevamento in scala 1:10.000 diretto dal Prof. Michele Marroni e coordinato dal Prof. Piero Elter del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa. I rilevamenti geologici, sempre in scala 1:10.000, sono stati condotti dai Dott. Luca Pandolfi, Riccardo Santi, Silvia Duranti, Giulio Milazzo, Piero Primavori, Anne Taini ed Alessandro Ellero. La biostratigrafia è stata curata dal Dott. Nicola Perilli del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa e del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino. Le analisi strutturali e microstrutturali sono stata curate dal Dott. Luca Pandolfi del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino e dal Prof. Michele Marroni del Dipartimento di Scienze della Terra

dell'Università di Pisa. La petrografia delle areniti è stata curata dal Dott. Luca Pandolfi.

I rilevamenti sono basati sul criterio litostratigrafico e molte formazioni sono suddivise in sottounità litostratigrafiche (membri e litofacies). 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 melange 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 delle unità litostratigrafiche adottati nel Foglio 214 Bargagli sono il risultato di un gruppo di lavoro costituito da ricercatori delle Università e del CNR di Firenze, Modena, Parma, Pavia e Pisa che ha avuto l'obiettivo di omogeneizzare le legende dei vari fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 relativi all'Appennino Ligure-Emiliano.

I recenti progressi nella conoscenza geologica dell'Appennino hanno portato a ridefinire le caratteristiche 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* (1980). Mantenere gli stessi nomi, spesso già abbandonati da anni nella moderna letteratura dell'Appennino Settentrionale, ci è sembrato potesse ingenerare equivoci.

Per agevolare il confronto con la precedente letteratura ed evidenziare le variazioni avvenute, nella tab. 1 sono confrontati i nomi formazionali adottati nel Foglio Bargagli, conformi a quelli utilizzati nei confinanti Fogli 197 Bobbio (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1997) e 214 Bedonia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, con i corrispondenti nomi utilizzati nella seconda edizione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, per il Foglio 83 Rapallo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968).

A prescindere dal significato originario e dalle varie accezioni in cui è stato utilizzato (vedi trattazione in RICCI LUCCHI, 1984), il termine "flysch" è stato mantenuto nella nomenclatura formazionale per l'uso storico fortemente consolidato nella letteratura dell'Appennino Settentrionale.

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 "banchi".

Le formazioni sono raggruppate in unità tettoniche, come normalmente avviene nella cartografia geologica delle catene a falde. Fa eccezione la Successione del Bacino Terziario Piemontese che, pur non essendo un'unità tettonica, è stata riportata nello stesso paragrafo per l'importanza che riveste nell'interpretazione della storia

geologica dell'Appennino Settentrionale. 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 che nella fase di revisione sono state effettuate campionature sistematiche in varie formazioni per lo studio dei nannofossili calcarei 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.

Foglio 214 Scala 1:50.000	Foglio 83 Scala 1:100.000 (II Ed.)
Conglomerati di Savignone	<i>Conglomerati di Savignone</i>
Argilliti di Montoggio Flysch di Monte Antola	<i>Argilliti di Montoggio Calcari di Monte Antola</i>
Argille a Palombini Formazione di Ronco Formazione di Monte Lavagnola	<i>"Argille a Palombini" del Lago di Giacopiane Formazione di Ronco p.p. / Formazione di Val Lavagna p.p. Formazione di Ronco p.p. / Argilliti di Montoggio p.p. / Formazione di Val Lavagna p.p.</i>
Formazione di Cassingheno	<i>Formazione di Val Lavagna p.p.</i>
Formazione di Canale	<i>Formazione di Val Lavagna p.p. / Formazione di Ronco p.p.</i>
Scisti Mangesiferi Ardesie di Monte Verzi	<i>Formazione di Val Lavagna p.p. Formazione di Val Lavagna p.p. (membro delle Ardesie di Monte Verzi) Formazione di Val Lavagna p.p.</i>
Scisti Zonati Arenarie di Monte Gottero Argilliti di Giaiette	<i>Arenarie di Monte Zatta Argilliti di Giaiette</i>
Complesso di Casanova	<i>Arenarie di Casanova</i>

Tab.1 - Confronto fra i nomi formazionali adottati nel Foglio 214-Bargagli ed i corrispondenti nomi utilizzati Foglio 83 Rapallo, II edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000.

PROGETTO
CARG

II - CENNI STORICI

L'interesse dei geologi e dei naturalisti nei confronti dell'Appennino Settentrionale si sviluppa fin dal secolo scorso 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, 1873; BOMBICCI, 1882). Il primo grande impulso alla conoscenza geologica dell'Appennino Settentrionale si concretizza però nei primi anni del nostro secolo con la realizzazione della carta geologica alla scala 1:100.000. I rilevatori del Regio Servizio 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) che 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 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 e BALDACCINI *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 sessanta 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 in 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 e 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 e 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) identifica nell'omonimo massiccio ofiolitico. La "Ruga del Bracco" costituiva un

elemento separatore fra il Dominio dei Flysch ad Elmintoidi (in seguito denominato 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; 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; 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).

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 tettonica Gottero e l'Unità tettonica 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 base”; PASSERINI (1962; 1965), RAGGI (1965) e poi MONTEFORTI (1968) datano queste

litofacies al Cenomaniano - Turoniano inferiore.

Così come gli anni sessanta e parte degli anni settanta rappresentano il periodo della raccolta dei dati, gli anni successivi, a causa della rapida diffusione dei concetti della "*Plate Tectonics*", rappresentano il periodo della loro elaborazione ed inquadramento in un contesto geodinamico.

Numerosi sono i tentativi di interpretare le Unità Liguri 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), GALBIATI (1990), ELTER & MARRONI (1991), HOOGERDUIN STRATING (1994) e MARRONI & PANDOLFI (1996) 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; BORTOLOTTI *et alii*, 1991).

Negli ultimi anni, i ricercatori si sono concentrati su alcune tematiche specifiche. Ad esempio i ricercatori delle Università di Firenze, Pavia, Genova e Pisa hanno condotto degli studi di dettaglio sulle sequenze ofiolitiche (DECANDIA & ELTER, 1969; ELTER, 1972, 1975b; GIANELLI & PRINCIPI, 1974; BORTOLOTTI & GIANELLI, 1976; GIANELLI & PRINCIPI, 1977; CORTESOGNO *et alii*, 1978, 1980, 1987; ABBATE *et alii*, 1980; HOOGERDUIN STRATING, 1988, 1990; MOLLI, 1994, 1995, 1996) e sulle loro caratteristiche petrografiche e geochemiche (BEZZI & PICCARDO, 1970; PICCARDO, 1976, 1977, 1983; BECCALUVA *et alii*, 1980; SERRI, 1980, 1981; PICCARDO *et alii*, 1990; VANNUCCI *et alii*, 1993). Contributi su questi argomenti sono stati forniti anche da ricercatori stranieri (BARRETT 1982a, b). E' stato così possibile riconoscere la peculiare stratigrafia della sequenza ofiolitica e formulare differenti ipotesi sulla genesi della crosta oceanica e sui meccanismi di *rifting*, *drifting* e *spreading* che hanno funzionato durante l'apertura della Tetide Occidentale e che sono principalmente basati sul confronto con quanto scoperto nelle recenti campagne oceanografiche.

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 sia rispetto al Dominio Ligure Interno (SAGRI, 1973; AIELLO *et alii*, 1977; 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) che verso le successioni di tipo Ligure Esterno (SCHOLLE, 1971; SAGRI, 1974, 1979, 1980; MARTINI, *et alii*, 1978). 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 queste successioni (VALLONI & ZUFFA, 1984; WILDI, 1985; VESCOVI & VALLONI, 1986; FONTANA *et alii*, 1990; DI GIULIO & GEDDO, 1990; FONTANA, 1991; DENEKE & GUNTHER, 1991; VAN DE KAMP & LEAKE, 1995 e PANDOLFI, 1998).

Particolare interesse è stato dedicato all'analisi biostratigrafica delle successioni di tipo Ligure. Ottimi risultati sono stato ottenuti con lo studio dei Radiolari per la formazione dei Diaspri (BAUMGARTNER, 1984; CONTI *et alii*, 1985; ABBATE *et alii*, 1986) e con lo sviluppo di metodologie per l'analisi del Nannoplankton calcareo che hanno permesso un notevole sviluppo nella conoscenza delle età delle successioni di tipo Ligure (RIO & VILLA, 1983, 1987; RIO *et alii*, 1983; MONECHI & TREVES, 1984; MARRONI & PERILLI, 1988, 1990a-b, 1992; MARRONI *et alii*, 1992; GHISELLI *et alii*, 1991).

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 ZUPPEN *et alii*, 1985; VAN WAMEL, 1987; HOOGERDIJN STRATING, 1988, 1991, 1994; HOOGERDIJN 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; 1988; MARRONI, 1988, 1990; 1991; MARRONI & MECCHERI, 1993; MARRONI & PANDOLFI, 1996; DUCCI *et alii*, 1997), 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.

PROGETTO
CARG

III - 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. 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 apula (=adriatica). Le successive fasi convergenti, attive fin dal Cretacico superiore, hanno determinato la chiusura del Dominio Ligure-Piemontese, tramite la subduzione di litosfera oceanica, e, nell'Eocene medio, la collisione continentale. A partire dall'Oligo-Miocene, la deformazione è stata esclusivamente intracontinentale ed ha interessato il margine della placca Adria con una progressiva migrazione del fronte compressivo verso est. L'Appennino Settentrionale è quindi caratterizzato dalla sovrapposizione tettonica dell'insieme alloctono delle

Liguri, di origine oceanica, sull'insieme Umbro-Toscano, che rappresenta la copertura deformata e scollata dell'avampaese continentale apulo. Queste ultime affiorano prevalentemente nella parte meridionale 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 (fig. 1). Questa continuità è interrotta soltanto dalle finestre tettoniche di Monte Zuccone, Bobbio e Salsomaggiore (fig. 2), 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,

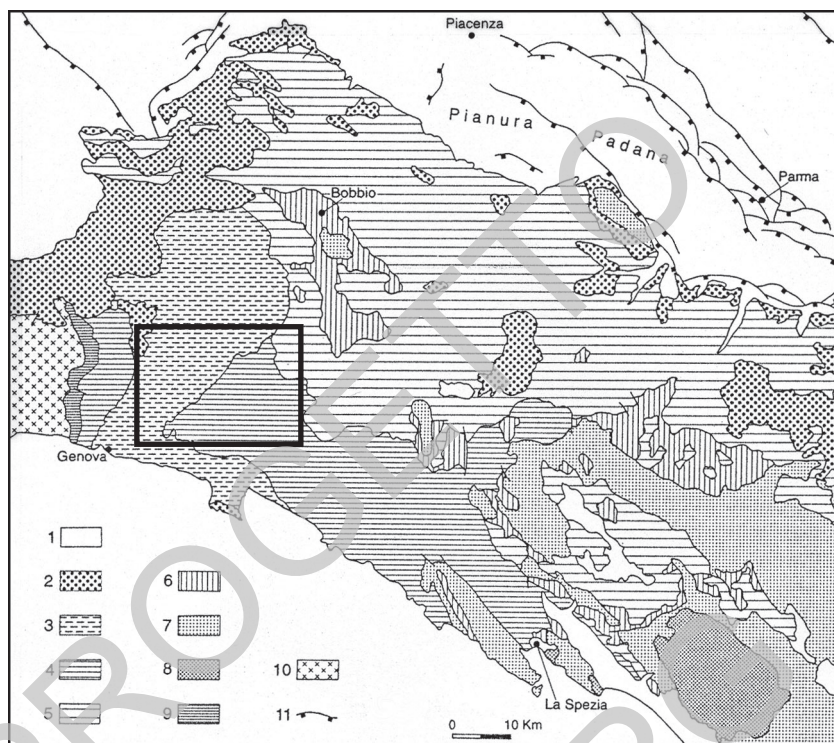


Fig. 1 - Schema tettonico dell'Appennino Settentrionale. 1- Depositi Plio-Quaternari; 2- Successione Epiligure e Successione del Bacino Terziario Piemontese; 3- Unità Antola; 4- Unità Liguri Interne; 5- Unità Liguri Esterne; 6- Unità Subliguri; 7- Unità Toscane; 8- Complesso Metamorfico Apuano; 9- Unità della Zona Sestri-Voltaggio; 10- Unità del Gruppo di Voltri; 11- Principali sovrascorrimenti sepolti. Il riquadro indica l'area del Foglio 214 "Bargagli")

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 Liguri (fig. 2).

Nel Foglio Bargagli affiorano esclusivamente le Unità Liguri, che occupano i livelli strutturali più elevati della catena appenninica. 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 affiorano invece i livelli strutturali inferiori rappresentati dall'Unità tettoniche Penice, Vico, Aveto, Sanguinetto e dalle Unità tettoniche Trebbia e Zuccone. Il Foglio Bargagli risulta quindi in particolare molto significativo per la ricostruzione delle caratteristiche stratigrafiche e strutturali delle Unità Liguri.

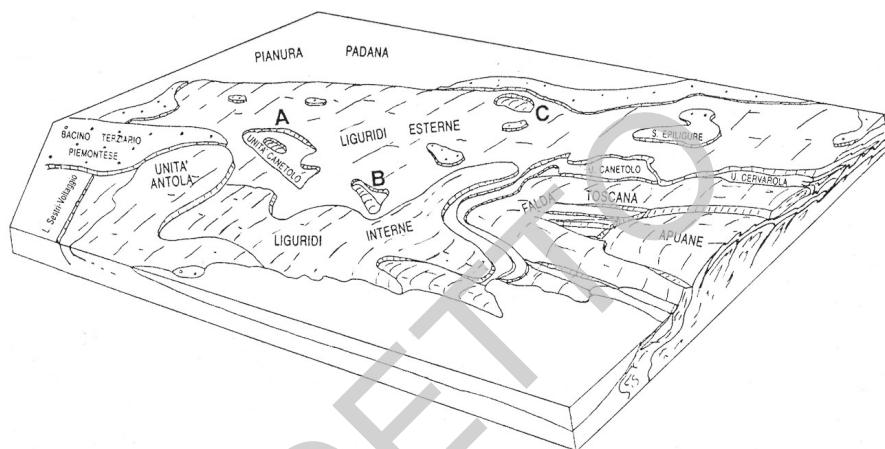


Fig. 2 - Block-diagram dell'Appennino Settentrionale. A- Finestra tettonica di Bobbio; B- Finestra tettonica di Monte Zuccone; C- Finestra tettonica di Salsomaggiore. Da ELTER (1994) modificato.

Nel Foglio Bargagli affiorano le Unità Liguri derivate sia dal Dominio Ligure Interno che da quello Esterno. Le prime sono rappresentate dalle unità tettoniche Gottero, Due Ponti, Vermallo e Portello. Le Unità Liguri derivate dal Dominio Ligure Esterno sono invece rappresentate dalla sola Unità tettonica Ottone. A queste unità si deve aggiungere l'Unità tettonica Antola, il cui dominio di appartenenza è ancora oggetto di discussione.

Le unità tettoniche del Dominio Ligure Interno hanno un'origine oceanica come dimostrato dalla presenza di ofioliti in posizione primaria alla base delle successioni sedimentarie delle Unità tettoniche Bracco/Val Graveglia e Colli/Tavarone, che risultano perfettamente comparabili, come caratteristiche litologiche ed evoluzione stratigrafica, con le Unità Liguri Interne affioranti nel Foglio Bargagli.

In particolare, le Argille a Palombini del Santoniano, presenti nella successione dell'Unità Gottero e dell'Unità Portello, rappresentano generalmente la copertura sedimentaria di un substrato ofiolitico, come è visibile, ad esempio, nell'Unità Colli/Tavarone e nell'Unità Bracco/Val Graveglia affioranti nel contiguo Foglio Bedonia. Nell'Unità Gottero 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. Questa successione è 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. Lo stesso tipo di

evoluzione stratigrafica è riconoscibile, ad esempio, nell'Unità Portello dove le Argille a Palombini di età Santoniano-Campaniano inferiore 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 rappresentata dalla sola Formazione di Cassinghen (?Paleocene inferiore) contraddistinta anch'essa dalla presenza di depositi clastici grossolani. L'Unità Due Ponti è invece caratterizzata esclusivamente da depositi torbiditici a composizione mista carbonatico/silicoclastica del Santoniano superiore-Campaniano 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.

Nelle Liguridi Esterne invece non si conosce la base delle successioni sedimentarie, che risultano invece sempre scollate in corrispondenza dei complessi sedimentari del Cretacico superiore, i cosiddetti "Complessi di base". 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). Gli altri complessi di base comprendono invece depositi alimentati esclusivamente dal margine continentale austro-sudalpino (Arenarie di Scabiazza e di Ostia, Conglomerati dei Salti del Diavolo). 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 legato alla tettonica eoalpina (BERTOTTI *et alii*, 1986). Nel Cretacico superiore in ampi settori del Dominio Ligure Esterno si ha anche la comparsa di abbondanti apporti clastici di provenienza austro-sudalpina. Nel Campaniano inizia la sedimentazione delle più distali torbiditi calcaree del Flysch ad Elmintoidi; questi depositi sono forse da mettere in relazione alla tettonica connessa con le fasi pre-Gosau nelle Alpi. Nel Cretacico superiore il Dominio Ligure Esterno è quindi caratterizzato dall'associazione di due diversi tipi di deposito: uno più prossimale, rappresentato dai complessi sedimentari clastici grossolani, e uno più distale, rappresentato dalle torbiditi calcaree del Flysch ad Elmintoidi. Mentre l'origine del Flysch ad Elmintoidi è connessa con una tettonica che ha interessato

alcuni settori delle Alpi, gli altri depositi derivano invece da aree interne al Dominio Ligure Esterno, interessate anch'esse da una intensa attività tettonica. Nell'Eocene medio anche le Unità Liguri Esterne sono caratterizzate da una evoluzione deformativa legata alle fasi di chiusura del bacino oceanico Ligure-Piemontese e alla successiva collisione continentale. Questa evoluzione è contraddistinta da più fasi deformative sviluppatesi a livelli strutturali superficiali.

L'Unità Antola è caratterizzata da una successione di tipo ligure esterno, costituita da un complesso di base del Cretacico superiore rappresentato da peliti varicolori prive di depositi clastici grossolani (Argilliti di Montoggio) che passano stratigraficamente ad un Flysch ad Elmintoidi del Campaniano - Maastrichtiano (Formazione di Monte Antola) sormontato a sua volta da peliti del Paleocene (Argilliti di Pagliaro). Tuttavia, 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) 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 si sovrappone alle Unità Liguri Esterne. Questa sovrapposizione così come le principali deformazioni delle Unità Liguri Interne ed Esterne avviene durante le fasi tettoniche pre-oligoceniche (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 Levante-Ottone. Questa linea in realtà coincide piuttosto con l'allineamento Ottone-Carrara che corrisponde perfettamente con il contatto tettonico lungo il quale le Unità Liguri Interne si accavallano in parte sulle Unità Liguri Esterne, in parte sulle unità tettoniche più profonde. Le strutture della Fase Ligure sono state successivamente deformate durante un'importante tettonica di età oligo-miocenica, connessa con i vasti sovrascorrimenti delle Unità Liguri Esterne sul Dominio Umbro-Toscano.

1. - DATI DI SOTTOSUOLO

Il sottosuolo dell'Appennino Ligure-Emiliano, in cui ricade anche il Foglio Bargagli, 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 al Foglio Bargagli (fig. 3) è caratterizzato 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

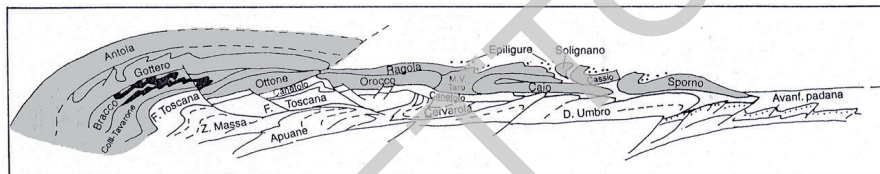


Fig. 3 - Sezione schematica dell'Appennino Settentrionale; in grisé sono evidenziate le Unità Liguri.

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 Bargagli (CASSANO *et alii*, 1986). Va sottolineato che questi corpi sembrano collegarsi direttamente con le ofioliti del Gruppo di Voltri, affioranti 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 Bargagli esiste una struttura crustale caratterizzato 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 tettoniche 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 mesozoico-paleogeniche 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 variazioni nella struttura crustale che si osserva al limite orientale del Foglio Bargagli, sembra verificarsi in corrispondenza della linea Ottona-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 edificio 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 Bargagli (EVA & SOLARINO, 1992) indicano rari eventi a bassa magnitudo.

IV – LE UNITÀ TETTONICHE

Va messo in evidenza che tutti gli Autori che si sono occupati dell'area corrispondente al Foglio Bargagli hanno generalmente suddiviso le unità tettoniche in due diversi gruppi, ognuno dei quali è costituito da unità tettoniche che si ipotizzano essere derivate da uno stesso dominio paleogeografico e paleotettonico. Anche nel presente lavoro le unità tettoniche del Foglio Bargagli sono state assegnate ai due gruppi del Dominio Ligure, denominati Ligure Interno e Ligure Esterno, in accordo con gli schemi classici proposti per l'Appennino Settentrionale (si veda ad esempio la Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale; CNR, 1982). In questo contesto l'Unità tettonica Antola è stata 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 sovrascorre sulle Unità Liguri Interne. Per quanto riguarda le Unità Liguri Interne, il rilevamento geologico e l'analisi strutturale eseguite nel corso della realizzazione del Foglio Bargagli hanno messo in evidenza un assetto tettonico completamente differente da quanto proposto in precedenza (si veda ad esempio il F. 83 Rapallo e F. 94 Chiavari della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968, 1971). In particolare sono state riconosciute tre nuove unità tettoniche che si collocano al di sopra dell'Unità Gottero, che rappresenta l'Unità Ligure Interna strutturalmente più bassa. Queste tre nuove unità, distinte in base alle caratteristiche litostratigrafiche e strutturali, sono rispettivamente, dal basso verso l'alto, l'Unità Due Ponti, l'Unità Vermallo e l'Unità Portello (PANDOLFI & MARRONI, 1996; DUCCI *et alii*, 1997). In particolare, nell'area

del Foglio Bargagli, l'Unità Gottero è stata suddivisa in tre principali sottounità (Sottounità Loco, Sottounità Ramaceto e Sottounità Capenardo (MARRONI, 1990). La posizione strutturale inferiore è invece occupata dall'Unità Ottone appartenente al Dominio Ligure Esterno. Va messo in evidenza che il sovrascorrimento delle Unità Liguri Interne sull'Unità Ottone avviene in corrispondenza della Linea Ottone-Levanto (ELTER & PERTUSATI, 1973).

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. Inoltre, alla fine di capitolo relativo alle diverse formazioni vengono riportati i dati biostratigrafici ottenuti dall'analisi Nannofossili calcarei, quando disponibili. Nelle successive descrizioni delle formazioni si fa riferimento, anche senza esplicito richiamo, agli schemi stratigrafici di fig. 4.

Nella seguente tab. I sono confrontati i nomi formazionali adottati con i corrispondenti nomi utilizzati nel F. 83 Rapallo della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 in cui ricade l'area del Foglio Bargagli.

Le attribuzioni di età alle unità litostratigrafiche affioranti nel Foglio 214 Bargagli sono basate in larga misura sulla biostratigrafia a nannofossili calcarei, resti scheletrici di alghe planctoniche unicellulari, ad ampia distribuzione biogeografica, che si sono evolute molto rapidamente nel Cretacico e nel Cenozoico, e che si trovano in grande abbondanza nei sedimenti marini depositi anche a profondità prossime a quella di compensazione dei carbonati (CCD). Essi sono sicuramente il gruppo fossile meglio rappresentato e più immediatamente utilizzabile dal punto di vista bio- e cronostratigrafico in sedimenti di mare profondo quali quelli che caratterizzano gran parte della catena appenninica.

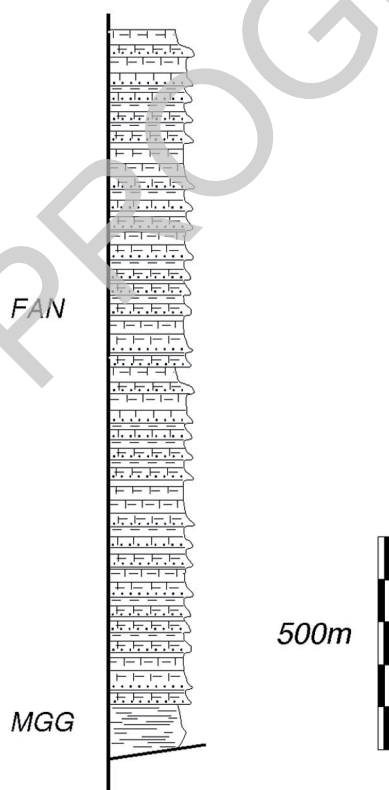
Nello schema-tempo (vedi cornice della carta geologica) che abbiamo adottato (derivato dagli schema tempo pubblicati nei Fogli 197 "Bobbio" e 216 "Borgo Val di Taro"; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1997, 2005b) figurano quattro diverse scale stratigrafiche correlate fra loro: 1) la Scala Cronometrica in milioni di anni fa (Ma); 2) la Scala delle Inversioni di Polarità del Campo Magnetico Terrestre ("Global Polarity

[illegible]

Time Scale”, GPTS); 3) la Scala Cronostratigrafica Globale Standard (SCG); e 4) la Scala biocronostratigrafica basata sui nannofossili calcarei. Allo stato attuale di conoscenze, ciascuna di queste scale presenta problemi specifici e, soprattutto, la loro taratura in termini cronometrici (di “età assoluta”) e la loro intercorrelazione sono in continua evoluzione. Conseguentemente, lo schema-tempo proposto rappresenta un modello di riferimento provvisorio e perfezionabile che va usato con le cautele derivanti dai commenti seguenti.

1. - SUCCESSIONE DELLE UNITÀ TETTONICHE LIGURI

1.1. - UNITÀ TETTONICA ANTOLA



L'Unità tettonica Antola affiora estesamente all'interno del Foglio Bargagli occupando gran parte della porzione nord-occidentale del Foglio nel settore compreso fra gli abitati di Fontanarossa, Torriglia e Uscio. Essa si trova geometricamente compresa fra le unità 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 dai Conglomerati di Savignone. L'assetto tettonico dell'Unità Antola è caratterizzato da una tettonica polifasata che produce diversi eventi plicativi. L'assetto strutturale in questo settore è prevalentemente normale anche se la presenza di ampi settori a giacitura

Fig. 5 - Colonna stratigrafica schematica della successione dell'Unità tettonica Antola. MGG (Argilliti di Montegio); FAN (Formazione di Monte Antola).

rovesciata è riconoscibile in tutta l'area rilevata.

La successione (fig. 5) è rappresentata da un complesso di base prevalentemente argillitico di età santoniano - campaniano (Argilliti di Montoggio) e da una potente successione torbiditica di ambiente bacinale di età Maastrichtiana (Formazione di Monte Antola). Lo spessore totale apparente è di oltre 2000 m. Nel settore immediatamente a Nord del Foglio Bargagli, alla Formazione di Monte Antola segue in concordanza stratigrafica una successione torbiditica a composizione prevalentemente silicoclastica di età Maastrichtiano - Paleocene inferiore nota in letteratura come formazione delle Argilliti di Pagliaro.

1.1.1. - ARGILLITI DI MONTOGGIO (MGG)

Le Argilliti di Montoggio affiorano con spessori limitati (massimo 200 m) alla base della Formazione di Monte Antola nella zona di Montoggio, Casella e Prato. Gli affioramenti più significativi si ritrovano lungo la valle del Torrente Laccio e nei pressi del Lago di Val di Noci.

Dal punto di vista litostratigrafico si tratta di argilliti e siltiti rosse, grigio scure e verdi con rare intercalazioni di areniti da medie a fini a composizione mista in strati sottili e medi (cfr. Arenarie di Gorreto del Foglio 196 Cabella Ligure, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa). Nelle argilliti spesso appaiono colorazioni caratteristiche (rosse, verdi e nere), la cui origine è però probabilmente post-deposizionale e legata alla circolazione dei fluidi durante la diagenesi. Le caratteristiche stratigrafiche di questi depositi e la sostanziale assenza di carbonati indicano una sedimentazione di tipo emipelagico realizzata in ambiente di mare profondo.

Il passaggio stratigrafico alla Formazione di Monte Antola non è mai visibile in affioramento. Nei rari affioramenti dove si possono osservare i rapporti tra le due formazioni, come nei pressi di Montoggio, il contatto è quasi sempre tettonizzato. Questo è probabilmente il risultato del differente comportamento delle due formazioni durante le fasi di piegamento che hanno interessato l'Unità Antola e che hanno avuto come risultato la tettonizzazione dell'originario contatto stratigrafico.

REUTTER (1961) segnala la presenza nella località tipo di microfaune del Cenomaniano - Turoniano. La presenza di un contatto stratigrafico fra le Argilliti di Montoggio e la sovrastante Formazione di Monte Antola porta a spostare il tetto di questa formazione al Campaniano inferiore.

1.1.2. - FORMAZIONE DI MONTE ANTOLA (FAN)

La Formazione di Monte Antola (cfr. , Calcarei di Monte Antola di BONI *et alii*, 1969) affiora estesamente nel Foglio Bargagli. Gli affioramenti migliori si ritrovano lungo la valle del Torrente Laccio e del Torrente Pentemina, ma ottime esposizioni si osservano anche nel settore occidentale in corrispondenza dei rilievi del Monte Fascie.

La Formazione di Monte Antola, il cui spessore raggiunge i 2000 m, è costituita da torbiditi carbonatiche 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.*). Alcuni strati possono raggiungere spessori fino a 12m. I livelli intertorbiditici sono costituiti da peliti scure, in strati molto sottili, prive di CaCO_3 interpretate da SCHOLLE (1971) come il risultato della sedimentazione emipelagica.³ All'interno della successione si riconoscono due differenti tipi di strato riconoscibili sulla base della composizione, marnosa o silicoclastica, della frazione fine pelitica. Entrambi questi strati presentano una composizione della frazione grossolana di tipo arcoso (FONTANA ET AL. 1994). Una delle caratteristiche principali di questi strati è quella di possedere un rapporto a/p generalmente minore di 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, ed alla scarsità di strutture erosive fanno ipotizzare una deposizione da correnti di torbidità a bassa densità in un ambiente di mare profondo.

Elemento distintivo di questa formazione sono la presenza di piste di nutrimento e di locomozione di limivori, principalmente riferibile al tipo *Helminthoidea Llabirintica*. ABBATE & SAGRI (1967) segnalano la presenza di esemplari di *Inoceramus*, mentre in sezione sottile sono presenti Globotruncane, Gumbeline e Globigerine indicative dell'intervallo Turoniano - Maastrichtiano.

