



# A P A T

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



**DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO**

***Servizio Geologico d'Italia***

Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.2.1960)

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

foglio 215

# **BEDONIA**

a cura di

**P. Elter<sup>1</sup>, S. Lasagna<sup>2</sup>, M. Marroni<sup>1,3</sup>, L. Pandolfi<sup>1,3</sup>, P. Vescovi<sup>4</sup>,  
G. Zanzucchi<sup>4</sup>**

*con i contributi di*

*Biostratigrafia* **D. Rio<sup>5</sup>, R. Catanzariti<sup>3</sup>, N. Perilli<sup>1</sup>**

*Geomorfologia* **C. Tellini<sup>4</sup>**

*Cartografia geologica e difesa del suolo* **M.T. De Nardo<sup>2</sup>,**

**G. Gorziglia<sup>6</sup>, E. De Stefanis<sup>6</sup>**

<sup>1</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

<sup>2</sup> Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

<sup>3</sup> Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Pisa

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

<sup>5</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Padova

<sup>6</sup> Settore Assetto del Territorio e Controllo Tecnico, Regione Liguria

Ente realizzatore



**Regione Emilia-Romagna**

Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

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

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

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

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

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

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

*Collaborazione scientifica:*

**C. D'Ambrogi**, **M. D'Orefice**, **F. Galluzzo**, **M. Rossi**

*Coordinamento cartografico:*

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

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

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

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**F. Pilato**, **D. Tacchia**

PER LA REGIONE EMILIA-ROMAGNA:

*Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:*

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

*Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:*

**M.L. Garberi**, **A. Martini** (direzione lavori),

**I. Pellegrino**, **A. Pighini** (collaudo)

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

a cura dell'ATI:

**S.EL.CA. s.r.l.**, **SystemCart s.r.l.**

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

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

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

**Stampa:** **S.EL.CA. s.r.l.**, Firenze - 2005

## INDICE

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE</b> .....	pag.	7
<b>II</b>	<b>- STUDI PRECEDENTI</b> .....	»	11
<b>III</b>	<b>- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE</b> .....	»	15
1.	- DATI DI SOTTOSUOLO .....	»	20
<b>IV</b>	<b>- UNITÀ TETTONICHE</b> .....	»	21
<b>V</b>	<b>- STRATIGRAFIA</b> .....	»	23
1.	- SUCCESSIONE CONTINENTALE PLIO-PLEISTOCENICA .....	»	23
1.1.	- SINTEMA DI COMPIANO .....	»	24
2.	- SUCCESSIONE EPILIGURE .....	»	25
2.1.	- MARNE DI MONTE PIANO .....	»	25
3.	- UNITÀ LIGURI .....	»	26
3.1.	- UNITÀ GOTTERO .....	»	26
3.1.1.	- <i>Basalti</i> .....	»	27
3.1.2.	- <i>Argille a Palombini</i> .....	»	27
3.1.3.	- <i>Scisti Manganesiferi</i> .....	»	28
3.1.4.	- <i>Ardesie di Monte Verzi</i> .....	»	28
3.1.5.	- <i>Scisti Zonati</i> .....	»	30
3.1.6.	- <i>Arenarie di Monte Gottero</i> .....	»	31
3.1.7.	- <i>Argilliti di Giaiette</i> .....	»	32
3.2.	- UNITÀ BRACCO/VAL GRAVEGLIA .....	»	33
3.2.1.	- <i>Argille a Palombini</i> .....	»	33
3.3.	- UNITÀ COLLI/TAVARONE .....	»	33
3.3.1.	- <i>Argille a Palombini</i> .....	»	34
3.3.2.	- <i>Scisti manganesiferi</i> .....	»	34
3.3.3.	- <i>Ardesie di Monte Verzi</i> .....	»	35
3.3.4.	- <i>Scisti Zonati</i> .....	»	35
3.3.5.	- <i>Formazione di Tavarone</i> .....	»	36
3.4.	- UNITÀ OTTONE .....	»	37

3.4.1.	- <i>Complesso di Casanova</i> . . . . .	»	39
3.4.2.	- <i>Complesso di Monte Veri</i> . . . . .	»	42
3.4.3.	- <i>Flysch di Ottone</i> . . . . .	»	43
3.5.	- UNITÀ MONTE DELLE TANE . . . . .	»	44
3.5.1.	- <i>Complesso di Monte Ragola</i> . . . . .	»	44
3.6.	- UNITÀ OROCCO . . . . .	»	45
3.6.1.	- <i>Flysch di Monte Orocco</i> . . . . .	»	45
3.7.	- UNITÀ MEDIA VAL TARO . . . . .	»	46
3.7.1.	- <i>Arenarie di Campi</i> . . . . .	»	47
3.7.2.	- <i>Arenarie di Scabiazza</i> . . . . .	»	47
3.7.3.	- <i>Argilliti di San Siro</i> . . . . .	»	48
3.7.4.	- <i>Argille a Palombini di Monte Rizzone</i> . . . . .	»	48
4.	- UNITÀ SUBLIGURI . . . . .	»	49
4.1.	- UNITÀ CANETOLO . . . . .	»	49
4.1.1.	- <i>Argille e Calcari di Canetolo</i> . . . . .	»	50
4.1.2.	- <i>Flysch di Vico</i> . . . . .	»	50
4.2.	- UNITÀ AVETO . . . . .	»	51
4.2.1.	- <i>Formazione della Val d'Aveto</i> . . . . .	»	51
4.3.	- UNITÀ BRATICA . . . . .	»	55
4.3.1.	- <i>Argille e Calcari di Canetolo</i> . . . . .	»	55
4.3.2.	- <i>Arenarie di Ponte Bratica</i> . . . . .	»	55
4.4.	- UNITÀ SANGUINETO . . . . .	»	57
4.4.1.	- <i>Formazione di Salsominore</i> . . . . .	»	57
5.	- UNITÀ TOSCANE . . . . .	»	58
5.1.	- UNITÀ ZUCCONE . . . . .	»	58
5.1.1.	- <i>Arenarie di Monte Zuccone</i> . . . . .	»	58
<b>VI</b>	- <b>EVOLUZIONE STRUTTURALE</b> . . . . .	»	61
1.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ LIGURI INTERNE . . . . .	»	61
2.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ LIGURI ESTERNE . . . . .	»	64
3.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ SUBLIGURI . . . . .	»	66
3.1.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ CANETOLO . . . . .	»	66
3.2.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ AVETO, BRATICA E SANGUINETO . . . . .	»	66
4.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ TOSCANE . . . . .	»	68
4.1.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ ZUCCONE . . . . .	»	68

<b>VII</b>	<b>- GEOMORFOLOGIA E DEPOSITI QUATERNARI</b>	»	71
1.	- NOTE DI GEOMORFOLOGIA	»	71
1.1.	- CENNI SUI PRINCIPALI ELEMENTI ORO-IDROGRAFICI	»	72
1.2.	- FORMA ED ASPETTI EVOLUTIVI DELLE VALLI	»	72
1.3.	- MOVIMENTI DI MASSA	»	74
1.4.	- FORME GLACIALI E PERIGLACIALI	»	76
1.5.	- I DEPOSITI DEL LAGO DI COMPIANO	»	76
2.	- I DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI	»	77
2.1.	- FRANE IN EVOLUZIONE E QUIESCENTI	»	77
2.2.	- DEPOSITI DI VERSANTE	»	78
2.3.	- DEPOSITI DI VERSANTE ELUVIO-COLLUVIALI	»	78
2.4.	- DETRITI DI FALDA	»	78
2.5.	- DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI	»	78
2.6.	- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI	»	79
2.7.	- DEPOSITI GLACIALI	»	79
2.8.	- DEPOSITI DI CONCA PALUSTRE	»	79
<b>VIII</b>	<b>- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE</b>		
	<b>RISORSE GEOLOGICHE</b>	»	81
1.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE	»	81
<b>APPENDICE 1</b>			
<b>BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA</b>	»		83
<b>APPENDICE 2</b>			
<b>CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO</b>	»		89
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	»		107
<b>BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA</b>	»		117

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio 215-Bedonia della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 67/88) tramite convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Regione Emilia-Romagna.

L'area del Foglio Bedonia ricade nelle Provincie di Parma e di Piacenza della Regione Emilia-Romagna e di Genova e di La Spezia della Regione Liguria. Questa area comprende le alte Valli del T. Nure, del T. Aveto, del T. Sturla e del F. Taro, mentre i rilievi più importanti che ricadono nel Foglio Bedonia sono rappresentati dal M. Zatta (1406 m), M. Bregaceto (1125 m), M. Aiona (1702 m), M. Penna (1736 m), M. Maggiorasca (1796 m), M. Zuccone (1421 m) e M. Ragola (1772 m).

La carta geologica in scala 1:50.000 è il risultato della revisione, ad opera dei ricercatori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa (P. Elter, M. Marroni e L. Pandolfi) e di Parma (G. Zanzucchi, P. Vescovi e S. Lasagna), delle carte in scala 1:10.000 rilevate, tra la fine degli anni '80 e i primi anni '90, nell'ambito del Progetto "Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo" della Regione Emilia-Romagna. I rilevamenti geologici della parte ligure, sempre in scala 1:10.000, sono stati invece condotti dai ricercatori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa (M. Marroni, G. Molli e L. Pandolfi) nei primi anni '90, sempre nell'ambito dello stesso progetto.

I rilevamenti sono basati sul criterio litostratigrafico e molte formazioni sono suddivise in sottounità litostratigrafiche (membri e litofacies). Alcune unità litostratigrafiche caratterizzate da una notevole varietà di litotipi (tipica la presenza di ofioliti) associati in modo complesso e senza un apparente ordine stratigrafico, interpretabili come mélange sedimentari, sono stati denominati "Complessi"; il termine viene utilizzato in modo informale e con attribuzione di rango variabile, come previsto dai codici di nomenclatura stratigrafica (ISSC, 1976; CCGG-CNR, 1991).

I nomi delle unità litostratigrafiche adottati nel Foglio 215-Bedonia sono il risultato di un gruppo di lavoro costituito da ricercatori delle Università e del CNR di Parma, Pavia e Pisa e da geologi dell'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna, che è riuscito ad 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* (1981). 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 delle presenti Note sono confrontati i nomi formazionali adottati nel Foglio Bedonia e nel Foglio 216 Borgo Val di Taro con i corrispondenti nomi utilizzati nella seconda edizione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.

A prescindere dal significato originario e dalle varie accezioni in cui è stato utilizzato (vedi interessante 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.

Il termine "Calcarei di...", utilizzata in alcuni casi (es. Calcarei di Ottone) nelle precedenti edizioni della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, non è rappresentativo di depositi torbiditici prevalentemente calcareo-marnosi, ma con presenza talora consistente di depositi silicoclastici, in cui le litotipi prevalenti sono marne, calcari marnosi e, in alcuni membri, arenarie.

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. Fanno eccezione la Successione Epiligure e il Sintema di Compiano che, pur non essendo delle unità tettoniche, sono riportate nello stesso paragrafo per l'importanza che rivestono nell'interpretazione della storia orogenetica 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 "sovrascorrimenti 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 cronostatigrafico delle stesse. Il contributo della biostratigrafia è stato determinante per una completa ridefini-

zione stratigrafica e una nuova interpretazione strutturale di alcune unità stratigrafiche note in letteratura. Per ulteriori informazioni al riguardo si rimanda all'Appendice 1.

TAB. 1 - *Elenco dei nomi formazionali adottati nel Foglio 215-Bedonia e i corrispondenti nomi utilizzati nella II edizione della carta geologica d'Italia scala 1:100.000 (Fogli 84-Pontremoli e 83-Rapallo).*

FOGLIO 215-BEDONIA SCALA 1:50.00	FOGLI 84-PONTREMOLI E 83-RAPALLO SCALA 1:100.00
Ardesie di Monte Verzi	<i>Argilliti del T. Lavagna p.p./Formazione di Val Lavagna p.p.</i>
Argille a Palombini	<i>Argille a Palombini</i>
Argilliti di Giaiette	<i>Marnoscisti variegati di Giaiette</i>
Argilliti di San Siro	<i>Indifferenziato argilloso-calcareo p.p./Caotico</i>
Arenarie di Campi	<i>Arenarie di Ostia p.p.</i>
Arenarie di Monte Gottero	<i>Arenarie di Monte Zatta</i>
Arenarie di Scabiazza	<i>Arenarie di Ostia p.p.</i>
Arenarie di Ponte Bratica	<i>Indifferenziato argilloso-calcareo p.p./Caotico</i>
Arenarie di Monte Zuccone	<i>Macigno</i>
Argille e Calcari di Canetolo	<i>Indifferenziato argilloso-calcareo p.p./Caotico</i>
Basalti	<i>Diabasi</i>
Complesso di Casanova	<i>Arenarie di Casanova</i>
Complesso di Monte Ragola	<i>Argille a Palombini di Barberino p.p.</i>
Complesso di Monte Veri	<i>Argille a Palombini di M. Veri</i>
Flysch di Monte Orocco	<i>Calcari di S.Stefano p.p./Calcari di M. Caio p.p.</i>
Flysch di Ottone	<i>Calcari di S.Stefano p.p./Calcari di M. Caio p.p./Calcari di Ottone</i>
Flysch di Vico	<i>Formazione di M.Penice p.p.</i>
Formazione della Val d'Aveto	<i>Formazione di Val d'Aveto</i>
Formazione di Salsominore	<i>Caotico/membro delle Argilliti di Ruffinati</i>
Formazione di Tavarone	<i>Argille a Palombini</i>
Scisti manganesiferi	<i>Argilliti del T.Lavagna p.p./Formazione di Val Lavagna p.p.</i>
Scisti zonati	<i>Argilliti del T.Lavagna p.p./Formazione di Val Lavagna p.p.</i>

PROGETTO  
CARG

## II - STUDI PRECEDENTI

Il settore di catena in cui ricade il Foglio Bedonia è stato un'area chiave per la comprensione e lo sviluppo della geologia dell'Appennino Settentrionale. Esso infatti è stato nel tempo oggetto di studio da parte di molti geologi appartenenti a varie scuole, italiane e straniere, ed ha costituito una palestra di discussione e di applicazione delle più importanti teorie via via sviluppatesi nell'evoluzione del pensiero geologico. Tra queste teorie hanno avuto un rilievo particolare, per il settore del foglio Bedonia, quelle riguardanti le falde di ricoprimento, con la conseguente contrapposizione tra concezioni autoctoniste e alloctoniste, oltre a quelle circa l'origine delle sequenze torbiditiche e il significato delle ofioliti.

Gli Autori italiani di fine '800 inizio '900 (tra gli altri Taramelli, Sacco, Zaccagna), che hanno lavorato nelle aree in cui ricade il foglio, consideravano le formazioni affioranti nell'Appennino Settentrionale come un'unica serie stratigrafica, pur con varie interpretazioni, secondo la visione autoctonista dell'epoca. In contrapposizione a questa visione nel 1907 due geologi stranieri, Steinmann e De Launay, indipendentemente uno dall'altro, estendono all'Appennino Settentrionale le concezioni alloctoniste che si andavano sviluppando sulle Alpi, sostenendo l'alloctonia delle masse ofiolitiche e dei terreni che le contengono. Queste nuove idee vengono fermamente contrastate dai geologi italiani che ribadiscono le idee autoctoniste anche nella prima edizione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 edita nella prima metà degli anni '30.

L'unico geologo italiano che interpreta secondo una visione faldista l'Appennino Settentrionale è Rovereto che tra il 1922 e il 1931 pubblica sul Bollettino della Società Geologica "Note al rilevamento geologico dei fogli Rapallo e Chiavari". Anche vari geologi stranieri, tra cui LUDWIG (1929) e TEICHMULLER & SCHNEIDER (1935), propongono per l'Appennino Settentrionale le teorie faldiste che Argand aveva già con successo applicato alle Alpi.

Sia l'interpretazione di Rovereto (ROVERETO, 1931; 1939) che quella dei geologi stranieri, pur con varie distinzioni, prevedono la sovrapposizione di terreni costituiti da una serie inferiore, in falda o autoctona, del Cretacico superiore, una falda intermedia con rocce sedimentarie e ofioliti, di età cretacea e una successione calcarea superiore di età eocenica, neoautoctona.

In accordo con questa interpretazione TEICHMULLER & SCHNEIDER (1935) rafforzano l'idea dell'Appennino come catena a falde di ricoprimento attribuendo per la prima volta al Cretacico le "Arenarie superiori" e l'"alberese dell'Ebro-Antola", corrispondenti alla successione superiore neoautoctona di età eocenica dei precedenti Autori, e considerandoli in falda anziché neoautoctoni.

ANELLI (1938), in uno studio specifico sull'Appennino piacentino, pur mantenendo sostanzialmente una visione autoctonista, ripropone l'ipotesi già sviluppata in precedenza (ANELLI, 1923) interpretando il "ricoprimento delle Argille scagliose" come una colata gravitativa di entità regionale. Si vanno quindi affermando le teorie orogenetiche gravitative che ammettono l'alloctonia di una parte delle formazioni dell'Appennino Settentrionale, le «Argille Scagliose» *Auctt.*, non più come falde ma come «frane orogeniche» (MIGLIORINI, 1933). Oltre a Migliorini che successivamente supporta la teoria delle «frane orogeniche» con il modello dei «cunei composti» (MIGLIORINI, 1948), tra gli Autori che sostengono questa interpretazione ricordiamo SIGNORINI (1946) e MERLA (1951). A quest'ultimo lavoro si rimanda anche per una più dettagliata trattazione storica dell'interpretazione geologica dell'Appennino Settentrionale fino ai primi anni '50.

Negli anni '60 si affermano definitivamente le teorie faldiste e si succedono lavori sia a carattere locale sia regionale, a cura di diverse scuole geologiche. In particolare, il concetto di "catena a falde di ricoprimento" viene riaffermato nell'Appennino Settentrionale da P. Elter e dalla scuola geologica pisana fin dalla fine degli anni '50 (ELTER & SCHWAB, 1958; ELTER, 1960; ELTER *et alii*, 1961; ELTER *et alii*, 1964; ELTER & RAGGI, 1965a, 1965b; BALDACCI *et alii*, 1967; DECANDIA & ELTER, 1969, 1972). P. Elter, anche in collaborazione con altri, propone sintesi a carattere regionale, soprattutto per quanto riguarda i rapporti Alpi-Appennino Settentrionale (ELTER G. *et alii*, 1966; ELTER & PERTUSATI, 1973; ELTER, 1975a e b). Sempre, in questi anni G. Zanzucchi e i geologi dell'Università di Parma conducono studi di vari settori dell'Appennino parmense che costituiscono un riferimento per le correlazioni regionali (ZANZUCCHI, 1961, 1963; BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963) e pubblicano nel 1966 la "Carta Geologica della Provincia di Parma e zone limitrofe" le cui note illustrative vengono edite nel 1980 (ZANZUCCHI, 1980). Assieme a questi contributi scientifici vanno ricordati i lavori di Boni all'inizio degli anni '60 (BONI, 1957, 1961a, 1961b, 1962a, 1962b) e della scuola di Pavia (BRAGA, 1965; BELLINZONA *et alii*, 1971), che apportano un notevole contributo alle conoscenze della geologia dell'Appennino Settentrionale. Oltre ai lavori delle varie scuole geologiche italiane vanno ricordati alcuni lavori di Autori tedeschi importanti per le correlazioni a scala regionale (REUTTER, 1961; 1968, REUTTER & SAMES, 1962; SAMES, 1963).

Tutti questi contributi scientifici, sia italiani sia stranieri, hanno costituito una

componente essenziale per la stesura della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 edita alla fine degli anni '60. In questa carta geologica erano già delineate le principali caratteristiche geologiche dell'area del Foglio Bedonia, con l'individuazione delle due finestre tettoniche del M. Zuccone e di Bobbio e con la cartografia delle varie unità Subliguri e Liguri.

A partire dall'inizio degli anni '70, con l'affermazione della teoria della tettonica a zolle iniziano degli studi specialistici su vari argomenti concernenti la geologia dell'Appennino Settentrionale che riguardano specificatamente il Foglio Bedonia.

Di particolare rilievo sono gli studi sulle ofioliti che affiorano estesamente nel Foglio Bedonia e nei fogli limitrofi. Fin dalla fine degli anni '60 vengono pubblicati una serie di lavori dove si propone che le sequenze ofiolitiche e le loro coperture rappresentino sezioni di crosta oceanica dislocata e traslata tettonicamente sulla crosta continentale (DECANDIA & ELTER, 1969; 1972; ABBATE *et alii*, 1970; BEZZI & PICCARDO, 1970; ELTER, 1972). In questo ambito viene riconosciuta la giacitura secondaria delle grosse masse ofiolitiche appartenenti ai "complessi di base" delle Unità Liguri la cui origine viene legata a movimenti orogenici cretacei e, in particolare all'esistenza di un paleorilievo denominato "Ruga del Bracco" (ELTER & RAGGI, 1965a; PASSERINI, 1965; MONTEFORTI, 1972; PAGANI *et alii*, 1972). Vengono così proposte delle ricostruzioni paleogeografiche che prevedono la suddivisione del bacino oceanico rappresentato dalle ofioliti dell'Appennino Settentrionale in due domini, un Dominio Ligure Interno e un Dominio Ligure Esterno (DECANDIA & ELTER, 1969; 1972; ELTER, 1972; 1975; GRANDJACQUET & HACCARD, 1977). Questo schema, che prevede per il Dominio Ligure Esterno una posizione più vicina al margine continentale austroalpino e per il Dominio Ligure Interno la collocazione al centro del bacino oceanico, viene adottata anche per le unità ofiolitiche delle Alpi Occidentali (DEBELMAS, 1975).

Vanno inoltre ricordati gli studi sedimentologici sulle torbiditi sviluppatasi fin dall'inizio degli anni '60 mediante lo studio di alcune formazioni affioranti nell'area del Foglio Bedonia. Vanno citati i lavori di E. Mutti, che per primo applica i criteri di studio delle torbiditi affioranti nella Finestra di Bobbio (MUTTI, 1961, 1963; MUTTI & GHI BAUDO, 1972; MUTTI, 1975). Per quanto riguarda le formazioni liguri, in questi anni vengono condotti studi sedimentologici e stratigrafici sia sui Flysch ad Elmintoidi (SCHOLLE, 1971; SAGRI, 1974; MARTINI *et alii*, 1978) che sull'insieme Scisti della Val Lavagna-Arenarie di Monte Gottero (SAGRI, 1973; AIELLO *et alii*, 1977; NIELSEN & ABBATE, 1979). Tutti questi lavori costituiscono i presupposti per l'elaborazione di modelli per l'interpretazione delle sequenze torbiditiche (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972, 1975).

Sempre nei primi anni '70 iniziano a svilupparsi i primi studi sulla tettonica delle Unità Liguri (DECANDIA & ELTER, 1972; ELTER, 1975; GRANDJACQUET & HACCARD, 1977), tra i quali va citato il lavoro di PERTUSATI & HORREMBERGER (1975) che costituisce il primo esempio di applicazione dell'analisi strutturale in questo settore dell'Appennino Settentrionale.

PROGETTO  
CARG

### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'Appennino Settentrionale è un segmento del sistema di catene alpine circummediterranee la cui porzione nordoccidentale rappresenta la transizione alle Alpi Marittime. Esso è costituito da un complesso insieme 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 Adria (cfr. adriatica e apula). 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 Unità Liguri, di origine oceanica, sul dominio Umbro-Toscano, che rappresenta la copertura deformata e scollata dell'avampaese continentale apulo. Le Unità Umbro-Toscane 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 M. Zuccone, Bobbio e Salsomaggiore (fig. 2), nelle quali affiorano formazioni appartenenti al Dominio Umbro-Toscano. In particolare, la presenza delle arenarie correlate tradizionalmente con il Macigno nella Finestra di M. Zuccone, la presenza della Formazione di Bobbio correlabile con le Arenarie del Monte Cervarola in quella di Bobbio e, con buona probabilità, della Formazione Marnoso-Arenacea in quella di Salsomaggiore rende evidente che il dominio

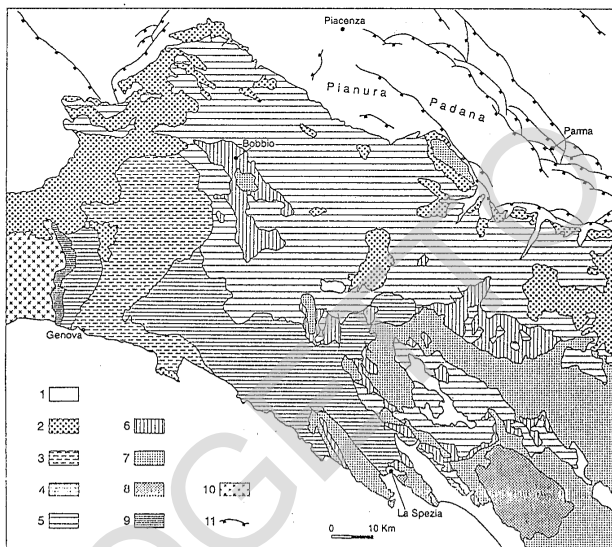


Fig. 1 - Schema tettonico dell'Appennino Settentrionale. 1- Depositi Plio-quadernari; 2- Successione Epiligure e Bacino Terziario Piemontese; 3- Unità Antola; 4- Unità Liguri Interne; 5- Unità Liguri Esterne; 6- Unità Subliguri; 7- Unità Toscane; 8- Complesso Metamorfico Apuano (Autoctono Aucet. ed Unità di Massa); 9- Unità della Zona Sestri Voltaggio; 10- Unità del Gruppo di Voltri; 11- Principali sovrascorrimenti sepolti.

Umbro-Toscano si prolunga al di sotto delle Unità Liguri (fig. 3).

Il Foglio Bedonia è particolarmente significativo sia per le caratteristiche stratigrafiche e strutturali delle unità in esso affioranti che per la sua posizione all'interno dell'Appennino. In esso affiorano, dal basso, un'unità tettonica umbro-toscana (Unità Zuccone), un'insieme di unità tettoniche riferibili al Dominio Subligure e varie unità tettoniche Liguri sia Esterne sia Interne. Nell'adiacente Foglio Borgo Val di Taro affiora estesamente anche la Successione Epiligure.

#### *Unità Umbro-Toscane*

Le torbiditi oligo-mioceniche (Arenarie di Monte Zuccone) dell'Unità Zuccone, generalmente correlate al Macigno della Falda Toscana, rappresentano il livello strutturale più profondo affiorante nel Foglio Bedonia. Queste arenarie, caratterizzate dalla presenza di olistostromi provenienti dai fronti delle unità alloctone, sono interessate da una struttura anticlinale est-vergente. Queste caratteristiche possono essere interpretate come originate nell'ambito dell'evoluzione di una avanfossa sottoposta a dei meccanismi tettono-sedimentari legati alla migrazione del fronte compressivo che ha interessato il Dominio Umbro-Toscano nel Miocene Inferiore.

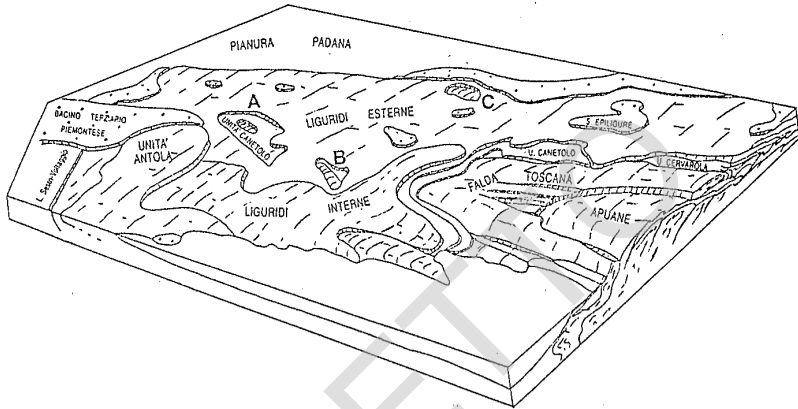


Fig. 2 - Block diagram dell'Appennino Settentrionale. A- Finestra tettonica di Bobbio; B- Finestra tettonica di M.Zuccone; C- Finestra tettonica di Salsomaggiore; da ELTER (1994), modificato.

### Unità Subliguri

Nel Foglio Bedonia, come in genere anche nel resto della catena, le prime unità alloctone sovrapposte alle formazioni di avanfossa del Dominio Umbro-Toscano appartengono all'Insieme Subligure o Unità Canetolo *Auctt.* (ELTER *et alii*, 1964). Esse affiorano in corrispondenza della Finestra di M. Zuccone e della parte meridionale della Finestra di Bobbio. L'Insieme Subligure è stato descritto in letteratura come una successione che comprende principalmente la formazione paleocenico-eocenica delle Argille e Calcari di Canetolo parzialmente eteropica con i flysch calcarei conosciuti in letteratura come Flysch di Monte Penice, Flysch di Vico e Calcari di Groppo del Vescovo. A questa successione sono associate formazioni torbiditiche arenacee, come la Formazione della Val d'Aveto (Arenarie di Petrignacola in Val Parma), le Arenarie di Ponte Bratica, o formazioni prevalentemente pelitiche con olistostromi come la Formazione di

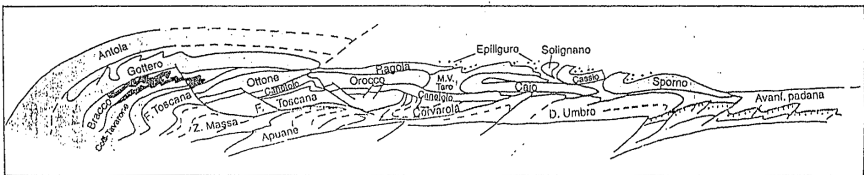


Fig. 3 - Sezione schematica dell'Appennino Settentrionale; in grisé sono evidenziate le Unità Liguri; da ELTER (1994), modificato.

Salsominore. L'età di queste formazioni è stata a lungo controversa, con attribuzioni che vanno dall'Eocene al Miocene medio a seconda degli Autori; i recenti studi condotti per la realizzazione dei Fogli Bedonia e Bobbio, permettono di attribuire a queste formazioni età comprese tra l'Eocene terminale e il Miocene basale. L'insieme Subligure è un insieme composito, costituito da corpi la cui sedimentazione è avvenuta in tempi e luoghi diversi nel quadro generale della migrazione del fronte compressivo. Si può supporre che un primo nucleo di probabile origine ligure, a cui noi riserviamo il nome di Unità Canetolo, sia stato traslato in tappe successive arricchendosi di elementi con diverso grado di alloctonia, sedimentati in discordanza su di esso. I più antichi tra questi depositi "semialloctoni" sono rappresentati dalla Formazione della Val d'Aveto, che mostra analogie, come la presenza di vulcanismo andesitico, con le coeve formazioni della Successione Epiligure. Gli altri depositi rappresentano tappe successive dell'evoluzione dell'Insieme Subligure, come ad esempio la Formazione di Salsominore, che comprende i depositi del margine del bacino di avanfossa dove sono sedimentate le torbiditi della Formazione di Bobbio-Arenarie del Monte Cervarola non affioranti nel foglio. Questi depositi si sono sedimentati sulla scarpata costituita dalle unità dell'Insieme Subligure, per essere poi implicati nella tettonica penecontemporanea legata all'evoluzione dell'avanfossa.

#### *Unità Liguri*

Nel Foglio Bedonia, al di sopra dell'Insieme Subligure, si ritrovano le Unità Liguri che comprendono unità tettoniche provenienti sia dal Dominio Ligure Interno sia da quello Esterno.

Le unità tettoniche del Dominio Ligure Interno hanno un'origine oceanica, dimostrata dalla presenza di ofioliti in posizione primaria alla base di una successione sedimentaria che inizia con Diaspri del Giurassico superiore, cui seguono i Calcari a Calpionelle (Berriasiano-Valanginiano) e le Argille a Palombini (Valanginiano-Albiano secondo molti Autori). Nel Cretacico superiore, questo dominio è caratterizzato da una sedimentazione torbiditica silicoclastica rappresentata dal Gruppo degli Scisti della Val Lavagna (Campaniano-Maastrichtiano inferiore) e dalle Arenarie di Monte Gottero (Maastrichtiano inferiore- Paleocene inferiore). Seguono in continuità le Argilliti di Giaiette (cfr. Scisti del Bocco) e la Formazione di Tavarone, ambedue del Paleocene inferiore, contraddistinti 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. Importante caratteristica delle successioni Liguri Interne è la loro evoluzione deformativa pre-oligocenica che comprende più eventi plicativi associati a un metamorfismo di grado molto basso variabile dall'alta anchizona all'epizona. Questa evoluzione strutturale sembra essere connessa con il coinvolgimento a bassi livelli strutturali (8-10 km) delle unità Liguri Interne in una zona di subduzione e con la loro successiva esumazione.

Nelle Liguridi Esterne di questo foglio 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 sotto-continentali, 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. Gli altri complessi di base comprendono invece depositi alimentati esclusivamente dal margine continentale austro-sudalpino (Dolomie, Rosso ad aptici, Maiolica, 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 interpretato come legato alla tettonica coalpina (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’insieme delle Unità Liguri Interne si sovrappone alle Unità Liguri Esterne. Questa sovrapposizione così come le principali deformazione 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 - Miocene superiore del Bacino Terziario Piemontese e della Successione Epiligure. ELTER & PERTUSATI (1973) hanno individuato questa sovrapposizione in corrispondenza della Linea Levanto-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 da 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 Bedonia è stato indagato mediante studi geofisici, destinati soprattutto a delinearne le caratteristiche delle strutture crostali. Profili sismici a rifrazione e 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) e GUALTIERI *et alii* (1992), il sottosuolo del settore corrispondente alla Finestra di Bobbio, immediatamente a nord del Foglio Bedonia, è 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 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 al di sotto della Finestra di Bobbio 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 Adria identificato nel sottosuolo della Pianura Padana. Questa struttura può essere estesa anche all'intero settore del Foglio Bedonia, anche se questa area non è direttamente attraversata da linee sismiche. Per quanto riguarda la struttura profonda, SCARASCIA & CASSINIS (1992), in un lavoro di revisione dei dati disponibili, mettono in evidenza a una profondità di circa 50 Km una discontinuità importante corrispondente alla Moho della crosta continentale della placca Adria. Nel settore ovest del Foglio Bedonia, i dati geofisici indicano la presenza di un corpo con spessore di circa 15 km costituito da scaglie di litosfera oceanica con la relativa copertura sedimentaria, riferibili alle Unità Liguri (LAUBSCHER *et alii*, 1992; GUALTIERI *et alii*, 1992). Questa struttura crustale corrisponde a un settore dove la Moho ha una profondità di circa 25 Km. Questa importante variazione nella struttura crostale sembra verificarsi in corrispondenza della linea Ottone-Levanto di ELTER & PERTUSATI (1973), che secondo LAUBSCHER *et alii* (1992) viene ad assumere il significato di una importante dislocazione oligo-miocenica. In corrispondenza di questa importante variazione crustale, che corrisponde in realtà a un'area strutturalmente complessa, si dovrebbe verificare il sottoscorrimento delle crosta continentale Adria 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 tra la Finestra di Bobbio e la Finestra del M. Zuccone (EVA & SOLARINO, 1992) indicano eventi a bassa magnitudo con soluzioni focali di tipo transpressivo e/o compressivo. Una forte concentrazione di terremoti, con eventi in epoca storica fino a una intensità VII MCS, è stata rilevata nel settore alta Val di Taro - alta Val di Vara in corrispondenza della Linea trascorrente Val Taro-Val Parma.

#### IV - UNITÀ TETTONICHE

Va messo in evidenza che tutti gli Autori che si sono occupati dell'area corrispondente al Foglio Bedonia hanno generalmente suddiviso le unità tettoniche in tre 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 della Finestra di Bobbio sono state assegnate ai tre gruppi liguri, subliguri e toscano, in accordo con gli schemi classici proposti per l'Appennino Settentrionale (si veda ad esempio la Carta Strutturale del Progetto Finalizzato Geodinamica, BOCCALETTI & COLI, 1982).

Da un punto di vista strutturale, l'area del Foglio Bedonia è caratterizzata da due delle più importanti strutture dell'Appennino Settentrionale, conosciute in letteratura come "Finestra di Bobbio" e "Finestra di M. Zuccone". L'area nord-occidentale del Foglio Bedonia è infatti occupata dal settore meridionale della Finestra tettonica di Bobbio, dove al di sotto delle Unità Liguri, affiorano le Unità Subliguri. Le sottostanti Unità Toscane, che rappresentano i più profondi livelli strutturali osservabili in questo settore di catena, affiorano esclusivamente nel contiguo Foglio Bobbio (ELTER *et alii*, 1997). L'area sud-orientale è invece caratterizzata dalla Finestra tettonica di M. Zuccone, dove le Unità Toscane affiorano estesamente al di sotto delle unità Liguri e Subliguri.

Va messo in evidenza che è stata assegnata al Dominio Toscano l.s. l'Unità Zuccone costituita da successioni caratterizzate dalla presenza di torbiditi silico-clastiche ("Arenarie di Monte Zuccone") e depositi clastici grossolani del Miocene Inferiore, tradizionalmente correlate con il Macigno dell'Unità Toscana non metamorfica ("Falda Toscana"). Va inoltre messo in evidenza che COSTA *et alii* (1989) hanno proposto, in base a nuovi dati petrografici e biostratigrafici, una diversa interpretazione della Finestra di M. Zuccone che implica una correlazione diretta tra le Arenarie di Monte Zuccone e le Arenarie di Monte Modino. Nell'ambito del Foglio Bedonia si è preferito mantenere la definizione di

Arenarie di Monte Zuccone, senza proporre correlazioni. Questi torbiditi sono comunque interpretabili come depositi originariamente connessi al sistema avansfossa-scarpata, legato alla migrazione verso est del fronte compressivo che ha interessato il Dominio Toscano a partire dal limite Oligocene-Miocene (LABAUME, 1992, *cum bibl.*).

All'interno delle Unità Subliguri, si è operata una separazione tra le Unità Canetolo, Aveto, Bratica e Sanguinetto. Queste unità presentano caratteristiche litostratigrafiche e strutturali tali da giustificare la loro differenziazione in unità di importanza regionale (ELTER *et alii*, 1997).

Per quanto riguarda le Unità Liguri esse possono essere suddivise in accordo con la letteratura esistente in Unità Liguri Interne e Unità Liguri Esterne.

Le Unità Liguri Interne sono costituite da una successione Giurassico-terziaria che rappresenta la copertura sedimentaria di una sequenza ofiolitica giurassica, affiorante prevalentemente nel contiguo Foglio Sestri-Levante. Questa copertura sedimentaria è rappresentata da depositi pelagici di bacino profondo, di fossa e di scarpata, il cui tetto raggiunge il Paleocene inferiore. Sono state distinte tre unità tettoniche conosciute in letteratura come unità Gottero, Colli/Tavarone e Bracco/Val Graveglia. Le Unità Liguri Esterne sono invece costituite da torbiditi calcaree del Campaniano-Maastrichtiano e/o da torbiditi e depositi clastici grossolani conosciuti in letteratura come "Complessi di Base" (ELTER & MARRONI, 1991 *cum bibl.*). I dati raccolti hanno permesso di distinguere almeno quattro unità tettoniche che risultano essere l'Unità Ottone, l'Unità Monte delle Tane, l'Unità Orocco e l'Unità Media Val Taro. I rapporti strutturali tra queste unità sono complessi e complicati dalla presenza di più fasi deformative.

Nell'angolo nord-orientale la locale sovrapposizione delle Unità Ottone sull'Unità Media Val Taro corrisponde ad una linea tettonica con direzione circa NNW-SSE interpretabile come superficie di sovrascorrimento a direzione NW-SE (ELTER *et alii*, 1992), ben evidente nel contiguo Foglio Bobbio (ELTER *et alii*, 1997) cioè, grosso modo, est-vergente.

## V - STRATIGRAFIA

Le unità tettoniche verranno descritte 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 nanofossili calcarei.

Per chiarimenti e commenti sullo schema-tempo adottato nello schema stratigrafico si rimanda all'Appendice 1, relativo a Biostratigrafia e Cronostratigrafia.

Nella tab. 1 (vedi Capitolo I) sono confrontati i nomi formazionali adottati con i corrispondenti nomi utilizzati nei due fogli 83 Rapallo e 84 Pontremoli della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 in cui ricade l'area del Foglio Bedonia.

### 1. - SUCCESSIONE CONTINENTALE PLIO-PLEISTOCENICA

Questi depositi continentali affiorano lungo la sponda sinistra del F. Taro nella zona di Compiano, estendendosi verso ovest fino al paese di Bedonia e si ritrovano in affioramenti molto circoscritti in destra Taro a Valle di Tornolo (fig. 4). La successione, riconducibile ad un ambiente di sedimentazione fluvio-lacustre (PETRUCCI, 1964), è costituita da depositi conglomeratici, riferibili come età ad un intervallo compreso tra il Pliocene terminale e il Pleistocene medio, che ricoprono in discordanza stratigrafica le Unità Liguri e parte della Successione Epiligure. Dal punto di morfologico questi depositi plio-pleistocenici sono delimitati alla sommità da una paleosuperficie estesa e molto evidente, debolmente inclinata verso nord per effetto delle deformazioni tettoniche quaternarie che hanno sensibilmente sollevato il settore a sud del Fiume Taro.

### 1.1. - SINTEMA DI COMPIANO (SCM)

Questa unità continentale è caratterizzata da orizzonti lenticolari di conglomerati frequentemente massivi e subordinatamente da sabbie e livelli pelitici discontinui. Fra i clasti predominano elementi di provenienza ligure e subordinatamente si riconoscono anche ciottoli arenacei derivati dalle Arenarie del Monte Zuccone (cfr. Macigno). Nella zona immediatamente ad oriente del Foglio Bedonia (Foglio Borgo Val di Taro), il sintema di Compiano ricopre in discordanza alternanze pelitico-sabbiose localmente intercalate da livelli discontinui sottili a medi a clasti angolari di derivazione ligure (sintema di Roncodesiderio non affiorante nel Foglio), riferibili al Pliocene terminale-Pleistocene inferiore per il contenuto in flore polliniche (BERTOLDI, 1985).