Le associazioni a nannofossili calcarei provenienti dalle sezioni di Alpesisa, Montoggio e Rondanina, presumibilmente a causa dei fenomeni di ricristallizzazione, non sono molto diversificate e risultano contraddistinte da uno stato di conservazione medio. La nannofacies è caratterizzata dalla prevalenza relativa dei generi: *Watznaueria*, *Micula*, *Cribrosphaerella*, *Calculites*, *Lucianorhabdus* e *Prediscosphaera*. La presenza di *Ceratholitoides aculeus* (Stradner, 1961) (Prins & Sissingh in Sissingh, 1977) e *Reinhardites levis* (Prins & Sissingh in Sissingh, (1977) e di rari individui di *Aspidolithus parvus* (Stradner, 1963) Noel (1969), *Quadrum gothicum* ((Deflandre, 1959) Prins & Perch-Nielsen in Manivit *et alii.*, 1977) e *Reinhardites anthophorus* (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen (1968), suggerisce di attribuire la porzione basale della Formazione di Monte Antola alla biozona a *Quadrum trifidum* (Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore). Le

associazioni a nannofossili calcarei dei campioni prelevati nelle sezioni di Torriglia e Fascia risultano da ricche a molto ricche, diversificate e generalmente con uno stato di conservazione da buono a molto buono. La nannofacies è caratterizzata dalla presenza dei generi *Watznaueria*, *Micula*, *Cribrosphaerella*, *Arkangelskiella*, *Calculites*, *Prediscosphaera*, *Biscutum* e *Ceratholithoides*. I generi *Aspidolithus*, *Reinhardites* e *Lucianorhabdus*, sono invece relativamente più frequenti solo in alcuni campioni. La presenza di *Ceratholithoides aculeus* ((Stradner, 1961)(Prins e Sissingh in Sissingh, 1977), *Reinhardites levis* (Prins e Sissingh in Sissingh, 1977) ed *Arkangelskiella cymbiformis*, associati ad *Aspidolithus parvus* (Stradner, 1963) Noel (1969), *Reinhardites anthophorus* (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen (1968), *Quadrum gothicum* ((Deflandre, 1959) Prins e Perch-Nielsen in Manivit *et alii.*, 1977) e *Quadrum trifidum* (Stradner e Papp in Stradner, 1961) ci suggerisce di attribuire la parte intermedia della Formazione di Monte Antola alla parte alta della biozona a *Quadrum trifidum* (Maastrichtiano inferiore).

1.2. – UNITÀ TETTONICHE LIGURI INTERNE

1.2.1. - UNITÀ TETTONICA PORTELLO

L'Unità tettonica Portello affiora nel settore compreso fra i paesi di Montebruno, Barbagelata, Torriglia e Bargagli lungo tutta l'alta Val Trebbia, fino al Passo del Portello verso sud e fino al Lago del Brugnato a nord. Essa si trova geometricamente compresa fra l'Unità Vermallo e l'Unità Antola con cui viene a contatto attraverso un importante sovrascorrimento caratterizzato dalla presenza di scaglie tettoniche visibili nella zona di Torriglia lungo la strada per Garaventa. Il contatto fra l'Unità Portello e la sottostante Unità Vermallo è ugualmente caratterizzato dalla presenza di scaglie tettoniche di dimensioni minori, come nella zona di Montebruno e del Monte Possasso. L'assetto tettonico dell'Unità Portello è sostanzialmente normale anche se non manca la presenza di settori a giacitura rovesciata. Lo spessore totale apparente è di circa 750 m.

L'Unità Portello era stata fino ad oggi cartografata parzialmente come Scisti di Val Lavagna e Formazione di Ronco (Unità Gottero) e parzialmente come complesso di base dell'Unità Antola dagli Autori del F.83 Rapallo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968). Secondo MARINI (1992) la successione di questa unità fa parte del settore NW 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).

L'Unità Portello è caratterizzata da una successione di tipo ligure interno (fig. 6) costituita da depositi pelagici alla base (Argille a Palombini di età santoniana), seguiti da una potente successione torbidity (Formazione di Ronco di età campaniana inferiore) e da depositi di tipo clastico grossolano con ofioliti (Formazione di Monte Lavagnola) di probabile età paleocenica inferiore.

1.2.1.1. - Argille a Palombini (APA)

Le Argille a Palombini (cfr. Pseudopalombini in CASELLA & TERRANOVA, 1963; MARINI, 1992) affiorano all'interno di questa unità sia al nucleo di strutture anticlinali sia, sotto forma di scaglie, in prossimità dei principali contatti tettonici con l'unità sottostante. Gli

affioramenti più estesi sono in prossimità dei paesi di Tassorello e Caprile, rispettivamente in alta Val Lavagna e in alta Val Trebbia; gli spessori massimi raggiungono 100 m.

La Formazione delle Argille a Palombini è costituita da una alternanza di strati torbidity calcareo-marnosi medio-spessi ed emipelagiti prive di CaCO_3 medio-spesse che possono occasionalmente raggiungere spessori superiori al metro. Gli strati calcarei sono generalmente formati da micriti e biomicriti a Radiolari. La natura torbidity di questi strati è evidente nei livelli più spessi (fino a 3m) caratterizzati da strutture sedimentarie dominate da processi di trazione e decantazione riferibili a correnti di torbidity a bassa densità. Gli strati sono costituiti da *facies* di tipo F9 (MUTTI, 1992) con *ripple* e lamine piano-parallele (sequenze Tc-e e Td-e di BOUMA, 1962) ed in modo subordinato intervalli di tipo Ta della sequenza di Bouma (*facies* F8

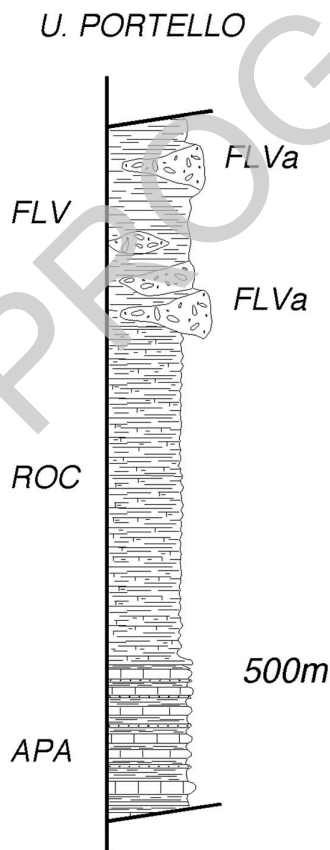


Fig. 6 - Colonna stratigrafica schematica della successione dell'Unità tettonica Portello. APA (Argille a Palombini); ROC (Formazione di Ronco); FLV (Formazione di Monte Lavagnola); FLVa (Breccie mono e poligeniche intercalate nella Formazione di Monte Lavagnola).

di MUTTI, 1992). Questi ultimi sono molto rari, presentano granulometrie variabili da arenite fine ad arenite medio-grossolana e permettono di riconoscere l'origine dei granuli carbonatici che i processi di micritizzazione e silicizzazione nascondono nelle granulometrie più fini. Va messo in evidenza che nella successione dell'unità Portello sono stati riconosciuti strati carbonatici a granulometria arenitica media (zona a NW di Montebruno). Lo spessore di questi strati può superare il metro ed al suo interno sono spesso riconoscibili strutture sedimentarie di tipo laminazioni convolute, *ripple* e laminazioni piano parallele (Tc e Td di BOUMA, 1962). La base grossolana di questi strati è caratterizzata dalla presenza di frammenti litici carbonatici costituiti principalmente da calcite microscristallina. In alcuni casi sono presenti frammenti di calcari micritici con Calpionelle e Radiolari, frammenti di Echinidi e rare biomicriti a Foraminiferi bentonici che indicano una età giurassica. Sono presenti in modo subordinato clasti monocristallini di quarzo e di fillosilicati. All'interno di due strati campionati in Loc. Caprile (NW di Montebruno) sono stati riconosciuti frammenti di rocce metamorfiche di basso grado in *facies* Scisti Verdi (filladi e micascisti), rocce metamorfiche di bassissimo grado, gneiss e frammenti di granitoidi.

I campioni di Argille a Palombini raccolti negli affioramenti dell'alta Val d'Aveto e Trebbia sono risultati tutti fossiliferi anche se con un'abbondanza relativa "Molto Raro". Lo stato di conservazione varia da "Scadente" a "Molto Scadente", il numero totale delle specie per campione è inferiore a cinque e le abbondanze relative variano tra "Frequente" e "Molto Raro"; i *markers* sono presenti occasionalmente con pochi individui, a volte sono le uniche forme presenti. La nannofacies è caratterizzata dalla presenza di *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins e Sissingh in Sissingh (1977), *Cyclagelosphaera margerelii* Noel (1965), *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover (1966), *Micula decussata* Vekshina (1959), *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner (1968), *Quadrum gartneri* Prins & Perch-Nielsen in Manivit *et alii* (1977) e *Watznaueria barnesae* (Black in Black e Barnes, 1959) Perch-Nielsen (1968). Questa associazione ci permette di attribuire alle Argille a Palombini un'età non più vecchia della biozona a *Calculites obscurus* (Santoniano-Campaniano inferiore) analogamente con quanto ottenuto da MARRONI e PERILLI (1990) per la stessa formazione appartenente alla successione dell'Unità Gottero.

Il contatto fra le Argille a Palombini e la Formazione di Ronco non affiora mai in sezioni continue e ben esposte e, inoltre, risulta sempre caratterizzato da indizi di tettonizzazione. Tuttavia la posizione delle Argille a Palombini a nucleo di strutture plicative realizzate durante la prima fase deformativa e l'età dei due depositi (rispettivamente Santoniano e Campaniano) suggeriscono la presenza di un contatto stratigrafico fra queste due formazioni.

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

Le Argille a Palombini passano stratigraficamente alla Formazione di Ronco (CASELLA & TERRANOVA, 1964; BONI *et alii*, 1968; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968), la cui potenza è difficilmente valutabile a causa dell'intensa deformazione presente e raggiunge uno spessore massimo apparente di 500 m. Questa formazione, che affiora estesamente, costituiva molto probabilmente un importante sistema torbiditico.

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 F. 83 Rapallo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968 e 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 generalmente in facies D di MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

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 importanti caratteristiche quali la presenza di sequenze incomplete di Bouma Tc-e e Td-e caratterizzate da *ripple*, *climbing ripple*, laminazioni piano parallele del tipo *shear sorting* ed un rapporto a/p all'incirca uguale ad 1. La *facies* dominante è la F9 di MUTTI (1992) associata a meccanismi deposizionali di 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).

La granulometria fine delle torbiditi e le forti modificazioni post-deposizionali non permettono una analisi modale della frazione arenitica, che però, in base a uno studio di tipo qualitativo in sezione sottile, mostra una importante presenza di frammenti di rocce carbonatiche micritiche, che consente di classificare la frazione arenitica come areniti a composizione mista.

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 risultano contenere un'associazione con stato di conservazione variabile da "Medio" a "Buono" caratterizzata dalla presenza di *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina (1959), *Aspidolithus parvus* (Stradner, 1963) Noel (1969), *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud, 1935) Deflandre (1947), *Broinsonia enormis* (Shumenko, 1968) Manivit (1971), *Calculites obscurus*

(Deflandre, 1959) Prins e Sissingh in Sissingh (1977), *Chiastozygus platyrhethus* Hill (1976), *Cretarhabdus conicus* Bramlette e Martini (1964), *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau (1952), *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre e Fert, 1954) Rein (1965), *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen (1968), *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover (1966), *Gartnerago obliquum* (Stradner, 1963) Noel (1970) o Reinhardt (1970), *Glaukolithus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre e Fert, 1954) Reinhardt (1964), *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre (1959), *Quadrum garneri* Prins e Perch-Nielsen in Manivit *et alii* (1977), *Microhabdulus decoratus* Deflandre (1959), *Micula decussata* Vekshina (1959), *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner (1968), *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen (1968), *Thoracosphaera saxeae* Stradner (1961), *Watznaueria barnesae* (Black in Bòack e Barnes, 1959) Perch-Nielsen (1968), *Zeughrabdothus embergeri* (Noel, 1959) Perch-Nielsen (1984a). La concomitante presenza di *Aspidolithus parvus* e *Calculites obscurus* e l'assenza di *Ceratolithoides aculeus* ci permette di considerare questa associazione come non più vecchia del Campaniano inferiore.

1.2.1.3. - Formazione di Monte Lavagnola (FLV)

Alla Formazione di Ronco segue un complesso clastico grossolano contenente ofioliti che è stato denominato Formazione di Monte Lavagnola. Gli affioramenti migliori di questa litofacies si trovano nei pressi del Monte Lavagnola e lungo l'allineamento Torriglia, Garaventa, Rondanina. Sulla base delle sue caratteristiche litostratigrafiche la Formazione di Monte Lavagnola presenta delle analogie con la Formazione di Colli/Tavarone e con le Argilliti di Giaiette (cfr. scisti del settore di Torriglia, ELTER & PERTUSATI, 1973). Lo spessore massimo riconosciuto è di 150 m.

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 F. 83 Rapallo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968), 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, il sostanziale assetto diritto dell'unità tettonica e la presenza di detrito ofiolitico portano però ad escludere questa possibilità.

La Formazione di Monte Lavagnola (così come le Argilliti di Giaiette e la Formazione di Cassinghen) rappresenta il deposito di chiusura della successione ed è costituita da un insieme di torbiditi sottili a composizione silicoclastica e di *pebbly mudstone*, *pebbly sandstone*, e *slide block* riferibili principalmente alla formazione

delle Argille a Palombini.

Le torbiditi silicoclastiche riconosciute all'interno della Formazione di Monte Lavagnola sono correlabili con quelle presenti nella Formazione di Cassinghen e nelle Argilliti di Giaiette. 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 CaCO_3 . Gli strati non mostrano una buona continuità laterale anche alla scala dell'affioramento. Lo spessore di queste torbiditi è generalmente sottile ed il rapporto a/p è <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 formazione sono abbastanza comuni strutture da deformazione sinsedimentaria del 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.

Associati a questa formazione sono presenti corpi di *pebbly-mudstone* e *pebbly-sandstone* (FVL) derivati principalmente da una sequenza ofiolitica (gabbri, basalti e serpentiniti) e dalla relativa copertura sedimentaria (Diaspri, Calcarei a Calpionelle ed Argille a Palombini). Si tratta di corpi caratterizzati principalmente da tessiture matrice-sostenute, ma sono presenti anche tessiture clasto-sostenute. Le forme dei clasti variano da sub-arrotondate a sub-angolari e le dimensioni dei clasti passano da pochi mm a qualche m. La forma dei corpi, che raggiungono spessori di qualche m, è lenticolare con variazioni di spessore laterali molto rapide. 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. Il meccanismo deposizionale responsabile della messa in posto di questi depositi è principalmente quello del flusso iperconcentrato, sono riconoscibili *facies* F2, F3 ed in modo subordinato F4 ed F5 di MUTTI (1992). In alcuni casi sono stati riconosciuti depositi classificabili come *pebbly-mudstone* e caratterizzati in gran parte (oltre il 90% del volume) da una matrice argillitica caratterizzata dalla presenza diffusa di clasti di taglia arenitica con composizione che rispecchia quella dei clasti di taglia più grossolana. I clasti costituiscono una piccola parte del volume di questi corpi e non mostrano alcun tipo di organizzazione interna. La mancanza di evidenze di erosione e la grande quantità di matrice fanno pensare a meccanismi di trasporto di tipo *cohesive debris flow*, anche se l'aspetto tessiturale non sembra perfettamente compatibile con la *facies* F1 di MUTTI (1992) che meglio sembra descrivere questo tipo di deposito.

Anche se volumetricamente meno rilevante di quella dei clasti calcarei tipo Argille a Palombini, 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. Nei pressi dell'abitato di Rondanina è stato riconosciuto un'olistolite in cui sono conservati almeno 20 m di successione di Arenarie tipo Gottero. 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 degli 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 presso Torrighia, S.Maria del Porto e lungo la strada Torrighia-Cavorsi. In prossimità del contatto fra Formazione di Ronco ed un *pebbly-mudstone* di Argille a Palombini, riferibile alla Formazione di Monte Lavagnola, sono presenti numerosi clasti che rimaneggiano la sottostante Formazione di Ronco ed in alcuni punti il deposito è formato quasi esclusivamente da clasti derivati dalle torbiditi della Formazione di Ronco. La forte convergenza di *facies* con depositi quali la Formazione degli Argilliti di Giaiette, confermano la posizione della Formazione di Monte Lavagnola al tetto stratigrafico della successione dell'Unità Portello e fanno propendere per una età paleocenica.

1.2.2. - UNITÀ TETTONICA VERMALLO

L'Unità tettonica Vermallo, che risulta geometricamente compresa tra l'Unità Due Ponti e l'Unità Portello, affiora prevalentemente fra la Val Trebbia e l'alta Val d'Aveto nel settore compreso fra il Monte Vermallo ed il paese di Cassingheno ed è caratterizzata da forti variazioni di spessore che a distanza di pochi km passano da 150 m a pochi metri.

Questa unità tettonica è stata cartografata come Scisti di Val Lavagna nel F.83 Rapallo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO

U. VERMALLO

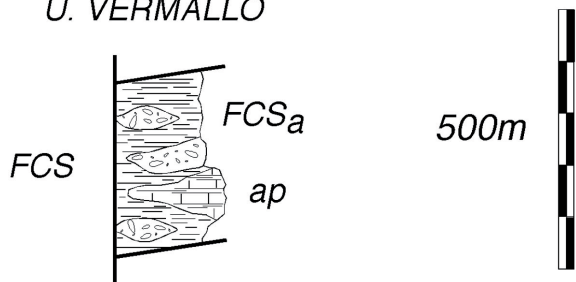


Fig. 7 - Colonna stratigrafica schematica della successione dell'Unità tettonica Vermallo. FCS (Formazione di Cassingheno); FCSa (Brecce mono e poligeniche intercalate nella Formazione di Cassingheno); ap (slide-block e brecce monogeniche di Argille a Palombini).

D'ITALIA, 1968). Secondo MARINI (1990, 1992) gran parte degli affioramenti appartenenti a questa unità costituiscono la Formazione delle Argilliti di Montanesi e degli "Pseudopalombini" considerati parte della successione dell'Unità Gottero (Elemento di Ronco).

La successione stratigrafica dell'Unità Vermallo (fig. 7) è composta dalla Formazione di Cassingheno (?Paleocene inferiore) costituita da depositi torbiditici sottili pelitico-arenacei caratterizzati da deformazione sinsedimentaria in cui si intercalano *pebbly mudstone* con elementi derivati principalmente da una successione tipo Argille a Palombini.

1.2.2.1. - Formazione di Cassingheno (FCS)

La Formazione di Cassingheno è costituita da un complesso insieme di depositi, dello spessore di circa 150 m, derivati da processi torbiditici e da flussi reologici. Gli strati torbiditici presentano una composizione silicoclastica e sono costituiti da alternanze di strati sottili di siltiti ed arenarie finissime con strati medi e spessi di peliti prive di CaCO_3 . L'intensa deformazione presente in questa unità non consente di determinare la geometria di questi strati. Lo spessore di queste torbiditi è generalmente sottile, ma sono presenti anche strati medi e spessi caratterizzati da un rapporto $a/p \ll 1$. La frazione arenitica degli strati sottili è costituita da intervalli T_d e T_c di Bouma, il rapporto a/p è minore o uguale ad 1 e le basi non sono mai erosive. Gli strati sottili sono spesso interessati da bioturbazione sia sulle superfici interstratali (piste di nutrimento e di locomozione di limivori) sia intrastratali, (concentrate essenzialmente nella frazione pelitica). La granulometria fine e l'intensa ricristallizzazione legata ad un metamorfismo di basso grado non consentono di effettuare una analisi modale, ma solo delle valutazioni di tipo qualitativo. La composizione silicoclastica è caratterizzata dalla presenza di frammenti monocristallini ben sortiti di quarzo, feldspati, fillosilicati e minerali pesanti. All'interno di questa litofacies sono riconoscibili strutture da deformazione sinsedimentaria del tipo *slump* e grossi scivolamenti di *slide block* costituiti dalle stesse torbiditi.

Nella Formazione di Cassingheno le torbiditi risultano volumetricamente dominanti, ma sono presenti, abbastanza frequentemente, *slide block* di Argille a Palombini (*ap*) ed intercalazioni di *pebbly mudstone* (FCS) come nell'area a nord del paese di Cassingheno. Questi corpi possono raggiungere spessori di qualche decina di m (Loc. Cardenosa di Sopra, alta Val d'Aveto) e presentano caratteristiche intermedie fra meccanismi deposizionali del tipo *cohesive debris flow* e flussi iperconcentrati. Questi depositi sono infatti formati da clasti angolari e subangolari con dimensioni variabili da pochi mm al m immersi in una abbondante matrice pelitica. La tessitura

è generalmente matrice sostenuta, ma le basi sono erosive. Fra i clasti presenti all'interno dei *pebbly mudstone* si riconoscono principalmente clasti calcarei micritici, spesso silicizzati, derivati da una successione tipo Argille a Palombini e clasti siltitici a composizione silicoclastica piuttosto comuni nelle coperture sedimentarie delle successioni di tipo ligure interno (cfr. Argille a Palombini, Scisti Manganesiferi e Argilliti di Giaiette). Sporadicamente è stata rinvenuta la presenza di clasti arenacei, la cui composizione modale risulta perfettamente comparabile con quella delle Arenarie di Monte Gottero. La presenza di questi clasti rende molto probabile una età non più antica del limite Campaniano - Maastrichtiano, corrispondente all'età proposta per la base delle Arenarie di Monte Gottero da MARRONI & PERILLI (1990). I numerosi tentativi effettuati per datare questa formazione hanno sempre fornito campioni sterili.

Le associazioni di *facies* riconosciute all'interno della Formazione di Cassingheno possono essere interpretate come rappresentative di un ambiente sedimentario caratterizzato da forti pendenze ed instabilità gravitativa. Le caratteristiche litostratigrafiche e composizionali della Formazione di Cassingheno e la probabile età non più antica del Maastrichtiano rendono possibile una correlazione fra questi depositi ed i depositi che caratterizzano il tetto delle successioni di tipo ligure interno (cfr. Argilliti di Giaiette, Formazione di Colli/Tavarone, Formazione di Monte Lavagnola).

1.2.3. - UNITÀ TETTONICA DUE PONTI

L'Unità tettonica Due Ponti affiora nel settore compreso fra il paese di Cassingheno ed il Passo della Forcella occupando gran parte delle alte valli Trebbia ed Aveto. Questa unità tettonica era stata fino ad oggi cartografata come Formazione degli Scisti di Val Lavagna appartenenti all'Unità Gottero (F.83 Rapallo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.00, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968, cfr. *Lavagna Nappe* di VAN WAMEL, 1985) o come Elemento delle Ardesie p.p. appartenente alla successione dell'Unità Gottero (MARINI, 1992).

L'Unità Due Ponti presenta un assetto prevalentemente rovesciato ed è caratterizzata alla base ed al tetto da superfici di sovrascorrimento che la separano dalla sovrastante Unità Vermallo e dalla sottostante Unità Gottero. Lo spessore apparente dell'unità tettonica è valutabile in circa 400 m. L'Unità Due Ponti è costituita da una successione torbiditica di età non più antica del Campaniano inferiore, denominata Formazione di Canale, contraddistinta al tetto da intercalazioni di *pebbly-mudstone* (fig. 8).

U. DUE PONTI

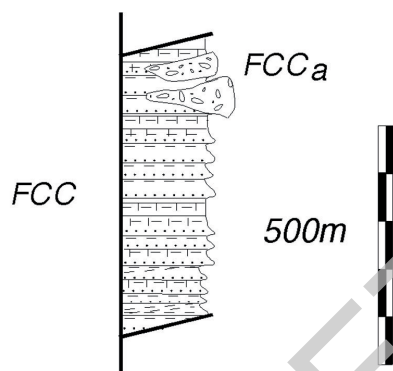


Fig. 8 - Colonna stratigrafica schematica della successione dell'Unità tettonica Due Ponti. FCC (Formazione di Canale); FCCa (Breccie mono e poligeniche intercalate nella Formazione di Canale).

1.2.3.1. - Formazione di Canale (FCC)

La successione torbiditica che caratterizza l'Unità Due Ponti 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 una frazione arenitica a composizione litoarenitica (*sensu*

ZUFFA, 1980) ed un secondo che presenta una frazione arenitica di tipo ibrido (*sensu* ZUFFA, 1980) ed una parte pelitica a composizione "calcareo-mamosa"

Gli strati a composizione "litoarenitica" sono rappresentati da strati torbiditici a geometria piano parallela di spessore variabile da pochi cm a 2-3m con rapporto a/p mediamente uguale ad 1. Gli strati presentano generalmente sequenze incomplete di Bouma Tb-e, Tc-e e Td-e, tuttavia in rari strati sono presenti sequenze complete Ta-e. Strutture erosive, intraclasti pelitici e contro-impronte basali sono poco diffuse. Sono raramente riconoscibili strati amalgamati, ma la loro associazione con numerosi strati F9 costituiti da alternanze di laminazioni parallele e convolute con sequenze *fining upward* fa pensare, più che a fenomeni erosivi, al prodotto di flussi che subiscono effetti di riflessione e deflessione da parte dei margini del bacino (PICKERING & HISCOTT, 1985; MUTTI, 1992). Questi strati sono prodotti da processi deposizionali del tipo torbiditi a bassa densità e rientrano principalmente nella *facies* F9a e in modo subordinato nell'associazione F8+F9 proposte da MUTTI (1992) (cfr. *facies* D e *facies* C di MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975). Sulla base di queste osservazioni l'associazione di facies riconosciute possono essere interpretate come indicative di un ambiente di piana bacinale o della parte molto distale di un lobo.

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

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. La frazione pelitica di questo tipo di strato ha composizione variabile da argilliti prive di CaCO_3 fino a marne argillose.

Gli strati a composizione ibrida “calcareo-marnosa” sono subordinati, rispetto agli strati a composizione “litoarenitica”. Sono presenti strati a geometria piano parallela di spessore variabile da qualche dm fino a diversi m (sono stati riconosciuti strati dello spessore di oltre 5m) che risultano facilmente distinguibili da quelli precedentemente descritti sulla base di un basso rapporto a/p ($<0,25$) e di una composizione della frazione pelitica costituita da marne e/o calcari marnosi. Anche gli strati a composizione “calcareo-marnosa” sono caratterizzati da una buona continuità laterale, sequenze incomplete di Bouma Td-e ed in modo subordinato Tc-e (l'intervallo Tc può essere rappresentato da *ripple*, *climbing ripples* o laminazioni convolute mentre nell'intervallo Td sono presenti sottili laminazioni parallele a gradazione inversa). Questi strati torbiditici rientrano nella *facies* F9a proposta da MUTTI (1992) e per le loro caratteristiche stratigrafiche, stratimetriche e composizionali possono essere confrontati con gli strati calcareo-marnosi riconosciuti all'interno delle Ardesie di Monte Verzi.

La frazione arenitica di questo secondo tipo di strati risulta essere troppo fine ed alterata per una corretta analisi modale dell'ossatura, ma una analisi qualitativa in sezione sottile indica una composizione prevalentemente silicoclastica con una presenza importante di frammenti carbonatici micritici ($>15\%$ dell'ossatura).

Lo studio del contenuto in Nannofossili calcarei, ricavati principalmente da questo tipo di strato, ha permesso, in base alla presenza di *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins & Sissingh in Sissingh (1977) e *Lucianorhabdus cayeuxiii* Deflandre (1959), di attribuire alla Formazione di Canale una età non più antica del limite Santoniano - Campaniano (PANDOLFI & MARRONI, 1996).

Nel settore compreso fra il Passo del Fregarolo ed il paese di Parazuolo, nella parte alta della successione, è stata rilevata la presenza di alcune intercalazioni di *pebbly-mudstone (FCC)* principalmente realizzati a spese di una successione tipo Argille a Palombini. Si tratta di depositi prossimali classificabili sulla base della grande quantità di matrice pelitica presente, della tessitura fango sostenuta e della scarsa capacità erosiva basale come il prodotto di *cohesive debris flow (facies* F1 MUTTI, 1992) e in modo subordinato di *hyperconcentrated flow (facies* F2 MUTTI, 1992). La composizione di questi olistostromi è caratterizzata principalmente da clasti centimetrici e decimetrici subarrotondati di calcari micritici e argilliti prive

di CaCO_3 derivati da una successione tipo Argille a Palombini e clasti di siltiti, marne siltose e marne derivati dalla stessa Formazione di Canale. Nei pressi del paese di Scabbiamara sono stati riconosciuti quattro eventi principali intercalati alla Formazione di Canale nei pressi del contatto con la Sottounità Ramaceto.

Nello stesso settore sono state riconosciute torbiditi a granulometria arenitica grossolana di spessore sottile e medio con geometria lenticolare intercalate ai *pebbly mudstone* ed alle stesse torbiditi della Formazione di Canale. Questi strati, privi di strutture sedimentarie e caratterizzati da un pessimo *sorting*, sono costituiti da intraclasti siltitici ed argillitici e da subordinati frammenti di calcare micritico. La composizione di questi strati risulta confrontabile con quella dei *debris flow* di Argille a Palombini. Questi strati torbiditici sono stati riconosciuti solo nella parte alta della successione strettamente associati ai *pebbly-mudstone* e possono essere interpretati come derivati dall'evoluzione dei *cohesive debris flow* e dei flussi iperconcentrati in correnti di torbidità ad alta densità causati dall'interazione fra il flusso ed il mezzo fluido in cui esso si muoveva.

1.2.4. - UNITÀ TETTONICA GOTTERO

L'Unità tettonica Gottero occupa un ampio settore del Foglio Bargagli. Essa è costituita da una spessa successione sedimentaria (fig. 9) che comprende le Argille a Palombini (Santoniano) che passano stratigraficamente a depositi torbiditici silicoclastici e carbonatici rappresentati dagli Scisti Mangesiferi (Santoniano - Campaniano inferiore), dalle Ardesie di Monte Verzi (Campaniano inferiore), dagli Scisti Zonati (Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore) e dalle Arenarie del Monte Gottero (Maastrichtiano inferiore - Paleocene inferiore). Seguono in continuità le Argilliti di Giaiette del Paleocene inferiore. Rispetto alle precedenti edizioni della Carta Geologica d'Italia (F 83 Rapallo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968), gli Scisti Mangesiferi, le Ardesie di Monte Verzi e gli Scisti Zonati sono stati elevati al rango di formazioni, appartenenti al Gruppo degli Scisti della Val Lavagna.

Nel settore occidentale è direttamente sormontata dall'Unità Antola, che si sovrappone tettonicamente sia sugli Scisti Mangesiferi che sulle Ardesie di Monte Verzi. Nei settori orientali l'Unità Gottero è tettonicamente sormontata dall'Unità Due Ponti e Portello, tramite un contatto tettonico a basso angolo. Inoltre, l'Unità Gottero viene direttamente a contatto con le Unità Liguri Esterne, e più precisamente con l'Unità Ottone, nella parte nord-orientale del foglio mediante la "Linea Ottone-Levanto" (ELTER & PERTUSATI, 1973).

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. All'interno dell'Unità Gottero, per motivi legati alla evoluzione tettonica successiva, risulta bene sviluppata solo la parte torbiditica della successione, mentre è meno sviluppata la successione emipelagica limitata alle sole Argille a Palombini. A causa dell'intensa tettonizzazione questa successione presenta degli spessori difficilmente valutabili che comunque possono essere stimati tra i 1500 e i 2000m.

Nell'area del Foglio sono state riconosciute tre principali sottounità (Sottounità Loco, Sottounità Ramaceto e Sottounità Capenardo; cfr. MARRONI, 1990).

La Sottounità Loco affiora nel settore compreso fra il paese di Rovigno in Val Trebbia e quello di Cabanne, in Val d'Aveto. Superiormente questa unità è delimitata da un contatto tettonico dalla Sottounità Ramaceto che corre parallelo alla Val Sermigliasca e alla Val Trebbia. A Sud viene a contatto direttamente con le Unità Liguri Esterne. La successione stratigrafica di questa unità è costituita dalla sola formazione delle Argille a Palombini.

La Sottounità Ramaceto affiora nel settore centrale del Foglio della Val Cichero fino alla Val Trebbia, alla Val Neirone e alla Valle di Malvaro. Questa unità tettonica sovrascorre la Sottounità Loco nella parte orientale del Foglio, mentre in quella occidentale sovrascorre direttamente sulla Sottounità Capenardo. La successione stratigrafica di questa sottounità è caratterizzata dalla presenza delle Formazioni degli Scisti Zonati, delle Arenarie di Monte Gottero e dalle Argille di Gialette.

La Sottounità Capenardo affiora lungo tutta la Val Lavagna dal paese di Monleone fino a quello di Bargagli. Questa sottounità tettonica è sovrascorsa dalla Sottounità Ramaceto nella parte orientale del Foglio. La successione stratigrafica di questa sottounità è caratterizzata dalla presenza delle Argille a Palombini, degli Scisti Mangesiferi e delle Ardesie di Monte Verzi.