Il sintema di Compiano inizia con paraconglomerati massivi in banchi, ad elementi subarrotondati da centimetrici a decimetrici in matrice pelitico-sabbiosa, localmente intercalati da livelli pelitici giallastri discontinui; superiormente si passa ad alternanze pelitico-sabbiose grigio-azzurrognole, ricoperte da orizzonti sommitali a pedogenesi caratteristica dell'interglaciale Riss-Wurm. L'unità presenta una potenza massima di circa 120 m, risulta debolmente inclinata a nord ed appoggia in contatto stratigrafico con discordanza geometrica e discontinuità su: Arenarie di Scabiazza (SCB), Argille a Palombini di Monte Rizzone (AMR), Flysch di Ottone e Marne di Monte Piano (MMP). I caratteri generali della successione lasciano supporre che si tratti di depositi di origine fluviale e di conioide con direzione delle paleocorrenti da ovest verso est.

Nei depositi del sintema di Compiano sono state effettuate analisi palinologiche che hanno evidenziato la presenza di taxa pollinici riferibili al Pleistocene inferiore ed al Pleistocene medio (BERTOLDI, 1985).

I depositi continentali di Compiano sembrano avere un significato diverso rispetto ai depositi fluvio-lacustri che si collocano in Lunigiana ed in Garfagnana.

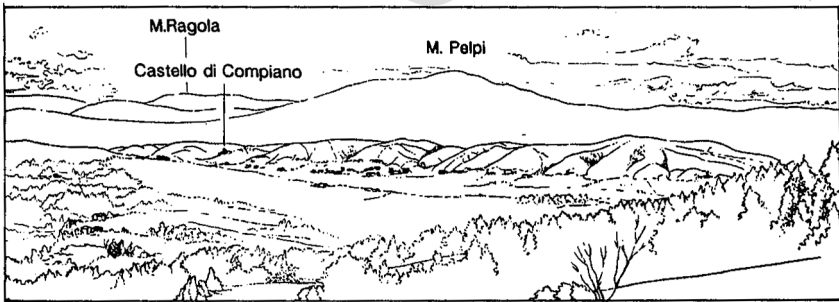


Fig. 4 - Panorama sui depositi lacustri villafranchiani di Compiano visti da sud (Da: GUIDA APPENNINO LIGURE-EMILIANO, SGI, 1994, modificata).

L'accumulo di questa successione plio-pleistocenica, infatti, non risulta delimitato da faglie estensionali, ma si inquadra in un contesto di tettonica compressiva collocandosi immediatamente all'esterno della struttura di M. Zuccone e mostrando evidenze mesostrutturali di deformazioni esclusivamente di tipo compressivo (BERNINI *et alii*, 1994).

## 2. - SUCCESSIONE EPILIGURE

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

La formazione affiora in modo molto limitato nel Foglio nei pressi di Compiano, lungo la scarpata della strada principale, ricoperta dai depositi plio-pleistocenici continentali del Sintema di Compiano.

Questa formazione mostra spessori decametrici ed è costituita da marne argillose grigio-rossastre, localmente intercalate da veli siltosi e risulta interessata da una fitta rete di fratturazioni, ricementate da calcite spatca e distribuite senza un'orientazione preferenziale.

L'ambiente deposizionale è riferibile ad una sedimentazione emipelagica di mare profondo, con limitatissimi apporti di torbiditi fini.

Le condizioni di affioramento, la mancanza di altre formazioni della Successione Epiligure e la notevole distanza (alcuni km) dalla più orientale successione di M. Barigazzo, rende molto difficoltoso inquadrare strutturalmente il piccolo affioramento di Compiano.

L'età è Luteziano terminale-Priaboniano superiore. La parte più bassa della formazione affiora nel Foglio 216 Borgo Val di Taro, a ovest di Porcigatone; la base contiene una associazione a nannofossili caratterizzata dalla presenza di *Reticulofenestra umbilicus*, *Ericsonia formosa*, *Coccolithus eopelagicus*, *Chiasmolithus grandis*, *Sphenolithus furcatolithoides*, *Sphenolithus spiniger*, *Sphenolithus radians*, indicativa della Cronozona NP16. La parte alta della formazione, rappresentata nella sezione tipo di Monte Piano (Foglio 216 Borgo Val di Taro), è riferita da VESCOVI & RIO (1981) alla biozona NP20 di MARTINI (1971). Nella sezione Borra del Baccarino (Foglio 216 Borgo Val di Taro), la parte alta della formazione è caratterizzata dalla seguente associazione: *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster saipanensis*, *Cribrocentrum reticulatum* (scarso), *Reticulofenestra umbilicus*, *Chiasmolithus oamaruensis*, *Istmolithus recurvus* (raro), riferibile alla parte media della Cronozona NP18/20.

### 3. - UNITÀ LIGURI

#### 3.1 - UNITÀ GOTTERO

L'Unità Gottero rappresenta l'unità tettonica geometricamente più alta dell'impilamento ed affiora estesamente nella parte sud-occidentale del Foglio. L'Unità Gottero viene direttamente a contatto con le Unità Liguri Esterne nella parte settentrionale del foglio mediante un importante lineamento tettonico noto in letteratura come "Linea Ottone-Levanto" (ELTER & PERTUSATI, 1973), mentre più a sud, nel settore di S. Maria del Taro sovrascorre le Unità Bracco/Val Graveglia e Colli/Tavarone anch'esse appartenenti al Dominio Ligure Interno. Nell'area del Foglio sono state riconosciute due principali sottounità (Sottounità Loco e Sottounità Ramaceto). 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 (fig. 5). 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. Questa successione, una volta ricostruita, presenta degli spessori difficilmente valutabili per l'intensa tettonizzazione, ma che comunque possono essere stimati tra i 1500 e i 2000 m.

La Sottounità Ramaceto affiora nel settore ad ovest della Val Sturla e nell'area del M. Zatta. Questa unità tettonica sovrascorre la Sottounità Loco nella parte settentrionale del Foglio, mentre a sud viene a contatto con le Unità Bracco/Val Graveglia, Colli/Tavarone o direttamente con le Unità Liguri Esterne. La successione stratigrafica di questa sottounità è caratterizzata dalla presenza della sola copertura sedimentaria torbiditica costituita dalle formazioni delle Ardesie di Monte Verzi, Scisti Zonati, Arenarie di Monte Gottero e dalle Argilliti di Giaiette che poggiano discordanti sulle Arenarie di Monte Gottero e che caratterizzano il tetto della successione.

La Sottounità Loco affiora nel settore compreso fra il paese di Borzonasca in Val Sturla fino al Paese di Cabanne in Val d'Aveto. Superiormente questa unità è delimitata da un contatto di tipo tettonico che la separa dalla Sottounità Ramaceto e che corre parallelo alla Val Sturla. La successione stratigrafica di questa unità è costituita dalla sola formazione delle Argille a Palombini. Tuttavia in un unico affioramento sono presenti dei basalti che potrebbero rappresentare i resti dell'originario substrato di questa successione. Lo spessore apparente di questa unità varia fra 0 e 300 m.

Rispetto alle precedenti edizioni della Carta Geologica d'Italia, gli Scisti Manganiferi, le Ardesie di Monte Verzi e gli Scisti Zonati sono stati elevati al rango di formazioni, appartenenti al Gruppo degli Scisti della Val Lavagna.

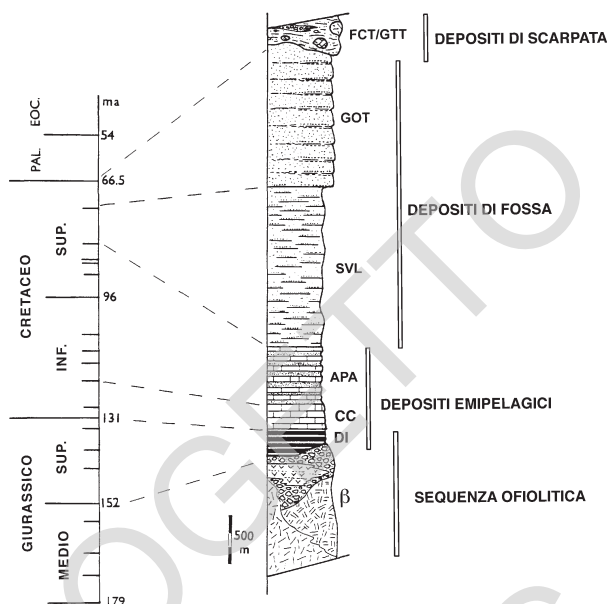


Fig. 5 - Colonna stratigrafica schematica interpretativa della successione delle Unità Liguri Interne; FCT- Formazione di Tavarone; GTT- Argilliti di Gaiette; GOT- Arenarie di M. Gottero; SVL- Gruppo della Val Lavagna; APA- Argille a Palombini; CC- Calcari a Calpionelle; DI- Formazione dei diaspri di M. Alpe; OP- sequenza ofiolitica; da MARRONI (1991), modificato.

### 3.1.1. - Basalti (BST)

Si tratta di vulcaniti basaltiche tholeiitiche a struttura massiccia, talvolta brecciate. Affiorano esclusivamente lungo la strada statale per il Passo della Forcella, poche centinaia di metri dopo località La Squazza.

### 3.1.2. - Argille a Palombini (APA)

Le Argille a Palombini della Sottounità Loco affioranti nel settore compreso fra il paese di Cabanne e Borzonasca sono rappresentate da depositi torbiditici costituiti dall'alternanza di strati calcareo-marnosi ed emipelagiti prive di  $\text{CaCO}_3$ . Lo spessore massimo raggiunge i 300 m nei pressi del Passo della Forcella. Gli strati calcarei presentano buona continuità laterale con spessori medio-spessi e granulometrie comprese fra l'arenite media e fine. La natura torbiditica di questi strati è evidente nei livelli più spessi (fino a 2 m) caratterizzati da

strutture sedimentarie (ripple, ripple rampicanti, laminazioni piano parallele, sequenze incomplete di Bouma Tb-e, Tc-e) attribuibili a processi di trazione e decantazione associati a correnti di torbidità a bassa densità (Facies F9 ed F8+F9 di MUTTI, 1992). Quest'ultima caratteristica, unitamente alla geometria piano parallela degli strati, 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  $\text{CaCO}_3$  (che raggiungono spessori fino a 3 m) fanno ipotizzare per questo tipo di depositi un ambiente di piana bacinale (CASNEDI, 1982; MARINI, 1990).

La composizione di tipo carbonatico/ibrido è generalmente caratterizzata da calcilutiti micritizzate classificabili come *grainstone* a peloidi, ooliti e bioclasti. Fra i bioclasti sono riconoscibili in sezione sottile Radiolari, Calpionellidi e Microforaminiferi (FIERRO & TERRANOVA, 1963; ABBATE, 1969; DECANDIA & ELTER, 1972; COBIANCHI & VILLA, 1992). In modo subordinato sono presenti granuli monocristallini di quarzo, feldspati, fillosilicati e frammenti di quarzo micro e finecristallino.

La parte alta della successione è invece caratterizzata dalla presenza di strati medi di marne e marne calcaree e di strati torbiditici medi e sottili a composizione variabile da subarcosica a quarzoarenitica. Si tratta di strati in *facies* F9 di MUTTI (1992) caratterizzati da grande sviluppo di *ripple*, *climbing ripple* e laminazioni piano parallele.

Le Argille a Palombini sono state generalmente riferite all'intervallo Berriasiano-Albiano (DECANDIA & ELTER, 1972; ANDRI & FANUCCI, 1973; COBIANCHI & VILLA, 1992). Gli affioramenti del tetto della formazione immediatamente ad ovest del Foglio Bedonia hanno invece fornito associazioni a nannofossili calcarei (MARRONI & PERILLI, 1990) indicative del Santoniano (Biozona a *Calculites obscurus*). Per quanto riguarda le Argille a Palombini dell'Unità Gottero affioranti nel Foglio Bedonia non esistono dati biostratigrafici.

### 3.1.3. - *Scisti Mangesiferi (SMG)*

Questa formazione fa parte della successione dell'Unità Gottero. Essa tuttavia non affiora all'interno del Foglio Bedonia nell'area occupata da questa unità tettonica. La descrizione litostratigrafica di questa formazione è comunque riportata nel paragrafo relativo alla successione dell'Unità Colli/Tavarone.

### 3.1.4. - *Ardesie di Monte Verzi (AMV)*

Gli affioramenti principali di questa formazione sono riconoscibili nel settore di Borzonasca a nucleo di strutture plicative che coinvolgono anche la formazione degli Scisti Zonati (CASNEDI, 1982; MARRONI, 1988; 1991).

Le Ardesie di Monte Verzi sono costituite da torbiditi pelitico-arenacee caratterizzate dall'alternanza di strati a composizione silicoclastica e strati calcareo-marnosi, questi ultimi noti con il nome di «Ardesie» o «Lavagna». Lo spessore di questa formazione raggiunge i 600 m nell'area tipo di M. Verzi.

Gli strati silicoclastici sono prevalenti su quelli calcareo-marnosi e presentano buona continuità laterale, spessore variabile da sottile a spesso, rapporto a/p generalmente minore o molto minore di 1 e granulometria variabile dall'arenite fine all'arenite grossolana. Sono prevalenti sequenze incomplete di Bouma Tb-e e Tc-e, ed in modo subordinato sono presenti sequenze complete Ta-e. La capacità di questi ultimi strati è evidenziata da piccoli *scours* basali, da strati amalgamati e dalla presenza di *clay chips* all'interno dell'intervallo Ta. Si tratta quindi prevalentemente di depositi associati a correnti di torbidità a bassa densità (Facies F9 e F8+F9 di MUTTI, 1992). La composizione della frazione arenitica, generalmente arcosa, è del tutto comparabile con quelle degli Scisti Manganiferi e delle Arenarie di Monte Gottero (PANDOLFI, 1997) (fig. 6).

Le «Ardesie» presentano buona continuità laterale e strati da spessi a molto spessi, caratterizzati da una frazione pelitica a composizione calcareo-marnosa molto potente e nettamente prevalente sulla frazione arenitica ( $a/p < 1$ ). Gli strati a composizione calcareo-marnosa sono 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 minore di 5 cm privi di  $\text{CaCO}_3$ . La frazione arenitica presenta granulometria che difficilmente raggiunge la taglia media, solitamente si tratta di areniti fini o finissime. La composizione di questi strati è di tipo ibrido dominata da quarzo, feldspati e fillosilicati monocristallini, ma sono presenti apprezzabili quantità di frammenti carbonatici micritici (>20% dell'ossatura) del tutto assenti negli strati a composizione silicoclastica.

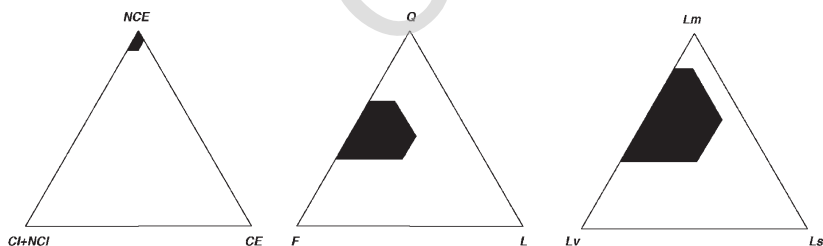


Fig. 6 - Analisi modale della frazione arenitica delle Arenarie di Monte Gottero. Diagramma NCE-CI+NCI-CE sensu ZUFFA (1980); Diagramma Q-F-L sensu DICKINSON (1971); Diagramma Lm-Lv-Ls relativo ai frammenti di roccia a granulometria fine. Lm: frammenti litici metamorfici; Lv: frammenti litici vulcanici. Ls: frammenti litici sedimentari. Dati da VALLONI & ZUFFA (1984), VAN DE KAMP & LEAKE (1995) e PANDOLFI (1997).

L'età di questa successione è stata determinata nella località tipo analizzando il contenuto in nannofossili calcarei della frazione pelitica delle "ardesie" da MARRONI & PERILLI (1990) che attribuiscono alle Ardesie di Monte Verzi un'età non più antica del Campaniano inferiore (biozona ad *Aspidolithus parvus*).

### 3.1.5. - Scisti Zonati (SZO)

Gli Scisti Zonati, affioranti principalmente nel settore di M. Ramaceto e nel settore di M. Zatta, sono costituiti da torbiditi sottili a composizione silicoclastica indicativi di un ambiente di piana bacinale. Lo spessore di questa formazione raggiunge i 300 m.

Il rapporto  $a/p$  è generalmente uguale a 1. La geometria degli strati appare solitamente piano parallela con spessore che raramente supera i 50 cm e granulometrie comprese fra l'arenite media e il silt. Fra le caratteristiche 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 e la buona diffusione di strutture legate a decantazione più trazione quali *ripple*, *climbing ripple* e lamine piano parallele. All'interno degli Scisti Zonati la *facies* F9a (MUTTI, 1992) risulta prevalente e gli strati possono essere attribuiti a correnti di torbidità a bassa densità tipiche della parte distale dei sistemi torbiditici (*fan fringe* e/o *basin plain* di MUTTI, 1977). La composizione degli strati torbiditici varia da arcosica a subarcosica e risulta confrontabile con quella delle sovrastanti Arenarie di Monte Gottero.

Gli Scisti Zonati sono caratterizzati da diverse intercalazioni di *pebbly-mudstone* derivati dal rimaneggiamento di una successione di tipo Argille a Palombini. Queste intercalazioni (ol) 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 *debris flow* coesivi (*facies* F1 MUTTI, 1992) ed in modo subordinato di flussi iperconcentrati (*facies* F2 MUTTI, 1992). La composizione di questi olistostromi è caratterizzata principalmente da clasti centimetrici e/o decimetrici subarrotondati di calcilutiti derivate da una successione tipo Argille a Palombini e da subordinati clasti di siltiti silicoclastiche derivate dall'erosione degli stessi Scisti Zonati. Sono riconoscibili forti variazioni laterali dello spessore di questi corpi che risulta compreso fra il valore massimo di 50-60 m del corpo principale fino ai pochi cm di numerosi corpi minori non cartografati.

Il passaggio stratigrafico alle soprastanti Arenarie di Monte Gottero è visibile nel settore di M. Zatta, mentre il passaggio alle sottostanti Ardesie di Monte Verzi non è mai esposto nel settore studiato.

L'età del tetto degli Scisti Zonati è stata attribuita da MARRONI & PERILLI (1990) nel settore di M. Zatta all'intervallo Campaniano superiore-

Maastrichtiano inferiore sulla base della presenza di nannofossili calcarei (*Calculites obscurus*, *Eiffelithus eximius*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Micula staurophora*, *Quadrum gothicum*).

### 3.1.6. - 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 principalmente nell'area del M. Ramaceto e nel settore di M. Zatta. Si tratta di torbiditi arenaceo-pelitiche a composizione silicoclastica interpretate in letteratura come l'espressione di un sistema di conoide attivo durante il Cretacico superiore. (PAREA, 1964, 1965; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972, CASNEDI, 1982, NILSEN & ABBATE, 1983, MARINI, 1991, 1992, 1994).

All'interno della successione sono riconoscibili strati da spessi a molto spessi (fino a 3 m), 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* molto diffuse 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-e, strutture da sfugita di fluidi diffuse. Questi strati possono essere attribuiti a meccanismi deposizionali di tipo torbiditi 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 torbidità 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 arcosico. 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 Giaiette sono stati recentemente riconosciuti strati are-

nitici contenenti frammenti di ofioliti (PANDOLFI, 1997).

Nella parte superiore della formazione, in particolare nei settori di M. Ghiffi e di Malanotte sono presenti intercalazioni lenticolari di argilliti varicolori, argilliti marnose e marne (**ia**) contenenti talvolta brecce monogeniche a matrice argillitica prevalente con clasti da angolari a subangolari di calcilutiti.

Gli studi biostratigrafici effettuati sulla successione delle Arenarie di Monte Gottero del M. Zatta e nelle aree immediatamente più a sud del Foglio indicano un'età Campaniano superiore-Maastrichtiano inferiore per il passaggio agli Scisti Zonati (MONECHI & TREVES, 1984; MARRONI & PERILLI, 1990), mentre il tetto della successione risulta di età Paleocene inferiore in base al contenuto in Microforaminiferi e nanofossili calcarei (PASSERINI & PIRINI, 1964; MARRONI & PERILLI, 1990).

### 3.1.7. - Argilliti di Giaiette (GTT)

Le Argilliti di Giaiette (Cfr. Scisti del Bocco, Argilloscisti di Giariette ed Argilloscisti di Cichero), che affiorano nel settore studiato a nucleo delle strutture del M. Ramaceto e del M. Zatta, sono costituiti dall'associazione di argilliti e strati torbiditici pelitico-arenacei sottili a composizione silicoclastica con depositi clastici grossolani derivati principalmente dal rimaneggiamento di una successione del tipo Argille a Palombini e da una sequenza ofiolitica. All'interno delle Argilliti di Giaiette sono riconoscibili differenti litofacies la cui associazione è stata ritenuta indicative di un ambiente sedimentario di scarpata (TREVES, 1984; MARRONI, 1991). La formazione delle Argilliti di Giaiette è caratterizzata da una associazione di *facies* molto complessa e spesso di difficile interpretazione. In modo schematico è possibile dividere questa formazione in due distinte *litofacies*: la prima è dominata da torbiditi sottili pelitico arenacee (Td-e e Tc-e di BOUMA, 1962) con scarsa continuità laterale, a composizione silicoclastica ed a granulometria arenitica fine, depositate da correnti di torbidità a bassa densità (*facies* F9 di MUTTI, 1992). Nella seconda *litofacies* prevalgono depositi clastici grossolani associati ad argilliti (*pebbly mudstone*, *pebbly sandstone*, *slide block*) che sono attribuibili a meccanismi deposizionali di tipo *debris flow* coesivo e flussi iperconcentrati, e subordinatamente da correnti torbiditiche ad alta densità. 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 composizionale deve essere messo in evidenza che le torbiditi in *facies* F9 presentano composizione silicoclastica dominata da quarzo (subarcose) e in modo subordinato da feldspati e 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 in-

terno. Sia le torbiditi pelitico-arenacee sia le argilliti sono interessate da una intensa bioturbazione che caratterizza soprattutto la base delle torbiditi.

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).

Il contatto fra gli Scisti del Bocco e le Arenarie di Monte Gottero è di tipo stratigrafico discordante (PERTUSATI, 1972). Questi rapporti sono visibili sia alla scala dell'affioramento (Passo del Bocco e M. Ramaceto) sia alla scala regionale in quanto Scisti del Bocco riposano sulle Arenarie di Monte Gottero, sugli Scisti di Val Lavagna e sulle Argille a Palombini.

Le Argilliti di Giaietto (cfr. Scisti del Bocco) hanno fornito nella località tipo associazioni di Microforaminiferi (PASSERINI & PIRINI, 1964; GALBIATI, 1968) e di nannofossili calcarei indicative del Paleocene inferiore (MONECHI & TREVES, 1984; MARRONI & PERILLI, 1990).

### 3.2. - UNITÀ BRACCO/VAL GRAVEGLIA

L'Unità Bracco/Val Graveglia affiora in un'area limitata all'interno del Foglio Bedonia ubicata immediatamente ad ovest di M. Pinello. La posizione geometrica risulta compresa fra la sovrastante Unità Gottero e la sottostante Unità Colli/Tavarone.

Nel Foglio Bedonia questa unità è costituita dalla sola formazione delle Argille a Palombini, ma nei settori immediatamente a sud dell'area rilevata affiora la successione completa di questa unità caratterizzata dall'intera sequenza ofiolitica e dalle relative coperture pelagiche Giurassico-cretacee (DECANDIA & ELTER, 1972; ABBATE *et alii*, 1980).

#### 3.2.1. - Argille a Palombini (APA)

Le caratteristiche litostratigrafiche della formazione delle Argille a Palombini dell'Unità Bracco/Val Graveglia non si differenziano da quelle delle Argille a Palombini appartenenti all'Unità Gottero, a cui si rimanda per la descrizione. L'unica differenza potrebbe consistere nel fatto che le Argille a Palombini dell'Unità Bracco/Val Graveglia sono rappresentative della parte più antica di questa formazione, mentre quelle dell'Unità Gottero potrebbero rappresentare l'intervallo più recente.

### 3.3. - UNITÀ COLLI/TAVARONE

Rappresenta l'unità tettonica geometricamente più bassa dell'impilamento ligure interno ed affiora principalmente nel settore meridionale del foglio nell'a-

rea compresa fra la Val di Vara e la Val Taro. L'Unità Colli/Tavarone è sovrascorsa dall'Unità Gottero e, dove presente, dall'Unità Bracco/Val Graveglia, mentre a sua volta sovrascorre l'Unità Ottone nel settore della Val di Taro.

All'interno dell'Unità Colli/Tavarone è stata riconosciuta una successione confrontabile con quella dell'Unità Gottero e caratterizzata alla base dalla formazione pelagica delle Argille a Palombini che passano stratigraficamente a una successione torbidityca cretacea formata dal Gruppo degli Scisti della Val Lavagna, rappresentato da Scisti Mangesiferi, Ardesie di Monte Verzi e Scisti Zonati. Al di sopra degli Scisti Zonati e localmente direttamente sulle Argille a Palombini in discordanza e probabilmente attraverso una lacuna erosiva si trova la Formazione di Tavarone correlata con gli Scisti del Bocco di età Paleocenica.

Nell'area del Foglio sono state riconosciute due Sottunità, che sono state denominate rispettivamente Sottunità Tron e Sottunità Scagliana. La successione della Sottunità Tron è caratterizzata dalla presenza delle formazioni delle Argille a Palombini, delle formazioni del Gruppo degli Scisti della Val Lavagna e della Formazione di Tavarone, mentre la Sottunità Scagliana è caratterizzata da una successione che comprende le Argille a Palombini e gli Scisti Mangesiferi.

### 3.3.1. - Argille a Palombini (APA)

Le caratteristiche litostratigrafiche della formazione delle Argille a Palombini dell'Unità Colli/Tavarone non si differenziano da quelle delle Argille a Palombini appartenenti all'Unità Gottero, a cui si rimanda per la descrizione.

### 3.3.2. - Scisti mangesiferi (SMG)

La formazione degli Scisti Mangesiferi (Cfr. Membro di Scurtabò ed Argilliti di Montanesi) è stata riconosciuta soltanto all'interno della Sottunità Scagliana ed affiora nel settore a sud di S. Maria del Taro dove sono stati cartografati come "Membro di Scurtabò" da BRAGA *et alii* (1972) e GALBIATI (1975).

Gli Scisti Mangesiferi sono costituiti da una successione torbidityca di tipo pelitico-arenaceo a composizione esclusivamente silicoclastica che mostra uno spessore apparente non inferiore ai 300 m è caratterizzata da un *trend coarsening upward*. La parte basale della successione è caratterizzata da strati torbidityci 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 torbidityche sono sempre comprese fra l'arenite fine e finissima. La continuità laterale è buona per gli strati più spessi. 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 limivori alla base di alcuni strati. Deve essere messa in evidenza, in questa parte basale della successione, la presenza diffusa di patine manganesifere che conferiscono il tipico aspetto ed il nome a questa formazione. La *facies* F9 di MUTTI (1992) domina nella parte basale degli Scisti Manganesiferi, 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 sottili 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.

Nella parte alta la successione è caratterizzata dalla presenza di strati a granulometria medio-grossolana. 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). 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.

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

### 3.3.3. - Ardesie di Monte Verzi (AMV)

Questa formazione fa parte della successione della Unità Colli/Tavarone. Essa tuttavia non affiora all'interno del Foglio Bedonia nell'area occupata dall'Unità Colli/Tavarone. La descrizione litostratigrafica di questa formazione è comunque riportata nel capitolo relativo alla successione dell'Unità Gottero.

### 3.3.4. - Scisti Zonati (SZO)

Le caratteristiche litostratigrafiche della formazione degli Scisti Zonati dell'Unità Colli/Tavarone non si differenziano da quelle degli Scisti Zonati appartenenti all'Unità Gottero, a cui si rimanda per la descrizione.

### 3.3.5. - *Formazione di Tavarone (FCT)*

Analogamente alle Argilliti di Giaiette (a cui sono spesso correlati) la Formazione di Tavarone è costituita da un complesso sedimentario dello spessore massimo di 100 m, caratterizzato dall'associazione di argilliti, strati torbiditici pelitico-arenacei sottili a composizione silicoclastica in cui si intercalano depositi clastici grossolani (*pebbly mudstones* e *pebbly sandstones*) e olistoliti. Questa associazione è stata ritenuta indicativa di un ambiente sedimentario di scarpata (TREVES, 1984; MARRONI, 1991). La principale differenza con gli Scisti del Bocco consiste nella predominanza dei depositi clastici grossolani e degli olistoliti, che in volume costituiscono gran parte della Formazione di Tavarone. Inoltre, mentre la formazione degli Scisti del Bocco si sedimenta in discordanza stratigrafica sulla sola formazione delle Arenarie di Monte Gottero, la Formazione di Tavarone può trovarsi discordante sopra tutta la successione a partire dalle Argille a Palombini.

Dal punto di vista volumetrico, nella Formazione di Tavarone, risultano prevalenti depositi clastici grossolani associati ad argilliti (*pebbly mudstone*, *pebbly sandstone*, *slide block*) che sono attribuibili a meccanismi deposizionali di tipo *debris flow* coesivo e flussi iperconcentrati, e subordinatamente da correnti torbiditiche ad alta densità. In queste facies prevalgono nettamente i clasti calcilitici derivati dalla formazione delle Argille a Palombini e dai Calcari a Calpionelle ed in modo subordinato sono presenti clasti derivati da tutta la successione ligure interna. Anche i grossi olistoliti presentano composizioni analoghe. Nell'area del foglio sono stati riconosciuti *slide block* di oficalciti (of), Argille a Palombini (pa) ed Arenarie di Monte Gottero (ag) che forniscono un limite inferiore di datazione alla formazione. Nell'area immediatamente a sud del Foglio Bedonia sono stati riconosciuti olistoliti derivati da ultramafiti serpentizzate, gabbri, basalti, Diaspri, Calcari a Calpionelle e Scisti Zonati. Nelle porzioni periferiche degli olistoliti sono presenti breccie generalmente monogeniche clasto sostenute con clasti di forma da angolare a subangolare.

Molto diffuse sono le facies argillitiche caratterizzate dalla presenza di argilliti arenitiche e/o ruditiche dove la frazione grossolana è costituita principalmente da frammenti di calcilituti ed in cui sono evidenti fenomeni di rimaneggiamento da litotipi argillosi come la formazione delle Argille a Palombini.

In modo subordinato sono presenti torbiditi sottili pelitico arenacee (Td-e e Tc-e di BOUMA, 1962) con scarsa continuità laterale, a composizione silicoclastica (da arcosica a quarzoarenitica) ed a granulometria arenitica fine depositate da correnti di torbidità a bassa densità (*facies* F9 di MUTTI, 1992)

L'età di questa formazione è stata determinata da GALBIATI & RAMPOLDI (1968) che in aree contigue al Foglio Bedonia hanno rinvenuto delle calcareniti fossilifere con microfaune terziarie probabilmente paleoceniche. Successivamente sia DECANDIA & ELTER (1972) che MARRONI (1987) hanno confermato queste datazioni. In analogia con la formazione delle Argilliti di Giaiette può essere ipotizzata una età Paleocenica inferiore (MARRONI & PERILLI, 1990).

## 3.4. - UNITÀ OTTONE

Affiora estesamente in tutta l'area del Foglio Bedonia, occupando più della metà della superficie del foglio. Nell'area occidentale questa unità affiora lungo la valle del T. Penna nella zona di Sopralacroce e nelle valli dei T. Aveto, Rio Molini e T. Gramizza e nelle zone di Rezzoaglio, Magnasco, S. Stefano d'Aveto. Costituisce inoltre i rilievi del M. Oramara, M. Dego, M. Rocabruna, M. Maggiorasca, M. Bue, M. Penna, M. Aiona e M. Agugiaia (fig. 7). Gli affioramenti più orientali si ritrovano nella zona del M. Pelpi in prossimità del Passo delle Centocroci e nell'alta Val di Taro.

L'Unità Ottone si sovrappone all'Unità Orocco (alta Val d'Aveto e alta Val di Taro) o, dove quest'ultima unità è completamente laminata, alla Sottounità Vico (alta Val d'Aveto). I rapporti con l'Unità Media Val Taro (in alta Val Taro presso il Passo delle Centocroci) sono invece complicati dalla presenza di sovrascorriimenti e dei piegamenti associati.

L'Unità Ottone è caratterizzata da una successione stratigrafica del Cretacico superiore 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.*) (fig. 8).

La parte inferiore della successione stratigrafica è rappresentato dal Complesso di Casanova che passa stratigraficamente per alternanze al Flysch di Ottone (fig. 9); 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 delle torbiditi del flysch ad Elmintoidi; compaiono così eteropici al Flysch di Ottone i depositi del Complesso di Monte Veri (fig. 9).

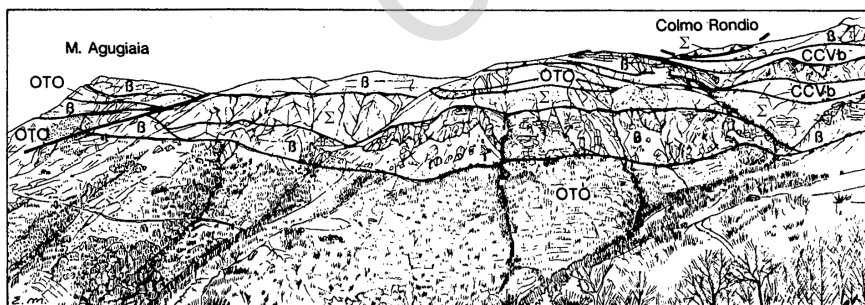


Fig. 7 - Schema geologico panoramico tra M. Agugiaia e Colmo Rondio. OTO: Flysch di Ottone; CCVb: breccie poligeniche;  $\Sigma$ : serpentiniti;  $\beta$ : basalti (Da: GUIDA APPENNINO LIGURE-EMILIANO, SGI, 1994, modificata).

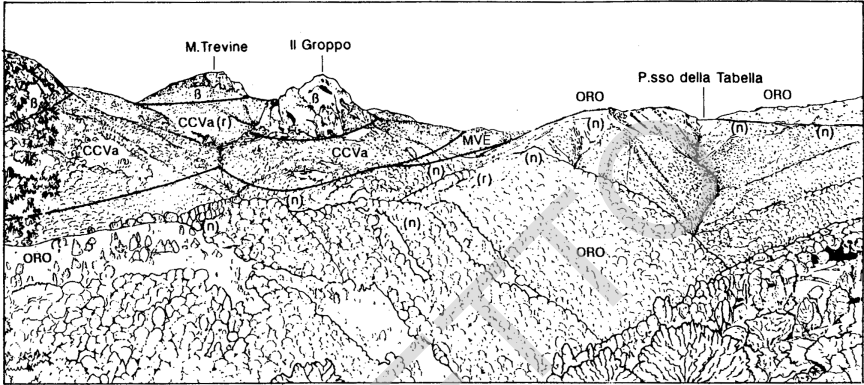


Fig. 8 - Panoramica da Alpe verso ovest. CCVa: Arenarie di Casanova; MVE: Complesso di M. Veri; ORO: Flysch di M. Orocco;  $\beta$ : basalti; (n): strati normali; (r): strati rovesciati (Da: CASNEDI et alii, 1995, modificato).

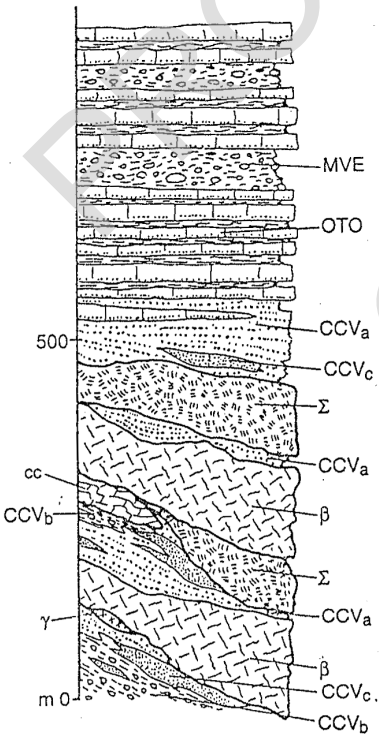


Fig. 9 - Colonna litostratigrafica schematica della parte inferiore dell'Unità Ottone. MVE-Complesso di M. Veri; OTO- Flysch di Ottone; CCVa- Arenarie ofiolitiche (cfr. Arenarie di Casanova Auct.) CCVb- breccie mono e poligeniche a matrice pelitica; CCVc- breccie poligeniche a matrice arenitica;  $\beta$ - basalti;  $\Sigma$ - ultramafiti serpentinizate;  $\gamma$ - graniti; cc- calcari a Calpionelle. Da ELTER et alii. (1997).

Per quanto riguarda il problema del substrato del Complesso di Casanova, va messo in evidenza che nell'alta Val Taro, sono state cartografate come appartenenti al Complesso di Monte Veri degli estesi affioramenti di Argille a Palombini conosciute in letteratura come Argille a Palombini di Case Fazzi (CASNEDI *et alii*, 1993 *cum bibl.*). Queste Argille a Palombini risultano tettonicamente indipendenti sia dal Complesso di Casanova che dal Flysch di Ottone. Sebbene siano state interpretate da BERTOTTI *et alii* (1986) come olistoliti di grandi dimensioni originariamente legati stratigraficamente al Flysch di Ottone, secondo CASNEDI *et alii*, (1993) potrebbe invece trattarsi dei resti della base stratigrafica del Complesso di Casanova che quindi avrebbe avuto alla sua base una successione pelagica analoga a quella delle successioni liguri interne. L'elemento tettonico del M. Aiona è stato invece interpretato come la parte inferiore dell'Unità Ottone scollata e sovrascorsa con vergenza orientale durante le fasi tettoniche terziarie.

### 3.4.1. - *Complesso di Casanova*

Nel Complesso di Casanova (cfr. Complessi di base *Auctt.*, Complesso di Monte Penna/Casanova) (PASSERINI, 1962, 1965; MARINI & TERRANOVA, 1979; TERRANOVA & ZANZUCCHI, 1982, 1983; NAYLOR, 1982; CASNEDI, 1982; BERTOTTI *et alii*, 1986; ELTER *et alii*, 1991; CASNEDI *et alii*, 1993; VILLA & ZANZUCCHI, 1997) 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



Fig.10 - Basalti in pillows presso Rio Macetta.

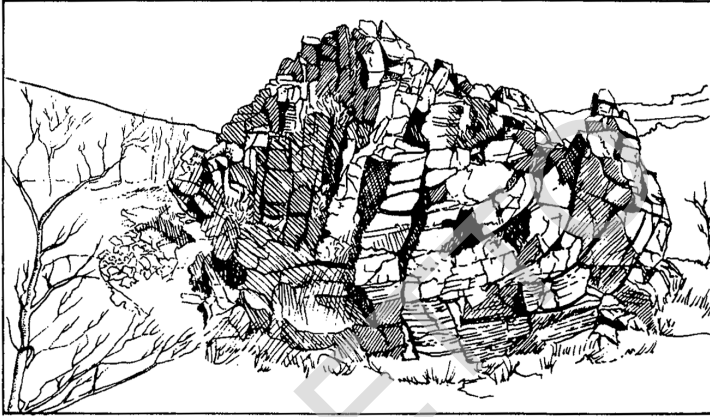


Fig.11 - Lherzoliti tettoniche di Pria Burgheisa (Prato Mollo).

basalti (fig. 10), ultramafiti, generalmente lherzoliti tettoniche totalmente o parzialmente serpentizzate (fig. 11), oficalciti, gabbri, Diaspri, Calcari a Calpionelle, Argille a Palombini e granitoidi. Nelle porzioni periferiche degli olistoliti, che possono raggiungere dimensioni chilometriche e spessori fino a 200 m, 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).

*Arenarie ofiolitiche (CCV<sub>a</sub>)* (cfr. Arenarie di Casanova). Si tratta di torbiditi arenaceo-pelitiche costituite da strati da medi a molto spessi di areniti a granulometria da media-grossolana fino a ruditica. Le areniti presentano una composizione litoarenitica caratterizzata da frammenti riferibili ad una sequenza ofiolitica ed alla sua copertura sedimentaria (DI GIULIO & GEDDO, 1990). 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 ad Elmintoidi, 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 T. Oramizzola alle pendici occidentali del M. Oramara e del M. Montarlone, in alta Val d'Aveto alla base di M. Pietre dello Zuccherero e di M. Maggiorasca, oltre a quelli del Rio Dragonale. Altri estesi affioramenti sono identificabili in alta Val Taro alle pendici del M. Penna e del M. Crociato.

*Breccie mono e poligeniche a matrice pelitica (CCV<sub>b</sub>)* (Breccie di Santa Maria Auctt.). Sono prevalenti le breccie monogeniche costituite da clasti calci-

lutitici e lembi formazionali riferibili alla formazione delle Argille a Palombini in abbondante matrice argillitica (fig. 12). I clasti hanno forma variabile da subangolare a subarrotondati con dimensioni da decimetrica a centimetrica. Le breccie poligeniche ( $CCV_{b1}$ ) presentano clasti eterometrici di Argille a Palombini ed in subordinate di basalti, ultramafiti più o meno serpentinizati, oficalciti, gabbri, graniti, diaspri e Calcari a Calpionelle. È stata inoltre distinta una litofacies ( $CCV_{b2}$ ) caratterizzata dalla sola presenza di argilliti, anch'esse rimaneggiate e spesso interessate da strutture deformative sindeposizionali, con sporadica presenza di frammenti di taglia arenitica e ruditica a composizione calcilutitica. 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 alta Val Taro in prossimità del paese di S. Maria del Taro, in Valle Sturla alle pendici del M. Bregaceto e nella Valle del T. Carron alle pendici del M. Pertusa.

*Breccie poligeniche a matrice arenitica ( $CCV_c$ )*. Generalmente si tratta di una breccia granulo-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, diaspri, Calcari a Calpionelle e clasti molli di Arenarie ofiolitiche ( $CCV_a$ ). Presso il M. Bregaceto, il M. Penna e il M. Maggiorasca si ritrovano estesi affioramenti di questa litofacies.



Fig.12 - Aspetto tipico delle breccie di S. Maria.