1.2.4.1. - *Argille a Palombini (APA)*

Le Argille a Palombini affiorano estesamente nel fondovalle dell'alta Val Lavagna. Gli affioramenti principali sono quelli in prossimità dei paesi di Gattorna, Ferriere e Lumarzo. Lo spessore massimo apparente di questa formazione non supera i 200 m.

Le caratteristiche litostratigrafiche di questa formazione sono del tutto comparabili a quelle descritte per le Argille a Palombini dell'Unità Portello. Anche nelle Argille a Palombini dell'Unità Gottero, alla base degli strati più spessi sono stati riconosciuti frammenti carbonatici solitamente costituiti da *grainstone* a peloidi, ooliti e bioclasti. Fra i bioclasti sono riconoscibili in sezione sottile Radiolari e Calpionellidi e rari esemplari di microfossili (*Ticinella* sp., *Globigerina* sp., *Hedbergella* sp., *Pithonella ovalis* e *Stomiosphaera moluccana*) (FIERRO & TERRANOVA, 1963; ABBATE, 1969;

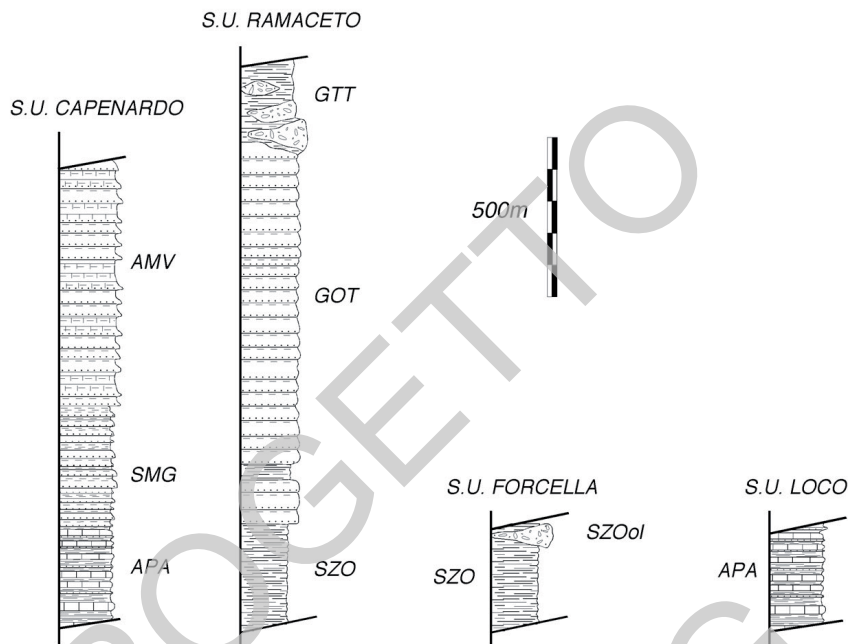


Fig. 9 - Colonne stratigrafiche schematiche relative alla successione dell'Unità tettonica Gottero : Sottounità tettoniche Capenardo, Ramaceto, Forcella (affiorante immediatamente ad Est del Foglio) e Loco. APA (Argille a Palombini); SMG (Scisti Manganesiferi); AMV (Ardesie di Monte Verzi); SZO (Scisti Zonati); SZOa (intercalazioni di pebbly mudstone monogenici, cfr. "olistostroma di Passo della Forcella"); GOT (Arenarie di Monte Gottero); GTT (Argilliti di Giaiette).

DECANDIA & ELTER, 1972; COBIANCHI & VILLA, 1992). In modo subordinato sono presenti granuli monocristallini di quarzo, feldspati, fillosilicati e frammenti di quarzo micro- e finecristallino. Questi strati più grossolani sono abbastanza diffusi nella Sottounità Loco (Zona del Lago Giacopiane, S.S. 586 Località "La Squazza" e SS45 presso il paese di Loco).

La presenza di processi di tipo torbiditi a bassa densità, la geometria piano-parallela degli strati torbiditici, la quasi totale assenza di strutture erosive (sono state riconosciute rarissime controimpronte da corrente del tipo *flute cast* di piccole dimensioni), la prevalenza della *facies* F9 di MUTTI (1992) e la presenza dei livelli emipelagici privi di CaCO_3 fanno ipotizzare per questo tipo di depositi un ambiente di piana bacinale in accordo con quanto già proposto da diversi autori (CASNEDI, 1982; MARINI, 1990).

La parte alta della successione, visibile in Val Lavagna alla base stratigrafica della Sottounità Capenardo, è caratterizzata dalla presenza di strati torbiditici a composizione silicoclastica di spessore medio e sottile. Si tratta di strati in *facies*

F9 di MUTTI (1992) caratterizzati da grande sviluppo di *ripple*, *climbing ripple* e laminazioni piano parallele con evidenze di strutture di tipo *shear sorting* (STOW & BOWEN, 1978, 1980). Queste strutture, indicative di processi di trazione e decantazione, sono tipiche dell'evoluzione finale di flussi torbiditici a bassa densità. La composizione di queste torbiditi, a causa della granulometria compresa fra l'arenite fine o finissima ed il silt, è determinabile solo dal punto di vista qualitativo. Si tratta di areniti silicoclastiche in cui prevalgono granuli monocristallini di quarzo ed in modo subordinato feldspati e fillosilicati. Non sono riconoscibili frammenti litici e sono del tutto assenti frammenti di ofioliti e di rocce carbonatiche. Queste areniti, note in letteratura come "quarzoareniti" sono in realtà classificabili come sub-arcose (PETTJOHN *et alii*, 1972).

Le torbiditi silicoclastiche diventano sempre più frequenti quando ci si avvicina al contatto con la Formazione degli Scisti Mangesiferi che secondo MARRONI & PERILLI (1990) è di tipo stratigrafico per alternanze ed è visibile in bassa Val Lavagna nei pressi del paese di Leivi. La parte basale degli Scisti Mangesiferi (base del Gruppo degli Scisti di Val Lavagna) è per lo più costituito da questo tipo di torbiditi.

Le Argille a Palombini della sezione di Leivi hanno fornito associazioni a Nannofossili calcarei (MARRONI & PERILLI, 1990) caratterizzate dalla presenza di *Braarudosphaera bigelowii* (Grand e Braarud 1935, Deflandre 1947), *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins e Sissingh in Sissingh, 1977), *Cretarhabdus crenilatus* (Bramlette e Martin, 1964), *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966), *Lithastrinus grilli* (Stradner, 1962), *Litraphidites carniolensis* (Deflandre, 1963), *Lucianorhabdus cayeuxii* (Deflandre, 1959), *Micula staurophora* Gardet, 1955) Stradner, 1963), *Prediscosphaera cretacea* (Arkangelsky, 1912) Gartner, 1968), *Quadrum gartneri* (Prins e Perch-Nielsen in Manivit *et alii*, 1977), *Rucinolithus irregularis* (Thierstein in Roth e Thierstein, 1972), *Watznaueria barnesae* (Black in Black e Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968).

Queste associazioni sono indicative del Santoniano (Biozona a *Calculites obscurus*), mentre 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). Le età più vecchie riconosciute all'interno del Foglio danno associazioni dell'Aptiano.

1.2.4.2 – Gruppo degli Scisti di Val Lavagna

1.2.4.2.1 – Scisti Mangesiferi (SMG)

La Formazione degli Scisti Mangesiferi (cfr. Membro di Scurtabò, BRAGA *et alii*, 1973 ed Argilliti di Montanesi, MARINI, 1990) è stata riconosciuta soltanto nella Sottounità Capenardo ed affiora estesamente lungo tutta la Val Lavagna nel settore compreso fra i paesi di Carasco e Gattorna con spessori fino a 300 m. Gli Scisti Mangesiferi sono stati riconosciuti anche in settori più meridionali all'interno dell'Unità Colli/Tavarone (Alta Val di Vara, MARRONI, 1990) e cartografati come "Membro di Scurtabò" da BRAGA *et alii* (1973) e GALBIATI (1976).

Gli Scisti Mangesiferi sono costituiti da una successione torbiditica di tipo pelitico-arenaceo a composizione esclusivamente silicoclastica. Il limite inferiore della formazione è dato dal contatto con la Formazione delle Argille a Palombini mentre il limite superiore è dato dal contatto con le Ardesie di Monte Verzi. L'intera successione, che mostra spessori apparenti di almeno 400m, è caratterizzata da un *trend coarsening upward* molto netto.

La parte basale della successione è caratterizzata da strati torbiditici con spessori da sottile a spesso che possono raggiungere e superare il metro. Il rapporto a/p è sempre minore di 1 e le granulometrie delle basi torbiditiche sono sempre comprese fra l'arenite fine e finissima. La continuità laterale è buona per gli strati più spessi, mentre non è valutabile per gli strati più sottili a causa di una intensa deformazione tettonica. Non sono evidenti fenomeni erosivi alla base degli strati ed anche le impronte da corrente sono molto rare. La parte basale degli strati a granulometria fine mostra laminazioni piano parallele (Td di BOUMA, 1962) e più raramente laminazioni convolute e *ripple* (Tc di Bouma). Fra le strutture post-deposizionali sono molto diffuse bioturbazioni tipo *Chondrites* nella frazione pelitica e piste di limivivori alla base di alcuni strati. Sono state inoltre riconosciute concrezioni all'interno della frazione pelitica in livelli di concentrazione dei carbonati dello spessore massimo di qualche cm. Deve essere messa in evidenza, in questa parte basale della successione, la presenza diffusa di patine mangesifere che conferiscono il tipico aspetto ed il nome a questa formazione. La *facies* F9 di MUTTI (1992) domina nella parte basale degli Scisti Mangesiferi, caratterizzati da sequenze incomplete di Bouma del tipo Tc-e e Td-e. Le *facies* e le strutture riconosciute indicano processi deposizionali del tipo "*low density turbidites*" caratteristici di un ambiente di piana bacinale.

La parte arenitica fine mostra in sezione sottile composizioni dominate da granuli di quarzo ed in modo subordinato da feldspati e fillosilicati; la selezione è buona o molto buona, l'arrotondamento dei granuli di quarzo è sempre molto elevato ed i processi di silicizzazione sono piuttosto diffusi. La microfacies risulta del tutto confrontabile con quella osservata negli strati silicoclastici che caratterizzano il tetto

delle Argille a Palombini.

La parte media e superiore della successione è caratterizzata da un graduale aumento della granulometria massima che passa da fine a media ed in alcuni casi a medio-grossolana. La frazione arenitica di questi strati silicoclastici è classificabile come arcose o subarcose e la composizione modale è confrontabile con quella delle Arenarie di Monte Gottero. Lo spessore degli strati non aumenta molto mentre il rapporto a/p aumenta e si avvicina ad 1. La *facies* prevalente è sempre la F9 (strati piano paralleli, *ripple*, laminazioni convolute e piano parallele), ma in alcuni strati sono presenti intervalli arenitici medio-grossolani scarsamente gradati, talvolta caratterizzati da strutture da fuga di fluidi e con evidenze di basi erosive (*clay chips*, piccoli *scour* basali e controimpronte del tipo *groove cast*) attribuibili alla *facies* F8 di MUTTI (1992). In alcuni casi sono presenti strati in *facies* F8+F9 di arenite medio-grossolana molto mal sortita e ricca in matrice fine che contengono nella parte intermedia dell'intervallo F8 numerosi *clay-chips*. Queste strutture, abbastanza comuni nella parte più alta della successione, possono essere interpretate come l'evoluzione sottocorrente di strutture da impatto. La bioturbazione all'interno della frazione pelitica diminuisce in questa parte della successione fino quasi a scomparire del tutto, piste di nutrimento e movimento di limivori sono invece ancora diffuse alla base degli strati. Concrezioni del tipo *septaria*, confinate nella parte pelitica di alcune torbiditi sono riconoscibili negli strati più spessi, queste concrezioni presentano analogie morfologiche e composizionali con quelle descritte da ANDRI & FANUCCI (1975) nella sezione del Monte Ramaceto.

La presenza di torbiditi a granulometria più grossolana all'interno degli Scisti Mangesiferi era già stata segnalata da CASNEDI (1982), MARRONI (1990) e MARINI (1990), ma non era mai stata messa in evidenza la grande diffusione di queste arenite medio-grossolane che diventano dominanti in prossimità del passaggio stratigrafico con le Ardesie di Monte Verzi. CASNEDI (1982), interpreta la presenza di questi strati come l'arrivo di materiale più prossimale dalla progradante conoide del Monte Gottero. Questa ipotesi è confermata anche da una variazione delle *facies* (da F9 a F8+F9) indicative di settori più prossimi all'area sorgente del materiale silicoclastico o ad una maggiore produzione di detrito da parte dell'area sorgente stessa.

I campionamenti effettuati in questa litofacies durante questo lavoro o in lavori precedenti, mirati alla definizione dell'età degli Scisti Mangesiferi, hanno sempre prodotto campioni sterili. L'età Santoniano superiore - Campaniano inferiore attribuita agli Scisti Mangesiferi è stata ricavata indirettamente da MARRONI & PERILLI (1990) in base all'età delle Argille a Palombini e delle sovrastanti Ardesie di Monte Verzi.

Il limite superiore di questa formazione risulta di difficile collocazione a causa di un passaggio alle Ardesie di Monte Verzi molto graduale. Nel Foglio Bargagli il limite è stato posto in corrispondenza della comparsa della prima torbidite a composizione calcareo-marnosa.

1.2.4.2.2. - Ardesie di Monte Verzi (AMV)

Si tratta di torbiditi pelitico-arenacee caratterizzate dall'alternanza di strati silicoclastici medio spessi e strati calcareo-marnosi spessi e molto spessi, questi ultimi noti con il nome di "Ardesie" o "Lavagna".

La formazione delle Ardesie di Monte Verzi, presenta uno spessore di circa 400 m ed appartiene alla Sottounità Capenardo che affiora su entrambi i lati della media e bassa Val Lavagna. La base della successione è caratterizzata dal passaggio stratigrafico con gli Scisti Mangesiferi, mentre il tetto mostra un passaggio stratigrafico graduale con gli Scisti Zonati (CASNEDI, 1982). La successione stratigrafica delle Ardesie di Monte Verzi è caratterizzata dalla presenza di due differenti tipi di strato torbiditico: uno a composizione silicoclastica ed uno a composizione calcareo-marnosa. La litofacies tipica è data dall'interferenza di questi due tipi di strato mentre le differenti litofacies riconosciute al suo interno (MARINI, 1993) derivano dalle diverse combinazioni fra questi due tipi di strato prodotte dalle variazioni nella sedimentazione dei due differenti tipi di torbiditi.

Contrariamente a quanto descritto in precedenza (CASNEDI, 1982; MARRONI, 1990) la parte silicoclastica di questa litofacies è nettamente prevalente sulla parte calcareo-marnosa che appare volumetricamente più importante a causa del maggior spessore degli strati e dell'intensa attività estrattiva dell'ardesia. Anche nell'area tipo di Monte Verzi la presenza dei livelli calcareo-marnosi è limitata a pochi strati rispetto al grande sviluppo degli strati silicoclastici.

Gli strati silicoclastici presentano una composizione della frazione arenitica del tutto comparabile con quelle degli Scisti Mangesiferi e delle Arenarie di Monte Gottero. Il trend *coarsening upward* riconosciuto negli Scisti Mangesiferi prosegue all'interno di questa litofacies, relativamente agli strati a composizione silicoclastica, e si assiste ad un ulteriore cambiamento delle *facies* indicative di ambienti sempre più prossimi all'area sorgente. Lo spessore di questi strati varia da sottile a spesso, ma sono presenti anche strati di spessore nettamente superiore al metro (fino a 5m nelle sezioni di Monte Verzi e di Orero). Il rapporto a/p è generalmente minore o molto minore di 1. La *facies* dominante nelle torbiditi silicoclastiche continua ad essere la F9, ma nella parte sommitale della successione sono presenti anche associazioni F8+F9 e in modo subordinato F5+F9. La capacità erosiva degli strati è evidenziata da piccoli *scours* basali, da strati amalgamati, dalla presenza di *clay chips* all'interno della *facies* F8 e da piccoli intervalli "caotici" sempre all'interno della *facies* F8 o F5 che possono essere interpretati come il prodotto di strutture da impatto. Fra le strutture sedimentarie post-deposizionali sono state riconosciute bioturbazioni localizzate alla base degli strati in *facies* F9 e concrezioni diagenetiche del tipo *septarie*.

Gli strati di "ardesie" si riconoscono facilmente per la presenza di una frazione

pelitica a composizione calcareo-marnosa molto potente e nettamente prevalente sulla frazione arenitica ($a/p < 1$). Lo spessore degli strati varia da medio a spesso fino a molto spesso (alcuni strati sfruttati per l'estrazione dell'ardesia superano i 10m). La frazione arenitica ha granulometria che difficilmente raggiunge la taglia dell'arenite media, solitamente si tratta di areniti fini o finissime. La composizione di questi strati è di tipo misto dominata da quarzo e fillosilicati monocristallini, ma con presenza importante di frammenti carbonatici micritici ($>20\%$ dell'ossatura) del tutto assenti negli strati silicoclastici. Nonostante lo spessore questi strati sono costituiti da *facies* di tipo F9 e generalmente caratterizzati da sequenze incomplete Td-e della sequenza di Bouma. In modo subordinato sono presenti *ripple* e laminazioni ondulate (Tc di Bouma). Il tetto della frazione pelitica è talvolta caratterizzato da livelli emipelagici di spessore $<5\text{cm}$ privi di CaCO_3 .

L'età di questa successione è stata determinata da MARRONI & PERILLI (1990) nella località tipo in base a una ricca associazione a Nannofossili Calcarei provenienti dalla frazione pelitica delle ardesie. Questa associazione è costituita da *Aspidolithus parvus*, (Stradner, 1963) Noel, 1969), *Biscutum blackii* (Gartner, 1968), *Braarudosphaera bigelowii* (Grand e Braarud 1935, Deflandre 1947), *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins e Sissingh in Sissingh, 1977), *Cyclagelosphaera margerelii* (Noel, 1965), *Cretarhabdus crenulatus* (Bramlette e Martin, 1964), *Criboosphaerella ehrenbergii* (Arkangelsky, 1912) Deflandre in Pivetau, 1952), *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968), *Eiffellithus turiseiffeli* (Deflandre in Deflandre e Fert, 1954) Reinhardt, 1965), *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966), *Kamptnerius magnificus* (Deflandre, 1959), *Lithastrinus grillii* (Stradner, 1962), *Litraphidites carniolensis* (Deflandre, 1963), *Lucianorhabdus caveuxii* (Deflandre, 1959), *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit, 1965 (Thierstein, 1971), *Microrarhabdus decoratus* (Deflandre, 1959), *Micula stauraphora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963), *Parabolithus embergeri* (Noel, 1965), Stradner, 1963), *Praediscosphaera cretacea* (Arkangelsky, 1912) Gartner, 1968), *Praediscosphaera spinosa* (Bramlette e Martini, 1964) Gartner, 1969), *Quadrum gartneri* (Prins e Perch-Nielsen in Manivit *et alii*, 1977), *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen, 1968), *Rucinolithus irregularis* (Thierstein in Roth e Thierstein, 1972), *Tranolithus orionatus* (Reinhardt, 1966) Perch-Nielsen, 1968), *Vagalapilla matalosa* (Stover, 1966) Thierstein, 1973), *Watznaueria barnesae* (Black in Black e Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968), *Zygodiscus diplogrammus* ((Deflandre) Gartner, 1969). In base a questa associazione le Ardesie di Monte Verzi possono essere considerate come non più vecchie del Campaniano inferiore (biozona ad *Aspidolithus parvus*).

1.2.4.2.3. - Scisti Zonati (SZO)

La formazione degli Scisti Zonati è presente nella Sottounità Ramaceto, che affiora principalmente lungo le Valli di Malvaro e di Boasi e nei pressi dei paesi di Roccatagliata e di Neirone. Gli Scisti Zonati sono molto diffusi anche nei settori adiacenti il Foglio Bargagli all'interno dell'Unità Colli Tavarone e della stessa Unità Gottero (Monte Zatta, Monte Ghiffi, Punta Mesco, Val di Vara, etc.).

Gli Scisti Zonati presentano un spessore di circa 400 m e sono costituiti da torbiditi sottili a composizione silicoclastica che raramente superano i 50 cm di spessore. Il rapporto a/p è mediamente uguale a 1. La geometria degli strati appare piano-parallela anche se la deformazione molto intensa impedisce di riconoscere questa caratteristica su distanze superiori a qualche decina di metri. Fra le caratteristiche stratigrafiche principali vanno evidenziate la granulometria fine o finissima dell'intervallo arenitico, il *sorting* buono, la sostanziale mancanza di superfici erosionali, la presenza diffusa di sequenze di Bouma incomplete del tipo Tc-e e Td-e ed la buona diffusione di strutture legate a decantazione più trazione quali *ripple*, *climbing ripple* e *shear sorting*.

All'interno degli Scisti Zonati la *facies* F9a (MUTTI, 1992) risulta prevalente e le torbiditi possono essere interpretate come legate a correnti di torbidità a bassa densità tipiche degli ambienti torbiditici molto distali (piana bacinale e/o frangia di conoide). La base stratigrafica di questa unità è rappresentata dalle Ardesie di Monte Verzi (CASNEDI, 1982; VAN ZUTPHEN *et alii*, 1985; THIO & VAN WAMEL, 1990), anche se il passaggio stratigrafico non è mai ben esposto. Abbastanza chiari sono invece i rapporti stratigrafici con la sovrastante formazione delle Arenarie di Monte Gottero. Passaggi stratigrafici fra le due unità sono bene esposti sulle pendici settentrionali del Monte Ramaceto, al Monte Caucaso ed al Monte Carpena (CASELLA & TERRANOVA, 1963; BONI *et alii*, 1968; MARINI, 1991). Nell'area studiata sono pure evidenti rapporti di tipo laterale fra queste due unità che caratterizzano tutto il lato sinistro dell'alta Val Lavagna.

Nella zona a nord-ovest di Monte Ramaceto è molto ben evidente il passaggio stratigrafico per alternanze fra gli Scisti Zonati ed alcuni corpi arenitici grossolani con composizione analoga a quella delle Arenarie di Monte Gottero che CASNEDI (1982) interpreta come delle prime frange di conoide che precedono la messa in posto del grosso corpo arenaceo del Monte Ramaceto. In questo settore sono state riconosciute anche strutture da impatto di alcune di queste torbiditi su di un substrato di torbiditi sottili tipo Scisti Zonati che vengono strappati, erosi ed incorporati dalle torbiditi più grossolane dotate di una buona capacità erosiva.

Gli Scisti Zonati sono caratterizzati da alcune intercalazioni di *pebbly-mudstone* (**SZOa**) derivati dallo smantellamento di una successione di tipo Argille a Palombini. Queste intercalazioni, presenti alla base occidentale del Monte Pagliaro e sopra

il paese di Roccatagliata, sono note in letteratura come “Olistostroma di Passo della Forcella” (FIERRO & TERRANOVA, 1963; PASSERINI, 1965; NAYLOR, 1981). Si tratta di depositi prossimali classificabili sulla base della grande quantità di matrice pelitica presente, della tessitura fango sostenuta e della scarsa presenza di fenomeni erosivi basali, come il prodotto di *cohesive debris flow* (*facies* F1, MUTTI, 1992) ed in modo subordinato *hyperconcentrated flow* (*facies* F2, MUTTI, 1992). La composizione di questi olistostromi è caratterizzata principalmente da clasti centimetrici e decimetrici subarrotondati di calcari micritici derivati da una successione tipo Argille a Palombini e da subordinati clasti di siltiti silicoclastiche derivate chiaramente dagli stessi Scisti Zonati. I corpi affioranti nel Foglio Bargagli hanno spessori che raggiungono i 20-30 m, ma non è da escludere che questo spessore rappresenti il prodotto di diversi eventi.

All'interno degli Scisti Zonati, in corrispondenza degli affioramenti ad est del Monte Ramaceto, sono state riconosciute delle torbiditi di spessore sottile a composizione calcarea la cui presenza era già stata segnalata nei lavori di FIERRO & TERRANOVA (1963) e CASELLA & TERRANOVA, (1963). L'analisi in sezione sottile di questi livelli ha messo in evidenza caratteristiche diverse dalle torbiditi silicoclastiche che contraddistinguono gli Scisti Zonati: granulometria arenitica medio-grossolana, tessitura moderatamente classata, composizione costituita principalmente da frammenti carbonatici micritici tipo Argille a Palombini ed intraclasti siltitici silicoclastici derivati dagli stessi Scisti Zonati. Il livello a granulometria medio-grossolana è rappresentato dall'intervallo Ta della sequenza di Bouma (F8 di MUTTI, 1992) mentre la parte superiore dello strato può essere classificata come una *facies* F9. La composizione e la *facies* di queste torbiditi fanno ipotizzare la loro derivazione dai *cohesive debris flow* descritti in precedenza e potrebbero rappresentare la loro naturale evoluzione sottocorrente in una evoluzione di *facies* del tipo F1→F2→F3→F8→F9.

L'età del tetto degli Scisti Zonati è stata attribuita da MARRONI & PERILLI (1990) nel vicino settore del Monte Zatta (presso il contatto stratigrafico con le Arenarie di Monte Gottero) all'intervallo Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore sulla base della presenza di Nannofossili calcarei (*Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins e Sissingh in Sissingh, 1977), *Eiffelithus eximius* (Deflandre in Deflandre e Fert, 1954) Reinhardt, 1965), *Lucianorhabdus cayeuxii* (Deflandre, 1959), *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963), *Quadrum gothicum* (Deflandre, 1959) Prins e Perch-Nielsen in Manivit *et alii.*, 1977).

1.2.4.3. - Arenarie di Monte Gottero (GOT)

Le Arenarie di Monte Gottero (cfr. Arenarie Superiori, Arenarie del Monte Ramaceto, Arenarie del Monte Zatta, Arenarie del Monte Molinatico) affiorano

estesamente nell'area del Monte Ramaceto e sul lato sinistro della Val Lavagna, nel settore compreso fra Monte Carpena e Monte Caucaso ed i paesi di Gattorna e Lorsica, sempre all'interno della Sottounità Capenardo dove possono raggiungere uno spessore massimo di circa 1000 m. Gli studi fino ad oggi realizzati hanno messo in evidenza come questa successione sia caratterizzata da torbiditi arenaceo-pelitiche a composizione silicoclastica (arcose e subarcose), contraddistinte da alti valori del rapporto a/p (sempre maggiore di 1), granulometria arenitica grossolana e ruditica, strati spessi e molto spessi, geometrie piano-parallele e prevalenza degli intervalli Ta-e e Tb-e della sequenza di Bouma (PAREA, 1964, 1965; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; CASNEDI, 1982; NILSEN & ABBATE, 1976, 1983; MARINI, 1991, 1992, 1994).

Tutti gli Autori che si sono occupati di questo sistema deposizionale (PAREA, 1965; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; CASNEDI, 1982; NILSEN & ABBATE, 1976, 1983; ABBATE & SAGRI, 1982; MARINI, 1991, 1992, 1994) sono concordi nel ritenerlo il prodotto di una conoide progradante sulla base dei modelli proposti da MUTTI & RICCI LUCCHI (1972). Alcuni autori (NILSEN & ABBATE, 1983 e MARINI, 1991, 1994) riconoscono all'interno del sistema torbiditico le diverse associazioni di *facies* che caratterizzano i diversi ambienti deposizionali caratteristici di una conoide con la presenza di cicli di progradazione e retrogradazione anche alla scala dell'intero sistema deposizionale (MARINI, 1991). In particolare NILSEN & ABBATE (1983) riconoscono nell'attuale disposizione degli affioramenti di Arenarie di Monte Gottero della Liguria orientale, dell'Emilia-Romagna e della Toscana settentrionale una coerenza con la disposizione geometrica originaria della "Conoide del Monte Gottero" attiva nel Cretacico superiore. Questi autori, sulla base dell'analisi di *facies* e dello studio delle paleocorrenti, ricostruiscono la paleomorfologia della conoide riconoscendo associazioni di *facies* caratteristiche di: *inner fan*, *middle fan*, *outer fan* e *basin plain*.

Sulla base dei dati sulla composizione della frazione arenitica (PAREA, 1964; MALESANI, 1966; VALLONI & ZUFFA, 1984; VAN DE KAMP & LEAKE, 1994) e dei minerali pesanti (GAZZI, 1965a-b e WILDI, 1985) la maggior parte degli autori ritiene che l'area sorgente della conoide fosse ubicata nel Massiccio Sardo-Corso o nel Blocco Iberico mentre differenti opinioni si hanno sull'interpretazione del *setting* geodinamico in cui si sedimentava il sistema deposizionale: *trench-slope* (NILSEN & ABBATE 1983; MARRONI, 1990), *trapped crust* (ABBATE & SAGRI, 1982; TREVES, 1984; PRINCIPI & TREVES, 1984; SESTINI *et alii*, 1986; GARDIN *et alii*, 1994), sul margine interno di una scarpata (SAGRI & MARRI, 1980) o vicino al margine passivo europeo (ELTER & MARRONI, 1991; ELTER, 1993).

All'interno della successione sono riconoscibili strati da spessi a molto spessi a banchi (fino a 3m), rapporto $a/p \gg 1$, granulometrie da ruditiche medio-fini ad arenitiche medio-grossolane, presenza diffusa di strutture erosive basali (piccoli *scour*, strati amalgamati, larga diffusione di intraclasti pelitici e arenitici erosi dal

substrato, impronte da corrente di tipo *groove-cast* e strutture da impatto), *sorting* moderato, gradazione diretta o in alcuni casi assenza di gradazione, sequenze di Bouma incomplete di tipo Ta, Ta-d e Ta-c, strutture da sfuggita di fluidi diffuse. La messa in posto di questi strati può essere attribuita a meccanismi deposizionali di tipo torbidity ad alta densità ed indicano una deposizione in massa in una zona ad alta efficienza del sistema deposizionale in cui si depositavano essenzialmente sabbia e ghiaia. Le caratteristiche stratigrafiche di questa parte della sezione risultano compatibili con un ambiente di lobo di conoide secondo quanto ipotizzato da CASNEDI (1982). A questo tipo di associazioni si alternano successioni di strati di spessore medio a granulometria arenitica medio-grossolana caratterizzati da geometrie piano parallele e da un rapporto a/p mediamente uguale ad 1. Gli strati sono caratterizzati da sequenze incomplete di Bouma Tb-e, Tc-e ed in modo subordinato da sequenze complete Ta-e. La scarsa presenza di strutture erosive è concentrata all'interno di questi ultimi strati ed è costituita da controimpronte di fondo e da clasti intraformazionali. Questi strati sono attribuibili a correnti di torbidity a bassa densità e le loro caratteristiche sono state interpretate come il risultato di una deposizione in un ambiente di frangia di lobo. L'insieme della successione è caratterizzato dall'alternarsi di associazioni di lobo ed associazioni di frangia che rappresentano le fasi di attivazione e disattivazione della conoide.

Le Arenarie di Monte Gottero sono caratterizzate da una composizione di tipo arcocoso. Nell'ossatura sono riconoscibili frammenti di quarzo e feldspati ed in quantità subordinate da frammenti di rocce granitoidi, rocce metamorfiche di basso grado, vulcaniti acide e rari frammenti carbonatici di piattaforma (*grainstone* ad ooliti e peloidi). Nella parte alta della successione in prossimità del passaggio con le Argilliti di Giaietto sono stati recentemente riconosciuti strati arenitici contenenti frammenti di ofioliti (PANDOLFI, 1997).

Gli studi biostratigrafici effettuati sulla successione delle Arenarie di Monte Gottero in alta Val di Vara indicano un'età Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore per il passaggio agli Scisti Zonati (MONECHI & TREVES, 1984; MARRONI & PERILLI, 1990). Sempre in Val di Vara, MARRONI & PERILLI (1990) hanno rinvenuto al tetto della formazione una associazione paleocenica caratterizzata dalla presenza di *Taracosphaera saxea* (Stradner, 1961), *Taracosphaera operculata* (Bramlette e Martini, 1964), *Chiasmolithus* sp. (Hay, Mohler e Wade, 1966), *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1870), *Biantolithus* sp. (Bramlette e Martini, 1964) in associazione con nannofossili cretacici rimaneggiati. Questa datazione conferma l'assegnazione al Paleocene inferiore del tetto della Formazione delle Arenarie di Monte Gottero effettuata da PASSERINI & PIRINI (1964) in base al contenuto in microforaminiferi.