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 (fig. 5). Nel settore del M. Penna-M. Aiona lo spessore di questo complesso è maggiore raggiungendo forse i 1500 m. (CASNEDI *et alii*, 1993). VILLA & ZANZUCCHI (1997) attribuiscono una età Campaniano inferiore alla serie del Rio Dragonale con spessore misurato superiore ai mille metri.

La base stratigrafica del Complesso di Casanova, così come il passaggio al sovrastante Flysch di Ottone, è stata riferita da MARRONI & PERILLI (1992) alla biozona ad *Aspidolithus parvus*, correlabile con la parte inferiore della cronozona NC18 dello schema tempo adottato (Campaniano inferiore).

#### 3.4.2. - *Complesso di Monte Veri (MVE)*

Il Complesso di Monte Veri (cfr. Complessi di base *Auctt.*, Argille a Palombini di Monte Veri, Argilliti a blocchi di Monte Veri) (BERTINI & ZAN, 1974; MECCHERI, 1975; MARINI & TERRANOVA, 1979, 1980; TERRANOVA & ZANZUCCHI, 1982, 1983; BERTOTTI *et alii*, 1986) è costituito da olistoliti riferibili alla formazione delle Argille a Palombini il tutto immerso in un'abbondante matrice pelitica; quest'ultima è stata interpretata come un sedimento "rigenerato", derivato dalla frazione pelitica delle Argille a Palombini (BERTOTTI *et alii*, 1986).

In subordine, nel Complesso di Monte Veri si intercalano, senza un apparente ordine stratigrafico, tre litofacies costituite rispettivamente da arenarie ofiolitiche ( $MVE_a$ ), breccie poligeniche a matrice pelitica ( $MVE_b$ ) e breccie poligeniche a matrice arenitica ( $MVE_c$ ), con caratteristiche e significato analoghi a quelle del Complesso di Casanova cui si rimanda per una più dettagliata descrizione. Nel Complesso di Monte Veri sono presenti anche olistoliti di basalto ( $\beta$ ), serpentiniti ( $\Sigma$ ), gabbri ( $\Gamma$ ), graniti ( $\gamma$ ), Diaspri ( $ds$ ), Calcarei a Calpionelle ( $cc$ ).

La natura stratigrafica dei rapporti con il Flysch di Ottone è confermata dalla presenza in molti affioramenti del Complesso di Monte Veri di "blocchi molli" di marne riferibili al flysch, erosi dal substrato dai flussi responsabili della messa in posto del Complesso di Monte Veri. Sono presenti più intercalazioni del Complesso di Monte Veri della porzione inferiore del Flysch di Ottone, come è osservabile nell'alta Val d'Aveto, tra Cabanne e Rezzoaglio.

Il Complesso di Monte Veri è eteropico della porzione di Flysch di Ottone riferibile alle biozone *Aspidolithus parvus* e *Ceratolithoides aculeus* (MARRONI & PERILLI, 1992); l'età attribuita al complesso è quindi attribuibile alla transizione tra Campaniano inferiore e superiore.

Sono state inserite in questo complesso le Argille a Palombini di Case Fazzi

(CASNEDI *et alii*, 1993) che affiorano con buone esposizioni nell'alta Val Taro, poco ad est di S. Maria del Taro. Si tratta di alternanze pelitico-calcaree costituite da torbiditi ed emipelagiti. Sono presenti, in subordine, strati sottili di torbiditi silicoclastiche. Raramente si rinvencono negli strati calcarei a maggior spessore basi calcarenitiche ricche in materiale neritico risedimentato. Le emipelagiti sono costituite da argilliti scure, prive di  $\text{CaCO}_3$ , con spessori variabili da pochi cm fino a qualche decimetro.

Da una fitta campionatura nelle emipelagiti è stata rinvenuta una scarsa associazione a nannofossili con la presenza di *Rucinolithus terebrodentarius*, la cui comparsa è riferibile all'Hauterviano superiore.

### 3.4.3. - *Flysch di Ottone (OTO)*

Il Flysch di Ottone (cfr. Calcari di Ottone, Flysch ad Elmintoidi di Ottone-S.Stefano) (MAXWELL, 1964; BELLINZONA *et alii*, 1971; BONI *et alii*, 1969; BERTINI & ZAN, 1974; BERTOTTI *et alii*, 1986; ELTER & MARRONI, 1991; ELTER *et alii*, 1991) è costituito da torbiditi calcaree caratterizzate da alternanze ritmiche di marne calcaree, calcari marnosi e marne in strati da medi a molto spessi e in banchi con base arenitica medio-fine e geometria piano parallela (cfr. Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*). I livelli intertorbiditici sono costituiti da peliti scure prive di  $\text{CaCO}_3$  in strati molto sottili. Una delle caratteristiche principali di questi strati è costituita da 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, la scarsa presenza di strutture erosive fanno ipotizzare una deposizione da correnti di torbidità a bassa densità in un ambiente di mare profondo. Caratteristica peculiare del Flysch di Ottone è la presenza di strati medi e sottili a geometria lenticolare di breccie poligeniche granulo-sostenute analoghe a quelle riconosciute nel Complesso di Casanova. La frazione arenitica è caratterizzata da una composizione silicoclastica di tipo arcoscico. In prossimità del passaggio stratigrafico con il Complesso di Casanova sono presenti strati a composizione litoarenitica con presenza di frammenti ofiolitici, calcilutiti, radiolariti e granitoidi. I migliori affioramenti del Flysch di Ottone sono osservabili lungo il fondovalle del T. Aveto e alle pendici occidentali del M. Maggiorasca (fig. 13) e del M. Tomarlo.

Il passaggio stratigrafico fra base del Flysch di Ottone e Complesso di Casanova è riferibile al Campaniano inferiore (biozona ad *Aspidolithus parvus*); all'interno della formazione MARRONI & PERILLI (1990, 1992) segnalano la presenza di associazioni a nannofossili calcarei riferibili alle biozone a *Ceratolithoides aculeus* e a *Quadrum gothicum*, confrontabili con la cronozona NC19 dello schema tempo adottato (Campaniano superiore).

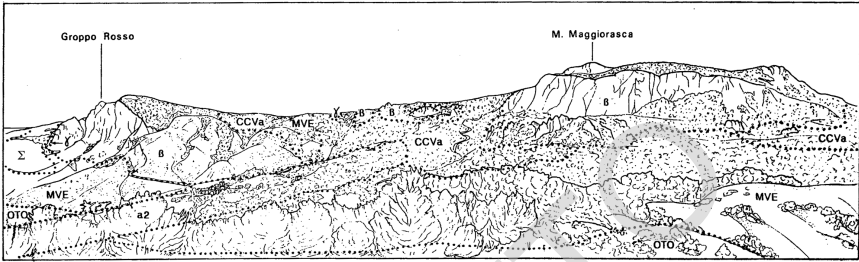


Fig. 13 - Panoramica da sudovest verso Groppo Rosso e M. Maggiorasca. OTO: Flysch di Ottone; CCVa: Arenarie di Casanova; MVE: Complesso di M. Veri;  $\Sigma$ : serpentiniti;  $\beta$ : basalti;  $\gamma$ : graniti (Da: TERRANÒ R. & ZANZUCCHI G., 1982, modificato).

### 3.5. - UNITÀ MONTE DELLE TANE

L'Unità Monte delle Tane affiora limitatamente nell'area nord-orientale del Foglio Bedonia. Essa è caratterizzata da una successione costituita dal solo Complesso di Monte Ragola (ELTER & MARRONI, 1991). Sebbene questo complesso sia attualmente delimitato da superfici tettoniche, è probabile che esso rappresentasse, in analogia con il Complesso di Casanova, la base stratigrafica di un flysch ad Elmintoidi. Per quanto riguarda la posizione strutturale dell'Unità Monte delle Tane essa si interpone tra l'Unità Ottone (al tetto) e l'Unità Orocco (alla base). Alcuni autori (PAGANI *et alii*, 1972; TERRANOVA & ZANZUCCHI, 1984; CASNEDI *et alii*, 1993) ritengono che le ultramafiti di M. Ragola si raccordino direttamente con quelle di M. Nero, poco più a SW, e con quelle di M. Aiona, ancora più a sud, per costituire un unico elemento tettonico resosi indipendente dal Complesso di Casanova, in fasi tettoniche tardive.

#### 3.5.1. - Complesso di Monte Ragola

Il Complesso di Monte Ragola, analogamente al Complesso di Casanova, è costituito in prevalenza da depositi originati da flussi gravitativi (torbiditi e colate di detrito) e scivolamenti in massa. Questi depositi, spessi fino a 400-500 m, comprendono strati torbiditici a composizione litoarenitica (litofacies  $MRA_a$ ), breccie mono- e poligeniche a matrice sia pelitica che arenitica (litofacies  $MRA_b$  e  $MRA_c$ ) (per la descrizione litologica si vedano quelle delle rispettive litofacies del Complesso di Casanova), e grosse masse di rocce prevalentemente ultrabasiche.

Le principali masse ofiolitiche ultramafiche appartenenti al Complesso di Monte Ragola costituiscono i rilievi del M. Ragola e del M. Ragolino.

La principale differenza dal Complesso di Casanova, oltre che per la posizione strutturale, risiede nella composizione delle principali masse e delle brec-

ce poligeniche. Nell'adiacente Foglio Bobbio il Complesso di Monte Ragola è infatti caratterizzato dalla presenza olistoliti di granuliti basiche ed acide, strettamente associati a serpentiniti e granitoidi, mentre risultano praticamente assenti masse di vulcaniti basaltiche. Le rocce ultrafemiche mostrano caratteristiche del tutto analoghe a quelle che caratterizzano il Complesso di Casanova. La presenza di granuliti si riscontra anche nei clasti delle litofacies  $MRA_b$  e  $MRA_c$ .

I campioni esaminati per lo studio biostratigrafico provengono da affioramenti situati immediatamente a nord del Foglio Bedonia e contengono associazioni a nannofossili calcarei impoverite e in cattivo stato di preservazione, ma comunque riferibili al passaggio Santoniano-Campaniano (cronozona NC17 pars-NC18), per la presenza di *Calculites obscurus* e di *Aspidolithus parvus*.

### 3.6. - UNITÀ OROCCO

Si tratta di un'unità caratterizzata da una successione che comprende esclusivamente il Flysch di Monte Orocco, cioè un flysch ad Elmintoidi *Auctt.* (ELTER & MARRONI, 1991). Dal punto di vista strutturale l'Unità Orocco è compresa tra l'Unità Monte delle Tane (o dall'Unità Ottone, zona di M. Albareto e M. Penna; fig. 14), al tetto, e le Unità Media Val Taro e Vico, alla base. Questa unità affiora estesamente nel Foglio Bedonia sia in alta Val d'Aveto che in alta Val di Taro.

#### 3.6.1. - Flysch di Monte Orocco (ORO)

Si tratta di torbiditi di piana bacinale rappresentate da marne calcaree, calcari marnosi e marne in strati spessi e molto spessi e banchi, in genere con base

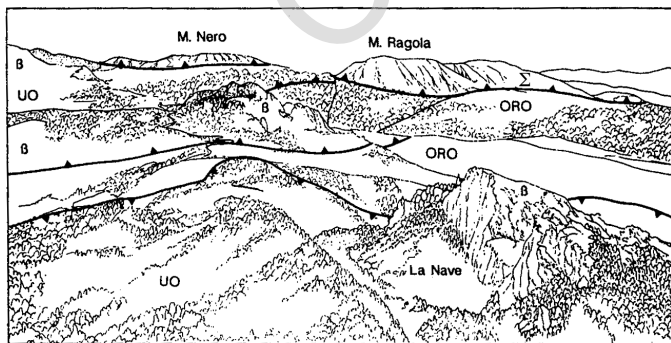


Fig.14 - Panorama della cime di M.Penna - UO: Unità Ottone; ORO: Flysch di M.Orocco; Σ: serpentiniti; β:basalti.

arenitica medio fine, alternate ad emipelagiti costituite da peliti scure prive di  $\text{CaCO}_3$  in strati molto sottili.

Il rapporto a/p è generalmente minore o molto minore di 1, questa caratteristica unitamente alla presenza di sequenze incomplete di Bouma Tb-e, Tc-e e Td-e, la scarsa presenza di strutture erosive fanno ipotizzare una deposizione da correnti di torbidità a bassa densità in un ambiente di mare profondo. I migliori affioramenti del Flysch di Monte Orocco sono osservabili lungo il fondovalle del T. Aveto e alle pendici occidentali del M. Maggiorasca e del M. Tomarlo.

Sono inoltre presenti intercalazioni di strati torbiditici costituiti da arenarie medio-fini a composizione silicoclastica alternate a peliti in strati medio-sottili caratterizzate da strutture da decantazione e trazione (laminazioni convolute, *ripple*, lamine piano parallele a gradazione inversa). La presenza di queste strutture conferma la modalità di messa in posto e l'ambiente deposizionale ipotizzati. Lo spessore misurabile, in quest'area, di questa formazione non supera i 500 m.

L'analisi biostratigrafica ha messo in evidenza che i campioni raccolti nel Flysch di Monte Orocco (cfr. Flysch ad Elmintoidi di Ottone-S. Stefano) affiorante nel fondovalle del T. Aveto nella zona di Alpepiana contengono *Quadrum trifidum*, la cui presenza permette di individuare la cronozona NC20 (Campariano superiore-Maastrichtiano inferiore), e un'associazione con forme confrontabili con *Lithraphidites quadratus* e presenza frequente di *Arkhangelskiella* spp., riferibile alla cronozona NC21 (Maastrichtiano). Questi dati estendono verso età leggermente più recenti l'intervallo cronologico recentemente indicato da MARRONI *et alii* (1992) nell'area di affioramento tipo della formazione.

### 3.7. - UNITÀ MEDIA VAL TARO

Questa unità affiora nella zona del margine orientale del Foglio nella zona di Scopolo in sinistra Ceno e più ampiamente nel settore a sud di M. Pelpi dove si estende con discreta continuità dalla zona di Bedonia a Tarsogno. In Val Taro questa unità occupa la posizione più elevata fra le Unità Liguri che sono ricoperte in discordanza stratigrafica dalla placca epiligure di M. Barigazzo, mentre sotto le pendici orientali di M. Pelpi risulta sovrascorsa dall'Unità Ottone. Nella porzione centrale del Foglio, presso Selvola è presente solo un piccolo lembo di questa unità rappresentato da Arenarie di Scabiazza intensamente deformate da pieghe a piccolo raggio. Questo affioramento, pur avendo estensione molto limitata, riveste grande importanza perché costituisce l'unica situazione visibile dove l'Unità Media Val Taro sovrascorre il flysch ad elmintoidi dell'Unità Orocco.

L'Unità Media Val Taro si identifica in una successione ricostruita con ampi margini di incertezza in quanto i termini che la compongono mostrano contatti con esposizioni poco favorevoli e frequente tettonizzazione. La ricostruzione di questa successione si basa quindi su un notevole numero di osservazioni e su un considerevole numero di analisi biostratigrafiche, distribuite su un'area piuttosto vasta che si estende ad oriente ben oltre i limiti di questo Foglio (BERNINI *et alii*,

1997). Questa successione che copre un intervallo compreso tra il Cretacico inferiore ed il Campaniano comprende (dall'alto verso il basso) le Arenarie di Campi, le Arenarie di Scabiazza, le Argilliti di San Siro e le Argille a Palombini di Monte Rizzone.

### 3.7.1. - *Arenarie di Campi (ACM)*

Affiorano nell'incisione del T. Lubiana circa 2 km a valle del paese di Tarsogno, con buona esposizione in corrispondenza dell'incisione del torrente.

Questa formazione è costituita essenzialmente da due tipi di arenarie: arenarie litiche fini e biancastre a patina di alterazione nere, ad elevato tenore in quarzo, ricche in mica e frustoli carboniosi ed arenarie medie e grossolane, grigio chiare, a composizione quarzoso-feldspatica. Le prime arenarie si mostrano in strati medi e spessi, caratterizzati da laminazione ondulata a grande scala ed intercalati da sottili livelli di peliti nerastre e verdine; le seconde arenarie invece si presentano in strati spessi e molto spessi, frequentemente amalgamati. Localmente si inseriscono intercalazioni di marne grigie a base arenitica fine laminata, in strati medi e spessi. Dal punto di vista petrografico la composizione principale delle arenarie più grossolane risulta quarzoso-feldspatica confrontabile con quella delle Arenarie di Monte Gottero. La potenza è valutabile nell'ordine dei 100 m circa. La formazione ricopre stratigraficamente le Arenarie di Scabiazza; la sedimentazione è torbiditica, interrotta da episodi emipelagici brevi.

L'età all'analisi delle nannoflore calcaree è riferibile al Campaniano.

### 3.7.2. - *Arenarie di Scabiazza (SCB) (cfr. Arenarie di Ostia Auctt.)*

Affiora piuttosto estesamente ad oriente della struttura di M. Zuccone, tra il paese di Bedonia ed il T. Arcina, costituendo la formazione più rappresentativa dell'Unità Media Val Taro.

La formazione si sviluppa in una successione che inizia con argilliti nerastre in cui si intercalano verso l'alto sottili alternanze torbiditiche che gradualmente aumentano in frequenza costituendo regolari alternanze di arenarie litiche fini e medie laminate in strati sottili e medi. Talora le arenarie risultano solo fini e molto fini e si presentano in strati torbiditici sottili e molto sottili; in quest'ultima litofacies si nota la ricorrente presenza di pelite marnosa grigio chiara e nocciola al tetto degli strati torbiditici che sono intercalati ad argilliti grigio scure e verdastre (rapporto a/p mediamente = 1).

La potenza di questa formazione nell'area del Foglio è valutabile nell'ordine dei 200 m circa.

La formazione mostra contatti tettonizzati ma probabilmente stratigrafici discordanti con le Argille a Palombini di Monte Rizzone, mentre risulta in contatto stratigraficamente continuo con le Argilliti di San Siro che affiorano al limite

orientale del Foglio sul versante sinistro del T. Arcina. Il passaggio che non è direttamente visibile in questa località, può essere verificato nel limitrofo Foglio 216 - Borgo Val di Taro, dove si risolve per alternanze in breve spazio.

La sedimentazione è torbiditica con l'inserimento di episodi di frana sottomarina che nell'area di questo Foglio risultano di modeste dimensioni e pertanto non sono cartografabili.

L'età della formazione risulta compresa nell'intervallo Coniaciano-Santoniano (VILLA, 1991), anche se non si possono escludere età più vecchie per la parte basale, non databile perché priva di carbonati nelle peliti.

### 3.7.3. - *Argilliti di San Siro (SSI)*

Questa formazione, il cui spessore è valutabile in poche decine di metri, affiora in due aree molto limitate che sono poste sul versante destro del T. Lubiana e sul versante sinistro del T. Arcina, lungo il margine orientale del Foglio e che sono agevolmente raggiungibili risalendo la strada del Passo Cento Croci.

La formazione è costituita da argilliti nerastre, grigio-verdastre e rosso-violacee con frequenti patine manganesifere, intercalate da sottili livelli di calciliti silicee grigio-verdastre, da sottili livelli di arenarie fini laminate nerastre e bluastre e da calcareniti grigiastre in strati medi.

Il contatto con le Argille a Palombini di Monte Rizzone è per faglia ma risulta stratigrafico con un'estesa discontinuità temporale nel limitrofo Foglio 216-Borgo Val di Taro.

La sedimentazione di questa formazione poteva avvenire in condizioni emipelagiche con rari episodi torbiditici.

In letteratura sono riportate datazioni riferite ad un generico intervallo Aptiano-Turoniano, ottenute da foraminiferi in sezione sottile (ZANZUCCHI, 1967). I campioni per nannofossili calcarei raccolti in questa formazione sono quasi tutti sterili o fortemente impoveriti, pertanto è possibile attribuire genericamente un'età che si estende dal Cretacico inferiore (presenza di rari *Rucinolithus irregularis* e *Prediscosphaera* spp.) alla parte inferiore del Cenomaniano (presenza di *Eiffelithus turriseiffelii* ed assenza di *Corollition kennedyi*).

### 3.7.4. - *Argille a Palombini di Monte Rizzone (AMR)* (cfr. *Argille a Palombini Auctt. p.p.*)

Sono visibili in affioramenti di estensione sempre limitata a nord di Scopolo, ad ovest di Bedonia, ad est e a sud di Tornolo e sulla strada del Passo Cento Croci 1 km ad est di Tarsogno.

Questa formazione è caratterizzata da un'alternanza di argilliti grigio scure, verdastre e nocciola e calcari micritici grigi e grigio-verdini, raramente biancastri, in strati sottili e medi, talora spessi, rivestiti da patine giallastre e in qualche

caso da incrostazioni di ossidi neri; gli strati calcarei mostrano frequentemente una base calcarenitica fine laminata ed un tetto marnoso. Localmente si intercalano arenarie fini grigio scure laminate in sottili alternanze e argilliti marnose grigie in strati spessi.

Questa formazione nel più orientale Foglio 216 - Borgo Val di Taro è spesso associata alle Argilliti di San Siro che sembrano in discordanza stratigrafica sulle Argille a Palombini di Monte Rizzone; in questo Foglio il contatto tra le due unità è per faglia.

Nei pressi di Tornolo e tra Tornolo e Tarsogno, sullo spartiacque tra il F. Taro ed il T. Lubiana, si ha l'impressione che le AMR possano direttamente costituire la base stratigrafica delle Arenarie di Scabiazza (Arenarie di Ostia *Auctt.*). In queste zone infatti le Arenarie di Scabiazza potrebbero ricoprire le AMR in discontinuità stratigrafica con un contatto geometricamente concordante.