1.2.4.4. - Argilliti di Giaiette (*GTT*)

Le Argilliti di Giaiette (cfr. Scisti del Bocco, Argilloscisti di Giaiette o Giariette ed Argilloscisti di Cichero) rappresentano la formazione più giovane della successione di tipo ligure interno (Paleocene inferiore, PASSERINI & PIRINI, 1964; GALBIATI, 1968; MONECHI & TREVES, 1984; MARRONI & PERILLI, 1990) e sono costituiti da strati torbiditici pelitico-arenacei sottili a composizione silicoclastica a cui si intercalano depositi clastici grossolani, contenenti ofioliti, che rimaneggiano principalmente una successione di tipo ligure interno.

Le Argilliti di Giaiette affiorano nel Foglio Bargagli a nucleo della sinclinale del Monte Ramaceto con spessori massimi di 200 m. Questa formazione affiora estesamente anche nei settori ad est del Foglio Bargagli in corrispondenza dei rilievi del Monte Zatta e del Monte Ghiffi. Nel Dominio Ligure Interno al tetto dell'Unità Colli/Tavarone è stata riconosciuta una unità analoga (Formazione di Colli/Tavarone, DECANDIA & ELTER, 1972) che è stata correlata (PERTUSATI, 1972) agli Argilliti di Giaiette. Litofacies correlabili alle Argilliti di Giaiette ed alla Formazione di Colli/Tavarone affiorano anche nel settore dell'alta Val Trebbia nelle Unità Portello e Vermallo (Formazione di Cassinghen e Formazione di Monte Lavagnola; PANDOLFI & MARRONI, 1996).

All'interno delle Argilliti di Giaiette sono riconoscibili differenti litofacies, non cartografabili alla scala 1:50.000, che sono state ritenute indicative di un ambiente sedimentario di scarpata (*lower slope*, TREVES, 1984; MARRONI, 1990) o di piana bacinale (CASNEDI, 1982; MARINI, 1991). Secondo PERTUSATI (1972) il contatto fra le Argilliti di Giaiette e le Arenarie di Monte Gottero è di tipo stratigrafico discordante; questi rapporti sono visibili sia a scala dell'affioramento (Passo del Bocco, Monte Ramaceto) sia alla scala regionale in quanto Argilliti di Giaiette e Formazione di Colli/Tavarone riposano sia sulle Arenarie di Monte Gottero che sulle formazioni degli Scisti di Val Lavagna e delle Argille a Palombini. CASNEDI (1982) e MARINI (1994) ritengono invece questo contatto concordante ed indicativo della chiusura del ciclo di retrogradazione della "Conoide del Gottero"; pertanto questa formazione assumerebbe lo stesso significato delle Argille a Palombini e di parte degli Scisti Manganesiferi (cfr. Argilliti di Montanesi e Argilliti del Monte Vallai di MARINI, 1992).

Nel settore del Foglio Bargagli la Formazione delle Argilliti di Giaiette è caratterizzata da una associazione di *facies* molto complessa e spesso di difficile interpretazione. In modo schematico nella sezione del Monte Ramaceto è possibile dividere le Argilliti di Giaiette in due gruppi di *facies*: il primo è dominato da torbiditi sottili pelitico arenacei (Td-e e Tc-e di BOUMA, 1962) a composizione silicoclastica ed a granulometria arenitica fine depositate attraverso correnti di torbidità a bassa densità (*facies* F9 di MUTTI, 1992). Nel secondo gruppo prevalgono depositi clastici

grossolani (*pebbly mudstone*, *pebbly sandstone*, *slide block*, argilliti; cfr. olistostromi ed olistoliti, ABBATE *et alii*, 1970) che sono attribuibili a meccanismi deposizionali di tipo *cohesive debris flow*, *hyperconcentrated flow* e subordinatamente *gravelly high density turbidity current*. La *facies* F2 è nettamente prevalente, ma sono stati riconosciuti depositi di tipo F1, F3 e F4. I rapporti fra questi due gruppi di *facies* sono molto complessi e spesso porzioni di successione di torbiditi pelitico arenacee costituiscono degli *slide-block*, mentre *pebbly-mudstone* possono trovarsi intercalati all'interno delle torbiditi pelitico arenacee che sono caratterizzate da strutture da impatto e vistosi fenomeni di *slumping*.

Da un punto di vista compositivo deve essere messo in evidenza che le torbiditi in *facies* F9 presentano composizione silicoclastica dominata da quarzo (subarcose) e in modo subordinato da feldspati. Una analisi petrografica qualitativa mostra composizioni confrontabili con le Arenarie di Monte Gottero. Il secondo gruppo di depositi è invece dominato da materiale derivato da una successione di tipo ligure interno.

Fra il materiale detritico presente le Argille a Palombini (sia come clasti nei *pebbly-mudstone* che come *slide-block*) sono nettamente prevalenti, ma sono stati rinvenuti clasti di serpentiniti, basalti, radiolariti e areniti di composizione analoga a quella delle Arenarie di Monte Gottero (cfr. anche PERTUSATI, 1972).

La frazione argillitica domina, dal punto di vista volumetrico, queste *facies*. All'interno delle *facies* F1, F2 e F3 le argilliti sono chiaramente rimaneggiate (Argille a Palombini?) e sarebbe forse più corretto parlare di *pebbly-sandstone* in cui la matrice è costituita da clasti di taglia arenitica a composizione argillitica; in altri casi l'argillite non sembra rimaneggiata e spesso appaiono colorazioni caratteristiche (rosse, verdi e nere) note in letteratura come "Argilliti Varicolori" o "Scisti Policromi". L'aspetto varicolore di queste *facies* argillitiche mostra però una chiara origine post-deposizionale legata alla circolazione dei fluidi durante la diagenesi e raramente le zonature colorate coincidono con la stratificazione.

Alcune sezioni di dettaglio al Monte Ramaceto hanno messo in evidenza la presenza di una discordanza angolare fra Arenarie di Monte Gottero e Argilliti di Giaiette in accordo da quanto osservato da PERTUSATI (1972). Il contatto, sebbene tettonizzato in alcuni punti, conserva ancora la giacitura originaria e può essere considerato di tipo stratigrafico.

Le Argilliti di Giaiette hanno fornito nella località tipo associazioni di microforaminiferi indicativi sia di età cretache (BARBIERI, 1964) che di età paleoceniche basali (PASSERINI & PIRINI, 1964). I campioni per Nannoplancton Calcareo prelevati in questa formazione nella sezione del Monte Ramaceto sono risultati sterili o hanno dato forme indicative di età cretache inferiori (si tratta molto probabilmente di marne associate a *slide-block* di Argille a Palombini).

1.3. - UNITÀ TETTONICHE LIGURI ESTERNE

1.3.1. - UNITÀ TETTONICA OTTONE

Questa unità tettonica affiora esclusivamente nel settore nord-orientale del Foglio Bargagli, per una estensione di circa 50 km². I principali affioramenti si trovano lungo la Val Trebbia in corrispondenza dei paesi di Pietranera, Rovegno, Casanova e Fontanigorda. L'Unità Ottone è sovrascorsa dalla Sottounità Loco facente parte dell'Unità Gottero.

L'Unità Ottone è caratterizzata da una successione stratigrafica del Cretaceo superiore (fig. 10) 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 Bargagli affiora esclusivamente il Complesso di Casanova che rappresenta la parte inferiore della successione stratigrafica dell'unità Ottone. Nel

Foglio Bedonia il Complesso di Casanova passa stratigraficamente per alternanze al Flysch di Ottone. L'origine di questo complesso viene messa in relazione (BERTOTTI *et alii*, 1986; ELTER *et alii*, 1991) 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

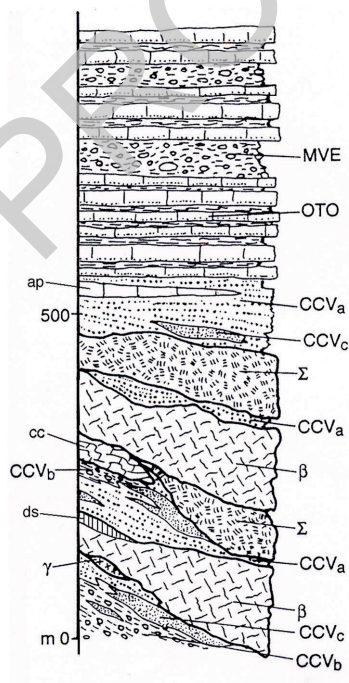


Fig. 10 - Colonna stratigrafica schematica relativa alla successione dell'Unità tettonica Ottone. Complesso di Casanova (Complessi di base Auctt.): CCVa (Arenarie ofiolitiche cfr. Arenarie di Casanova Auctt.); CCVb (Brecce di S. Maria Auctt., brecce mono- e poligeniche a tessitura matrice sostenuta); CCVc (brecce poligeniche a tessitura clasto sostenuta). OTO (Flysch di Ottone). MVE (Complesso di Monte Veri). Sono indicati olistoliti formati da: basalti (□), ultramafiti serpentizzati (▤), granitoidi (▥), radiolariti (▦), Calcari a Calpionelle (▧) ed Argille a Palombini (▨). Flysch di Ottone e Complesso di Monte Veri non affiorano nell'area del Foglio.

delle torbiditi del Flysch ad Elmintoidi; compaiono così eteropici al Flysch di Ottone i depositi del Complesso di Monte Veri (MECCHERI, 1975; BERTOTTI *et alii*, 1986; ELTER *et alii*, 1991), che affiorano nel contiguo Foglio Bedonia.

1.3.1.1. - *Complesso di Casanova (CCV)*

Nel Complesso di Casanova (cfr. Complesso di Monte Penna/Casanova) (PASSERINI, 1962, 1965; MAXWELL, 1964; MARINI & TERRANOVA, 1979, 1980; 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 litotipi provenienti dallo smantellamento di una sequenza ofiolitica giurassica e della relativa copertura sedimentaria. In particolare gli olistoliti sono rappresentati da ultramafiti, generalmente lherzoliti tettoniche totalmente o parzialmente serpentinnizzate, oficalciti, gabbri, basalti, Diaspri, Calcari a Calpionelle, Argille a Palombini e granitoidi. Nelle porzioni periferiche degli olistoliti, che possono raggiungere dimensioni chilometriche e spessori fino a 200m, sono presenti breccie clasto sostenute con scarsa matrice arenacea generalmente monogeniche e con clasti da angolari a subangolari.

Il Complesso di Casanova è costituito da depositi torbiditici e da depositi da scivolamenti in massa e flussi gravitativi (colate di detrito) che nell'area del Foglio raggiungono spessori di 500 m.

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 (VALLONI & ZUFFA, 1984; DI GIULIO & GEDDO, 1990). Sono frequenti le 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 di Ottone, non affiorante nel Foglio, sono presenti strati generalmente spessi di torbiditi calcareo-marnose a base arenitica fine e con rapporto $a/p \ll 1$. Gli affioramenti più tipici si ritrovano nel Torrente Pescia e lungo la "Cresta di Uomo e Donna", nei pressi del paese di Casanova.

Breccie mono- e poligeniche a matrice pelitica (CCV_b) (Breccie di S. Maria *Auctt.*). Sono prevalenti le breccie 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 subarrotondati con

dimensioni da decimetrica a centimetrica. Le breccie poligeniche (*CCV_b*) presentano clasti eterometrici di Argille a Palombini ed in subordine di basalti, ultramafiti più o meno serpentinizate, oficalciti, gabbri, graniti, diaspri e Calcari a Calpionelle. Nell'insieme queste litofacies sono costituite dalla sovrapposizione di strati molto spessi e banchi a geometria lenticolare con estensione di qualche decina di metri. Gli affioramenti tipici si ritrovano in prossimità del paese di Casoni.

Breccie poligeniche a matrice arenitica (CCV_a). 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 metro fino a qualche decimetro, con forme angolari-subangolari, e dal decimetro fino al centimetro con clasti subangolari-subarrotondati. Dal punto di vista composizionale prevalgono i clasti riferibili ai basalti e alle Argille a Palombini; subordinatamente sono presenti serpentiniti, oficalciti, gabbri, graniti, radiolariti, Calcari a Calpionelle e *soft clast* di Arenarie ofiolitiche. Presso il Monte Roccabruna si ritrovano estesi affioramenti di questa litofacies.

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 breccie 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 breccie 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).

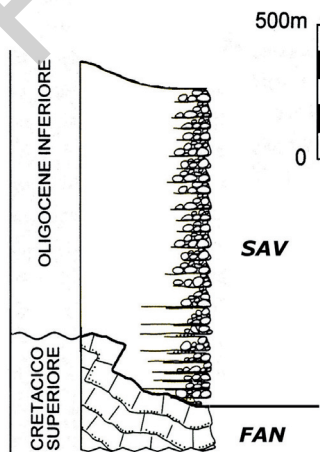
Il Complesso di Casanova è stata riferita da MARRONI & PERILLI (1992) alla biozona ad *Aspidolithus parvus*, del Campaniano inferiore in base a ricche associazioni presenti nelle intercalazioni marnose rinvenute all'interno delle Arenarie ofiolitiche immediatamente ad est dei paesi di Fontanigorda e Casanova. Questa associazione è costituita da *Aspidolithus parvus*, (Stradner, 1963) Noel, 1969), *Biscutum blackii* (Gartner, 1968), *Braarudosphaera bigelowii* (Grand e Braarud 1935), Deflandre (1947), *Broinsonia enormis* (Shumenko, 1968) Manivit (1971), *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins e Sissingh in Sissingh, 1977), *Cretarhabdus crenulatus* (Bramlette e Martin, 1964), *Cribrospheraella ehrenbergii* (Arkangelsky, 1912) Deflandre in Pivetau, 1952), *Eiffelithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968), *Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre in Deflandre e Fert, 1954) Reinhardt, 1965), *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966), *Lucianorhabdus cayeuxii* (Deflandre, 1959), *Microrarhabdus decoratus* (Deflandre, 1959), *Miculastaurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963), *Praediscosphaera cretacea* (Arkangelsky, 1912) Gartner, 1968, *Quadrum gartneri* (Prins e Perch-Nielsen in Manivit *et alii*, 1977), *Rucinolithus irregularis* (Thierstein in Roth e Thierstein, 1972), *Tranolithus orionatus* (Reinhardt, 1966) Perch-Nielsen, 1968), *Watznaueria barnesae* (Black in

Black e Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968), *Zygodiscus diplogrammus* ((Deflandr) Gartner, 1969). Alla stessa biozona può riferirsi il passaggio al sovrastante Flysch di Ottone, che avviene in un'area immediatamente ad est del Foglio Bargagli.

2. - SUCCESSIONE DEL BACINO TERZIARIO PIEMONTESE

Il Bacino Terziario Piemontese 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 l'Appennino Vogherese a nord. Queste successioni possono raggiungere spessori di oltre 4000m e rappresentano il riempimento di un bacino di tipo episuturale (MUTTI *et alii*, 1995 *cum bibl.*) sviluppatosi fra l'Eocene superiore ed il Miocene superiore al di sopra dell'edificio strutturale Mesoalpino (cfr. Successione Epimesoalpina di MUTTI *et alii*, 1995). L'intero bacino è suddiviso in due principali settori, occidentale ed orientale all'altezza della linea Sestri-Voltaggio, caratterizzati da due diverse evoluzioni stratigrafiche (MUTTI *et alii*, 1995).

Il settore orientale del Bacino Terziario Piemontese (la cui estremità meridionale affiora all'interno del Foglio Bargagli) risulta compreso fra le linee Sestri-Voltaggio e Villalvernia-Varzi e poggia attraverso una importante superficie discordante sulle unità Antola e sulle unità liguri della Zona Sestri-Voltaggio (CORTESOGNO & HACCARD, 1979, 1986; MARINI, 1981). Nel settore orientale del Bacino Terziario Piemontese viene registrata una evoluzione di tipo regressivo tra l'Eocene superiore e l'Oligocene inferiore ed una successiva evoluzione trasgressiva che si protrae fino al Miocene.



La fase regressiva è documentata dal passaggio da depositi emipelagici (Marne di Monte Piano) e torbiditi di mare profondo (Arenarie di Ranzano *p.p.*) a depositi di Piattaforma (Arenarie di Ranzano *p.p.*) fino a potenti successioni conglomeratiche di età oligocenica inferiore, noti in letteratura come Conglomerati di Savignone (BELLINZONA *et alii*, 1971). I depositi epimesoalpini affioranti nel Foglio Bargagli appartengono a questa formazione (fig. 11).

Fig. 11 - Colonna stratigrafica schematica della successione dei Conglomerati di Savignone e rapporti con la sottostante Formazione di Monte Antola. SAV (Conglomerati di Savignone); FAN (Formazione di Monte Antola).

2.1. – CONGLOMERATI DI SAVIGNONE (SAV)

I depositi del Bacino Terziario Piemontese sono rappresentati nel Foglio Bargagli dai Conglomerati di Savignone (BELLINZONA *et alii*, 1971). I principali affioramenti sono localizzati nell'estremità nord-occidentale del Foglio Bargagli nel settore compreso fra gli abitati di Montemaggio, Sorrivi e Crocefieschi con spessori che raggiungono i 400 m.

I Conglomerati di Savignone, che affiorano estesamente nel settore orientale del Bacino Terziario Piemontese, costituiscono una successione sedimentata nell'Oligocene inferiore, che, nell'area immediatamente a nord del Foglio Bargagli, raggiunge uno spessore di oltre 2000 m. Questi depositi, interpretabili come la porzione sottomarina di sistemi di *fan-delta* (GELATI & GNACCOLINI, 1978; GNACCOLINI, 1974, 1982, 1988; DI BIASE, 1998) poggiano, attraverso una superficie di discordanza, sulla successione marina Marne di Monte Piano - Arenarie di Ranzano (Eocene superiore) che registra una fase regressiva testimoniata dal passaggio da depositi marini profondi a depositi di piattaforma. Localmente, i Conglomerati di Savignone poggiano direttamente sull'Unità Antola (Formazione di Monte Antola e Argilli di Pagliaro, Cretacico superiore - Paleocene) e sono a loro volta ricoperti da depositi torbiditici relativamente più profondi (Formazione di Monastero, Oligocene inferiore) che testimoniano l'inizio di una nuova fase trasgressiva, documentata alla scala dell'intero Bacino Terziario Piemontese (LORENZ, 1969). All'interno del Foglio Bargagli i Conglomerati di Savignone poggiano direttamente sulla Formazione di Monte Antola, il contatto discordante non è mai visibile in affioramento.

I Conglomerati di Savignone sono costituiti da bancate di spessore da metrico a plurimetrico di conglomerati disorganizzati o scarsamente stratificati a cui si intercalano lenti discontinue di spessore da decimetrico a metrico di areniti massive o laminate (GELATI & GNACCOLINI, 1978; DI BIASE, 1998). La tessitura degli strati è generalmente clasto-sostenuta ed in modo subordinato matrice-sostenuta, talvolta sono riconoscibili gradazioni poco sviluppate, sia dirette che inverse; i ciottoli presentano una classazione scarsa con dimensioni che possono superare il metro e con forme da sub-angolari ad arrotondate.

Lo studio stratigrafico-sedimentologico realizzato nell'area immediatamente a nord del Foglio Bargagli (Settore della Val Borbera; DI BIASE, 1998) ha permesso di ricostruire l'evoluzione stratigrafica della successione conglomeratica e le relazioni latero-verticali delle unità distinte all'interno della stessa. Questo studio, integrato con l'analisi petrografica al microscopio ottico della frazione arenitica e l'analisi modale sul terreno dei conglomerati, ha evidenziato (DI BIASE & PANDOLFI, 1999) che all'interno del Conglomerato di Savignone è presente 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.

La parte di Conglomerati di Savignone affiorante nel Foglio Bargagli presenta una composizione quasi monogenica caratterizzata da litotipi calcarei non metamorfici (*mudstone* e *wackestone*) e areniti a composizione ibrida derivati da una successione ligure riconducibile alla successione dell'Unità Antola. Sono inoltre presenti frammenti di rocce derivate da una sequenza ofiolitica (serpentiniti, basalti e radiolariti) caratterizzata da bassissimo grado metamorfico (cfr. unità Montebore 1, Montebore 2, Borbera di DI BIASE, 1998). Nell'area rilevata non sono stati riconosciuti nel conglomerato elasti derivati da rocce metamorfiche di alta pressione e bassa temperatura, che caratterizzano invece la parte superiore dei Conglomerati di Savignone.

3. – DEPOSITI QUATERNARI

3.1. – TILL INDIFFERENZIATO (**c1**)

Depositi glaciali, di probabile età Wurmiana sono stati riconosciuti nel settore di Fontanigorda. Il riconoscimento di questi depositi è tuttavia ostacolato dall'importante rielaborazione olocenica. In particolare molti depositi di origine glaciale sono stati successivamente rielaborati da processi fluviali e da movimenti franosi che ne hanno obliterato le forme e le caratteristiche primarie. Si tratta di depositi matrice sostenuti costituiti da limi e sabbie limose in cui sono dispersi ghiaie e blocchi che possono raggiungere dimensioni metriche ed in qualche caso, decametriche (alcuni "massi erratici" sono riconoscibili nell'area a nord-est di Fontanigorda). Lo spessore di questi depositi può raggiungere e superare localmente i 10 m. In alcuni casi, associati a questi depositi, sono stati riconosciuti piccoli depositi lacustri non cartografabili alla scala 1:50.000 ("sartumi") che molto probabilmente sono la testimonianza di laghetti di origine glaciale ormai interrati.

3.2. – DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (**b_{n1-2}**)

Nel Foglio Bargagli, i depositi alluvionali attuali che si trovano in alveo, in continua elaborazione da parte del corso d'acqua, sono stati siglati con **b** mentre i depositi alluvionali terrazzati (recenti e antichi, Pleistocene-Olocene) che si trovano a varie quote al di sopra dell'alveo sono stati siglati con **b_{n1-2}**.

I depositi alluvionali terrazzati b_{n1} e b_{n2} sono solitamente situati ad altezze modeste rispetto all'alveo attuale, che possono raggiungere al massimo 4-5 m (b_{n2}). Talvolta si osserva una marcata embriciatura dei ciottoli, mentre la stratificazione è difficilmente riconoscibile. Sono solitamente ricoperti da una coltre limoso argillosa pedogenizzata e fissati da vegetazione anche arborea e possono essere rielaborati solo dalle piene eccezionali.

3.3. – DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI (**b**)

Sono costituiti da ghiaie grossolane e blocchi con matrice sabbiosa generalmente subordinata rispetto all'ossatura del deposito. 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. L'altezza di questi depositi sugli alvei attuali raggiunge spessori massimi di 1-2 m.

3.4. – DETRITI DI FALDA (**a**)

Si tratta di depositi gravitativi costituiti in prevalenza da ghiaie e in modo subordinato da blocchi non cementati generalmente connessi alla presenza di pareti rocciose. La forma dei clasti varia da spigolosa a subarrotondata. 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 2-3m. Gli affioramenti più importanti sono quelli sulle pendici meridionali del M. Ramaceto.

3.5. – DEPOSITI ELUVIO COLLUVIALI (**b**)

Depositi recenti (Olocene) derivati da alterazione *in situ* di rocce del substrato ed in seguito mobilizzate da processi di versante. Si tratta di depositi mal classati costituiti in prevalenza da ghiaie ed in modo subordinato da sabbie e limi-sabbiosi. Lo spessore varia da pochi dm fino a 2m. Sono frequenti processi pedogenetici che portano alla formazione di suoli che localmente possono raggiungere spessori metrici.

3.6. – DETRITO DI VERSANTE (a)

I depositi di versante sono costituiti prevalentemente da ghiaie e subordinate sabbie recenti (Olocene-Pleistocene superiore?) con clasti di forma angolosa, subangolosa accumulati per fenomeni gravitativi e per ruscellamento lungo i versanti. I processi pedogenetici sono poco sviluppati. Lo spessore può raggiungere 1-2 m.

3.7. – DEPOSITI DI FRANA SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE (a_{iq})

Sono stati distinti come depositi di frana senza indizi di evoluzione accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei in cui non sono riconoscibili evidenze di movimento in atto o negli ultimi cicli stagionali (“frane stabilizzate”). 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 nei “complessi di Base” dell’Unità Ottone come ad esempio le grosse frane di Rovegno, Fontanigorda e Casanova.

3.8. – DEPOSITI DI FRANA (a_f)

Sono stati distinti come frane in evoluzione accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei con evidenze di movimento in atto o interessate da movimento negli ultimi cicli stagionali. I depositi sono costituiti in prevalenza da ghiaie e blocchi dispersi in matrice sabbiosa e/o limosa. I principali corpi di frana in evoluzione sono stati riconosciuti in Val Trebbia, nella zona compresa fra i paesi di Montebruno e Rovegno dove interessano il percorso della S.S.45 della Val Trebbia.

VI – PETROGRAFIA DELLE ARENITI

Lo studio petrografico della frazione arenitica rappresenta al momento lo strumento più efficace per la caratterizzazione delle successioni torbiditiche che contraddistinguono le Unità Liguri affioranti nel Foglio Bargagli.

La sequenza ofiolitica e le coperture pelagiche delle successioni stratigrafiche che caratterizzano le Unità Liguri sono state studiate dettagliatamente dal punto di vista petrografico. Abbastanza carente, invece, è la conoscenza delle successioni torbiditiche anche se la letteratura relativa a questo argomento copre sostanzialmente tutte le formazioni affioranti nell'area del Foglio Bargagli.

La successione della Formazione di Monte Antola viene caratterizzata dal punto di vista petrografico nei lavori di ROWAN (1990) e FONTANA *et alii* (1994), mentre l'analisi petrografica delle successioni torbiditiche presenti nel Complesso di Casanova (cfr. Arenarie di Casanova) è descritta nei lavori di VALLONI & ZUFFA (1984) e DI GIULIO & GEDDO (1990).

Le successioni meglio conosciute sono comunque quelle relative alle Arenarie di Monte Gottero (Arenarie superiori *p.p. Aucitt.*). MALESANI (1966) e SESTINI (1970) descrivono in modo accurato (anche se solo da un punto di vista semiquantitativo) le "Arenarie Superiori" della Liguria orientale. In seguito VALLONI & ZUFFA (1984), nell'ambito del loro lavoro di sintesi sulla petrografia delle areniti nell'Appennino Settentrionale, presentano l'analisi modale delle "Arenarie Superiori" eseguita utilizzando il metodo di conteggio "Gazzi-Dickinson" e riconoscono la sostanziale identità composizionale fra "arenarie del M. Gottero s.s." e "arenarie del M. Ramaceto s.s.". Gli Autori attribuiscono al gruppo delle "Arenarie Superiori" una provenienza di tipo "*faulted and uplifted continental basement*" (*sensu* DICKINSON, 1985) da un'area

sorgente caratterizzata in gran parte da esposizioni di rocce cristalline. A conclusioni analoghe giungono anche VESCOVI & VALLONI (1986) analizzando gli affioramenti più orientali attribuiti alle Arenarie di Monte Gottero (Zona del M. Marino, Provincia di Parma). VAN DE KAMP & LEAKE, (1995) analizzano le Arenarie di Monte Gottero nel settore fra M. Ramaceto e M. Zatta e per la prima volta caratterizzano dal punto di vista geochimico e petrografico sia la frazione arenitica che quella pelitica di questa formazione e, in accordo con PAREA (1965), ABBATE & SAGRI (1970), NILSEN & ABBATE (1983-84) e VALLONI & ZUFFA (1984), identificano il Blocco Sardo-Corso come la probabile area sorgente per le Arenarie di Monte Gottero.

I lavori di GAZZI (1965a-b), FONTANA *et alii*, (1994) e ROWAN (1990) considerano, invece, le associazioni dei minerali pesanti riconoscibili nei depositi torbiditici dell'Appennino Settentrionale. I dati prodotti da Gazzi vengono riutilizzati nel lavoro di sintesi sui minerali pesanti dei depositi torbiditici dell'arco alpino di WILDI (1985).

1. – METODOLOGIE E CAMPIONI STUDIATI

Lo studio petrografico dei depositi torbiditici affioranti nel Foglio Bargagli è stato effettuato analizzando la frazione arenitica con l'uso delle metodologie di conteggio statistico proposte da differenti autori e note in letteratura come metodo di conteggio "Gazzi-Dickinson". L'analisi petrografica modale per punti è stata condotta secondo la metodologia proposta da GAZZI (1966) e modificata da DICKINSON (1970), ZUFFA (1980, 1985) che tende ad eliminare l'effetto della variazione granulometrica durante le operazioni di conteggio.

L'analisi modale della frazione arenitica è stata realizzata, dove possibile, su campioni a granulometria medio-grossolana ubicati nelle sezioni stratigrafiche misurate durante la realizzazione del Foglio. Inoltre una analisi di tipo qualitativo in sezione sottile è stata realizzata sulle rocce a granulometria fine (areniti fini e siltiti) e grossolana (ruditi) in modo da completare i dati provenienti dall'analisi modale della frazione arenitica medio grossolana.

I risultati dell'analisi modale sono stati riportati in grafici triangolari relativi all'ossatura dell'arenite e realizzati secondo gli schemi proposti da ZUFFA (1980, 1985; diagramma di primo ordine, NCE-CE-CI+NCI) che permette di discriminare gli apporti intrabacinali vs. extrabacinali rispetto alla composizione carbonatica vs. silicoclastica. Sono stati inoltre calcolati diagrammi del secondo ordine (Q-F-L e Q-F-L+C) e diagrammi del terzo ordine relativi ai litici fini ed ai frammenti di roccia (Lm-Lv-Ls).

Sono stati campionati per l'analisi modale della frazione arenitica 56 campioni provenienti dalle successioni torbiditiche appartenenti agli Scisti Manganesiferi, alle

Ardesie di Monte Verzi, agli Scisti Zonati alle Arenarie di Monte Gottero ed alle Argilliti di Giaiette.

Le areniti appartenenti alle Arenarie di Monte Gottero sono state campionate nelle sezioni di M.Ramaceto, Case Luverga, M.Dente e M.Ramaceto. Sono stati analizzati 14 campioni provenienti dagli strati silicoclastici a composizione quarzoso-feldspatica. Gli strati campionati coprono l'intera successione delle Arenarie di Monte Gottero affioranti nel Foglio e rappresentano i differenti tipi di *facies* torbiditiche riconoscibili al loro interno. Altri 6 campioni provengono dagli strati che contengono frammenti di rocce ofiolitiche e che contraddistinguono il tetto delle Arenarie di Monte Gottero nella sezione di M.Ramaceto.

Sono stati, inoltre, analizzati 6 campioni provenienti dai numerosi corpi arenacei che caratterizzano il passaggio stratigrafico fra Scisti Zonati ed Arenarie di Monte Gottero sul lato sinistro dell'alta Val Lavagna (pendici settentrionali del M.Ramaceto, M.Carpena ed Ognio).

E' stato, inoltre, analizzato un campione di arenite proveniente dagli strati torbiditici associati ai *pebbly-mudstones* di Argille a Palombini presenti nella formazione degli Scisti Zonati (Olistostroma di Passo della Forcella *Auctt.*). Il campione proviene dalla località tipo situata al limite nord-orientale del Foglio.

A cause delle difficoltà incontrate nel reperire campioni non alterati con granulometria e selezione adatte all'analisi modale da poter ubicare su sezioni stratigrafiche, il campionamento, effettuato in bassa Val Lavagna, ha riguardato un numero limitato di campioni. Sono stati analizzati 4 campioni provenienti dagli strati silicoclastici degli Scisti Mangesiferi e 5 campioni provenienti dagli strati silicoclastici delle Ardesie di Monte Verzi. Una analisi semi-quantitativa è stata, inoltre, effettuata su campioni di areniti medio-fini provenienti dagli strati calcareo-marnosi della formazione delle Ardesie di Monte Verzi.