La deformazione sempre molto intensa permette solo una valutazione dello spessore geometrico che si aggira sui 100 m circa.

Le condizioni di sedimentazione potevano essere emipelagiche con l'inserimento di eventi torbiditici molto fini.

La formazione ha fornito nannoflore riferibili come età all'intervallo Barremiano-Aptiano.

#### 4. - UNITÀ SUBLIGURI

##### 4.1. - UNITÀ CANETOLO

Sono state attribuite all'Unità Canetolo, appartenente all'insieme Subligure, formazioni torbiditiche calcareo-marnose di età terziaria correlabili con le formazioni affioranti nella zona tipo in Val Parma (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963), correlazione ormai affermata in letteratura (ELTER *et alii*, 1964; PLESI, 1974, 1975; MONTANARI & ROSSI, 1982). L'Unità Canetolo è qui rappresentata dalla Sottounità Vico, che affiora limitatamente nella parte meridionale della Finestra di Bobbio. Essa è sempre sovrascorsa direttamente dalle Unità Liguri e si sovrappone a sua volta sull'Unità Aveto.

##### *Sottounità Vico*

L'area di affioramento si estende dall'alta Val d'Aveto, nella zona di Vicosoprano e del M. Crociglia, fino all'alta Val Nure, tra Retorto e Costa della Rovina. In alta Val al d'Aveto, la Sottounità Vico si colloca tettonicamente tra l'Unità Aveto (alla base) e l'Unità Orocco (al tetto). In alta Val Nure, dove l'Unità Aveto non affiora, la Sottounità Vico costituisce un livello di limitato spessore sovrapposto all'Unità Sanguinetto.

La successione stratigrafica della Sottounità Vico è rappresentata dalle Argille e Calcari di Canetolo e dal Flysch di Vico. La natura stratigrafica dei rapporti tra

Argille e Calcari di Canetolo e Flysch di Vico è stata riconosciuta da numerosi autori; recenti studi di carattere stratigrafico e biostratigrafico (PEROTTI *et alii*, 1989; CERRINA FERONI *et alii*, 1991; PLESI *et alii*, 1993) mettono in evidenza come, almeno localmente, le Argille e Calcari di Canetolo costituiscano la parte stratigraficamente superiore. Nell'ambito del Foglio Bedonia la posizione reciproca delle due formazioni non è molto chiara, ma i dati biostratigrafici prodotti indicano che esse occupano sostanzialmente lo stesso intervallo cronologico; questo fatto sembra suggerire la possibilità di originari rapporti eteropici, mentre rende problematico stabilire quale delle due formazioni rappresenti la base della successione stratigrafica della Sottounità Vico. In altri settori dell'Appennino (Val Cedra, Finestra di Ghiare di Berceto) l'Unità Canetolo sembra comprendere, alla base della successione, formazioni Cretacico-paleoceniche tra cui torbiditi arenaceo-pelitiche di età Coniaciano-Santoniano attribuite alla formazione delle Arenarie di Ostia (ZANZUCCHI, 1967; CERRINA FERONI *et alii*, 1991; PLESI *et alii*, 1993).

#### 4.1.1. - Argille e Calcari di Canetolo (ACC)

Questa formazione è costituita dall'alternanza di peliti scure, a patina d'alterazione ocrea con torbiditi carbonatiche rappresentate da strati sottili e medi di calcilutiti, dal caratteristico colore d'alterazione giallastro, e da strati spessi e molto spessi di calcari e calcari marnosi che presentano una forte convergenza di facies con i calcari del Flysch di Vico. Sono inoltre presenti strati torbiditici medio-sottili di areniti a composizione silicoclastica. I migliori affioramenti sono localizzati in prossimità del M. Pessino lungo la strada provinciale omonima.

I campioni raccolti nell'area del Foglio Bedonia e Bobbio contengono associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'Eocene inferiore e medio. In particolare è stata documentata la cronozona NP13 dell'Eocene inferiore (associazione a *Discoaster lodoensis*, *Discoaster kuepperi*, *Discoaster barbadiensis*), mentre l'Eocene medio è rappresentato da associazioni a nannofossili che contengono *Nannotetrina cristata*, *Nannotetrina fulgens*, *Nannotetrina* sp., *Discoaster barbadiensis*, *Sphenolithus spiniger*, *Reticulofenestra* sp. indicativa della parte bassa della cronozona NP15 e da un'associazione con *Nannotetrina* spp., *Chiasmolithus gigas*, *Reticulofenestra umbilicus* 12-13 m, *Sphenolithus furcatorithoides*, *Sphenolithus spiniger*, tipica della parte media della cronozona NP15.

#### 4.1.2. - Flysch di Vico (FVI)

Il Flysch di Vico è caratterizzato da strati torbiditici a composizione calcareo-marnosa, affiora estesamente sia in alta Val d'Aveto che in alta Val Nure ed è stato denominato per la prima volta in Val d'Aveto da PLESI (1975). È costituito da strati da medi a molto spessi e banchi di calcari marnosi, calcari e marne a base arenitica spesso a composizione calcarea; a queste sequenze si intercalano torbi-

diti a composizione silicoclastica in strati da sottili a medi di areniti fini e peliti. Sono inoltre presenti peliti nere prive di  $\text{CaCO}_3$  in strati sottili interpretate come emipelagiti. Localmente (Val Nure, crinale del M. Crociglia) le intercalazioni pelitico-arenacee divengono predominanti tanto da poter essere distinte come membro (**FVI<sub>1</sub>**). Questo membro pelitico-arenaceo può essere correlato con quello alla base del Flysch di Monte Penice e a scala regionale potrebbe corrispondere alla formazione delle Argille e Calcari di Rio Canalgrande (Paleocene superiore-Eocene inferiore) definita in Val Cedra da CERRINA FERONI *et alii* (1991) come base stratigrafica dei Calcari di Groppo del Vescovo e più recentemente riconosciuta anche in Val Taro (PLESI *et alii*, 1993).

I campioni provenienti dalla località tipo (Vicosoprano, alta Val d'Aveto) sono risultati per la maggior parte fossiliferi con associazioni a nannofossili povere e mal preservate. La cronozona più vecchia determinata è la NP12 dell'Eocene inferiore (associazione a *Tribrachiatulus orthostylus*, *Discoaster lodoensis*, *Discoaster kuepperi*). L'età più recente (Eocene medio) è riferibile alla cronozona NP15 (associazione a *Nannotetrina cristata*, *Nannotetrina* sp.).

#### 4.2. - UNITÀ AVETO

Questa unità è costituita da una successione che comprende esclusivamente la Formazione della Val d'Aveto. Nell'edificio strutturale occupa, assieme all'Unità Sanguinetto, la posizione inferiore risultando tettonicamente interposta tra l'Unità Trebbia, appartenente al Dominio Toscano (alla base) ed affiorante nel contiguo Foglio Bobbio, e la Sottounità Vico dell'Unità Canetolo, (al tetto). La revisione strutturale dell'Unità Aveto (ELTER *et alii*, 1992; FAINI *et alii*, 1993) ha messo in evidenza una complessa tettonica caratterizzata da pieghe rovesciate associate a sovrascorrimenti nord-est vergenti. In base a ciò è stato possibile stimare lo spessore della Formazione della Val d'Aveto compreso fra i 1000 e 1500 m.

Sul contatto tettonico che separa l'Unità Aveto dalla Sottounità Vico sono presenti localmente (C.se Casareggio e M. Pessino in alta Val d'Aveto) marne e marne argillose prive di strutture sedimentarie, fortemente deformate e laminare. I campioni provenienti da queste marne hanno fornito un'associazione a nannofossili calcarei non più vecchia dell'Oligocene superiore (cronozona NP24); questo implica che il sovrascorrimento della Sottounità Vico sull'Unità Aveto è probabilmente più recente del limite Oligocene-Miocene.

##### 4.2.1. - Formazione della Val d'Aveto

La Formazione della Val d'Aveto (ELTER *et alii*, 1997) affiora, praticamente senza soluzione di continuità, lungo i ripidi versanti della Val d'Aveto dal limite con il foglio geologico sovrastante (F.197 - Bobbio) fino all'abitato di Case Casareggio.

La migliore definizione dell'assetto strutturale della Formazione della Val d'Aveto ha permesso di riconoscerne anche l'organizzazione litostratigrafica e di distinguere al suo interno tre membri; uno inferiore pelitico-arenaceo, uno intermedio conglomeratico e uno superiore arenaceo-pelitico che mostrano uno spessore totale di quasi 1000 m (fig. 15). Mentre gli ultimi due membri sono caratterizzati dalla diffusa presenza di litoareniti con frammenti di vulcaniti andesitiche e di conglomerati con ciottoli di lave andesitiche, che conferiscono alla formazione l'aspetto caratteristico, il membro pelitico-arenaceo è contraddistinto dalla presenza di strati di areniti a composizione silicoclastica in cui frammenti di vulcaniti andesitiche sono praticamente assenti (fig. 16).

**Membro pelitico-arenaceo (AVE<sub>1</sub>)**. La successione è caratterizzata dall'alternanza di peliti grigio-verdi con areniti silicoclastiche a granulometria fine o finissima ed in modo subordinato media e grossolana; Gli strati presentano generalmente uno spessore variabile da sottile a spesso e una buona continuità laterale con rapporto a/p generalmente minore di 1. Gli strati sono caratterizzati in prevalenza da sequenze incomplete di Bouma Tc-e; in alcuni casi sono visibili nell'intervallo Tc strutture tipo *ripple* e *ripple* rampicanti indicativi di processi di decantazione e trazione caratteristici di correnti di torbidità a bassa densità. In modo subordinato sono riconoscibili strati con buona continuità laterale che mostrano sequenze di Bouma complete Ta-e con strutture da sfuggita di fluidi e frequenti controimpronte da corrente (*flute cast* e *groove cast*). Le areniti presentano una composizione litico-feldspatica in cui dominano frammenti di roccia derivati da litotipi metamorfici di medio, basso e bassissimo grado.

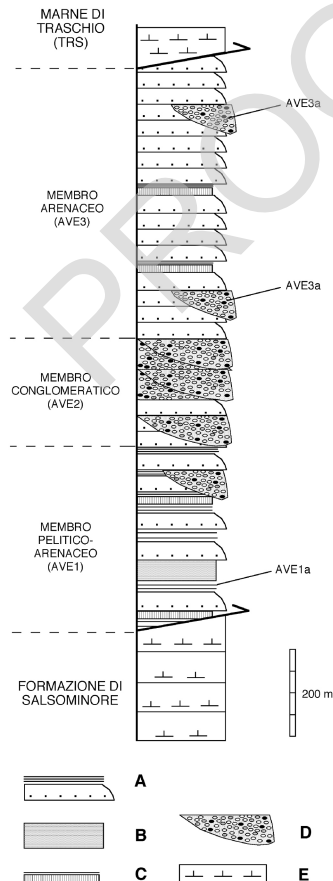


Fig.15 - Colonna litostratigrafica schematica della Formazione della Val d'Aveto. A: torbiditi silicoclastiche; B: argilliti varicolori; C: torbiditi carbonatiche; D: conglomerati poligenici. E: marne siltose della Formazione di Salsominore e delle Marne di Traschio.

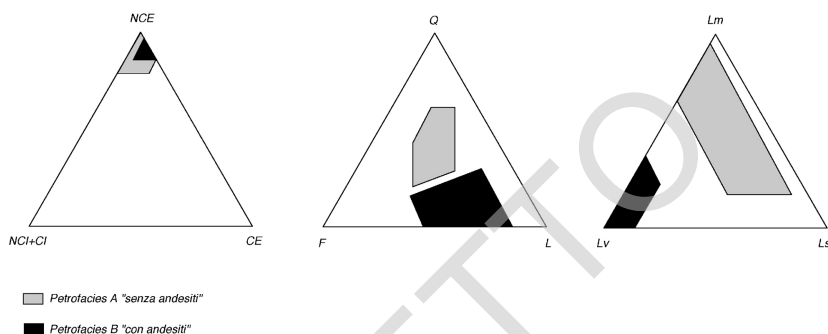


Fig.16 - Analisi modale della frazione arenitica della Formazione della Val D'Aveto. Diagramma NCE-CI+NCI-CE sensu ZUFFA (1980); Diagramma Q-F-L sensu DICKINSON (1971); Diagramma Lm-Lv-Ls relativo ai frammenti di roccia a granulometria fine. Lm: frammenti litici metamorfici; Ls: frammenti litici vulcanici. Lv: frammenti litici sedimentari. Dati inediti.

Sono localmente presenti livelli ad andamento lenticolare di conglomerati poligenici a tessitura clasto-sostenuta. Sono presenti inoltre strati di torbiditi calcarei in strati medi calcareo marnosi e strati sottili di marne argillose.

**Membro conglomeratico (AVE<sub>2</sub>)**. È costituito da litofacies conglomeratiche interpretabili secondo lo schema di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) come facies di tipo F e in modo subordinato facies di tipo A, in cui risultano prevalenti strati spessi, molto spessi e banchi di conglomerato poligenico con dimensioni massime dei clasti che possono raggiungere il metro.

I corpi conglomeratici presentano geometria lenticolare e sono generalmente caratterizzati da una superficie basale erosiva. Gli strati più grossolani mostrano generalmente una marcata gradazione diretta, anche se in maniera subordinata sono stati osservati strati privi di gradazione e strati con gradazione inversa. L'assenza di tessiture matrice-sostenute e la presenza di basi erosive supporta l'ipotesi che gli strati del membro conglomeratico siano il risultato della sedimentazione da parte di flussi di tipo iperconcentrato (facies F2 ed F3 di MUTTI, 1992).

I ciottoli presentano forme arrotondate e subarrotondate e sono costituiti da rocce metamorfiche (gneiss, micascisti anfiboliti e quarziti), magmatiche (graniti, pegmatiti ed andesiti) e in subordinate di rocce sedimentarie (calcolutiti, calcari marnosi e siltiti) le cui dimensioni variano dal centimetro fino al metro (ELTER *et alii*, 1964, 1969; AIELLO, 1975; VANNUCCI & WEZEL, 1978). Le andesiti, che costituiscono la principale caratteristica della Formazione della Val d'Aveto, derivano da lave appartenenti a una serie calcalcalina di margine continentale (VANNUCCI & WEZEL, 1978; VANNUCCI *et alii*, 1979; MATTIOLI *et alii*, 2002).

In modo subordinato sono presenti intercalazioni di areniti verdi, classificabili come litoareniti con abbondanti clasti di vulcaniti andesitiche, in strati spessi e molto spessi, generalmente amalgamati.

*Membro arenaceo (AVE<sub>3</sub>)*. Il membro arenaceo è costituito prevalentemente da facies arenacee ed arenaceo-pelitiche (facies B e C *sensu* MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972) a cui sono associati subordinati livelli ad andamento lenticolare di conglomerati poligenici.

Questo membro è costituito prevalentemente da sequenze di strati spessi, molto spessi e banchi di arenarie medio-grossolane gradate, con buona continuità laterale. Gli strati più potenti possono raggiungere spessori di diversi metri, presentano alla base granulometrie ruditiche e sono caratterizzati dalla presenza di strutture erosive e da fenomeni di amalgamazione.

Gli strati più diffusi sono caratterizzati generalmente da sequenze complete di Bouma Ta-e o da sequenze incomplete costituite dal solo intervallo Ta di Bouma.

Sono inoltre presenti strati a granulometria variabile da arenitica medio-grossolana fino a ruditica. Questi strati presentano generalmente una cattiva selezione e gradazione diretta poco sviluppata, oppure sono caratterizzati dalla presenza di tappeti di trazione in cui sono riconoscibili gradazioni di tipo inverso evidenziate da allineamenti di clasti a granulometria ruditica. Le caratteristiche di questi strati testimoniano la presenza di flussi più concentrati attribuibili secondo lo schema proposto da MUTTI (1992) a correnti di torbidità ad alta densità.

I livelli di conglomerati poligenici sono costituiti da strati spessi, molto spessi e banchi, generalmente amalgamati e con geometria lenticolare. Il conglomerato presenta tessiture e composizione analoghe a quelle del membro intermedio.

La frazione arenitica è caratterizzata da una composizione di tipo litoarenitico in cui prevalgono frammenti di vulcaniti andesitiche che possono raggiungere oltre il 40% dell'intera ossatura.

Sono inoltre riconoscibili strati medi e sottili di torbiditi calcareo-marnose che presentano le stesse caratteristiche sedimentologiche di quelle presenti nel membro pelitico-arenaceo.

L'età della Formazione della Val d'Aveto ha da sempre costituito un problema aperto nella geologia dell'Appennino. ELTER *et alii* (1964), in base al ritrovamento di una microfauna con *Nummuliti* e *Discocyclusine* riferirono la Formazione della Val d'Aveto all'Eocene. In seguito BONI *et alii* (1968) segnalano una microfauna langhiana determinata in sezione sottile in un ciottolo calcareo proveniente dai conglomerati affioranti nei pressi di Cattaragna. Le stesse microfaune sono state segnalate anche da AIELLO (1975) e VANNUCCI & WEZEL (1978) sempre in ciottoli calcarei provenienti dalla stessa zona.

Nell'ambito del rilevamento del Foglio Bedonia, la Formazione della Val d'Aveto è stata interamente campionata per lo studio del contenuto in nannofossili calcarei. Questi dati sono stati integrati con quelli provenienti dal campionamento effettuato durante il rilevamento del vicino Foglio 197 "Bobbio". I campioni raccolti sono per la maggior parte sterili, quelli fossiliferi contengono as-

sociazioni a nannofossili ricristallizzati, ma ben determinabili, con frequenza del rimaneggiamento, esclusivamente Cretacico, molto bassa (valori massimi 2-3%). Tutti i campioni raccolti nella porzione più fine, pelitica, delle torbiditi silicoclastiche contengono associazioni a: *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Reticulofenestra daviesii*, *Reticulofenestra* sp., *Ericsonia obruta*, *Lanternithus minutus*, *Sphenolithus predistentus*, *Sphenolithus distentus*, *Helicosphaera recta*. La presenza di *Helicosphaera recta*, la cui comparsa, sulla base di un recente studio effettuato in questo settore di catena (CATANZARITI, 1993), approssimerebbe il limite inferiore della cronozona NP23, indica in particolare un'età riferibile alla parte alta dell'Oligocene inferiore.

Sono stati inoltre campionati i ciottoli calcarei dei conglomerati precedentemente studiati da BONI *et alii* (1968), AIELLO (1975) e VANNUCCI & WEZEL (1978). Le microfaune a foraminiferi rinvenute sono state esaminate in sezione sottile dal Prof. Bolli dell'Università di Zurigo, secondo il quale indicano un'età almeno oligocenica, mentre l'assegnazione al Langhiano non può essere stabilita con sicurezza sulla base della sezione sottile.

Sulla base di questi elementi e ponendo una nota di cautela dovuta sia al tipo di sedimenti, sia al tipo di fossili, alla Formazione della Val d'Aveto è stata assegnata un'età oligocenica inferiore, che peraltro risulta più congruente con la posizione strutturale dell'unità stessa, che sormonta tettonicamente depositi dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Unità Sanguinetto).

#### 4.3. - UNITÀ BRATICA

##### 4.3.1. - Argille e Calcari di Canetolo (ACC)

Le caratteristiche litostratigrafiche delle Argille e Calcari di Canetolo dell'Unità Bratica non si differenziano da quelle appartenenti alla Sottounità Vico, a cui si rimanda per la descrizione.

##### 4.3.2. - Arenarie di Ponte Bratica (ARB)

Questa formazione affiora ad oriente della Finestra tettonica di M. Zuccone tra il T. Gotra e il T. Arcina, mentre ad occidente della finestra tettonica si ritrova solo in una stretta fascia allungata in senso meridiano tra gli abitati di Casale e di Bruschi (REUTTER, 1960). L'unità che ricopre stratigraficamente le Argille e Calcari di Canetolo, mostra caratteri abbastanza diversi nei due settori.

Nella zona orientale è costituita da arenarie micacee fini e molto fini grigie, talora grigio-verdastre, in strati torbiditici da molto sottili a medi caratterizzati

da un tetto siltoso talvolta marnoso; gli strati sono quasi sempre totalmente laminati e risultano ricchi di controimpronte di organismi limivori. Il rapporto a/p varia da minore di 1 a circa 1 e diviene maggiore di 1 nella porzione stratigraficamente più alta che è esposta sotto le pendici nord-orientali di M. La Crocetta.

Nella parte inferiore della formazione è stata distinta una litofacies siltosa ARB<sub>a</sub> che affiora a sud di Pistoia ed ha un notevole sviluppo verso est nel Foglio 216 -Borgo Val di Taro. Questa litofacies si presenta come una successione di siltiti grigio scure con stratificazione poco evidente, solo localmente si intercalano sottili strati torbiditici arenaceo-siltosi e livelli pelitici grigio chiari talvolta marnosi. In corrispondenza del contatto con le sottostanti Argille e Calcari di Canetolo si notano plaghe di siltiti giallastre ed ocracee per la concentrazione in ossidi di ferro. Questi orizzonti di peliti interessati da una profonda alterazione chimica risultano discontinui, ma si collocano al tetto delle Argille e Calcari di Canetolo, nella stessa posizione della litofacies ad olistoliti di paleosuolo che è stata riconosciuta più ad est presso Montegrosso (BINI *et alii*, 1987).

Nel settore occidentale della Finestra M. Zuccone le Arenarie di Ponte Bratica sono esposte con discreta continuità tra il km 10 ed il km 11 della Provinciale di Borgonovo nei pressi di Pontestrambo ed, in sinistra Taro, nei pressi dell'abitato di Bruschi di sotto. Come già accennato, vengono a giorno sotto forma di una stretta fascia allungata per qualche chilometro in senso meridiano ed interposta tra due orizzonti di Argille e Calcari. Si ritiene che possano costituire il nucleo di una sinclinale rovesciata con vergenza ad est; in tale ipotesi i due orizzonti di Argille e Calcari che le limitano inferiormente e superiormente rappresenterebbero rispettivamente il fianco normale e quello rovesciato della piega.

In questa zona risultano costituite da arenarie fini e finissime in strati sottili e da siltiti organizzate in lamine centimetriche a superfici ondulate, separate da velli pelitici scuri. Sotto l'aspetto petrografico (COSTA *et alii*, 1989) sono costituite in grande prevalenza da un detrito di derivazione vulcanica di tipo andesitico.

Il limite inferiore delle Arenarie di Ponte Bratica è un contatto stratigrafico netto, verosimilmente discordante e discontinuo, con le Argille e Calcari di Canetolo; il passaggio è visibile nella zona di Pistoia, a nord-est di M. La Crocetta.

Lo spessore si può valutare sui 200 m circa.

L'ambiente di deposizione dovrebbe essere molto profondo e la sedimentazione terrigena è dovuta a correnti di torbida diluite.

Nell'area del Foglio 215 sono stati prelevati 18 campioni per le analisi biostratigrafiche di cui 11, pur non presentando un contenuto in nannoplancton calcareo sufficiente per una precisa caratterizzazione biostratigrafica consentono comunque di attribuire la formazione in esame all'Oligocene superiore.

La formazione è riferibile come età all'Oligocene.

#### 4.4. - UNITÀ SANGUINETO

Nel Foglio Bedonia l'Unità Sanguinetto è costituita da una successione stratigrafica che comprende peliti carbonatiche con associati mélange sedimentari e torbiditi (Formazione di Salsominore), interpretabili come depositi al tetto di *thrust* costituiti dall'Unità Canetolo al margine del Dominio Toscano.

In corrispondenza della parte meridionale della Finestra di Bobbio questa unità è sovrascorsa dall'Unità Aveto. Nel Foglio Bobbio l'Unità Sanguinetto si sovrappone all'Unità Trebbia.

##### 4.4.1. - Formazione di Salsominore (FSN)

Questa formazione, istituita da ELTER *et alii* (1964), corrisponde alle Argilliti di Ruffinati e a parte dei Complessi di Coli e Sanguinetto di BELLINZONA *et alii* (1971) e include le Marne di Valle di LABAUME (1992). In alta Val d'Aveto si presenta come un corpo continuo spesso alcune centinaia di metri. In passato è stata interpretata come la base stratigrafica della Formazione della Val d'Aveto, sulla base di considerazioni di carattere biostratigrafico (BONI *et alii*, 1968). I nuovi dati indicano una età più recente per la Formazione di Salsominore e suggeriscono la presenza di rapporti tettonici tra queste due formazioni.

La Formazione di Salsominore è principalmente costituita da marne argillose e marne di aspetto massivo e con stratificazione indistinta. Nella parte inferiore della formazione sono presenti livelli centimetrici di silt e di areniti finifinissime caratterizzate da laminazioni piano parallele. Le peliti sono piuttosto ricche in CaCO<sub>3</sub>; LABESSE & MAGNÈ (1963) per litotipi analoghi indicano un tenore in CaCO<sub>3</sub> tra 27% e 38%. Le peliti sono caratterizzate da frequenti bioturbazioni e tracce fossili tipo *Zoophicos*. All'interno della formazione sono inoltre presenti intercalazioni di breccie monogeniche a matrice pelitica con clasti attribuibili alla formazione delle Argille e Calcari ed associati olistoliti costituiti da lembi di Argille e Calcari e di Flysch di Vico.

La maggior parte dei campioni raccolti nella Formazione di Salsominore affiorante nel Foglio Bobbio sono attribuibili all'Oligocene. In particolare è stata documentata la cronozona NP22 (Oligocene inferiore) caratterizzata dalla presenza di *Reticulofenestra umbilicus*, *Isthmolithus recurvus*, *Dictyococcites bisectus* e *Sphenolithus predistentus*; sono anche ben rappresentate le cronozone NP24 (associazione a *Cyclicargolithus abisectus*, *Sphenolithus ciperoensis*, *Sphenolithus distentus* e *Dictyococcites bisectus*), ed NP25 (associazione a *Sphenolithus ciperoensis*, *Cyclicargolithus abisectus* e *Dictyococcites bisectus*) dell'Oligocene superiore. Secondo LABAUME (1992), un piccolo numero di campioni nel settore di Bobbio contiene *Dictyococcites bisectus* con frequenze molto basse, e ciò, unitamente alla presenza comune di *Helicosphaera carteri*, indicherebbe un'età probabilmente miocenica inferiore (cronozona NN1 - NN3).

## 5. - UNITÀ TOSCANE

### 5.1. - UNITÀ ZUCCONE

Questa unità affiora estesamente in finestra tettonica nel settore sud-orientale del Foglio dove costituisce un antiforme complessa con asse principale a direzione meridiana. A nord e a sud si immerge in periclinale al di sotto delle falde alloctone ligure e subligure mentre ad est ed a ovest risulta ad esse giustapposta da un sistema di faglie tardive a direzione nord-sud e componente di movimento prevalentemente normale (fig. 17).

In letteratura L'Unità Zuccone è stata correlata da diversi Autori (ABBATE, 1969; SACCO, 1933 - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 84 Pontremoli*; MONTEFORTI & RAGGI, 1980; REUTTER, 1960; ZANZUCCHI, 1980) con il Macigno toscano e, più recentemente (COSTA *et alii*, 1989), sulla base di dati petrografici, con le Arenarie di Monte Modino.

È costituita da una successione prevalentemente arenacea (AMZ) nella quale si intercalano, a diversi livelli, olistostromi e *slumping* ad elementi sia extraformazionali che intraformazionali, cartografati separatamente in Carta con le sigle AMZ<sub>a</sub> ed AMZ<sub>b</sub>. A tetto le arenarie passano gradualmente a siltiti e siltiti marnose (AMZ<sub>c</sub>).

#### 5.1.1. - Arenarie di Monte Zuccone (AMZ)

Gli affioramenti decisamente meglio esposti si rinvencono in località Carniglia, lungo le due sponde del F. Taro, dove le Arenarie di Monte Zuccone vengono cavate per fornire la nota "Pietra di Carniglia", utilizzata nel settore del-

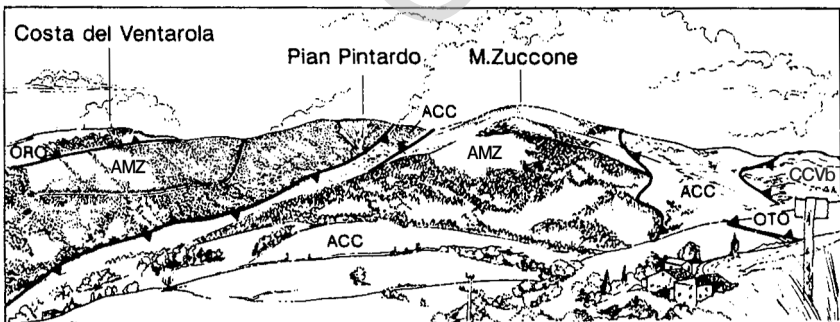


Fig. 17 - Panoramica dalla strada per Varese Ligure. ORO: Flysch di M. Orocco; AMZ: Arenarie di M. Zuccone; ACC: Argille e calcari; CCVb: breccie poligeniche; OTO: Flysch di Ottono.

l'edilizia residenziale.

Questa formazione, la cui base non affiora, è costituita da arenarie medie, localmente grossolane, grigio chiare in strati da medi a spessi, gradati e laminati. Si intercalano arenarie fini e peliti in regolari alternanze di strati medi, via via più frequenti verso l'alto della formazione. Lo spessore è stimabile in almeno 500 metri.

La litofacies AMZ<sub>a</sub> si intercala comunemente verso il tetto della formazione. È visibile lungo il sentiero che da Carniglia conduce al M. Zuccherò, approssimativamente tra quota 750 e 800 m e tra M. Torletto ed il monte Il Poso, 1 Km circa ad ovest di Tarsogno. È costituita da breccie ad elementi calcarei e calcareo marnosi appartenenti alla formazione delle Argille e Calcari in blocchi e lembi eterometrici inglobati in abbondante matrice argillitica.

La litofacies AMZ<sub>b</sub> è rinvenibile in diverse località: lungo la provinciale di Borgonovo approssimativamente tra il km 7 ed il km 9 dove presenta una potenza di almeno 120 m (la base non affiora); in località La Libia di Pecorara dove è messa a giorno dalla nicchia di distacco di una grossa paleofrana; sul versante sud di Costa del Corno dove è ben visibile dal sentiero che da Taglieto conduce al Rio Canale. È costituita da potenti intervalli caratterizzati da deformazione penecontemporanea che coinvolge alternanze arenacee e corpi discontinui di arenarie grossolane e di ortoconglomerati nei quali si riconoscono clasti di calcare nocciola e nero, frammenti di filladi e feldspati e ciottoli di granito; si associano inoltre lembi di siltiti marnose, provenienti in parte dalle Arenarie di Ponte Bratica e lembi di Argille e Calcari.

La litofacies AMZ<sub>c</sub> è stata individuata unicamente lungo il sentiero che da Carniglia conduce al M. Zuccherò. È costituita da siltiti grigio scure talora marnose in strati gradati sottili. Al suo interno, nella zona di affioramento, si rinvengono intercalazioni lenticolari di breccie sedimentarie costituite da clasti calcarei e calcareo marnosi prevalentemente piccoli e medi provenienti dalla formazione delle soprastanti Argille e Calcari. Il passaggio tra le AMZ e la litofacies AMZ<sub>c</sub>, collocabile approssimativamente a cavallo dell'isopisa di quota 750 m, è molto graduale ed avviene per alternanze.

Sotto l'aspetto petrografico (COSTA *et alii*, 1989) le Arenarie di Monte Zuccone coprono un campo compositivo situato a cavallo tra le arenarie feldspatolitiche e quelle litofeldspatiche. I frammenti di roccia a tessitura fine risultano costantemente dominati da litotipi metamorfici (Lm > 80%), rappresentati soprattutto da scisti a quarzo-miche con o senza minerali pesanti ed, in minore misura, da scisti cloritici di varia tessitura. I frammenti di rocce vulcaniche hanno sempre un'incidenza modesta (Lv > 10%) e sono costituiti essenzialmente da andesiti, con più rare vulcaniti acide e serpentiniti massive. Le rocce sedimentarie risultano infine quasi del tutto assenti o comunque molto scarse (Ls + Lc < 7%); tra di esse sono presenti litotipi silicoclastici, oltre a grani carbonatici variamente cristallizzati (fig. 18).

Nell'Unità Zuccone sono stati raccolti 45 campioni per l'analisi biostratigrafica dei quali 10 all'interno della litofacies AMZ, 23 all'interno della litofacies AMZ<sub>b</sub> e 7 all'interno della litofacies AMZ<sub>c</sub>. Tra tutti i campioni raccolti 10 so-

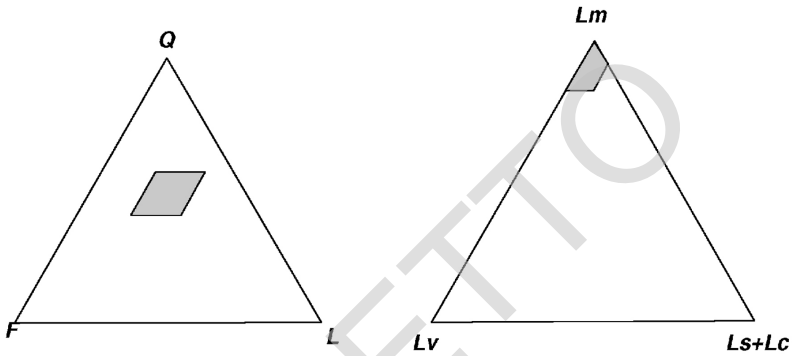


Fig. 18 - Analisi modale della frazione arenitica delle Arenarie di M. Zuccone (cfr. Macigno Auctt.). Diagramma Q-F-L sensu DICKINSON (1971). Diagramma Lm-Lv-Ls relativo ai frammenti di roccia a granulometria fine. Lm: frammenti litici metamorfici; Lv: frammenti litici vulcanici. Ls+Lc: frammenti litici sedimentari (silicoclastici + carbonatici). Dati da COSTA et alii (1989).

no risultati sterili. Nei 35 campioni fossiliferi l'abbondanza totale dei nannofossili è scarsa e la loro preservazione quasi sempre scadente. Tuttavia la presenza di alcune forme marker delle biozature standard unita all'analisi quantitativa delle associazioni consente, facendo riferimento anche ai dati riportati in letteratura (COSTA et alii, 1989), di attribuire l'Unità Zuccone all'intervallo biostratigrafico Chattiano-Aquitano. In particolare, per quanto concerne il suo limite superiore, il campione SL126, proveniente dalla litofacies AMZ<sub>c</sub> posta a tetto della formazione, presenta una percentuale di *D. bisectus* inferiore allo 0.6% valutata in un conteggio di 300 forme dell'associazione; anche i campioni SL127 e SL128, prelevati a qualche decina di metri di distanza dal precedente, presentano una percentuale di *D. bisectus* molto bassa (< 1%).

## VI - EVOLUZIONE STRUTTURALE

### 1. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ LIGURI INTERNE

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. L'evoluzione strutturale delle Unità Liguri Interne è stata quindi estremamente articolata ed è costituita da almeno quattro fasi di piegamento sovrapposte ed associate a sovrascorrimenti che hanno determinato un assetto tettonico complesso sia a scala dell'affioramento sia alla scala della carta geologica. L'evoluzione strutturale, ricostruita in dettaglio sia nell'Unità Gottero (PERTUSATI & HORREMBERGER, 1975; VAN ZUPTHEN *et alii*, 1985; MARRONI, 1991; MARRONI & PANDOLFI, 1996; DUCCI *et alii*, 1997) che nelle Unità Bracco/Val Graveglia (MECCHERI & ANTONPAOLI, 1982; MECCHERI *et alii*, 1986; HOGERDIJN STRATING & VAN WAMEL, 1989; HOGERDIJN STRATING, 1991; MARRONI & MECCHERI, 1993; MARRONI & PANDOLFI, 1996) sia nell'Unità Colli/Tavarone (CASNEDI, 1982; MECCHERI *et alii*, 1986; MARRONI & MECCHERI, 1993; MARRONI & PANDOLFI, 1996), risulta sostanzialmente simile e può essere quindi descritta in maniera unitaria.

Prima di ogni fase deformativa duttile si sviluppano delle vene spesse fino a 10/20 cm e generalmente parallele alla superficie di stratificazione. Queste vene sono caratterizzate da un *fabric* a mosaico costituito da cristalli di calcite e quarzo con dimensioni fino a qualche cm che inglobano frammenti di argilliti. Per le loro caratteristiche e i loro rapporti con le strutture deformative, queste vene sono interpretabili via di fuga dei fluidi sviluppatasi durante la compattazione dei sedimenti.

La prima fase deformativa (fase D1i) è caratterizzata da pieghe F1i isoclinali con geometria approssimativamente simile (classe 2 di RAMSAY, 1967).

Le cerniere sono generalmente arrotondate ed ispessite, mentre i fianchi risultano assottigliati e/o boudinati. Queste pieghe sono inoltre fortemente non cilindriche con direzioni degli assi A1i che variano da N160°E a N30°E (fig. 19). Alle pieghe F1i è associata una foliazione di piano assiale S1i penetrativa sia a scala microscopica che a scala dell'affioramento. Nelle sezioni sottili dei litotipi argillitici la foliazione S1i è classificabile come uno *slaty cleavage* caratterizzato da ricristallizzazioni sincinematiche di quarzo + albite + clorite + mica bianca (illite±paragonite) + ossidi di Fe + calcite. I parametri mineralogici ("Cristallinità e parametro  $b_0$  delle miche) indicano un grado metamorfico riferibile a condizioni P/T di 4 kb e 250°/300° nell'Unità Gottero, di 2/3 Kb e 180°/230° nell'Unità Bracco/Val Graveglia e 2/3 Kb e 200°/260° nell'Unità Colli/Tavarone (BONAZZI *et alii*, 1987; LEONI *et alii*, 1996). Sono sempre ben riconoscibili le lineazioni di intersezione S0/S1i, mentre quelle di estensione sono rare e rappresentate esclusivamente da fibre di calcite cresciute nelle ombre di pressione attorno a cristalli di pirite. Sempre durante la fase D1i si sviluppa un sistema di vene estensionali generalmente subperpendicolari alla superficie di stratificazione con direzione all'incirca parallela alla direzione degli assi A1i. In sezione sottile si tratta di vene di tipo antitasiale. Durante la fase D1i si sviluppano fasce cataclastiche parallele e/o subparallele alla foliazione S1i. Le megastrutture cartografate nell'Unità Gottero e le coeve superfici di sovraccorrimiento indicano una direzione di movimento verso W durante la fase D1i (VAN ZUTPHEN *et alii*, 1985; MARRONI *et alii*, 1988; MARRONI 1988, 1991)

La seconda fase deformativa D2i è invece caratterizzata da pieghe F2i a geometria approssimativamente parallela (classe 1 di Ramsay, 1967) da molto chiuse ad aperte, costantemente asimmetriche e con stile variabile. L'angolo tra i

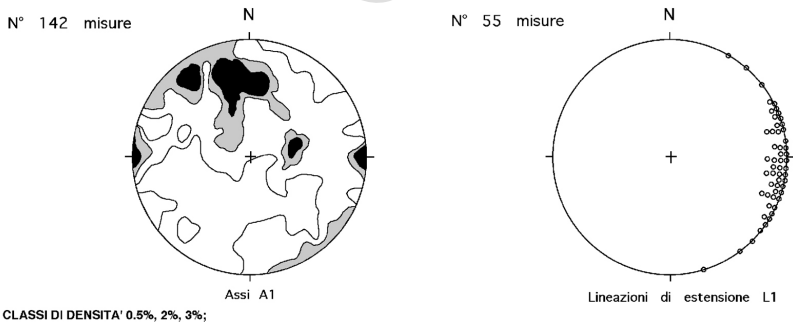


Fig. 19 - Diagrammi degli elementi strutturali dell'Unità Gottero.

fianchi delle pieghe F2i può variare da un minimo di 30°/40° a un massimo di 100°/110°. Le direzioni degli assi A2i varia da N140°E a N180°E (fig. 19). Questi piegamenti possono sviluppare fianchi inversi molto estesi con rovesciamento delle strutture precedentemente originate durante la fase D1i. Le pieghe F2i sono caratterizzate dallo sviluppo di una foliazione di piano assiale S2i che nei livelli argillitici è classificabile come un clivaggio di crenulazione di tipo discreto e zonale, mentre nei litotipi più competenti appare come una fratturazione ben spaziata. Durante la seconda fase deformativa si sviluppano superfici di sovrascorrimento con senso di movimento verso NE, che spesso si impostano su superfici tettoniche preesistenti.

Le figure d'interferenza relative alle fasi D1i e D2i sono generalmente riferibile al tipo 3 di RAMSAY (1967) o al tipo G di THIESSEN (1986) e THIESSEN & MEANS (1980). Si tratta di figure d'interferenza di tipo lineare, prodotte dall'interferenza di due fasi plicative con assi all'incirca paralleli.

Alla seconda fase deformativa seguono due ulteriori fasi deformative duttili D3i e D4i caratterizzate da piegamenti concentrici (classe 3 di RAMSAY, 1967) a piano assiale verticale e subverticale associate a sistemi di joints. Le direzioni degli A3i e A4i sono compresi tra N130°E e N180°E. Queste due fasi deformative non modificano sostanzialmente l'assetto strutturale dell'Unità Gottero legata alle fasi D1i e D2i.

Per quanto riguarda l'età delle fasi deformative non esistono dati radiometrici, per cui è possibile avere delle informazioni solo prendendo in considerazione l'età dei depositi e le loro relazioni con le fasi deformative che indicano per le fasi D1i e D2i un'età compresa tra il Paleocene inferiore e l'Eocene medio. Più difficile è stabilire l'età delle fasi D3i e D4i, in quanto mancano vincoli precisi.