All'interno dell'Unità tettonica Due Ponti sono stati analizzati 20 campioni provenienti dalla Formazione di Canale campionati in Val Trebbia ed in Val d'Aveto. Un campione proviene dai livelli torbiditici associati ai *pebbly-mudstones* di Argille a Palombini affioranti nei pressi del paese di Sbarbari che caratterizzano il tetto della Formazione di Canale in Val d'Aveto.

All'interno dell'Unità tettonica Portello sono stati analizzati gli strati torbiditici della Formazione di Ronco. Una granulometria raramente maggiore dell'arenite fine ed una intensa ricristallizzazione delle fasi carbonatiche non hanno permesso l'analisi modale, ma solamente una analisi di tipo qualitativo.

I dati relativi alle unità tettoniche Antola e Ottone (Formazione di Monte Antola ed Arenarie ofiolitiche del Complesso di Casanova) derivano invece da dati di letteratura relativi all'area del Foglio Bargagli.

2. – ANALISI MODALE DELLA COMPOSIZIONE

Le areniti delle successioni torbiditiche presenti all'interno del Foglio Bargagli sono state descritte in questo capitolo in funzione della loro composizione distinguendo quattro petrofacies principali (arenarie a composizione arcossica; litoareniti ofiolitiche; litoareniti a composizione mista carbonatico-silicoclastica; intrareniti associate ai *debris-flow* di Argille a Palombini) in cui ricadono tutte le areniti analizzate.

2.1. - ARENARIE A COMPOSIZIONE ARCOSICA

Le areniti, campionate nelle diverse formazioni appartenenti all'Unità tettonica Gottero possono essere attribuite ad un'unica petrofacies caratterizzata da una composizione arcossica (*sensu* PETTUOHN *et alii*, 1972). A questa petrofacies appartengono tutte le areniti silicoclastiche campionate nelle formazioni degli Scisti Mangesiferi e delle Ardesie di Monte Verzi, le areniti degli strati appartenenti alle Arenarie di Monte Gottero s.s. provenienti dalla sezione del M. Ramaceto e le areniti che caratterizzano il passaggio stratigrafico fra Scisti Zonati ed Arenarie di Monte Gottero.

Tutte queste arenarie sono caratterizzate da una composizione molto monotona come si evince dai diagrammi triangolari di primo e secondo ordine (fig. 12; NCE₉₈-CE_{0,5}-CI+NCI_{1,5}; Q₄₇-F₃₄-L₁₉). Qualche differenza emerge nel contenuto in frammenti litici evidente nei diagrammi di terzo ordine, ma si tratta di piccole differenze che non giustificano la distinzione in petrofacies differenti.

La composizione di queste arenarie è caratterizzata prevalentemente da frammenti monocristallini di quarzo e feldspati che da soli possono costituire il 50% dell'ossatura. Fra i frammenti monomineralici sono diffusi anche i fillosilicati, generalmente cloritizzati, e rari zirconi, apatiti e tormaline. Fra i frammenti di roccia prevalgono i frammenti di rocce cristalline (granitoidi e/o rocce di alto grado metamorfico) e rocce metamorfiche di medio e basso grado (gneiss e micascisti ad una e due miche).

Fra i frammenti litici a grana fine, che mediamente costituiscono il 20% dell'ossatura, sono frequenti le rocce metamorfiche di basso grado (filladi, scisti e quarzo policristallino con tessiture metamorfiche) e le rocce vulcaniche (prevalentemente vulcaniti acide a tessitura porfirica con fenocristalli di quarzo, sanidino e biotite classificabili come rioliti). In modo subordinato sono presenti siltiti ed argilliti di origine intrabacinale (*clay chips*), frammenti di rocce carbonatiche di piattaforma (*grainstone* a ooliti e/o peloidi e micriti, che non superano l'1% dell'ossatura) e rari resti di materiale organico.

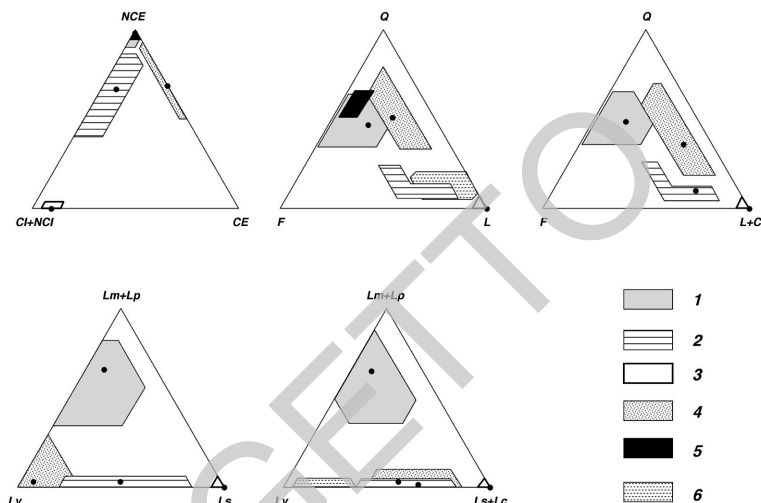


Fig. 12 - Analisi modale delle areniti presenti all'interno del Foglio Bargagli. Diagramma NCE-NCI+CI-CE sensu ZUFFA (1980); Diagramma Q-F-L sensu DICKINSON (1971); Diagramma Q-F-L+C sensu GAZZI et alii (1973); Diagrammi Lm-Lv-Ls relativo ai frammenti di roccia a granulometria fine. Lm: frammenti litici metamorfici; Lv: frammenti litici vulcanici. Ls+Lc: frammenti litici sedimentari (silicoclastici+carbonatici). Legenda: 1-Arenarie di Monte Gottero (petrofacies arcosica); 2-Arenarie di Monte Gottero (petrofacies litoarenitica con frammenti di ofioliti); 3-Intrareniti associate ai debris flow di Argille a Palombini; 4-Formazione di Canale (petrofacies a composizione mista); 5-Formazione di Monte Antola (petrofacies arcosica, da FONTANA et alii, 1994); 6- Arenarie ofiolitiche (cfr. Arenarie di Casanova; petrofacies litoarenitica con frammenti di ofioliti; da VALLONI & ZUFFA, 1984 e DI GIULIO & GEDDO, 1990).

In tutti i campioni di areniti analizzati non sono mai stati riconosciuti frammenti di roccia derivati da una sequenza ofiolitica.

I dati relativi all'analisi modale di questa petrofacies illustrati nei diagrammi triangolari di fig. 12 sono in sostanziale accordo con quelli determinati da VALLONI & ZUFFA (1984) e VAN DE KAMP & LEAKE, (1995) e mettono in evidenza una buona uniformità nella composizione modale che riflette una alimentazione dallo stesso tipo di area sorgente.

All'interno delle formazioni di Cassingheno e di Monte Lavagnola sono stati riconosciuti clasti e *slide block* di areniti silicoclastiche medio-grossolane a composizione arcosica. L'analisi qualitativa condotta su due campioni provenienti dalle due formazioni indica una composizione perfettamente comparabile con quella delle Arenarie di Monte Gottero. La probabilità che questi clasti derivino dalla Arenarie di Monte Gottero è molto alta, vista la sostanziale assenza di areniti con questa composizione all'interno di altre successioni del dominio Ligure. Non è

possibile però escludere che questi clasti possano derivare dalle areniti silicoclastiche delle altre formazioni descritte.

Un discorso a parte meritano i dati relativi alla Formazione di Monte Antola (FONTANA *et alii*, 1994), infatti le granulometrie presenti in questa formazione hanno permesso di analizzare da un punto di vista quantitativo la frazione arenitica di pochi strati a composizione silicoclastica, mentre non è stato possibile analizzare la composizione dei megastrati torbiditici a composizione calcareo-marnosa. Gli strati a composizione silicoclastica presentano una composizione arcosica (fig. 12) caratterizzata da frammenti monocristallini di quarzo e feldspati e da frammenti di roccia a grana fine, fra cui prevalgono rocce di basso grado metamorfico e subordinate rocce vulcaniche a composizione acida.

2.2. – LITOARENITI OFIOLITICHE

All'interno del Foglio Bargagli sono state riconosciute areniti che contengono frammenti di roccia derivati da una sequenza di tipo ofiolitico nelle successioni dell'Unità tettonica Ottone (Arenarie ofiolitiche, cfr. Arenarie di Casanova *Auctt.*), dell'Unità Gottero (Arenarie di Monte Gottero) e dell'Unità tettonica Portello (Formazione di Monte Lavagnola). In tutti i casi si tratta di rocce classificabili come litoareniti, caratterizzate dalla prevalenza di frammenti di roccia a grana fine.

Le Arenarie ofiolitiche presenti all'interno del Complesso di Casanova (VALLONI & ZUFFA, 1984; DI GIULIO & GEDDO, 1990) sono costituite prevalentemente da litoareniti (fig. 12) in cui prevalgono frammenti di rocce derivate dall'erosione di una sequenza ofiolitica e delle relative coperture sedimentarie pelagiche associate a frammenti di roccia derivati da granitoidi. Fra i frammenti monomineralici prevalgono nettamente i plagioclasti su quarzo e K-feldspati, mentre tra i frammenti di roccia prevalgono serpentiniti, vulcaniti basiche e calcari micritici a Radiolari. Associati alle Arenarie ofiolitiche sono state riconosciuti (DI GIULIO & GEDDO, 1990) anche subordinati strati a composizione arcosica.

Durante il rilevamento del Foglio sono stati riconosciuti al tetto della successione delle Arenarie di Monte Gottero, presso il Monte Ramaceto, degli strati a composizione litoarenitica caratterizzati dalla presenza di frammenti derivati da una sequenza ofiolitica. Queste areniti non erano state fino ad oggi riconosciute all'interno della successione torbiditica che caratterizza l'insieme Scisti di Val Lavagna-Arenarie di Monte Gottero (cfr. VAN DE KAMP & LEAKE, 1995). Il riconoscimento di questi strati in affioramento è abbastanza problematico a causa di una forte convergenza di *facies* con quelli a composizione arcosica descritti nel capitolo precedente. Sono stati campionati quindici strati contenenti detrito ofiolitico concentrati soprattutto nella parte alta delle successioni di Monte Ramaceto e di Monte Dente, ma non è

possibile escludere una più diffusa presenza di questi strati. Si tratta di areniti con granulometrie variabili da fini a grossolane che mostrano solitamente una buona selezione (classe B di LONGIARU, 1987). Secondo lo schema proposto da ZUFFA (1980) queste rocce possono essere definite come “areniti ibride” ($NCE_{67}-CE_{7-CI+NCI_{26}}$), mentre sulla base della grande presenza di frammenti litici (fig. 12) queste areniti appartengono al gruppo delle litoareniti ($Q_{11}-F_{22}-L_{57}$; PETTJOHN *et alii*, 1972). La composizione modale di questa petrofacies si distingue nettamente da quella delle Arenarie di Monte Gottero s.s. (fig. 12) a causa della diffusa presenza di frammenti litici e della presenza subordinata di quarzo e feldspato ($Q=11\%$; $F=11\%$). La caratteristica principale in questi strati è però quella di contenere frammenti di roccia e minerali caratteristici delle sequenze ofiolitiche e delle relative coperture pelagiche che caratterizzano la parte basale della successione Ligure Interna. Tra i frammenti presenti all'interno di questa petrofacies risultano particolarmente diffusi frammenti di rocce vulcaniche basiche e granuli di serpentiniti alterate. Sono inoltre presenti in modo subordinato cristalli di spinello cromifero di tipo “picotite”, frammenti di radiolariti e calcari micritici derivati dalla copertura pelagica di una sequenza ofiolitica (cfr. Calcari a Calpionelle ed Argille a Palombini). Molto comuni risultano i frammenti litici sedimentari fra cui prevalgono nettamente quelli di origine intrabacinale (NCI di ZUFFA, 1980) che costituiscono circa il 5% dell'ossatura, ma che in alcuni casi arrivano a costituire il 50%. Deve essere, infine, messa in evidenza la presenza di frammenti di rocce sedimentarie di origine extrabacinale (siltiti grossolane e areniti fini a composizione silicoclastica) praticamente assenti in tutte le altre petrofacies.

Infine devono essere segnalati strati di litoareniti associati ai principali corpi di breccie contenenti ofioliti che caratterizzano la Formazione di Monte Lavagnola nel settore compreso fra i paesi di Torriglia-Rondanara. La composizione di queste areniti riflette quella delle breccie a cui sono associate, in cui prevalgono frammenti di basalti, serpentiniti e calcari micritici.

2.3. - LITOARENITI A COMPOSIZIONE MISTA CARBONATICO-SILICOCLASTICA

Le basi degli strati torbiditici che caratterizzano la Formazione di Canale (PANDOLFI, 1998) sono costituite da areniti medio-fini moderatamente ben selezionate (classi C e D di LONGIARU, 1987) che raramente raggiungono taglie granulometriche medio-grossolane. Dal diagramma di secondo ordine (fig. 12) si evince una composizione litoarenitica ($Q_{36}-F_{14}-L+C_{50}$) caratterizzata dalla presenza di frammenti di tipo silicoclastico e frammenti di tipo carbonatico extrabacinale ($NCE+CE$, *sensu* ZUFFA, 1980, fig. 12). La composizione cade al limite tra i campi delle “arenarie” e delle “calclititi” nel diagramma proposto da ZUFFA (1980) ($NCE_{68,5}-CE_{31}-CI+NCI_{0,5}$)

Fra i frammenti monomineralici prevalgono nettamente i granuli di quarzo ed in modo subordinato sono presenti granuli di feldspato e di fillosilicati (prevalentemente cloriti o miche chiare cloritizzate). Fra i litici a grana fine risultano dominanti (dal 9% fino al 45%, media 30%) i frammenti di rocce sedimentarie di tipo carbonatico. Questi sono rappresentati principalmente da *grainstone* a peloidi e/o ooliti e da frammenti di calcite microcristallina in cui sono talvolta riconoscibili fantasmi di peloidi e bioclasti. L'analisi microscopica di questi frammenti di roccia e soprattutto il loro studio in catodoluminescenza hanno permesso di riconoscere una storia diagenetica precedente la messa in posto della Formazione di Canale (presenza di vene confinate nei granuli micritici, presenza di cementi sintassiali o di *pore filling* pre sedimentazione dell'arenite, assenza completa di deformazione plastica dei granuli carbonatici) che permette di attribuire a questi granuli una origine extrabacinale non coeva (*sensu* ZUFFA 1980). Fra i granuli di tipo carbonatico riconosciuti durante il conteggio non sono emerse evidenze certe della presenza di granuli di tipo intrabacinale-coevo ad eccezione di alcuni rari granuli verdi (glauconie?) che potrebbero comunque derivare dalla stessa sorgente che fornisce il detrito di piattaforma extrabacinale non coevo. Fra i litici a grana fine risultano piuttosto diffusi anche i frammenti di rocce vulcaniche e subvulcaniche di tipo acido. Si tratta principalmente di vulcaniti a tessitura porfirica in cui prevalgono fenocristalli di quarzo euedrali spesso con bordi parzialmente riassorbiti e feldspati (sanidino e rari plagioclasti albitizzati); sono presenti in maniera subordinata biotiti cloritizzate e cloriti, mentre mancano fenocristalli di minerali femici probabilmente sostituiti dalla clorite. La massa di fondo è costituita da prevalente quarzo microcristallino e subordinata albite, prodotti di ricristallizzazione della originaria massa di fondo. Sulla base della composizione dei fenocristalli e delle tessiture vulcaniche presenti si possono considerare questi frammenti come derivati principalmente da vulcaniti acide del tipo rioliti e riodaciti. Fra i frammenti di quarzo monocristallino sono facilmente riconoscibili quelli derivati da queste vulcaniti a causa della presenza di facce cristalline ben sviluppate, bordi di corrosione e dalla quasi totale assenza di inclusioni fluide. In alcuni campioni sono presenti frammenti di vetro vulcanico inglobanti frammenti di vulcaniti da attribuire a rocce di tipo ignimbrico. Frammenti litici fini derivati da rocce metamorfiche di basso e medio grado e quarzo policristallino metamorfico sono presenti in quantità minori mentre i frammenti di rocce sedimentarie di origine extrabacinale sono quasi del tutto assenti. Fra i frammenti di roccia policristallina a grana medio-grossolana sono prevalenti frammenti di rocce granitoidi e/o metamorfiti di alto grado e frammenti di rocce metamorfiche di basso. I minerali pesanti, rappresentati da zirconi, tormaline, apatiti ed ossidi di ferro, sono presenti in quantità trascurabile. Da notare, inoltre, una modesta presenza di frammenti di rocce sedimentarie di tipo intrabacinale a granulometria siltitica e argillosa (*clay chips*) facilmente riconoscibili per la deformazione di tipo plastico (*squeezed and mushed grains*) e per la composizione

di tipo marnoso. Deve essere, infine, messa in evidenza la quasi totale assenza di frammenti di dolomia e la completa mancanza di frammenti di rocce derivate da sequenze ofiolitiche. L'analisi modale delle areniti della Formazione di Canale ha messo in evidenza la presenza di una composizione litoarenitica dominata da una frazione carbonatica extrabacinale e dalla frazione silicoclastica extrabacinale. Il diagramma QFL, ma soprattutto il diagramma QFL+C (fig. 12) mettono in luce le evidenti differenze fra la composizione di queste areniti e quella della petrofacies che caratterizza le Arenarie di Monte Gottero, dovute prevalentemente alla presenza significativa, nella Formazione di Canale, di frammenti carbonatici di piattaforma e di vulcaniti acide. Queste differenze emergono anche dall'analisi del contenuto in litici (sia fini che grossolani) che si differenzia da quello delle Arenarie di Monte Gottero s.s., soprattutto in funzione della presenza dei frammenti carbonatici e della diffusa presenza di frammenti di rocce vulcaniche a composizione acida (rioliti e riodaciti) (fig. 12).

Campioni di areniti caratterizzate da una composizione mista provengono anche dalle basi degli strati torbiditici calcareo-marnosi riconosciuti nella formazione delle Ardesie di Monte Verzi e noti in letteratura come "Ardesie". Questo tipo di strato oltre che nella formazione delle Ardesie di Monte Verzi è stato riconosciuto anche nella successione della Formazione di Canale e nella Formazione di Ronco e si caratterizza generalmente per un basso valore del rapporto a/p e per la composizione calcareo-marnosa della frazione fine. L'analisi modale della frazione arenitica di queste areniti, a causa delle granulometrie fini (areniti fini e finissime) e degli intensi fenomeni di ricristallizzazione delle fasi carbonatiche, non è stata possibile, ma da uno studio in sezione sottile di tipo semi-quantitativo emergono delle caratteristiche comuni a tutte queste areniti. Si tratta di areniti a composizione ibrida in cui sono prevalenti nell'ordine frammenti monocristallini di quarzo, feldspati, fillosilicati. E' inoltre diffusa la presenza di frammenti litici carbonatici che sono costituiti da calcite microcristallina. E' abbastanza comune una ricristallizzazione di calcite monocristallina che crescendo sui granuli micritici sostituisce anche parte della matrice "*patchy calcite*". Questa ricristallizzazione non consente di stimare con esattezza a quanto ammonti la frazione carbonatica dell'ossatura. Oltre ai granuli carbonatici sono presenti in modo subordinato tra i frammenti litici quarzo policristallino e frammenti di rocce cristalline non determinabili. La granulometria fine non permette di attribuire una origine ai frammenti carbonatici, come avviene per le litoareniti della Formazione di Canale. In questo caso non è possibile escludere un'origine intrabacinale di questi frammenti che potrebbe derivare dalla stessa sorgente che fornisce i fanghi a Cocoliti presenti nella frazione pelitica di questi strati. Per questo motivo queste areniti sono state definite di tipo ibrido (*sensu* ZUFFA, 1980).

La frazione arenitica della Formazione di Ronco è costituita da una petrofacies del tutto confrontabile con quella appena descritta e risulta problematico distinguere

in sezione sottile queste areniti da quelle provenienti dalle Ardesie di Monte Verzi nonostante le *facies* torbiditiche risultino completamente differenti.

2.4. -INTRARENITI ASSOCIATE AI DEBRIS-FLOW DI ARGILLE A PALOMBINI

Sono stati analizzati in modo qualitativo 10 campioni provenienti dagli strati torbiditici associati ai *pebbly mudstone* di Argille a Palombini che caratterizzano il tetto degli Scisti Zonati (Passo Forcella), della Formazione di Canale (Loc. Parazzuolo) e della Formazione di Monte Lavagnola; fra questi solo due campioni erano adatti ad una analisi modale.

Si tratta di areniti da fini a medio-grossolane caratterizzate dalla presenza quasi totale di frammenti di rocce sedimentarie (argilliti, siltiti ed areniti finissime). In modo subordinato sono presenti frammenti di calcare micritico a Radiolari che possono essere attribuiti alla formazione delle Argille a Palombini. L'ossatura di queste areniti è costituita quasi interamente da frammenti di roccia non diagenizzati (*clay chips*); a causa di ciò, durante le primissime fasi diagenetiche, la compattazione distrugge tutta la porosità presente, e la grande plasticità dei granuli dà vita a vistosi fenomeni di deformazioni plastiche degli intraclasti che "fluiscono" nei vuoti dell'ossatura (*mushed and squeezed grains*). Gli unici granuli che si comportano "rigidamente" sono le siltiti ricche in quarzo ed i granuli di calcite microcristallina. I frammenti di rocce a granulometria argillitica sono abbastanza comuni nell'ossatura di queste areniti, ma il riconoscimento fra i clasti derivati dalle Argille a Palombini e quelli derivati dal substrato (Scisti Zonati o Formazione di Canale) risulta problematico.

I campioni provenienti dalle diverse formazioni presentano la stessa microfacies (fig. 12), le uniche differenze sono costituite dalla composizione dei frammenti di roccia di origine intrabacinale che rappresentano il materiale strappato dal substrato dal flusso particolarmente erosivo. Nelle torbiditi associate all'"Olistostroma di Passo della Forcella" gli intraclasti sono costituiti esclusivamente da siltiti silicoclastiche ed argilliti, mentre nelle intra-areniti associate alla Formazione di Canale sono presenti anche frammenti di siltiti marnose e marne-argillose derivate chiaramente dalla frazione fine più marnosa presente nel substrato. Sono presenti in modo subordinato anche granuli di materiale organico carbonioso. L'analisi dei campioni provenienti da queste areniti ha messo in evidenza una composizione del tipo intrarenite (*sensu* ZUFFA, 1980) (fig. 12). La posizione all'interno dei grafici triangolari di primo ($NCE_0-CE_4-CI+NCI_{96}$), secondo ($Q_0-F_0-L_{100}$) e terzo ordine ($Lm+Lp_0-Lv_0-Ls+Lc_{100}$) si differenzia nettamente da quella di tutte le altre areniti analizzate (fig. 12) mentre la convergenza con la composizione dei *debris flow* di Argille a Palombini è piuttosto evidente.

VII - EVOLUZIONE STRUTTURALE

Le Unità 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). Su queste deformazioni si sono successivamente sovrainposte ulteriori fasi deformative legate alla tettonica intracontinentale 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 che alla scala della carta geologica. Il loro metamorfismo è sempre di bassissimo grado, variabile dal limite Diagenesi-Anchizona fino al limite Anchizona-Epizona. Non esistono datazioni radiometriche, ma la presenza di clasti riferibili a litologie 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.

Le Unità tettoniche Antola ed Ottone presentano invece un grado minore di tettonizzazione anche se sono presenti più fasi di piegamento (MARINI, 1981). Il loro grado metamorfico rimane confinato nella piena Diagenesi.

Va messo in evidenza che in tutte le unità tettoniche studiate è stata

riconosciuta una fase deformativa tarda (denominata fase D4) caratterizzata da pieghe blande a piano assiale da sub-verticale a molto inclinato e con direzioni assiali N120E-N140E che ripiegano l'edificio strutturale. Si tratta di pieghe di tipo concentrico a grande lunghezza d'onda caratterizzate dalla presenza di un sistema di *joint* sub-verticali. La loro presenza è riconoscibile soprattutto alla scala cartografica ed interessano anche la successione del Bacino Terziario Piemontese, risultando quindi sicuramente post-oligoceniche. La storia deformativa che verrà descritta è precedente a questa fase di piegamento comune a tutte le unità. Va sottolineato che la storia deformativa verrà descritta separatamente per ogni unità tettonica e le fasi deformative, anche se hanno la stessa posizione nella cronologia della deformazione, possono non avere nelle diverse unità lo stesso significato e la stessa età.

1. - UNITÀ TETTONICA ANTOLA

All'interno dell'Unità tettonica Antola è stata riconosciuta una storia plicativa polifasica caratterizzata da almeno due fasi deformative principali.

La prima fase deformativa (D1) è caratterizzata da pieghe F1 da chiuse ad aperte (30° - 80°) con dimensioni variabili da metriche a chilometriche. Le pieghe F1 sono molto diffuse sia alla scala dell'affioramento che alla scala cartografica e sono spesso visibili anche in panorama. Queste pieghe sono caratterizzate da estesi fianchi rovesciati e piani assiali debolmente inclinati. Le pieghe di questa fase mostrano solitamente una marcata asimmetria che indica un senso di rovesciamento verso i quadranti nord-orientali. La geometria di queste pieghe è di tipo parallelo generalmente compresa nelle classi 1a, 1b ed 1c di RAMSAY (1967). Alcune

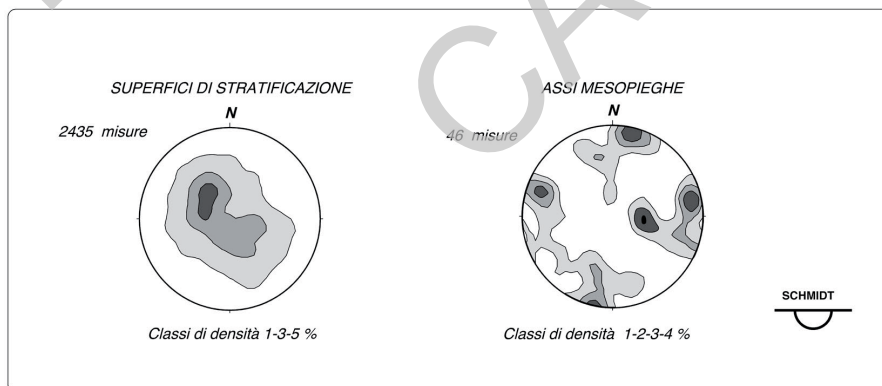


Fig. 13 - Diagrammi degli elementi strutturali relativi all'Unità tettonica Antola.

caratteristiche di queste pieghe quali la loro geometria, la presenza di *shear vein* lungo le superfici 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). Molto evidenti sono i fenomeni di *hinge collapse* nella zone di cerniera. Gli assi A1 relativi alla fase D1 hanno direzioni comprese fra N010E e N080E con deboli immersioni assiali sia verso SW che NE (fig. 13) e risultano debolmente dispersi dalle successive fasi di piegamento. La foliazione associata a queste pieghe forma generalmente un ventaglio divergente rispetto al piano assiale, che risulta quasi sempre sub-orizzontale. Nei livelli argillitici e in quelli calcarei, la S2 è classificabile come *fracture cleavage*.

Nell'Unità Antola è stato riconosciuto una ulteriore fase deformativa (D2) caratterizzata da pieghe blande F2 a piano assiale da sub-verticale a mediamente inclinato e con direzioni assiali circa nord-sud che ripiegano i piani assiali delle pieghe F1. Si tratta di pieghe di tipo concentrico a grande lunghezza d'onda caratterizzate dalla presenza di un sistema di *joints* sub-verticali. La loro presenza è riconoscibile soprattutto alla scala cartografica mentre in campagna risultano di difficile identificazione.

Va messo in evidenza che alla base dell'Unità Antola, in prossimità del paese di Uscio, è stato identificato un livello di cataclasiti foliate precedenti alle fasi plicative D1 e D2 che sembrano suggerire una messa in posto dell'Unità Antola legata a un senso di movimento verso i quadranti occidentali (MARRONI *et al.*, 1999).

2. - UNITÀ TETTONICA PORTELLO

L'analisi della deformazione all'interno dell'Unità tettonica Portello ha messo in evidenza una evoluzione strutturale caratterizzata da almeno tre fasi deformative principali.

La fase deformativa più antica (D1) riconoscibile all'interno dell'Unità Portello è caratterizzata dalla presenza di pieghe F1 sub-isoclinali che presentano geometria simile (prevalentemente Classe 1c RAMSAY, 1967). Le pieghe F1 sono generalmente cilindriche e presentano cerniere arrotondate e leggermente ispessite, con fianchi raramente boudinati. I fenomeni di *boudinage* e *necking* non sono frequenti e risultano concentrati nella sola Formazione delle Argille a Palombini. Gli assi A1 presentano una accentuata dispersione da imputare principalmente all'effetto della fase deformativa seguente D2 ma è comunque evidente una direzione preferenziale attorno a N120E-N140E con deboli immersioni verso NW (fig. 14). Alle pieghe F1 è associata una foliazione di piano assiale S1, generalmente non traspositiva, anche nelle zone di cerniera. Alla scala dell'affioramento la foliazione S1 è facilmente riconoscibile nelle zone di cerniera delle pieghe F1 mentre nei fianchi delle stesse

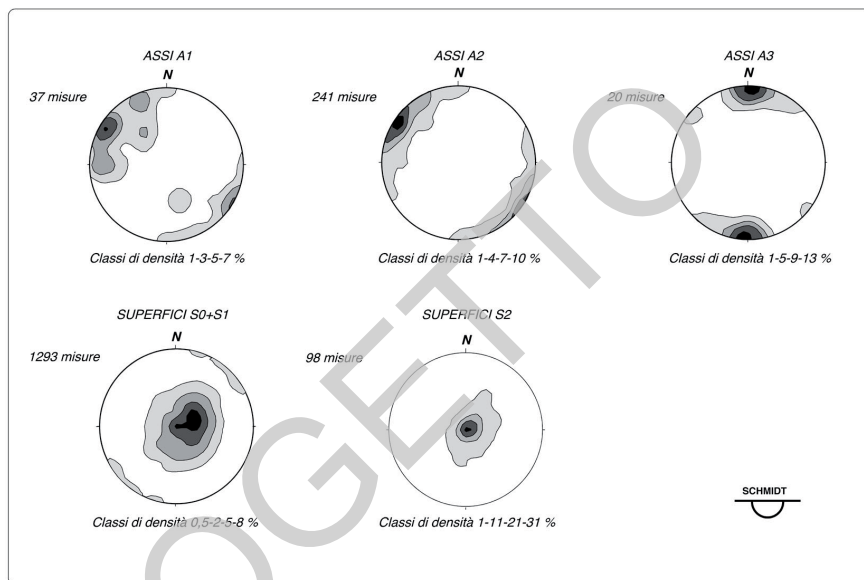


Fig. 14 - Diagrammi degli elementi strutturali relativi all'Unità tettonica Portello.

pieghe risulta sub-parallela alla stratificazione e difficilmente distinguibile da essa o dalla fissilità. 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*. La “cristallinità” dell’illite, determinata nelle Argille a Palombini, 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). Rare sono le lineazioni mineralogiche sulla foliazione S1 mentre sono abbastanza diffuse le lineazioni di intersezione che danno luogo a strutture tipo *pencil*. Durante la fase D1 si sviluppa un sistema di vene estensionali generalmente subperpendicolari alla superficie di stratificazione con direzione all’incirca parallela alla direzione degli assi A1. In sezione sottile sono riconoscibili vene di tipo antitassiale con ben sviluppate *median lines*, *inclusion trails* e *inclusion bands* legate a un meccanismo di tipo *crack seal* (DURNEY & RAMSAY, 1973; RAMSAY, 1980).

All’interno dell’Unità Portello la seconda fase (D2) è caratterizzata da pieghe F2

da chiuse ad aperte (40° - 150°) con dimensioni variabili da metriche a ettometriche. Le pieghe F2 sono molto diffuse sia alla scala dell'affioramento che 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 presenza di *shear vein* lungo le superfici 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 A2 relativi alla fase D2 hanno direzioni comprese fra N120E e N140E con deboli immersioni assiali verso NW e risultano debolmente dispersi dalle successive fasi di piegamento. La fase di piegamento D2 risulta quindi mediamente coassiale con la fase D1 e le strutture di interferenza alla mesoscala sono generalmente di tipo 3 (RAMSAY, 1987). Le relazioni di interferenza fra le fasi D1 e D2 sono chiaramente visibili sia alla scala dell'affioramento sia alla scala microscopica. Le pieghe della seconda fase F2 mostrano solitamente una marcata asimmetria che indica un senso di rovesciamento verso i quadranti nord-orientali. La foliazione associata a queste pieghe forma generalmente un ventaglio divergente rispetto al piano assiale, che risulta quasi sempre sub-orizzontale. Nei livelli argillitici e siltitici, così in rocce a granulometria arenitica e nei livelli calcarei, la S2 è classificabile come *fracture cleavage*.

Alla fase D2 segue una fase deformativa D3 caratterizzato da pieghe F3 concentriche (classe 1c di RAMSAY, 1967) aperte (60° - 150°) di dimensione da metrica a ettometrica che mostrano generalmente cerniere arrotondate. Il piano assiale è in genere sub-verticale ed associato ad assi sub-orizzontali con direzioni intorno a N180-N005E.

Il contatto tettonico alla base dell'Unità Portello si realizza durante la fase D2, pertanto gli eventi D2 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 D2.

3. - UNITÀ TETTONICA VERMALLO

L'analisi strutturale all'interno dell'Unità tettonica Vermallo è risultata piuttosto problematica a causa dell'estensione limitata di affioramento, di litologie non adatte a registrare la deformazione (*pebbly-mudstone*) e di una diffusa presenza di pieghe sinsedimentarie che disturbano la corretta interpretazione delle strutture tettoniche.

L'analisi strutturale di questa unità tettonica ha sostanzialmente confermato la presenza di tre fasi deformative principali e la sua evoluzione può essere comparata con quella dell'Unità Due Ponti (vedi paragrafo successivo). Il contatto tettonico che separa queste due unità si realizza prima della seconda fase deformativa, pertanto

l'evoluzione strutturale dell'insieme Due Ponti-Vermallo può essere considerata comune a partire dalla fase D2 in poi.

4. - UNITÀ TETTONICA DUE PONTI_

Analogamente all'Unità Portello, l'Unità tettonica Due Ponti è caratterizzata da una complessa evoluzione strutturale derivata dalla sovrapposizione di diverse fasi plicative associate allo sviluppo di importanti sovrascorrimenti (PANDOLFI & MARRONI, 1996). L'evoluzione strutturale in questa unità è caratterizzata da almeno tre fasi plicative ognuna delle quali è costituita da un insieme congruente di strutture.

Ad eccezione del contatto basale dell'Unità Portello, che risulta essere posteriore alla seconda fase, tutti gli altri contatti fra le Unità Liguri Interne affioranti nel settore dell'alta Val Trebbia ed alta Val d'Aveto sono deformati dalla fase D2. Pertanto l'evoluzione strutturale di queste unità tettoniche, ad eccezione dell'Unità Portello, risulta comune a partire dalla seconda fase.

Nell'Unità Due Ponti la prima fase D1 è caratterizzata dalla presenza di pieghe F1 da isoclinali a subisoclinali di dimensioni variabili da decimetriche a decametriche. Le pieghe F1, fortemente non cilindriche, presentano una geometria di tipo simile

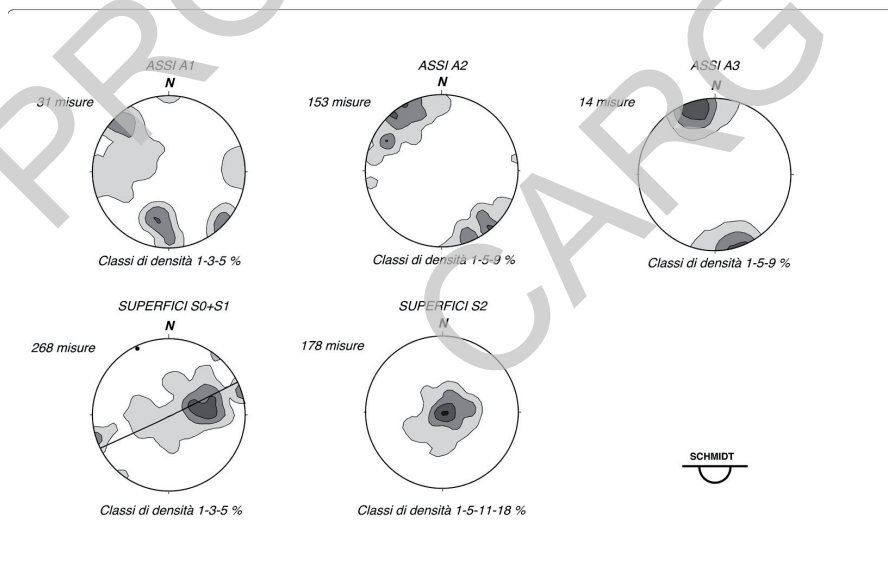


Fig. 15 - Diagrammi degli elementi strutturali relativi all'Unità tettonica Due Ponti.

(Classi 1c, 2 e 3 di RAMSAY, 1967) e cerniere ispessite con forme da arrotondate a subarrotondate. I fianchi delle pieghe F1 risultano assottigliati ed in caso di litologie con forti contrasti di competenza sono interessati da fenomeni di *boudinage* e *necking* a cui spesso è associata una ricristallizzazione orientata di quarzo e calcite fra gli spazi creati fra un *boudin* e l'altro. Gli assi A1 sono fortemente dispersi sul piano assiale sia per il carattere di non cilindricità delle pieghe sia per la dispersione indotta dalle fasi deformative successive. E' comunque evidente una direzione preferenziale nelle direzioni N140E-N180E (fig. 15). Le lineazioni di intersezione fra la superficie di stratificazione S0 e la foliazione S1 sono facilmente riconoscibili, mentre quelle di estensione sono rare e rappresentate esclusivamente da fibre di calcite cresciute nelle ombre di pressione attorno a cristalli di pirite. Alle pieghe F1 è associata una foliazione di piano assiale riconoscibile sia alla scala dell'affioramento che alla scala microscopica. Alla scala dell'affioramento la foliazione S1 è facilmente riconoscibile nelle zone di cerniera delle pieghe F1 mentre nei fianchi delle stesse pieghe risulta sub-parallela alla stratificazione e difficilmente distinguibile da essa o dalla fissilità. Nei litotipi argillitici la foliazione può essere definita come uno *slaty cleavage* evoluto e continuo associato a ricristallizzazione di albite + illite + clorite + calcite + quarzo ± ossidi. Spesso le cerniere delle pieghe sono caratterizzate da intensi fenomeni di trasposizione. Il *fabric* planare è evidenziato da una struttura lepidoblastica che mostra una forte orientazione preferenziale dei minerali di neoformazione e dei minerali detritici che risultano appiattiti e deformati lungo il piano dello *slaty cleavage*. Ai bordi dei minerali detritici (fillosilicati, quarzo, feldspati e minerali pesanti) si osserva comunemente ricristallizzazione sincinematica di quarzo, albite, clorite e illite s.l. che talvolta permettono di riconoscere il senso di taglio (PASSCHIER & TROUW, 1996 *cum bibl.*). L'appiattimento dei minerali detritici si realizza attraverso *pressure solution* e scivolamento dei minerali fillosilatici lungo i piani cristallografici. Nelle litologie più competenti (areniti e calcari) la foliazione S1 è meno penetrativa (2-20cm) e può essere definita come un clivaggio spaziato che dà luogo a fenomeni di rifrazione ben sviluppati nelle litofacies pelitico-arenacee. Anche nell'Unità Due Ponti si sviluppa un sistema di vene estensionali analogo a quello identificato nell'Unità Portello.

All'interno delle Unità Due Ponti la seconda fase D2 è caratterizzata da pieghe F2 da molto chiuse ad aperte (30°-120°) con dimensioni variabili da metriche a ettometriche. Le pieghe F2 sono molto diffuse sia alla scala dell'affioramento che alla scala cartografica e formano le strutture più evidenti di questo settore formando estesi fianchi rovesciati che ribaltano le strutture relative alla prima fase D1. 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 presenza di *shear vein* lungo le superfici più competenti fanno ipotizzare un piegamento realizzato con un meccanismo del tipo *flexural slip*

(RAMSAY, 1967). Gli assi A2 relativi alla fase D2 hanno direzioni comprese fra N140E e N150E con deboli immersioni assiali verso N e risultano debolmente dispersi dalle successive fasi di piegamento. La fase di piegamento D2 risulta quindi mediamente coassiale con la fase D1 e le strutture di interferenza alla mesoscala sono generalmente di tipo 3 (RAMSAY, 1967). La forte dispersione degli assi A1 però può arrivare a formare angoli fino a 90° fra A1 ed A2 dando luogo in modo subordinato a strutture di interferenza di tipo 1. Le relazioni di interferenza fra le fasi D1 e D2 sono chiaramente visibili sia alla scala dell'affioramento sia alla scala microscopica. Le pieghe della seconda fase F2 mostrano solitamente una marcata asimmetria che indica un senso di rovesciamento verso i quadranti nord-orientali. Questo senso di trasporto risulta coerente con i sensi di taglio visibili nelle *shear zone* che caratterizzano i sovrascorrimenti prodotti durante questo evento deformativo. 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 S2 è la sua distribuzione statistica che presenta un andamento spiccatamente sub-orizzontale. La scarsa dispersione di questa superficie indica come le fasi successive non abbiano modificato sostanzialmente l'assetto strutturale acquisito alla fine della fase D2 da queste unità tettoniche. Nei livelli argillitici e siltitici la S2 è classificabile come *crenulation cleavage* mentre in rocce a granulometria arenitica e nei livelli calcarei la foliazione di piano assiale si manifesta come un clivaggio di fratturazione. Alla scala microscopica la foliazione S2 non presenta ricristallizzazione ed è caratterizzata da una riorientazione dei minerali detritici (principalmente fillosilicati) e dal piegamento della foliazione S1. Nei fianchi delle micropieghe i minerali risultano ruotati, appiattiti e spesso interessati da vistosi fenomeni di *pressure solution*.

Alla fase D2 segue una fase deformativa D3 caratterizzato da pieghe F3 concentriche (classe 1c di RAMSAY, 1967) aperte (60°-150°) o a *kink* di dimensione da metrica a ettometrica che mostrano generalmente un piano assiale sub-verticale ed assi con direzioni intorno a N170E. Il senso di rovesciamento delle pieghe F3 è di difficile interpretazione a causa dei piani assiali sub verticali. Le pieghe F3 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 D2. Alcune pieghe attribuite a questa fase sono visibili lungo la Val Trebbia presso il bivio per Canale. A questa fase plicativa è associato un clivaggio di tipo disgiuntivo spaziato (*disjunctive cleavage*) che si manifesta quasi esclusivamente nelle zone di cerniera delle pieghe F3.

5. - UNITÀ TETTONICA GOTTERO

All'interno dell'Unità tettonica Gottero sono stati riconosciuti tre fasi deformative principali (D1-D2-D3, cfr. MARRONI & PANDOLFI, 1996). Le caratteristiche di queste fasi sono del tutto confrontabili nelle differenti Sottounità riconosciute all'interno dell'Unità Gottero. Alla fase D3 segue almeno un altro evento deformativo D4 blando riconoscibile alla scala cartografica e si sviluppano almeno due diversi sistemi di faglie.

La prima fase deformativa D1 è caratterizzata dalla presenza di pieghe F1 isoclinali e subisoclinali di dimensioni variabili da decimetriche a decametriche. Le pieghe presentano una geometria di tipo simile (Classe 1c, 2 e 3 di RAMSAY, 1967) con cerniere da arrotondate a subarrotondate. Queste pieghe, fortemente non cilindriche, sono spesso contraddistinte da fenomeni di *boudinage* che interessano i livelli più competenti lungo i fianchi delle pieghe a cui si associano fenomeni di *necking* nelle litofacies con maggiori contrasti di competenza (ad es. Argille a Palombini). Gli assi A1 risultano dispersi sia per il carattere di non cilindricità delle pieghe sia per la dispersione indotta dalle fasi deformative successive. Sono comunque riconoscibili delle direzioni preferenziali lungo le direzioni N100-

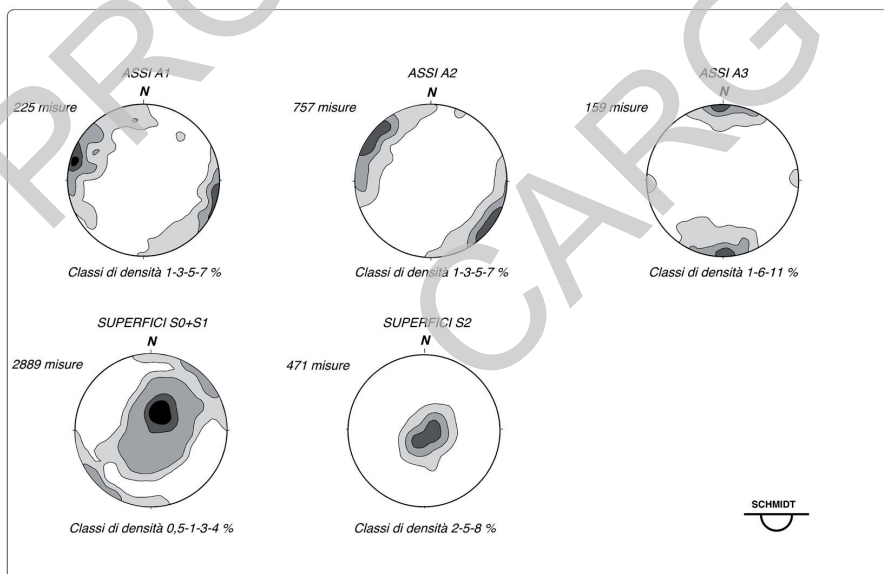


Fig. 16 - Diagrammi degli elementi strutturali relativi all'Unità tettonica Gottero

N150E (fig. 16). Alla scala dell'affioramento sono sempre evidenti le lineazioni di intersezione fra le superfici di stratificazione S0 e la foliazione S1, mentre le lineazioni di estensione sono rare e rappresentate esclusivamente da fibre di calcite e/o quarzo cresciute nelle ombre di pressione attorno a cristalli di pirite o da fibre di clorite, illite e quarzo cresciute nelle zone d'ombra attorno ai clasti nelle areniti. Alle pieghe F1 è associata una foliazione di piano assiale S1 che nei litotipi argillitici può essere definita come uno *slaty cleavage* evoluto e pervasivo. La foliazione S1 in affioramento è difficilmente riconoscibile a causa del basso angolo che forma con la stratificazione S0. Essa è invece evidente nelle zone di cerniera delle pieghe F1 e in litologie particolarmente competenti (frazioni arenitiche medio-grossolane delle Arenarie di Monte Gottero, Scisti Mangesiferi, Ardesie di Monte Verzi e strati calcarei delle Argille a Palombini) dove la S1 forma angoli di oltre 60° con la superficie di stratificazione a causa dei fenomeni di rifrazione della scistosità. Nella frazione pelitica delle torbiditi, e soprattutto nelle marne calcaree delle Ardesie di Monte Verzi sono molto diffuse strutture di tipo *pencil cleavage* prodotte dall'interferenza con le superfici di fissilità diagenetica parallele a S0 (lineazioni di intersezione L₀₋₁) o con le superfici di foliazione S2 legate al secondo evento plicativo (lineazioni di intersezione L₁₋₂). Nei litotipi argillitici e siltitici, che predominano nella successione dell'Unità Gottero, lo *slaty cleavage* è caratterizzato da strutture lepidoblastiche di quarzo, feldspati e fillosilicati, da riorientazione dei minerali detritici fillosilatici e da ricristallizzazione di albite + illite + clorite + calcite + quarzo + ossidi particolarmente sviluppata nelle zone d'ombra prodotte dai minerali detritici. La foliazione S1 è talvolta così intensa che produce una marcata trasposizione della superficie S0 nelle zone di cerniera. 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 fillosilatici sono comunemente osservabili al microscopio ottico. L'analisi dei parametri dei fillosilicati (MOLLI *et alii*, 1992, Sottounità Loco; DUCCI *et alii*, 1996, Sottounità Capenardo) indicano per l'Unità Gottero 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 kb; 235-285°C). Durante la fase D1 si sviluppa inoltre un sistema di vene estensionali generalmente sub-perpendicolari alla superficie di stratificazione S0 con direzione parallela alla direzione degli assi A1. In sezione sottile si tratta di vene di tipo antitassiale con ben sviluppate *median lines*, *inclusion trails* e *inclusion bands* legate a un meccanismo di tipo *crack seal* (DURNEY & RAMSAY, 1973; RAMSAY, 1980).

Gli effetti della successiva fase D2 risultano i più evidenti sia alla mesoscala che alla scala cartografica. La seconda fase è caratterizzata da pieghe F2 da molto chiuse a aperte (angoli di apertura compresi fra 40° e 120°) con dimensioni variabili da

metriche a ettometriche. La geometria di queste pieghe è di tipo parallelo (classe 1 di RAMSAY, 1967) con piano assiale generalmente sub-orizzontale. Le pieghe F2 sono in grado di realizzare estesi fianchi rovesciati, anche alla mesoscala. In tutte le Sottounità gli assi A2 hanno direzioni comprese fra N120E e N140E e deboli immersioni assiali verso N. La fase D2 è caratterizzata da una foliazione S2 ad andamento sub-orizzontale che generalmente forma un ventaglio divergente con il piano assiale delle pieghe, ma che spesso è interessata da vistosi fenomeni di rifrazione. La foliazione di piano assiale non produce ricristallizzazione, ma una marcata riorientazione dei minerali detritici e diffusi fenomeni di *pressure solution*. La foliazione S2 è definibile come un *crenulation cleavage* nei litotipi a granulometria più fine. La percentuale dei domini occupati dalla foliazione S2, che può essere definita come clivaggio di crenulazione spaziato, varia fra lo 0% ed il 70%. La crenulazione è spesso caratterizzata da *pressure solution* particolarmente sviluppata che realizza forme anastomizzate. Nelle frazioni arenitiche medio grossolane, nei calcari micritici e nelle peliti calcareo-marnose delle ardesie la foliazione S2 è generalmente definibile come un clivaggio di frattura spaziato. In base alla loro asimmetria, le pieghe della fase D2 mostrano un senso di rovesciamento verso i quadranti nord-orientali. Le pieghe F1 ed F2 sono generalmente coassiali e l'interferenza fra le strutture D1 e D2 è solitamente di tipo 3 (RAMSAY, 1967) o di tipo G (THIESSEN & MEANS, 1980; THIESSEN, 1986) sia alla scala dell'affioramento sia alla scala cartografica (MARRONI, 1990). Alla scala microscopica le relazioni fra *slaty cleavage* e *crenulation cleavage* sono sempre evidenti.

Alla fase D2 segue una fase deformativa D3 riconoscibile in tutta l'Unità Gottero e caratterizzato da pieghe F3 aperte o molto aperte a geometria concentrica e piano assiale sub-verticale che non arrivano mai al rovesciamento. Si tratta di pieghe molto blande formate con meccanismi deformativi del tipo *flexural slip* (RAMSAY, 1967). Le direzioni assiali sono circa N170E-N180E con deboli immersioni verso i quadranti settentrionali. Nelle litologie più adatte a registrare la deformazione, come ad esempio gli Scisti Zonati, sono state riconosciute pieghe F3 di tipo *kink-fold* che occasionalmente sviluppano una foliazione di piano assiale classificabile come *crenulation cleavage* di tipo spaziato. Nelle altre litologie la S3 è classificabile come un clivaggio di frattura spaziato (*disjunctive cleavage*) che è evidente solo nelle zone di cerniera delle pieghe F3. Nell'Unità Gottero il senso di rovesciamento di queste pieghe è difficilmente valutabile. Il carattere piuttosto blando di questa fase plicativa è evidente se si osservano i contatti tettonici relizzati durante la fase D2 come il piegamento che caratterizza parte del contatto fra Sottounità Capenardo e Ramaceto e che realizza il motivo strutturale principale della Sottounità Capenardo.

6. - UNITÀ TETTONICA OTTONE

In accordo con le principali ricostruzioni geodinamiche del Dominio oceanico della Tetide occidentale, le successioni delle Unità Liguri Esterne sono considerate rappresentative del dominio di transizione tra il bacino oceanico e il margine continentale della placca Adria. Questo dominio è stato interessato fin dal Cretacico superiore da più fasi tettoniche legate ai processi di chiusura della Tetide occidentale. L'evento tettonico più importante è comunque quello dell'Eocene medio ("Fase Ligure" *sensu* ELTER, 1975b) 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 Ligure" sono a loro volta deformate da ulteriori fasi plicative connesse con la storia strutturale miocenica delle Unità Liguri Esterne che ha coinvolto i domini più esterni dell'avampaese toscano ("Fase Toscana").

Per quanto riguarda la storia cretacea, l'unica testimonianza di eventi tettonici è rappresentata dalle caratteristiche litostratigrafiche delle successioni liguri esterne, che presentano un forte sviluppo di *mélange* sedimentari e di torbiditi di età campaniana. Queste caratteristiche suggeriscono che la sedimentazione delle successioni liguri esterne potrebbe essere ricollegata allo sviluppo di una importante fase tettonica nel Campaniano. Questa fase tettonica, probabilmente transpressiva (ELTER & MARRONI, 1991), può essere correlata con la fase pre-Gosau del Domino Austroalpino-sudalpino.

Il rilevamento geologico e l'analisi strutturale hanno inoltre messo in evidenza in tutte le Unità Liguri Esterne un assetto derivato da una evoluzione strutturale polifasica di età terziaria caratterizzata da almeno tre fasi deformative plicative. Sulla base delle relazioni con la Successione Epiligure, dedotte anche in settori contigui al Foglio Bargagli, le strutture relative alla prima di queste fasi sono considerate connesse con la "Fase Ligure".

L'effetto principale della prima fase deformativa nel Foglio Bargagli è la

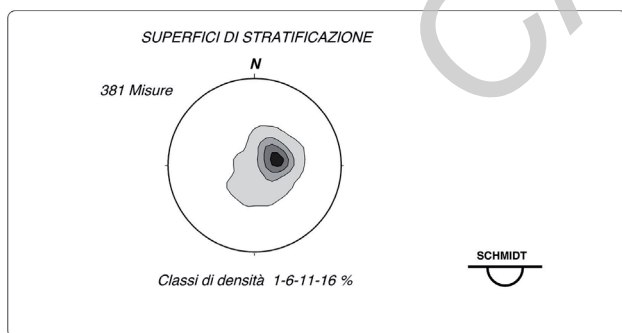


Fig. 17 - Diagrammi degli elementi strutturali relativi all'Unità tettonica Ottone.

formazione di un esteso fianco rovesciato con estensione chilometrica (fig. 17). In affioramento l'unica testimonianza di questa fase deformativa è la presenza di una foliazione non continua e poco penetrativa, che nelle peliti può essere definita come un clivaggio di frattura mediamente spaziato. Le direzioni assiali, deducibili dall'intersezione tra questa foliazione e la stratificazione, variano da N130E-140E (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 (MOLLI *et alii*, 1992) effettuata sui litotipi argillitici indicano che la Fase D1 si è sviluppata in condizioni di P e T riferibili alla piena Diagenesi.

PROGETTO
CARG

VIII - TETTONICA

1. - ASSETTO TETTONICO GENERALE

Il motivo strutturale principale riconoscibile in questo settore è determinato dalla sovrapposizione tettonica dell'Unità tettonica Antola sulle Unità Liguri Interne che a loro volta si sovrappongono alle Unità Liguri Esterne (Unità Ottone) mediante la linea Levanto-Ottone.

Il contatto di base dell'Unità tettonica Antola taglia i contatti tettonici che delimitano le Unità Liguri Interne. Questo è ben evidente in Val Lavagna, dove è possibile osservare che l'Unità Antola si trova al di sopra dell'Unità Gottero, mentre in Val Bisagno sovrascorre l'Unità Portello e in alta Val Trebbia l'Unità Due Ponti. La linea Ottone-Levanto sembra invece tagliare a sua volta sia le Unità Liguri Interne che l'Unità Antola. L'età di questi importanti superfici tettoniche è ancora oggetto di discussione. Il contatto tra Unità Antola ed Unità Liguri Interne è sicuramente pre-Oligocene, in quanto sigillato nelle aree circostanti al Foglio Bargagli dalle formazioni oligoceniche (Conglomerati di Savignone) della successione del Bacino Terziario Piemontese.

L'età della linea Ottone-Levanto è invece problematica, ed una sua età oligomiocenica non può essere esclusa, anche se non esistono prove del coinvolgimento nella deformazione legata allo sviluppo di questa superficie tettonica della successione del Bacino Terziario Piemontese. Al funzionamento di questa linea è comunque da mettere in relazione la sovrapposizione dell'insieme Unità Liguri Interne e Unità Antola sull'Unità Ottone.

Nel settore esaminato sono stati inoltre riconosciuti due sistemi principali di

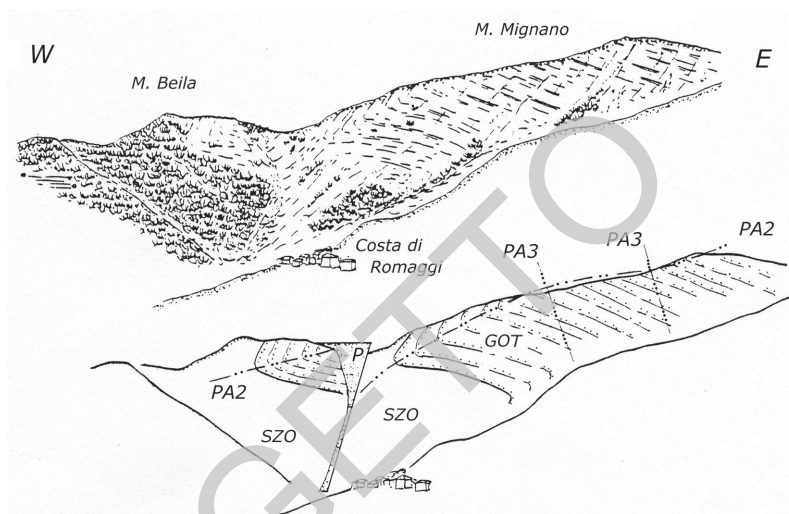


Fig. 18 – Panorama e sezione geologica relativa al settore di M.Beila e M.Mignano (Val Lavagna). I piani assiali PA2 relativi al secondo evento plicativo ed il contatto stratigrafico fra Scisti Zonati (SZO) ed Arenarie di Monte Gottero (GOT) sono dislocati dalla faglia recente (P). Nella figura sono indicati anche i piani assiali PA3 relativi al terzo evento plicativo riconosciuto.

faglie con direzioni N60-110E e N160-20E particolarmente evidenti dall'analisi in foto aerea e dalle foto satellitari. Al primo gruppo appartiene il sistema di faglie trascorrenti che taglia i contatti tra le varie unità affioranti nel Foglio Bargagli. Si tratta di faglie trascorrenti destre, spesso a componente inversa. Il secondo gruppo di faglie è caratterizzato da movimenti trascorrenti sinistri a cui si somma una componente diretta. In fig. 18 è rappresentata una di queste faglie che nei pressi del M. Mignano (Val Lavagna) sposta il contatto fra Scisti Zonati ed Arenarie di Monte Gottero. Entrambi questi sistemi di faglie sembrano essere posteriori ai tre principali eventi deformativi riconosciuti, ma al momento non si hanno evidenze certe che possano confermare questa ipotesi e la presenza di faglie di età pre-oligocenica non può essere esclusa.

2. - LE PRINCIPALI MEGAISTRUTTURE

All'interno delle singole unità e sottounità sono riconoscibili strutture alla scala cartografica relative alle principali fasi deformative riconosciute alla scala dell'affioramento ed in sezione sottile. In questo paragrafo verranno descritti alcuni esempi di megastrutture che caratterizzano l'area studiata relativamente ai due principali eventi deformativi D1 e D2.

La struttura più interessante relativa alla fase D1 è sicuramente la grossa sinclinale a nucleo di Argilliti di Giaiette che caratterizza il settore del Monte Ramaceto. Questa struttura si sviluppa per oltre 20 km dal Monte Ramaceto fino alla costa tirrenica con andamento circa N-S ed è caratterizzata da un piano assiale relativo alla fase D1 sub-verticale ripiegato da pieghe F2 a piano assiale orizzontale (fig. 19). I due fianchi della mega piega F1 sono esposti lungo la valle di Cichero che si sviluppa all'interno della sinclinale di Argilliti di Giaiette. In precedenza questa struttura era stata interpretata come una sinclinale di seconda fase (PERTUSATI & HORREMBERGER, 1975; CASNEDI, 1982). Recentemente VAN ZUTPHEN *et alii* (1985), MARRONI (1988, 1990) e MARRONI & PANDOLFI (1996) riconoscono l'appartenenza di questa struttura alla prima fase deformativa sulla base dell'analisi strutturale. In accordo con MARRONI (1988) la struttura del Monte Ramaceto può essere interpretata come una interferenza di tipo 3 (RAMSAY, 1967) fra le fasi D1 e D2 coassiali e con

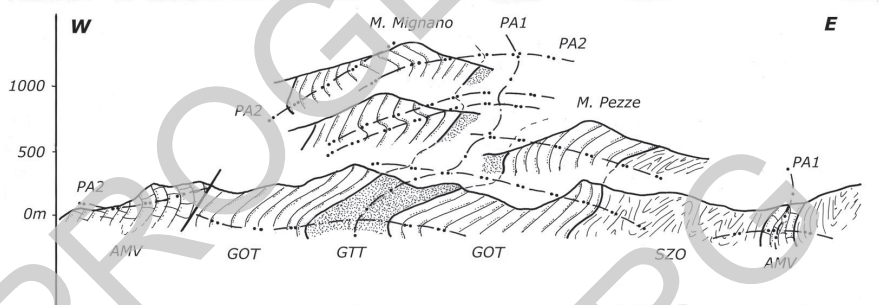


Fig. 19 – Sezione geologica della valle di Cichero attraverso la struttura del M. Ramaceto. Le tracce dei piani assiali relativi al primo evento plicativo (PA1) ed al secondo evento plicativo (PA2) mettono in evidenza la megastruttura di interferenza di tipo 3 a scala chilometrica. Legenda: Ardesie di Monte Verzi (AMV), Scisti Zonati (SZO), Arenarie di Monte Gottero (GOT) ed Argilliti di Giaiette (GTT).

piano assiale sub-ortogonale.

Strutture a geometria analoga, ma di dimensioni minori, sono visibili sempre all'interno dell'Unità Gottero. In particolare le strutture del Monte Rocio e del Monte Mezzano, nella parte alta della Val Lavagna, costituiscono ottimi esempi di strutture di interferenza fra le fasi D1 e D2.

All'interno delle altre unità tettoniche non sono riconoscibili strutture di così grandi dimensioni formate durante la fase D1 che si manifesta principalmente alla mesoscala.

Gli effetti della fase D2, alla scala cartografica sono osservabili all'interno di tutte le unità tettoniche studiate. Le geometrie di queste strutture sono facilmente distinguibili se si osservano gli andamenti dei contatti tettonici di prima fase, ad es. il contatto fra Unità Due Ponti ed Unità Vermallo in Val d'Aveto. Proprio in quest'area

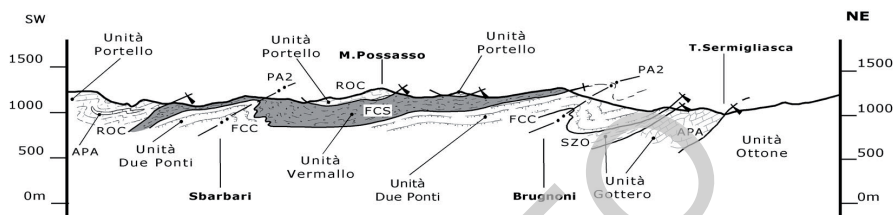


Fig. 20 – Sezione geologica lungo l'alta Val d'Aveto. E' evidente come il contatto tettonico fra Unità Vermallo e Unità Due Ponti sia ripiegato dal secondo evento plicativo di cui sono visibili le tracce dei piani assiali PA2. Legenda: Argille a Palombini (APA), Formazione di Ronco (ROC), Formazione di Cassingheno (FCS), Formazione di Canale (FCC) e Scisti Zonati (SZO).

(fig. 20) è visibile un ottimo esempio di strutture associate alla fase D2 che realizza le geometrie principali di questo settore. Alla fase D1, che individua le principali unità tettoniche, segue un evento plicativo D2 che realizza le due grandi pieghe rovesciate di Brugnoli e di Sbarbari. Si tratta di pieghe dell'ordine di grandezza del km che mostrano una spiccata asimmetria verso i quadranti orientali. La zona di cerniera della piega di Sbarbari è visibile lungo la provinciale dell'Aveto all'interno della Formazione di Canale, dove sono visibili strutture di interferenza con la fase D1. Il sovrastante contatto con l'Unità Portello è ripiegato dalla sola fase D3, pertanto si può ipotizzare che si sia sviluppato nelle fasi finali della D2.

Un ulteriore esempio di geometrie realizzate durante la fase D2 è costituito dalla struttura della media ed alta Val Lavagna che caratterizza la Sottounità Capenardo. Si tratta di un sinclinale coricata est-vergente a nucleo di Ardesie di Monte Verzi che affiora nel lato destro della valle che si sovrappone alla anticlinale a nucleo di Argille a Palombini che caratterizza invece il lato sinistro della Val Lavagna. Questa struttura prosegue fino a Carasco e costituisce la prosecuzione della struttura descritta da MARRONI (1990) in bassa Val Lavagna.

Anche in questo caso le strutture realizzate durante le fasi iniziali dell'evento deformativo D2 sono tagliate da un contatto tettonico che probabilmente si realizza durante le fasi finali dell'evento D2 e che separa la Sottounità Capenardo dalla sovrastante Sottounità Ramaceto. I piegamenti blandi di questa superficie sono da mettere in relazione alle fasi plicative seguenti (D3 e D4) mentre locali verticalizzazioni del contatto sono associate alla faglia diretta che interessano la media e bassa Val Lavagna.

Nel Foglio Bargagli esistono poi dei settori a strutturazione complessa dove le strutture relative alle fasi D1 e D2 subiscono delle rotazioni attorno ad un asse verticale di oltre 90° passando da direzioni NW-SE a direzioni nettamente E-W. E' il caso dell'area del Monte Ramaceto, dove MARRONI (1988) ha documentato una progressiva rotazione delle strutture di seconda fase che da una direzione circa NW-SE

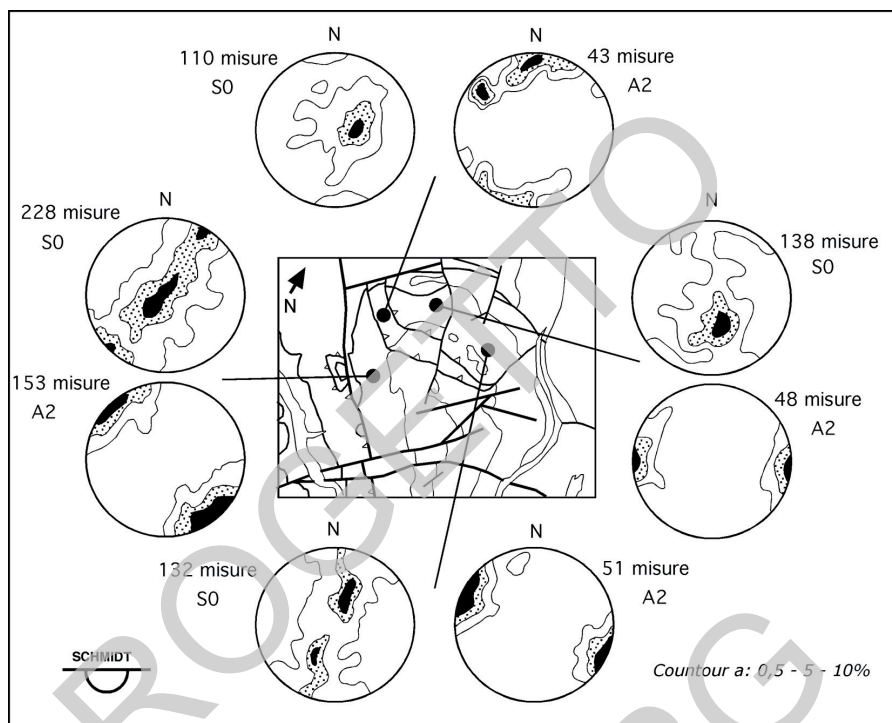


Fig. 21 – Progressiva rotazione delle megastrutture nel settore di Monte Ramaceto evidenziata dai diagrammi della distribuzione statistica delle superfici di stratificazione S0 e degli assi relativi al secondo evento plicativo A2.

nel settore di Monte Mignano passano a una direzione E-W nel settore del Monte Ramaceto mediante una progressiva rotazione oraria (fig. 21). Si tratta di strutture molto probabilmente interpretabili come il risultato di una tettonica trascorrente o transpressiva di età pre-oligocenica (MARRONI, 1988; 1990), forse connessa con il funzionamento della Linea Ottone-Levanto (ELTER & MARRONI, 1991).

Più in generale è possibile osservare che nel Foglio Bargagli le direzioni strutturali delle megastrutture di seconda fase dell'Unità Gottero variano progressivamente da una direzione N-S o NW-SE nei settori meridionali fino ad assumere circa E-W nell'area del Monte Caucaso nel settore settentrionale.

Nell'Unità Antola le strutture D1 più evidenti sono quelle che deformano il contatto Argilliti di Montoggio – Formazione di Monte Antola. Nella zona di Montoggio è presente un esteso fianco diritto immergente ad ovest che nei settori più orientali si verticalizza fino a rovesciarsi. Lo stesso motivo strutturale caratterizza la struttura della Val Bisagno, che può essere interpretata come la prosecuzione verso sud della struttura di Montoggio. Strutture di questo tipo con fianchi diritti immergenti con deboli inclinazioni ad ovest e fianchi rovesciati immergenti con forti inclinazioni ad

est, sempre associati a piani orizzontali sub-orizzontali, costituiscono il principale motivo strutturale dell'Unità Antola e possono essere riconosciute in tutta la zona di affioramento della Formazione di Monte Antola.

3. - I PRINCIPALI CONTATTI TETTONICI

L'acquisizione dell'attuale assetto strutturale nelle Unità Liguri Interne studiate è il risultato di tre fasi deformative principali (D1, D2 e D3) che, come illustrato nel paragrafo precedente, sono caratterizzate da importanti piegamenti e sovrascorrimenti che individuano le differenti unità tettoniche. L'analisi strutturale effettuata lungo i principali piani di sovrascorrimento ha permesso per molti di questi contatti tettonici il riconoscimento di una cronologia relativa rispetto alle principali fasi deformative e per alcuni anche la determinazione del senso di movimento.

Numerosi contatti tettonici si realizzano durante le fasi finali del primo evento deformativo ed individuano le principali unità tettoniche del Dominio Ligure Interno nei settori di affioramento più meridionali (cfr. Unità Bracco/Val Graveglia; Unità Colli/Tavarone; Unità Gottero, MARRONI, 1990).

Nell'area studiata sono riconoscibili numerosi contatti tettonici attribuibili alla fase deformativa pre fase D2. Queste superfici, riconoscibili in quanto deformate dalle pieghe F2, caratterizzano i contatti fra le Unità Gottero e Due Ponti e fra le Unità Due Ponti e Vermallo. Inoltre anche i contatti fra le Sottounità Loco sono caratterizzate dalla presenza di contatti pre fase D2. Il riconoscimento di queste superfici in campagna risulta piuttosto difficile. Esse sono sempre caratterizzate da zone di taglio cataclastiche di spessore da decimetrico a metrico molto caratteristiche che permettono il riconoscimento del senso di taglio.

Il contatto fra Unità Due Ponti ed Unità Vermallo affiorante in Val D'Aveto lungo la strada provinciale nei pressi del Paese di Brugnoli è ripiegato dalla fase D2 come è visibile sia alla scala della sezione geologica che dell'affioramento e della sezione sottile. In questo settore siamo all'interno di un fianco rovesciato della fase D2 che si sviluppa per un centinaio di metri. Il senso di rovesciamento della fase D2 è riconoscibile dalla asimmetria delle pieghe e dalla presenza di alcune zone di taglio associate al fianco inverso delle pieghe F2 che mostrano strutture di tipo S-C. Entrambe le strutture indicano un senso di trasporto verso i quadranti orientali. Il contatto tettonico e la zona cataclastica ad esso associata sono caratterizzati da una foliazione ripiegata dalle F2 e caratterizzata dalla presenza di alcuni indicatori cinematici di tipo delta e sigma e di strutture S-C (PASSCHIER & TROUW, 1995 *cum bibl.*). La presenza di questi indicatori opportunamente restaurati dalla fase D2, fornisce un senso di taglio relativo alla fase D1 con *top* verso i quadranti occidentali. Questo senso di taglio riconosciuto anche in altri affioramenti è congruente con le

vergenze riconosciute da numerosi autori nelle mega strutture realizzate durante la fase D1. (VAN ZUTPHEN *et alii*, 1985; HOOGERDIJN STRATING & VAN WAMEL, 1989; MARRONI *et alii*, 1988; MARRONI, 1990, 1991; HOOGERDIJN STRATING, 1991, 1994; THIO & VAN WAMEL, 1990; MARRONI & PANDOLFI, 1996).

L'analisi strutturale ha inoltre evidenziato la presenza di contatti tettonici realizzati durante l'evento deformativo D2. Questi contatti tettonici sono riconoscibili per il loro andamento sub-orizzontale e per le differenti caratteristiche delle zone di taglio rispetto ai contatti pre fase D2. Questo tipo di contatto è infatti deformato dalle fasi D3 e D4 che possono arrivare alla verticalizzazione della superfici di sovrascorrimento, ma che generalmente presentano un andamento sub-orizzontale.

Questo tipo di contatto caratterizza anche la base dell'Unità Portello e parte del contatto fra Sottounità Capenardo e Sottounità Ramaceto. Il senso di movimento relativo di questi sovrascorrimenti è dato dalla presenza di strutture di tipo S-C e dalla presenza di pieghe associate al contatto che forniscono sempre sensi di taglio con *top* verso i quadranti orientali.

I contatti realizzati durante l'evento D2 sono spesso contraddistinti dalla presenza di piccole scaglie tettoniche realizzate a spese delle litologie meno competenti (ad es. Argille a Palombini, settore di Monteburno e del Monte Possasso). Alcune di queste scaglie raggiungono spessori superiori ai 20m ed al loro interno sono riconoscibili strutture di tipo *cataclastic flow* con nascita di superfici S-C, vistosi fenomeni di *boudinage* e sviluppo di vene di calcite e/o quarzo.

Il contatto tettonico alla base dell'Unità Antola è invece ripiegato dalle fase D2 riconosciuta all'interno di questa unità. Esso è caratterizzato dalla presenza di cataclasiti, riconosciute nella zona in prossimità del paese di Uscio (MARRONI *et alii*, 1999). In affioramento le cataclasiti sono caratterizzate da una foliazione S ben sviluppata rappresentata da livelli carbonatici alternati a livelli fillosilicatici. La foliazione S è tagliata da *shears* R ed ambedue portano lineazioni del tipo *slickensides*. Le cataclasiti risultano caratterizzate dallo sviluppo di vene sintettoniche che arrivano a costituire gran parte del volume di queste rocce di faglia. Tutti gli indicatori cinematici suggeriscono una cinematica *top-to-NW*.

PROGETTO
CARG

IX - GEOMORFOLOGIA E IDROGEOLOGIA

1. - INTRODUZIONE

Il territorio del Foglio Bargagli ricade in tre diverse regioni, rispettivamente la Liguria, il Piemonte e l'Emilia Romagna. Gran parte del territorio è compreso nella Provincia di Genova della Regione Liguria, mentre piccole aree appartenenti alla Provincia di Alessandria della Regione Piemonte e alla Provincia di Piacenza della Regione Emilia Romagna sono presenti nei quadranti settentrionali.

Nel Foglio Bargagli non sono presenti centri abitati di particolare importanza. La parte più abitata è la bassa Val Bisagno che è ormai occupata dall'estrema periferia di Genova. Anche l'alta Val Lavagna è intensamente popolata, in particolare in corrispondenza dei centri di Gattorna, Ferrada e Cicagna dove le vie di comunicazione permettono un facile collegamento sia con Genova che con Chiavari e Lavagna. In questa valle sono presenti anche numerose attività industriali, in gran parte legate all'estrazione dell'Ardesia. Nel resto del Foglio Bargagli la densità abitativa è scarsa e i centri principali sono rappresentati dai paesi di Torriglia, Montebruno, Fontanigorda e Rovegno, tutti in Val Trebbia. Nel resto del territorio sono presenti molte piccole frazioni, spesso abitate solo nei periodi estivi, le quali caratterizzano le strette valli minori dalla difficile viabilità.

2. – CENNI SUI PRINCIPALI ELEMENTI ORO-IDROGRAFICI E IDROGEOLOGIA

Il Foglio Bargagli è caratterizzato da una aspra orografia con numerose cime che superano i 1000 metri e valli profonde ed incise. La parte meridionale è caratterizzata da un gruppo montuoso che comprende le cime del Monte Ramaceto (1345m), del Monte Pagliaro (1180m), del Monte Caucaso (1245m), del Monte Lavagnola (1118m), del Monte Collere (1288m), del Monte Larnaia (1180m) e del Monte Possasso (1236m). Questo gruppo montuoso è delimitato a nord dalla Val Trebbia e a ovest dalla Val Lavagna. La parte settentrionale del Foglio Bargagli è invece caratterizzata dall'imponente gruppo montuoso del Monte Antola (1597m), Monte delle Tre Croci (1565m) e Monte della Cavalla (1327m) che è delimitato a sud dalla Val Trebbia e ad ovest dalla Valle Scrivia.

Il Foglio Bargagli è anche attraversato dal crinale appenninico principale che rappresenta lo spartiacque tra i corsi d'acqua tirrenici e quelli padani. Lo spartiacque collega, da nord a sud, i rilievi del Monte Alpesis (989m), del Monte Candellozzo (1036m), Monte Castelluzzo (850m), Monte Lavagnola (1118m), Monte Bocco (1090m) fino ai rilievi del Monte Larnaia (1180m), Monte Pagliaro (1180m), Monte Ramaceto (1345m). Ai corsi d'acqua tirrenici appartengono i Torrenti Bisagno e Lavagna, mentre a quelli padani appartengono i Torrenti Scrivia, Trebbia ed Aveto. Di particolare importanza nel Foglio Bargagli è il Torrente Lavagna che scorre per circa 15km in direzione nord-sud e in cui confluiscono i Torrenti di Lumarzo, di Marsiglia, di Neirone, di Moconesi e di Malvaro. Tra i corsi d'acqua padani è particolarmente importante il Torrente Scrivia che corre per circa 10 km in direzione est-ovest e in cui confluiscono i Torrenti Brevenna e Pentemina e il Rio di Laccio. Altrettanto importanti sono il Torrente Trebbia, con gli affluenti rappresentati dai Torrenti Brugnato e Cassingheno, e il Torrente Aveto con gli affluenti Rio di Codorso e Rio Ventarola.

In generale, i corsi d'acqua tirrenici hanno una direzione NW-SE prevalente, che risulta parallela alla costa ligure, in analogia con i corsi d'acqua tirrenici situati più a sud, come ad esempio i Fiumi Vara e Magra. Secondo FANUCCI (1978), questo andamento sembra essere stato influenzato dalla neotettonica, che in questo settore è caratterizzata da lineamenti a direzione prevalentemente meridiana probabilmente connessi con la fase distensiva legata all'apertura del Mar Ligure. Questi lineamenti sono stati capaci di influenzare profondamente il *pattern* del drenaggio. I corsi d'acqua padani mostrano un drenaggio disperso e caratterizzato da un *pattern* centrifugo rispetto al gruppo montuoso del Monte Antola, Monte Tre Croci e Monte della Cavalla. In generale, i corsi d'acqua tirrenici hanno un profilo più accentuato, almeno nella loro parte iniziale, e quindi una maggiore energia rispetto ai corsi d'acqua padani. Tale fenomeno è sottolineato da processi di cattura a danno delle

testate dei torrenti padani, come quello ormai in atto da parte del Torrente Malvaro alla testata del Torrente Aveto.

Da notare la presenza di due laghi artificiali, quello del Brugneto e della Val di Noci. Il primo è impostato nella parte alta del Torrente Brugneto, mentre il secondo si colloca in un affluente del Rio di Creto. Ambedue riforniscono di acqua la città di Genova.

Il Lago del Brugneto, che svolge il ruolo più importante nell'approvvigionamento idrico della città di Genova, è stato creato sbarrando il corso del Torrente Brugneto che attraversa un bacino imbrifero ad alta piovosità. Questo bacino riceve le acque del Torrente Brugneto, del Rio Bansighi, Rio del Ponte, Rio Soave e Rio Lautra. Lo sbarramento è costituito da una diga rettilinea a gravità alleggerita della lunghezza di 260m e altezza 80m che ha creato un invaso della capacità di 25 milioni di metri cubi alla quota di 777m s.l.m.

Scarichi di alleggerimento di superficie e di fondo consentono di eseguire tutte le operazioni di pulizia per il funzionamento delle centrali idroelettriche e dell'impianto di approvvigionamento dell'acqua potabile, opportunamente trattata con opere di filtrazione e potabilizzazione a San Rocco al Prato a quota 158m s.l.m.

Il Lago di Val Noci è invece situato nel comune di Montoggio ed è stato ottenuto, fra il 1924 e il 1930, in un impluvio di forte piovosità, interrompendo il naturale corso del Rio Noci. Lo sbarramento è alto 56m ed è del tipo a gravità massiccia in calcestruzzo; l'opera è dotata di opere di scarico di superficie, di fondo e di mezzo fondo.

L'asse maggiore del lago ha un andamento E-W e la forma del bacino ricalca per buona parte quella del torrente; solo nelle vicinanze della diga si ha un notevole allargamento dello specchio d'acqua a cui corrisponde un aumento della profondità (46m max). L'invaso ha una capacità di 3,3 milioni di metri cubi.

L'impermeabilità del bacino, l'acclività dei versanti e le consistenti precipitazioni annue determinano dei flussi unitari che sono fra i maggiori di tutta la catena appenninica.

La distribuzione degli afflussi meteorici segue un andamento tipico delle zone montuose dell'area mediterranea settentrionale. Le prime piogge consistenti dopo il periodo estivo più secco si verificano nei mesi di settembre e ottobre e proseguono lungo tutto il periodo compreso fra novembre e aprile, spesso con piogge insistenti e continue che nei settori sopra i 1200m assumono spesso carattere nevoso.

Da un punto di vista idrogeologico le rocce presenti nel Foglio sono generalmente caratterizzate da una scarsa permeabilità. In particolare possiamo distinguere un primo gruppo di rocce impermeabili caratterizzato dalla presenza importante di argilliti e rappresentato dalle formazioni delle Argille a Palombini, dalle Argilliti di Montoggio, dalla Formazione di Monte Lavagnola, dalla Formazione di Cassingheno, dalle Argilliti di Giaiette e dal Complesso di Casanova. Queste formazioni rappresentano

dei livelli impermeabili presenti in diversi punti della colonna stratigrafica che vanno a costituire le zone più ricche in sorgenti dell'area del Foglio. Un secondo gruppo di rocce è rappresentato da litotipi a scarsa permeabilità sempre a causa dell'importante presenza di una frazione fine pelitica. Questo gruppo di rocce è rappresentato dalle formazioni torbiditiche costituite dalla Formazione di Monte Antola, dalla Formazione di Ronco, dalla Formazione di Canale e dagli Scisti di Val Lavagna. Infine un terzo gruppo di rocce è rappresentato da litotipi con scarsa permeabilità che possono però costituire degli acquiferi a causa di una diffusa fratturazione secondaria; appartengono a questo gruppo di rocce le Arenarie di Monte Gottero e le ofioliti del Complesso di Casanova.

La scarsa permeabilità delle rocce si riflette nel limitato numero e nella modesta portata delle sorgenti presenti nell'area del Foglio. Anche se le sorgenti perenni sono piuttosto diffuse esse sono sempre caratterizzate da limitata portata a causa della bassa permeabilità e delle modeste dimensioni degli acquiferi. Le principali emergenze si riscontrano all'interfaccia fra rocce impermeabili del primo gruppo e rocce ofiolitiche (ad es. nella zona di Fontanigorda) o successioni torbiditiche (ad esempio settore della Val Lavagna) o, in alcuni casi, di grossi corpi di frana.

3. - FORME ED ASPETTI EVOLUTIVI DELLE VALLI

Nel Foglio Bargagli i profili trasversali delle valli principali hanno un caratteristico aspetto a V con versanti meno acclivi, morfologia dolce e ondulata alle quote più elevate, dove si attestano molte frane antiche attualmente sospese, e versanti molto ripidi, in molti tratti con aspetto di gola, alle quote più basse, con depositi alluvionali a varie quote. La rottura di pendenza è spesso simmetrica su entrambi i versanti, tipici esempi di questa morfologia sono la Val d'Aveto, la Val Trebbia e la Val Lavagna. Queste valli sono incise in unità litologiche resistenti ai processi di degradazione di versante che permettono di mantenere profili aspri e dirupati e nelle quali processi di sovrapposizione hanno generato in qualche caso meandri incassati, come in vari tratti del Torrente Trebbia e del Torrente Aveto. Le valli occupate dai corsi d'acqua tirrenici mostrano un notevole dislivello morfologico associato a una accentuata erosione delle testate, evidenziata dai fianchi ripidi e caratterizzati da un notevole dislivello. Al contrario, le valli padane sono caratterizzate da una morfologia più dolce e i torrenti presentano una pendenza meno accentuata.

Questa morfologia valliva è dovuta ad un processo di ringiovanimento del sistema idrografico che ha inizio nel Pleistocene in seguito al sollevamento della catena per cause tettoniche. I corsi d'acqua riprendono l'erosione della catena con l'incisione dell'originaria superficie di pianura di cui restano a testimonianza alcuni lembi relitti in alta Val d'Aveto o in Val Bisagno (BRANCUCCI & MOTTA, 1989).

Nell'asta fluviale del Torrente Lavagna sono stati riconosciuti due ordini di depositi alluvionali, siglati **b** e **bn**₁. Non sono stati riconosciuti depositi alluvionali più antichi. Secondo BRANCUCCI *et alii* (1988) in Val Lavagna sono riconoscibili anche superfici terrazzate di diversi ordini, riconducibili a più fasi erosive in un intervallo di tempo compreso tra il Pleistocene superiore e l'inizio dell'Olocene. In Val d'Aveto e in Val Trebbia è stato riconosciuto un solo ordine di terrazzi. Tuttavia, la Val d'Aveto è anche caratterizzata da una vasta superficie pianeggiante occupata in prossimità del paese di Cabanne da depositi alluvionali reincisi, siglati **bn**₂. L'origine di questi depositi e da ricollegarsi a un sovralluvionamento determinato dalla presenza di una soglia costituita da ofioliti difficilmente erodibili situate più a valle, al di fuori dell'area del Foglio Bargagli.

4. - MOVIMENTI DI MASSA SUI VERSANTI

Anche le valli di questo settore evidenziano una evoluzione gravitativa che è comunemente diffusa su tutta la catena appenninica. Tuttavia, la franosità del Foglio Bargagli, in relazione della litologie affioranti, presenta una densità di dissesti minore rispetto alle aree adiacenti, in particolare quelle più orientali. Inoltre, in virtù delle grandi estensioni di formazioni flyschoidi e arenacee in rapporto alle formazioni argillose, la distribuzione della franosità non è omogenea. Essa risulta più diradata nelle litologie sopra citate e maggiormente concentrata nelle formazioni pelitiche, anche se le frane di maggiori dimensioni sono spesso collocate nelle rocce ad alternanze litoidi (flysch s.l.), in zone dove sui versanti si concentrano le discontinuità strutturali che determinano un comportamento “detrítico” della roccia stessa.

Sotto la voce “frana” sono stati cartografati corpi e accumuli di frana distinti in base allo stato di attività del movimento franoso, Depositi di frana (frane in evoluzione) (**a**₁) e Depositi di frana senza indizi di evoluzione (frane quiescenti) (**a**_{1q}). Secondo la definizione di VARNES (1978) in CARRARA *et alii* (1983), le “frane in evoluzione (o attive)” sono frane con evidenze di movimento in atto o interessate da movimento negli ultimi cicli stagionali mentre le “frane quiescenti” sono frane senza recenti evidenze di movimento. Le “frane stabilizzate” ed in particolare anche le grandi paleofrane sospese e reincise non sono state distinte come categoria a se stante ma sono state inserite nei Depositi di frana senza indizi di evoluzione, che risultano pertanto essere la categoria nettamente prevalente. La distinzione tra Depositi di frana (frane in evoluzione) (**a**₁) e Depositi di frana senza indizi di evoluzione (frane quiescenti) (**a**_{1q}) è stata fatta in base ad evidenze macroscopiche rilevate sul terreno senza ausili strumentali. Rispetto al tipo di movimento, sempre secondo la classificazione di VARNES (1978) e CARRARA *et alii* (1983), prevalgono

le frane di tipo complesso con più meccanismi di movimento, in genere la zona di distacco è interessata da scivolamento rotazionale che coinvolge la parte superficiale del substrato roccioso e/o la coltre di alterazione sovrastante mentre nelle porzioni inferiori della frana hanno luogo scivolamenti traslativi e/o colamenti di terra e detrito. In effetti la maggior parte dei movimenti ricade nel tipo complesso derivando principalmente da scivolamenti rotazionali che evolvono in lente colate di terra.

Tutta l'area del Foglio Bargagli è caratterizzata dalla presenza di corpi di paleofrane stabilizzate che per le caratteristiche morfologiche, più dolci rispetto al circostante paesaggio spesso molto aspro, hanno favorito gli insediamenti umani e le colture agricole. Molte di queste frane mostrano parziali riprese di movimento, a causa dell'erosione e dello scalzamento al piede, nella porzione frontale e talora mediana che può causare instabilità agli insediamenti. In genere sono frane che si impostano nelle litologie più argillitiche come ad esempio le frane quiescenti che caratterizzano il fondovalle della Val Lavagna, in gran parte impostate su Argille a Palombini e Scisti Manganesiferi.

Tuttavia le frane più importanti sono localizzate nel Complesso di Casanova, come è possibile osservare a monte dei paesi di Casanova e di Rovegno dove importanti dissesti si impostano sulle arenarie e sulle brecce coinvolgendo anche depositi di probabile origine glaciale. Inoltre aspetti gravitativi particolari assumono in questo settore alcune grandi porzioni di versante dominate da ammassi ofiolitici che poggiano tettonicamente su un substrato a litologia composta e che potrebbero rientrare, se non tutte almeno qualcuna, nelle deformazioni gravitative profonde di versante (D.G.P.V.). Si tratta di notevoli dislocazioni riguardanti rocce basaltiche e serpentinitiche nella zona di Pian dei Lavaggi e Campo del Degano ad est del paese di Fontanigorda.

Nel settore di affioramento dell'Unità Antola le frane si collocano principalmente nei settori caratterizzati dal contatto tra Argilliti di Montoggio e Formazione di Monte Antola, dove l'accentuata erosione delle argilliti favorisce il dissesto delle sovrastanti litologie carbonatiche, soprattutto dove queste hanno una giacitura a franapoggio. Questi fenomeni sono particolarmente evidenti nella zona di Torriglia in alta Val Trebbia e a Montoggio in Val Scrivia. Probabilmente questi dissesti sono presenti anche nella zona di Creto come descritto da BRANCUCCI & MARINI (1989).

Le frane di crollo sono frequenti in formazioni molto resistenti ai processi di degradazione di versante e che presentano pareti come le Arenarie di Monte Gottero o le ofioliti del Complesso di Casanova. Frane di crollo importanti sono presenti alle pendici del Monte Rocio, del Monte Caucaso, e del Monte Carpena in alta Val Lavagna, così come in Val Cichero alle pendici del Monte Ramaceto. Anche alla base delle scarpate costituite dai Conglomerati di Savignone sono presenti frane di crollo, come è possibile osservare in prossimità dei paesi di CroceFieschi e Montemaggio. Gli accumuli di detrito originati da queste frane evolvono frequentemente verso il

basso in scivolamenti traslativi di detrito, favoriti, in alcune aree, dall'azione gelo-disgelo.

Le frane attualmente in evoluzione non sono molto numerose e sono di dimensioni e volumi contenuti. Fra le più significative si ricorda la frana di Rovegno, di Loco e di Montebruno, situate in val Trebbia.

5 - FORME GLACIALI E PERIGLACIALI

L'area del Foglio Bargagli è stata interessata, come le zone limitrofe del Foglio Bedonia (ISTITUTO DI GEOLOGIA DI PARMA, 1966; LOSACCO, 1982), da fenomeni glaciali, di probabile età Wurmiana. Il riconoscimento delle forme è tuttavia ostacolato dall'importante rielaborazione olocenica che non ha permesso la conservazione delle tipiche forme glaciali. In particolare molti depositi di origine glaciale sono stati successivamente rielaborati da movimenti franosi che ne hanno obliterato le forme e le caratteristiche primarie.

Tuttavia nel settore nordorientale del Foglio Bargagli sono presenti depositi glaciali già segnalati da ROVERETO (1939). In particolare, ad est di Fontanigorda, in località Campo del Degano e Pian Biagion, si ritrovano depositi con forma grossolanamente arcuata che potrebbero costituire depositi glaciali collegati alla presenza di un ghiacciaio che scendeva verso NW dal versante nordoccidentale del Monte Roccabruna. Questi depositi possono essere interpretati come di origine glaciale, anche se non è possibile escludere che si tratti di accumuli festonati che hanno più i caratteri di nivomorene che di deposito glaciale. Nella stessa zona sono presenti inoltre depositi lacustri poco estesi ("sartumi") che molto probabilmente sono la testimonianza di laghetti di origine glaciale ormai interrati.

PROGETTO
CARG

X - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nel Foglio Bargagli la principale attività estrattiva, tuttora attiva, è rappresentata dalla cave di ardesia localizzate in Val Lavagna. Il nome ardesia deriva dalla regione francese delle Ardenne, dove vengono cavate da lungo tempo marne scure, che presentano la caratteristica di sfaldarsi facilmente in lastre parallele anche molto sottili. Il nome è stato poi esteso a tutte le rocce detritiche a granulometria fine caratterizzate da un metamorfismo di bassissimo grado. L'ardesia è conosciuta in Italia anche con il nome di lavagna, nome che deriva proprio dalla cittadina ligure prossima alle cave della Val Lavagna. Nel gergo della valle questa pietra viene anche chiamata "scoglio dolce", per la sua straordinaria lavorabilità.

In Val Lavagna l'utilizzo dell'ardesia risale all'età preromanica. I reperti più antichi, lastre decorate di varie dimensioni, usate presumibilmente come tavoli masselli, sono datati dalla Soprintendenza di Genova all'VIII secolo a.c. ROVERETO (1939), nella sua monografia sulla Liguria, a proposito degli antichi usi della Lavagna, precisa: "Ha la data del 1133 una lapide in ardesia esistente nella Chiesa di San Michele di Pagana. Poco dopo la metà dello stesso secolo i Consoli del Comune di Savona si accordarono con gli uomini di Recco per avere le ciappe atte a coprire la loro cattedrale. Le grandi ciappe o lavagne sin dal secolo XII sono usate in Genova per i banchi dei pesci e dei pani". Tombe e lastre di ardesia di età preromanica, inoltre, sono state ritrovate presso l'abitato di Monleone di Cicagna.

Il comprensorio dell'ardesia della Val Lavagna costituisce sicuramente il più

importante in Italia (altri giacimenti si trovano ad esempio in Piemonte, Emilia, Toscana e Liguria occidentale) grazie soprattutto alla qualità del materiale estratto. L'attività estrattiva si concentra in media Val Lavagna, che occupa la parte meridionale del Foglio Bargagli, dove le cave sono distribuite lungo tutta la valle, ma si concentrano nei comuni di Orero, Moconesi e Cicagna, sui versanti del Monte Verzi, del Monte Albareto e del Monte Panigaro.

Grazie al C.E.N. (Commissione Europea di Normalizzazione) l'ardesia è stata inserita tra i materiali da copertura (sottoraggruppamento dei materiali lapidei, U.N.I. 8485), sotto il nome di *slate*, con questa definizione: *“Rock which is easily split into thin sheets along a plane of cleavage resulting from schistosity flux, caused by very low grade metamorphism due to tectonic compression. They are originated from clayey sedimentary rocks belonging petrographically to a range which begins at the boundary between sedimentary and metamorphic formation and ends at the epizonal metamorphic phyllite formation”*

In Val Lavagna vengono estratti i litotipi appartenenti alla Formazione delle Ardesie di Monte Verzi, e in modo subordinato, quelli della Formazione delle Arenarie di Monte Gottero in una zona limitata al versante meridionale del Monte Caucaso. In particolare viene cavata la frazione pelitica delle torbiditi che presenta una composizione da marnosa a calcareo-marnosa. Utilizzando la terminologia anglo-sassone l'ardesia può essere classificata come *slate* o *carbonate slate*. Gli strati interessati da escavazione sono detti, in gergo, “filoni”. Il metodo di estrazione consiste nell'individuare un filone con buone caratteristiche e di seguirlo lungo la stratificazione per tutto il suo sviluppo, in sotterraneo. I blocchi vengono poi estratti seguendo la naturale tendenza dell'ardesia a sfaldarsi secondo la foliazione di seconda fase, che si presenta come clivaggio di crenulazione disgiuntivo. Questa foliazione costituisce quindi il piano di lavoro su cui si muovono operai e macchine, e la sua suborizzontalità ne facilita notevolmente il lavoro, consentendo un agile movimento anche delle macchine operatrici. Se l'estrazione avviene in successioni di rocce a polarità normale, quindi, si caveranno ardesie più tenere al tetto della cava, in gergo chiamato “agro”, mentre se la polarità degli strati è rovesciata la porzione più sfaldabile si troverà a contatto con la roccia incassante di letto, detta “soglia”.

L'ardesia è un materiale molto versatile utilizzabile sia per interni che per esterni. Il vantaggio principale dell'ardesia è quello di essere un materiale facilmente lavorabile e molto resistente. E' praticamente impermeabile e poco gelivo e quindi in grado di resistere a lungo agli effetti degli agenti atmosferici. Ha un coefficiente di conducibilità molto basso, inferiore ad 1, quindi risulta ottima per rivestimenti esterni. Inoltre, come quasi tutte le rocce, offre resistenza al passaggio di calore, garantendo una temperatura pressoché costante all'interno degli edifici. Uno dei primi utilizzi dell'ardesia è stato quello di impiegarla come materiale da copertura, vista la sua ottima resistenza alle intemperie, così come per rivestire la parte nord

delle case. Uno dei principali utilizzi dell'ardesia nel campo dell'edilizia, oggi come in passato, è la pavimentazione, che nella prima metà del novecento costituiva il prodotto ardesiaco maggiormente esportato. Oggi vengono eseguiti in ardesia sia pavimenti esterni che interni. Classico è anche l'utilizzo dell'ardesia per muretti, sia delle case sia dei terrazzamenti che caratterizzano il paesaggio della Val Lavagna. Moderno è invece l'uso dell'ardesia per oggettistica di vario tipo, mentre si sta perdendo l'uso dell'ardesia per le lavagne delle scuole. Un altro importante utilizzo dell'ardesia è per i piani dei tavoli da biliardo. I piani di ardesia per il biliardo sono oggi il prodotto più ricercato dal mercato estero, e pertanto il più remunerativo: le esportazioni maggiori si hanno negli U.S.A., in Germania e in Francia. L'ardesia si dimostra il materiale più adatto grazie alla sua indeformabilità anche per lastre molto sottili e all'altissimo grado di levigatura che permette di raggiungere. L'ardesia per i biliardi però deve essere di qualità particolarmente alta, perché sono richieste lastre praticamente perfette e di grandi dimensioni. L'ardesia viene anche utilizzata per produrre polvere ventilata che si utilizza essenzialmente per vernici, mastici e paste fillerizzate perché mischiata a questi prodotti, permette un processo reversibile che fa passare una soluzione colloidale dallo stato di gel a quello di sol variando semplicemente la temperatura o per semplice sbattimento. Questo consente di rendere molto aderenti e particolarmente resistenti determinati tipi di vernice.

Altre attività estrattive ormai inattive o in corso di esaurimento nell'ambito del Foglio Bargagli hanno riguardato la Formazione di Monte Antola e le rocce ofiolitiche del Complesso di Casanova. Nel Foglio Bargagli sono infatti presenti alcune cave, molte ormai inattive, aperte nella Formazione di Monte Antola. Il materiale estratto viene lavorato a spacco o a taglio e non è suscettibile di lucidatura. Il suo principale utilizzo è come materiale da costruzione in particolare per il rivestimento dei tetti degli edifici. Attualmente la Formazione di Monte Antola viene utilizzata anche per la produzione di pietrisco. Cave di prestito sono comunque diffuse in tutto il territorio del Foglio Bargagli. In Val Trebbia sono inoltre presenti alcune miniere ormai inattive di solfuri (pirite e calcopirite) principalmente nella zona di Rovegno e di Casanova. Queste miniere localizzate nei corpi principali di serpentiniti hanno probabilmente un'origine idrotermale legata al metamorfismo giurassico di fondo oceanico che ha interessata la sequenza ofiolitica. Queste miniere, sfruttate fino alla seconda guerra mondiale, sono attualmente inattive.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. (1969) - *Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levante (Liguria Orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**(4): 923-1014.
- 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., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*. Sedimentary Geol., **4** (3/4): 205-251.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *Development of the Northern Apennines geosyncline The eugesynclinal sequences*. Sedim.Geol., **4**, 251-340.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (1980) - *Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust*. Ofioliti, Special Issue on Tethyan ophiolites (Rocci G. Ed), Western area, **5**, 59-96.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1982) - *Le unita' foriditiche cretatiche dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 115-126.
- 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.
- AIELLO E., BRUNI P. E SAGRI M. (1977) - *Depositi canalizzati nei flysch cretacei dell'Isola d'Elba*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 297-329.
- ALLASINAZ A., GELATI R., GNACCOLINI M., MARTINIS B., OROMBELLI G., PASQUARÈ G. & ROSSI P.M. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala di 1:100.000, Foglio 82 "Genova"*. Serv. Geol. d'It.: pp134, Roma.
- 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.
- ANDRI E. & FANUCCI F. (1975) - *La risedimentazione dei Calcari a Calpionelle liguri*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 915-925.
- 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.
- BARBIERI F. (1964) - *Osservazioni micropaleontologiche sugli Scisti rossi di Passo del Bocco (Appennino ligure-emiliano)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 109-113.
- BARRETT T.J. (1982a) - *Review of stratigraphic aspects of the ophiolite rocks and pelagic sediments of the Vara complex, North Apennines, Italy*. Ofioliti, **7**(1): 3-46.
- BARRETT T.J. (1982b) - *Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded cherts overlying ophiolites in the Northern Apennines, Italy*. Sedimentology, **29**: 353-373.
- BAUMGARTNER P.O. (1984) - *A Middle Jurassic - Early Cretaceous low-latitude Radiolarian zonation based on unitary associations and age of Tethyan radiolarites*. Ecl. Geol. Helv., **77**: 729-837.
- BECCALUVA L., PICCARDO G.B. & SERRI G. (1980) - *Petrology of the Northern Apennine ophiolites and comparaison with other Tethyan ophiolites*. In: Panayiotou A. (ed.) Ophiolites. Proceed. Intern. ophiolite symp., Cyprus 1979: 314-331.
- 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'It.: pp. 121, Roma.
- BERGGREN W.A., KENT D.V. & FLYNN J.J. (1985a) - *Paleogene geochronology and chronostratigraphy*. In: N.J. SNELLING (Ed.): *Geochronology and the geological record*. Geol. Soc. Mem., **10**: 141-195.
- BERGGREN W.A., KENT D.V. & VAN COUVERING J.A. (1985b) - *The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy*. In N.J. SNELLING (Ed.): *The chronology of the Geological record*. London Geol. Soc., Spec. Publ.: 211-260, London.
- 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 Cretacico superiore*. Ofioliti, **11**: 193-221.
- BEZZI A. & PICCARDO G.B. (1970) - *Studi petrografici sulle formazioni ofiolitiche della Liguria. Riflessioni sulla genesi dei complessi ofiolitici in ambiente appenninico ed alpino (Nota preliminare)*. Rend. Soc. Italiana Min. e Petr., **26**: 1-42.
- BIELLA G.C., GELATI R., MAISTRELLO M., MANCUSO M., MASSIOTTA P. & SCARASCIA S. (1987) - *The structure of the upper crust in the Alps-Appennines boundary region deduced from refraction seismic data*. Tectonophysics, **142**: 71-85.
- 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.
- 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'Appennino in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica*. Mem. Soc. Geol. It., **10** (4): 371-378.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (Eds.) (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Progetto Finalizzato Geodinamica. Mod. Strutt. Ap. Sett., Selca-Firenze.
- 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.
- BONI A., BRAGA G., CONTI S., GELATI R., MARCHETTI G. & PASSERI L.D. (1968) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 83-Rapallo/Foglio 94-Chiavari*. Serv. Geol. d'It., pp. 89, Roma.
- 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. & GIANELLI G. (1976) - *Le rocce gabbriche dell'Appennino Settentrionale: i dati recenti su rapporti primari, posizione stratigrafica ed evoluzione tettonica*. Ofioliti, **1**(2): 99-105.
- 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, pp. 168.
- 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 ofiolitiche 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.
- BRANCUCCI G., CORTEMIGLIA G.C. & TRIMBOLI M. (1988). *Segnalazione di superfici pianeggianti lungo i versanti della Valle Fontabuona (Liguria orientale, Appennino Settentrionale) riconducibili a terrazzamenti del T.Lavagna: nota preliminare*. Geog. Fisica e Din. Quat., **Suppl. I**: 141-146.
- BRANCUCCI G. & MARINI M. (1989) - *Nuovi dati e considerazioni sulla "paleofrana" di Prato Casarele (Val Bisagno, Genova)*. Mem. Acc. Scienze Lun. Cappellini, **57-58**: 135-146.
- BRANCUCCI G. & MOTTA M. (1989) - *Morfotettonica della Val Fontanuova e delle aree limitrofe*. Mem. Acc. Scienze Lun. Cappellini, **57-58**: 101-122.
- 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.

- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle Unità Formazionali Italiane*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **101**: 343-542.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1983) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. appl. e Idrogeol., **20**(2): 223-243.
- 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 Liguri dell'Appennino Nord-Occidentale*. Atti Ist. Geol. Pavia, **30**: 42-66.
- CASNEDI R., GALBIATI B., VERNIA L. & ZANZUCCHI G. (1993) - *Note descrittive 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.
- COBIANCHI F. & 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 Nazionale.
- CONTI M., MARCUCCI M. & PASSERINI P. (1985) - *Radiolarian cherts and ophiolites in the Northern Apennines and Corsica: age correlations and tectonic frame of siliceous deposition*. Ophioliti, Special Issue on "Ophiolites trough time", **10**: 201-225.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B., PRINCIPI G. & VENTURELLI G. (1978) - *Le breccie ofiolitiche della Liguria Orientale: nuovi dati e discussione sui modelli paleogeografici*. Ophioliti, **3** (2/3): 99-160.
- CORTESOGNO L., GRANDJACQUET C. & HACCARD D. (1979) - *Contribution a l'etude de la liaison Alpes-Appennines: evolution tectono-metamorpique des principaux ensembles ophiolitiques de la Ligurie (Apennins du nord)*. Ophioliti, **4**: 157-172.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B. & PRINCIPI G. (1980) - *Le breccie serpentinitiche giurassiche della Liguria Orientale*. Archives des Sciences, Genève, **33**: 185-200.
- CORTESOGNO L. & HACCARD D. (1984) - *Note illustrative alla carta geologica della zona Sestri-Voltaggio*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 115-150.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B. & PRINCIPI G. (1987) - *Note alla "carta geologica delle ofioliti del Bracco" e ricostruzione della paleogeografia giurassico-cretacea*. Ophioliti **12**(2): 261-342.
- DEBELMAS J. (1975) - *Reflexions et hypotheses sur la paleogeographie cretacee des confins alpine-appenniniques*. Bull. Soc. Geol. France, **17**: 1002-1012.
- DECANDIA F.A. & ELTER P. (1969) - *Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino Settentrionale (Nota preliminare)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, **76**: 1-9.
- DECANDIA F.A. & ELTER P. (1972) - *La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levante e la Val Graveglia (Appennino Ligure)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 503-530.
- DENEKE E. & GUNTHER K. (1981) - *Petrography and arrangement of tertiary graywacke and sandstones sequence of the Northern Apennines*. Sedimentary Geol., **28**: 189-230.
- DE LAUNAY L. (1907) - *La métallogénie de l'Italie et des régions avoisinantes. II-Note sur la Toscane minière et l'île d'Elbe*. X Congr. Geol. Int., Mexico.
- DI BIASE D., MARRONI M. & PANDOLFI L. (1997) - *Age of the deformation phases in the Internal Liguride Units: evidences from Early Oligocene conglomerates of Tertiary Piemontese Basin (Northern Apennine, Italy)*. Ophioliti, **22**(2), 231-238.

- DICKINSON W.R. (1970) - *Interpreting detrital modes of greywacke and arkose*. Jour. of Sed. Petrology, **40**: 695-707.
- DICKINSON W.R. (1985) - *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*. In G.G. Zuffa (Ed.) *Provenance of arenites*. NATO ASI series, 333-362.
- 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. and Scholten R. (eds). Wiley, New York: 67-96.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a NE delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79**(2): 273-312.
- ELTER P. (1972) - *La zona ofiolitica del Bracco nel quadro dell'Appennino Settentrionale. Introduzione alla geologia delle Liguridi*. 66° Congr. Soc. Geol. It., Guida alle escursione, Pacini, Pisa: 35 pp.
- ELTER P. (1975a) - *Introduction à la géologie 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. (1994) - *Introduzione alla geologia dell'Appennino ligure-emiliano*. In G. Zanzucchi (Ed.) *Appennino Ligure Emiliano*, 10 itinerari. Guide Geologiche Regionali S.G.I., **6**: 17-24.
- ELTER P. & 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.
- 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. & RAGGI G. (1965a) - *Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 1)-Osservazioni preliminari sulla posizione delle ofioliti della zona di Zignago (La Spezia). 2) Considerazioni sul problema degli olistostromi*. Boll. Soc. Geol. Ital., **84**: 303-322.
- ELTER P. & RAGGI G. (1965b) - *Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 3)-Tentativo di interpretazione delle breccie ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino ligure*. Boll. Soc. Geol. Ital., **84**(5): 1-12.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WIEDMANN M., (1966) - *Sur la prolongation du domaine de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalps romandes et chaiblaisiennes*. Arch. Soc. Phys. Nat. Genève, **19**: 1002-1012.
- 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. & 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 L. & PERILLI N. (1993) - *Prima relazione stato di avanzamento del Foglio alla scala 1:50.000 N°214 "Bargagli"*. Rapporto interno, Servizio Geologico d'Italia, Roma Aprile, 1994: pp. 88.
- ELTER P., GHISELLI F., MARRONI M. & OTTRIA G. (1997) - *Note illustrative del Foglio 198 "Bobbio" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000*. Serv. Geol. d'It.: pp. 106, Roma.
- 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.
- FANUCCI F. (1978) - *Neotettonica dei margini continentali del Mar Ligure*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 535-542.
- FIERRO G. & TERRANOVA R. (1963) - *Microfacies fossilifere e sequenze litologiche nelle "Arenarie superiori" dei Monti Ramaceto e Zatta*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **1**(2): 473- 510.
- FONTANA D. (1991) - *Detrital carbonate grains as provenance indicators in the Upper Cretaceous Pietraforte Formation (Northern Apennines)*. Sedimentology, **38**: 1085-1095.
- 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.
- 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.
- GALBIATI B. (1968) - *Considerazioni sul contatto tra la serie delle arenarie di M.Zatta e quella delle arenarie di Casanova nella zona di M.Zatta (App. Ligure)*. Rend. Ist. Lombardo, Classe di Scienze, **102**:
- 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 ligure cretacea*. 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.
- GARDIN S., MARINO M., MONECHI S. & PRINCIPI G. (1994) - *Biostratigraphy and sedimentology of Cretaceous Ligurian flysch: paleogeographical implication*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 219-235.
- GAZZI P. (1965a) - *I minerali pesanti nei flysch arenacei fra M.Ramaceto e M.Molinatico (Appennino Settentrionale)*. Min. Petr. Acta, **11**: 197-212.
- GAZZI P. (1965b) - *On the heavy mineral zones in the geosyncline series. Recent studies in the Northern Apennines, Italy*. Jour. of Sed. Petrology, **35** (1): 109-115.
- GAZZI P. (1966) - *Le arenarie del flysch sopraCretacico dell'Appennino modenese: correlazioni con il flysch di Monghidoro*. Min. Petrogr. Acta, **12**: 69-97.
- GELATI R. & PASQUARÉ G. (1970) - *Interpretazione geologica del limite Alpi-Appennini in Liguria*. Riv. It. Paleont., **76**(4): 513-578.
- GELATI R. AND GNACCOLINI M. (1978) - *I Conglomerati della Val Borbera, al margine orientale del Bacino Terziario Ligure-Piemontese*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **84**: 701-728.
- 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 Northern 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.
- 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.
- GIANELLI G. & PRINCIPI G. (1974) - *Studies on mafic and ultramafic rocks. 4.- Breccias of the ophiolitic suite in the M.Bocco area (Ligurian Apennine)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 277-308.
- GIANELLI G. & PRINCIPI G. (1977) - *Northern Apennine ophiolite: an ancient transcurrent fault zone*. Boll.

- Soc. Geol. It., **96**: 53-58.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**(2): 17-98.
- GRANDJACQUET C. & HACCARD D. (1977) - *Position structurale et rôle paleogeographique de l'unité du Bracco au sein du contexte ophiolitique liguro-piémontais (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.
- HAQ B. U., HANDBOL J. & VAIL P. R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles*. In C. K. WILGUS, B. S. HASTINGS, C. G. ST. C. KENDALL, H. POSAMENTIER, C. A. ROSS & VAN J. WAGONER (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., **42**: 71-108, Los Angeles.
- HARLAND W. B., ARMSTRONG R., COKS A., CRAIG L., SMITH A. & SMITH D. (1989) - *A Geological Time Scale*. Cambridge Univ. Press, 1-263.
- HILGEN F. J. (1991b) - *Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale*. Earth Planet. Sci. Lett., **104**: 226-244.
- HOOGERDIJN STRATING E.H. (1988) - *High temperature shear zone in the gabbroic Bracco Massif (N.Apennines, Italy): possible implications for tectonic models of oceans floor generation*. Ofioliti **13**(2/3): 95-111.
- HOOGERDIJN STRATING E.H. (1990). *The evolution of the Piemonte-Ligurian ocean, A structural study of the ophiolite complexes in Liguria (NW Italy)*. Geologica ultrict. pp. 74.
- HOOGERDIJN 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.
- HOOGERDIJN 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.
- HOOGERDIJN STRATING E.H. & VAN WAMEL W.A. (1989) - *The structure of the Bracco Ophiolite complex (Ligurian Apennines, Italy): a change from Alpine to Apennine polarity*. Journ. of Geol. Soc., **146**: 933-944.
- ISSC (1976) - *International Stratigraphic Guide*. Hedberg H. D.ed. Wiley & s., New York, pp. 200.
- 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.
- LONGIARU S. (1987) - *Visual comparators for estimating the degree of sorting from plane and thin section*. Jour. of Sed. Petrology, **57**: 791-794.
- LORENZ C. (1969) - *Contribution à l'étude stratigraphique de l'Oligocène inférieur des confins Ligure-Piémontais (Italie)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **6**(2): 253-888.
- LOSACCO U. (1982) - *Gli antichi ghiacciai dell'Appennino settentrionale -Studio morfologico e paleogeografico*. Atti.Soc.Nat. e Mat. di Modena, **103**: pp. 224.
- LOUITT T. S., HARDEMBOL J. & VAIL P. R. (1988) - *Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin section*. In: C. K. WILGUS, B. S. HASTINGS, C. G. ST. C. KENDALL, H. POSAMENTIER, C. A. ROSS & VAN J. WAGONER (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., **42**: 183-213, Los Angeles.
- 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.

- MALESANI P.G. (1966) - *Ricerche sulle arenarie: 15) L'Arenaria superiore*. Rend. S.I.M.P., **22**: 113-175.
- MARINI M. (1981) - *Analisi geologico-strutturale e interpretazione paleogeografica e tettonogenetica 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 complessi ofiolitiferi compresi tra le valli Trebbia e Avaro (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. & 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.
- 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., MONECHI S., PERILLI N., PRINCIPI G. & TREVES B. (1992) - *Late Cretaceous flysch deposits of the Northern Apennines, Italy: age of inception of orogenesis-controlled sedimentation*. Cretaceous Research, **13**: 487-504.
- 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. & 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. & 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., 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.
- MARTINI P.I., SAGRI M. & DOVETON J.H. (1978) - *Lithologic transition and bed thickness periodicities in turbidite succession of the M.Antola Formation, Northern Apennines, Italy*. Sedimentology, **25**: 605-623.
- 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.
- 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.
- MOLLI G.C. (1994) - *Microstructural features of high temperature shear zones in gabbros of the Northern Apennine ophiolites*. J.Struct. Geol. **16**, 1535-1541.
- MOLLI G.C. (1995) - *Pre-orogenic high temperature shear zones in an ophiolite complex (Bracco Massif, Northern Apennine, Italy)*. In: Mantle and lower crust exposed in oceanic ridges and ophiolites. (Vissler R.L.M. and Nicolas A. Eds.), Kluwer Academic Publishers, 146-161.
- 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.
- MONTECHI S. & TREVES B. (1984) - *Osservazioni sulle età delle arenarie del Gottero. Dati dal nannoplankton calcareo*. Ofioliti, **9**(1): 93-96.
- 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. (1977) - *La “zona di Berceto” nell'evoluzione tettonica dell'Appennino Settentrionale dal Paleocene al Pliocene*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Ser. A, **83**: 142-163.
- 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 sandstones*. AGIP - Istituto di Geologia Università di Parma, 275pp., San Donato Milanese.
- 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) - *Torbidite facies and facies associations*. In: *Examples of turbidite and facies associations from selected formations of the northern Apennines*. 9th Int. Congr. Sedimentology, Guidebook: 21-36, Nice.
- MUTTI E., PAPANI L., DI BIASE D., DAVOLI G., MORA S., SEGADDELLI S. & TINTERRI R. (1995) - *Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino*. Mem. Sci. Geol., **47**: 217-244.
- 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 mélange formed on a distal passive continental margin*. Journ. Struct. Geol., **4**: 1-18.
- NILSEN T.H. & ABBATE E. (1976) - *The Gottero sandstone a late Cretaceous and Paleocene deep-sea fan Complex in the ligurian Apennines, Northern Italy*. Geol.Soc.Am. Abstracts with programs, **8**(6): 1028-1029.
- NILSEN T.H. & ABBATE E. (1983-84) - *Submarine-fan facies associations of the Upper Cretaceous and Paleocene Gottero Sandstone, Ligurian Apennines, Italy*. Geo-marine Letters, **3**: 193-197.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the Low-Latitude Coccolith Biostratigraphy Zonation*. Marine Micropaleontology, **5**: 321-325.
- 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 cretache della Tetide Occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 593-612.
- PANDOLFI L. & MARRONI M. (1996) - *Litostratigrafia ed assetto strutturale delle Unità Liguri Interne nel settore dell'alta Val Trebbia ed alta Val d'Aveto (Appennino Ligure)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 673-688.
- PAPANI G. & GONSALVI L. (1969) - *Alcune idee sull'evoluzione oro-idrografica dell'Appennino settentrionale*. "L'ateneo Parmense-Acta Naturalia", **5**: 3-20.
- PAREA G.C. (1964) - *La provenienza dei clastici dell'Arenaria del M. Gottero*. Atti Mem. Accad. Naz. Sci. Lettere Arti, Modena, ser. **6**(6): 1-7.
- PAREA G.C. (1965) - *Evoluzione della parte settentrionale 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 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) - *Microfauna paleoceniche nella formazione dell'Arenaria del M. Ramaceto e degli Argilloscisti di Cichero*. Mem.Soc.Geol.It., **53**, 543-561.
- PERTUSATI P.C. (1972) - *Segnalazione di una discordanza alla base del paleocene (Formazione di Gaiette) 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.
- PETTUJOHN F.J., POTTER P.E. & SIEVER R. (1972) - *Sand and sandstone*. Springer-Verlag Eds., New York.
- 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. (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.
- PICKERING K.T. & HISCOTT R.N. (1985) - *Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis*. Sedimentology, **32**: 373-394.
- 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.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw e Hill ed., pp.568.
- RAMSAY J.G. (1980) - *The crack-seal mechanism of rock deformation*. Nature, **284**: 135-139.
- REUTTER K.J. (1961) - *Zur stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **11**: 563-588.
- RICCI LUCCHI F. (1984) - *Flysch, molassa, cunei elastici: tradizione e nuovi approcci nell'analisi dei bacini orogenici dell'Appennino Settentrionale*. Cento anni di geologia italiana. Vol. giub. I Centenario Soc. Geol. Ital.: 279-295.
- 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.
- RIO D. & VILLA G. (1983) - *I nannofossili calcarei del Cretacico superiore del flysch di Solignano, media Val di Taro, Appennino Settentrionale*. Mem. Sc. Geol., **36**: 239-282.
- 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) - *Rhythmic 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 (Cretacico superiore, Liguria occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 205-226.
- SAGRI M. & MARRI C. (1980) - *Paleobatimetria e ambienti di deposizione delle unità torbiditiche Cretacico-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.
- 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.

- SERRI G. (1980) - *Chemistry and petrology of gabbroic complexes from the Northern Apennines ophiolites*. In: A. Panayiotou (Ed.), *Ophiolites, Proceed. Intern. Ophiolites symposium, Cyprus 1979*: 296-313.
- SERRI G. (1981) - *The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **52**: 203-212.
- SESTINI G., BRUNI P. & SAGRI M. (1986) - *The flysch basins of the Northern Apennines: a review of facies and of Cretaceous neogene evolution*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **31**: 87-106.
- SESTINI G. (1970) - *Flysch facies and turbidite sedimentology. Introduction to the geology of the Northern Apennines*. *Sedimentary Geol.*, **4** (3/4): 559-597.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nanoplankton*. *Geol. en Mijnbouw*, **56**: 37-65.
- STEINMANN G. (1907) - *Alpen und Apennin*. *Monatsber. Deut. Geol. Gesell.*, **59**: 177-183.
- TARAMELLI (1878) - *Del granito delle formazioni serpentose dell'Appennino Pavese*. *Rend. R. Istit. Lombardo Vol. IX*
- TEICHMÜLLER R. (1932) - *Über das Vorland des Apennin*. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen Mat. Phys. Kl.*, **4**(17): 8-52.
- TEICHMÜLLER & SCHNEIDER (1935) - *Die Grenze von Alpen und Apennin*. *Abh. Ges. Wissen. zu Göttingen, Math. Phys. Kl.*, **3** (14): 1-61.
- TEN HAAR E. (1964) - *Flysch formations of the Northern Apennines*. In A.H. Bouma and A. Brouwer (Eds.) *Turbidites*. Elsevier, Amsterdam: 126-131.
- 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 Maggioreasca 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*. *Ophioliti*, **6**: 287-292.
- THIESSEN R. (1986) - *Two-dimensional re-fold interference patterns*. *Journ. of Structural Geology*, **8**: 563-573.
- THIESSEN R. & MEANS W.D. (1980) - *Classification of fold interference patterns: a re-examination*. *Journ. of Structural Geology*, **2**: 311-316.
- 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) - *Tektonische Studien in der Catena Metallifera Toskanas*. *Geol. Rundschau*, **17**: 631-660.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. *Ophioliti*, **9**: 577-618.
- VALLONI R. & ZUFFA G.G. (1984) - *Provenance changes for arenaceous formations of the Northern Apennines (Italy)*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**: 1035-1039.
- VANNUCCI R., RAMPONE E., PICCARDO G.B., OTTOLINI L. & BOTTAZZI P. (1993) - *Ophiolitic magmatism in the Ligurian Tethys: an ion microprobe study of basaltic clinopyroxenes*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**, 123-137.
- 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., BONIS A.J., FRANSSSEN R.C.M.W., VAN LINGEN W., POSTUMA W. & VAN ZUPPHEN 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 ZUPPHEN A.C.A., VAN WAMEL W.A. & BONIS 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.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: *Landslides: analysis and control. transportation*. Research Board, National Academy of Sciences, Special Report **176**, cap. 2.
- VENTURELLI G. & FREY M. (1977) - *Anchizone metamorphism in sedimentary sequences of the Northern Apennines*. Rend. S.I.M.P., **33**: 109-123.
- VESCOVI P. E VALLONI R. (1986) - *Le arenarie di M.Gottero nella zona di M.Marino (Berceto, PR)*. Acta Nat. Ateneo Parmense, **22**: 159-169.
- ZACCAGNA D. (1925) - *Sulla geologia della Val di Vara e regioni finitime*. Mem. Accad. Lunig. delle Sc., La Spezia.
- 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.
- 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 G.G.Zuffa (Ed.) *Provenance of arenites*. NATO ASI series, 195-189.

BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., GALBIATI B. & PRINCIPI G. (1980) - *Carta geologica delle ofioliti del Bargonasco e dell'Alta Val Graveglia*. S.E.L.C.A., Firenze.
- BELLINZONA G., BONI A., BRAGA G., CASNEDI R. & MARCHETTI G. (1968) - *Carta Geologica della "Finestra di Bobbio"*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **19**.
- BRAGA G., CASNEDI R., GALBIATI B. & MARCHETTI G., 1972. *Le unità ofiolitifere dell'Alta Val di Vara*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 547-221.
- CNR (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale* (Boccaletti M. and Coli M. Eds.), Progetto Finalizzato Geodinamica, Mod. Strutt. Ap. Sett., SELCA, Firenze.
- CORTESOGNO L. & HACCARD D. (1985) - *Carta geologica della zona Sestri-Voltaggio*. SELCA, Firenze, 1985.
- HACCARD D. (1976) - *Carte géologique au 1/50.000 de Sestri- Voltaggio*. Pubbl. CNR, Italia, Pisa.
- ISTITUTO DI GEOLOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PARMA (1966) - *Carta Geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe*
- MARINI M., 1977b. *Carta geologica del versante ligure della zona Sestri-Voltaggio*. Ofioliti, **2**: 333-346.
- MARRONI M. & MECCHERI M. (1990) - *Carta Geologico-strutturale dell'alta Val di Vara (scala 1:25.000)*. LAC, Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - *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 (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. 94 "Chiavari"*. 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"*. Servizio Geologico Nazionale, Tip. Salomone, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2005) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. F. 215 "Bedonia"*. Servizio Geologico Nazionale, S.EL.C.A., Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2005b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 216 "Borgo Val di Taro"*. Servizio Geologico Nazionale, S.EL.C.A., Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (in stampa) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 215 "Cabella Ligure"*. Servizio Geologico Nazionale.
- 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.