Durante questa evoluzione strutturale si originano numerose megastrutture riconoscibili sia nella carta geologica che nelle sezioni. La più rappresentativa è costituita dalle sinforme attribuibili alla fase D2i che affiora nella zona di M. Zatta e di M. Ghiffi. Questa struttura, che deforma un fianco diritto di fase D1i, è costituita da una sinforme di Scisti Zonati e Arenarie di Monte Gottero con un nucleo costituito da Argilliti di Giaiette, con un esteso fianco diritto affiorante al M. Zatta e al M. Pollano, mentre il fianco rovescio affiora dal M. Ghiffi alla Cresta del Ghiffi. Particolarmente interessante è la rotazione orario attorno ad un asse verticale di tutti gli elementi strutturali lineari che passano da una direzione prevalentemente nord-sud nei settori meridionali a una est-ovest nei settori settentrionali. Questa rotazione strutturale è stata interpretata da MARRONI (1988) come il risultato di una tettonica trascorrente individuata in settori particolari tra la fase D2i e D3i, e, probabilmente, connessa con il funzionamento della linea tettonica Levanto-Ottone.

Strutture attribuibili alla fase D1i sono invece riconoscibili in Valle Sturla, nella zona di Borzonasca dove anticlinali a nucleo di Ardesie di Monte Verzi sono deformate in blande antiformi e sinformi della fase D2i.

## 2. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ LIGURI ESTERNE

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 Austro-alpino. Questo dominio è stato interessato fin dal Cretacico superiore da più fasi tettoniche legate ai processi di chiusura della Tetide occidentale (non sembrano tuttavia da escludere eventi medio-cretacici). L'evento tettonico più importante è comunque quello dell'Eocene medio ("Fase Ligure" *sensu* ELTER, 1975) 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, una testimonianza di eventi tettonici è rappresentata dalle caratteristiche litostratigrafiche delle successioni liguri esterne, che presentano un forte sviluppo di *mêlanges* 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 Dominio Austro-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 (D1e-D2e-D3e). Sulla base delle relazioni con la Successione Epiligure, dedotte anche in settori contigui al Foglio Bedonia, le strutture relative alla prima di queste fasi, cioè la Fase D1e, sono considerate connesse con la "Fase Ligure".

L'effetto principale della fase deformativa D1e è la formazione di pieghe con geometria da concentrica a parallela, da molto chiuse a subisoclinali, fino a isoclinali con sviluppo di fianchi rovesciati con estensione chilometrica. Le direzioni assiali variano da N130°E-140°E fino a N80°E-100°E (fig. 20). Nei litotipi più idonei a registrarla è presente una foliazione classificabile come clivaggio di frattura. L'esame di alcune strutture minori riconducibili alla fase D1e non ha tuttavia permesso di attribuire a questi piegamenti 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 D1e si è sviluppata in condizioni di P e T riferibili alla diagenesi. Questo dato può essere estrapolato anche alle altre Unità Liguri Esterne del Foglio Bedonia (BONAZZI *et alii*, 1987).

Nel settore orientale, la principale struttura a scala della carta riferibile a que-

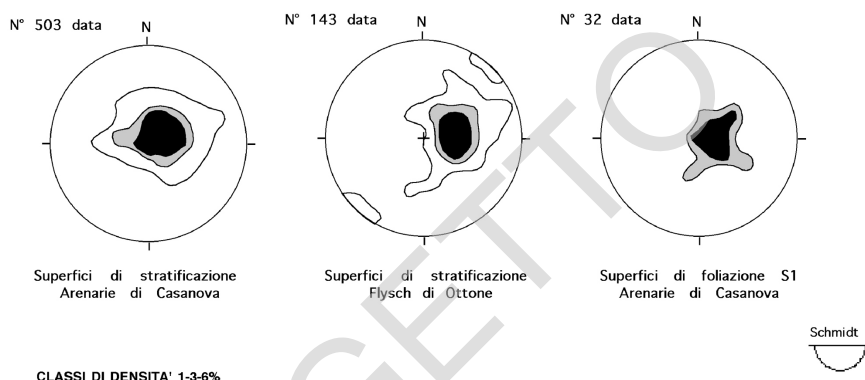


Fig. 20 - Diagrammi degli elementi strutturali dell'Unità Ottone.

sta fase è la grande sinclinale coricata che caratterizza l'Unità Orocco. Questa sinclinale, riconoscibile in alta Val Ceno, è caratterizzata da fianchi paralleli e piano assiale suborizzontale. Nella parte occidentale del Foglio Bedonia è imputabile alla Fase D1e il grosso fianco rovesciato dell'Unità Ottone, che si estende per circa 7-8 km ed è interessato da pieghe parassite (ELTER *et alii*, 1991).

La correlazione della Fase D1e osservata nelle diverse Unità Liguri Esterne può essere avanzata solo come ipotesi, mancando le evidenze strutturali che la fase D1e abbia in tutte le unità lo stesso significato geodinamico e la stessa età. Va inoltre messo in evidenza che alcuni Autori (ELTER & MARRONI, 1991 *cum bibl.*) hanno avanzato l'ipotesi che la fase D1e sia preceduta da una fase di accavallamento delle unità a vergenza occidentale.

In tutte le Unità Liguri Esterne le strutture riferibili alla fase D1e sono deformate da successivi sovrascorrimenti associati a pieghe concentriche da chiuse ad aperte con piano assiale da suborizzontale ad inclinato, che interessano anche la Successione Epiligure inferiore. Le direzioni assiali di queste strutture sono N120°E-140°E (ELTER & MARRONI, 1991; GHISELLI *et alii*, 1994; CERRINA FERONI *et alii*, 1994). A questa fase plicativa non sembra essere associata alcuna foliazione, ma solo nelle zone di estradosso delle pieghe appaiono delle fratture di estensione spaziate. L'esempio migliore delle strutture della fase D2e è rappresentato dalla piega osservabile in Val Ceno, in prossimità di Ponteceno.

Segue poi una terza fase plicativa D3e molto blanda, connessa allo sviluppo di pieghe concentriche a grande lunghezza d'onda e piano assiale subverticale, che deformano tutto l'impilamento delle unità tettoniche. Le direzioni assiali so-

no all'incirca nord-sud. Questa fase plicativa è probabilmente legata alla fase responsabile della vasta antiforme che caratterizza le Unità Toscane affioranti al nucleo della Finestra di Bobbio.

In generale, le età delle fasi deformative D2e e D3e possono essere ricollegate alla tettonica miocenica che caratterizza questo settore di catena.

### 3. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ SUBLIGURI

#### 3.1. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ CANETOLO

Dal punto di vista strutturale, la Sottounità Vico dell'Unità Canetolo è caratterizzata da una deformazione plicativa a carattere polifasico. Sono state riconosciute due fasi deformative, denominate rispettivamente D1s e D2s. In particolare, la fase D1s è caratterizzata da pieghe a geometria subsoclinale e piano assiale suborizzontale connesse a una foliazione di tipo disgiuntivo; queste pieghe, caratterizzate da assi con direzione NW-SE, sono generalmente associate a superfici di taglio evidenziate da cataclasiti. Questo evento plicativo, che genera estesi fianchi rovesciati a basso angolo, è seguito dalla Fase D2s, contraddistinta da pieghe da chiuse ad aperte, con fianchi rovesciati e piano assiale suborizzontale. Nessuna di queste fasi plicative interessa la superficie tettonica che separa la Sottounità Vico dalle Unità Aveto e Sanguinetto, in cui è assente questa evoluzione strutturale polifasica.

Va messo in evidenza come il tetto della successione della Sottounità Vico sia più antico dell'età della "Fase Ligure" e come la loro evoluzione strutturale sia molto simile a quella delle Unità Liguri Esterne più orientali. Queste osservazioni rendono plausibile l'ipotesi di un coinvolgimento delle Sottounità Vico e Penice, cioè l'Unità Canetolo così come definita in questa nota, nella "Fase Ligure" dell'Eocene medio (BERNINI & VESCOVI, 2002).

#### 3.2. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ AVETO, BRATICA E SANGUINETO

Queste unità presentano una evoluzione strutturale prevalentemente miocenica, esclusivamente intracontinentale, connessa con la progressiva migrazione del fronte compressivo verso est lungo il margine continentale della placca Adria. Si può ipotizzare che queste successioni rappresentino depositi "semialloctoni" sedimentatisi in discordanza su un substrato di probabile origine ligure, rappresentato dall'Unità Canetolo. Queste successioni, che rappresentano tappe successive nell'evoluzione del Dominio Subligure, sono probabilmente rappresentative sia di depositi di bacini satelliti ("piggy back basin") che di depositi di scarpata di un bacino di avanfossa.

L'Unità Aveto è caratterizzata da una successione stratigrafica continua

dell'Oligocene inferiore (NP23), dove la presenza di vulcanismo andesitico, rinvenuto anche nelle coeve Arenarie di Ranzano (CATANZARITI *et alii*, 1993), testimonia nell'Oligocene inferiore, l'esistenza di un bacino, probabilmente impostato su crosta continentale, adiacente a un apparato vulcanico andesitico. Questo bacino di sedimentazione è stato interessato da una tettonica compressiva non più antica dell'Oligocene superiore (NP24). Per quanto riguarda l'Unità Aveto, essa è contraddistinta da un assetto strutturale diverso da quello dell'Unità Canetolo, essendo caratterizzato da superfici di sovrascorrimento a cui si associano pieghe da chiuse a molto chiuse con direzioni assiali NW-SE (fig. 21). Nel Foglio Bedonia sono state individuate almeno due superfici di sovrascorrimento che determinano uno spessore apparente di alcune migliaia di metri. Le superfici di sovrascorrimento, che hanno una direzione NW-SE, sono caratterizzate da indicatori cinematici che indicano una direzione SW-NE di movimento, connesso con una vergenza verso NE. Sia le superfici di sovrascorrimento che i piani assiali delle pieghe sono ad alto angolo.

L'Unità Sanguinetto presenta la stessa evoluzione strutturale, analoga anche a quella delle altre unità affioranti nella Finestra di Bobbio (LABAUME, 1992 *cum bibl.*). Nel Foglio Bedonia, all'interno della Unità Sanguinetto, data la piccola area occupata, non è possibile osservare chiari esempi di strutture legate a questa evoluzione che tuttavia sono numerosi nel contiguo Foglio Bobbio.

Va sottolineato che tutte le strutture descritte precedentemente nelle Unità Aveto, Bratica e Sanguinetto sono tagliate dal sovrascorrimento di base delle Unità Liguri e dell'Unità Canetolo. Questo tipo di struttura implica lo sviluppo di una sistema di scaglie tettoniche embricate in cui gli elementi tettonici dell'Unità Aveto, Bratica e Sanguinetto sono separati dall'avanfossa da un sovrascorrimento frontale attivo, che viene successivamente abbandonato; si sviluppa

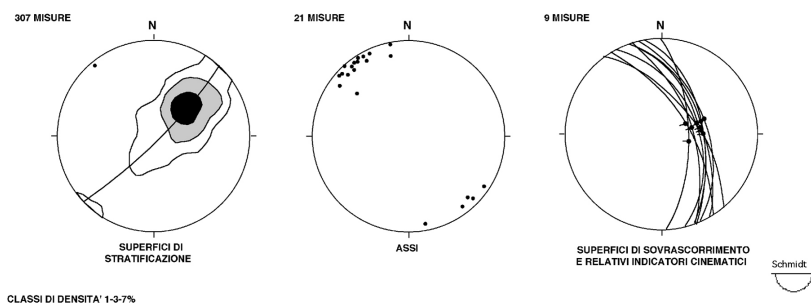


Fig. 21 - Diagrammi degli elementi strutturali dell'Unità Aveto.

quindi un sovrascorrimento fuori-sequenza che ha portato le Unità Canetolo s.s. e Liguri a sovrascorrere sulle strutture precedentemente formate e a sovrapporsi sui depositi di avanfossa.

#### 4. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELLE UNITÀ TOSCANE

##### 4.1. - EVOLUZIONE STRUTTURALE DELL'UNITÀ ZUCCONE

Il nucleo più profondo della Finestra di M. Zuccone è costituita dall'unità omonima, costituita da una spessa successione torbiditica (Arenarie di Monte Zuccone) dell'Oligocene terminale-Aquitano inferiore, correlata generalmente con il Macigno della Falda Toscana. Le caratteristiche di questa successione permettono di delineare l'evoluzione di una avanfossa del Dominio Toscano l.s., legata alla progressiva migrazione verso est del fronte compressivo che ha caratterizzato l'area appenninica per tutto il Miocene.

Le ricostruzioni più recenti indicano che il margine interno dell'avanfossa dove si sedimentavano le Arenarie di Monte Zuccone doveva essere rappresentato da uno spesso prisma costituito dai fronti alloctoni delle Unità Subliguri, come testimoniano gli elementi contenuti negli olistostromi e gli olistoliti contenuti all'interno delle arenarie stesse. Questo quadro è confermato anche dalla presenza di uno spesso livello, fino a 120 m, con estesi fenomeni di deformazione sinsedimentaria (*slumping*, etc.) nelle Arenarie di Monte Zuccone (COSTA *et alii*, 1989). L'evoluzione di questa avanfossa si sviluppa tramite il suo sottoscorrimento al di sotto del prisma costituito dalle Unità Subliguri che si accavallano sul margine del bacino di avanfossa sovrapponendosi ad esso, fino a determinarne, nell'Aquitano inferiore, la completa chiusura e lo sviluppo di una deformazione pervasiva. Questa deformazione (fase D1t) sembra testimoniata da una foliazione pervasiva a basso angolo con la stratificazione raramente associata a pieghe, che se presenti risultano da molto chiuse ad isoclinali. La successiva evoluzione consiste in una seconda fase deformativa (fase D2t) che ha originato la struttura che caratterizza la Finestra del M. Zuccone, costituita da una vasta anticlinale con asse N-S associata a piani di taglio est-vergenti. Questa anticlinale, che coinvolge anche le sovrastanti Unità Subliguri e Liguri, è costituita da un fianco diritto, molto esteso con una stratificazione inclinata di 30°-50°, e da un fianco rovesciato con strati generalmente immergenti di circa 30°-50° (BERNINI & VESCOVI, 2002).

Va inoltre messo in evidenza che i contatti tettonici che delimitano le Unità Zuccone e Sanguinetto, così come quelli interni a queste unità, sono generalmente "additivi" (tagliano gli strati verso l'alto stratigrafico nella direzione di movimento del blocco superiore) sia a scala cartografica che a scala dell'affioramento. Tuttavia la complessa evoluzione strutturale, con sovrascorrimenti "fuori-sequenza" e/o riattivazione o deformazione di sovrascorrimenti più anti-

chi, ha portato allo sviluppo, soprattutto a scala dell'affioramento, di sovrascorimenti con un carattere "sottrattivo" (tagliano gli strati verso il basso stratigrafico nella direzione di movimento del blocco superiore) come osservabile nelle piccole finestre tettoniche di Montarsiccio e Fornolo, dove le Arenarie di Monte Zuccone sono direttamente sormontate dal Flysch di Monte Orocco.

Va inoltre messa in evidenza la presenza di faglie normali tardive con direzioni variabili, che tagliano tutto l'impilamento delle unità.

PROGETTO  
CARG

## VII - GEOMORFOLOGIA E DEPOSITI QUATERNARI

(a cura di C. Tellini)

### 1. - NOTE DI GEOMORFOLOGIA

L'area in esame sottende un ampio territorio delle Province di Parma e Piacenza che confina con la Liguria e comprende le alti valli del F. Taro, del T. Ceno e del T. Nure, oltre che un settore pertinente al bacino del T. Aveto e gli alti bacini del T. Sturla e F. Vara. Come spesso accade nella fascia del crinale principale i confini regionali appaiono di frequente slegati dalle caratteristiche fisiche dei bacini idrografici, ma piuttosto determinati da vincoli storico-amministrativi, per cui solo in parte lo spartiacque appenninico coincide con i limiti tra Province e Regioni.

Il paesaggio che si delinea nelle alte valli è uno dei più caratteristici e spettacolari dell'Appennino Settentrionale derivando da alcune peculiarità che la prolungata azione del modellamento esogeno, esplicitasi su un substrato litologicamente eterogeneo e strutturalmente complicato da deformazioni e dislocazioni, ha messo in risalto con il passare del tempo e l'avvicinarsi delle condizioni climatiche quaternarie.

In particolare, di straordinaria bellezza risultano alcune aree di crinale dominate dai grandi ammassi ofiolitici, massima espressione della selettività morfologica, talora disposti dalla tettonica come giganteschi "ripiani" sommitali, altra volta forgiati dagli agenti meteorici a "gropi", "penne" o "lame" aguzze, di frequente sgrunate sui versanti dai processi gravitativi; in altre zone a emergere morfologicamente nel paesaggio è il tondeggiante profilo della dorsale di M. Zuccone, che ricalca la sua struttura anticlinale, oppure l'imponente rilievo di M. Pelpi.

Nella provincia di Parma i centri abitati più importanti (Bedonia, Tornolo, Tarsogno e S. Maria) ricadono nella Val Taro, valle che anche nella parte alta è relativamente più accessibile, mentre molte e piccole frazioni caratterizzano le strette valli minori di più difficile viabilità; nella provincia di Piacenza è Torrio

l'abitato di un certo rilievo, mentre in quella di Genova S. Stefano d'Aveto, Rezzoaglio e Borzonasca sono i centri maggiori.

### 1.1. - CENNI SUI PRINCIPALI ELEMENTI ORO-IDROGRAFICI

Gli elementi idrografici principali che governano lo scorrere delle acque sono il F. Taro, che nasce dalle falde meridionali di M. Penna (1736 m), il T. Sturla che si origina dai versanti tra M. Fascia ed il M. degli Abeti, il T. Aveto che attraversa il settore NO del Foglio ed il F. Vara che si origina da M. Zatta.

Nel tratto iniziale nel F. Taro confluiscono piccoli corsi d'acqua (T. Tarola, R. Val Grande, R. Gelana, ecc.), mentre nel Ceno si immettono il T. Lecca, le cui sorgenti sul versante orientale di M. Nero sono visibili sulla strada per il P.so dello Zovallo (1416 m), ed il T. Anzola, che nasce dal gruppo ofiolitico M. Croce Martincano (1722 m) - M. Bue (1771 m). Nel settore centro settentrionale del Foglio, delimitato dall'arco ofiolitico La Ciapa Liscia (1682 m) - M. Nero (1752 m) - M. Ragola (1772 m), trae origine il T. Nure che, dopo un breve percorso verso nord, si dispone col classico andamento antiappenninico. Nello Sturla confluisce, presso Borzonasca, il T. Penna, mentre è il T. Gramizza il principale affluente del T. Aveto.

Le emergenze orografiche riguardano principalmente i rilievi ofiolitici del settore centrale che, oltre a costituire le maggiori vette della zona, rappresentano anche le unità tettoniche geometricamente più elevate; oltre ai monti sopraccitati esse comprendono anche M. Tomarlo (1601 m), M. Chiodo (1465 m) e M. Cantomoro (1654 m). Altri rilievi dominanti sono M. Pelpi (1481 m), in Val Taro, imponente monte di forma conica costituito dal Flysch di Ottone, dalla caratteristica idrografia minore a *pattern* centrifugo, M. Zuccone (1421 m), rilievo strutturale allungato in senso meridiano costituito prevalentemente da arenarie ascrivibili al Macigno, quivi affioranti in finestra tettonica sotto i ricoprimenti liguri, e la dorsale montuosa, attestata sui 1500 metri di quota, comprendente Rocca Bruna - M. Montarlone - M. Oramara, in Val d'Aveto.

In corrispondenza della testata del T. Tarola lo spartiacque appenninico si abbassa decisamente e al P.so del Bocco la sua quota risulta inferiore ai mille metri sia per effetto della più accentuata erosione delle rocce argillitiche quivi presenti, sia come evoluzione idrografica plio-quadernaria nella lotta per lo spartiacque fra il versante tirrenico e quello padano. Un'altra zona di relativa depressione orografica si evidenzia a sud-est di Bedonia dove il F. Taro intaglia l'antico bacino lacustre di Compiano che ora si trova disseccato da numerose valli profonde alcune decine di metri.

### 1.2. - FORMA ED ASPETTI EVOLUTIVI DELLE VALLI

In questo Foglio i depositi alluvionali attuali che si trovano in alveo, in continua elaborazione da parte del corso d'acqua, sono stati siglati con **b<sub>1</sub>**; i deposi-

ti alluvionali terrazzati (recenti e antichi) si trovano a varie quote al di sopra dell'alveo e sono stati indicati con **b<sub>2</sub>**, **b<sub>3</sub>** e **b<sub>4</sub>**.

Nelle valli del F. Taro e del T. Aveto sono stati riconosciuti e correlati una serie di terrazzi che hanno in genere uno sviluppo limitato; il più esteso è riconoscibile nel fondovalle del F. Taro, presso Compiano. Fra i conoidi alluvionali, sempre di modeste dimensioni, si segnala quello in alta Val d'Aveto, alla confluenza del T. Rezzoaglio, su cui sorge Rezzoaglio Basso.

Per lunga evoluzione ed importanza le valli più significative sono quelle del F. Taro, del T. Ceno e quella del T. Aveto. La prima si presenta ben incisa nelle rocce del substrato, talora disegnando sinuosità e piccoli meandri incassati nell'attraversare l'anticlinale di M. Zuccone, ampliandosi solo in corrispondenza di Compiano quando attraversa i depositi continentali. Anche l'alta valle del T. Ceno, col suo affluente Lecca, evidenzia una profonda incisione del settore nord-orientale dell'area che si riflette in varie forme di instabilità dei versanti. La testata del T. Nure rientra anch'essa nelle forme di approfondimento tardi- e post-glaciale ed è l'unica che abbia una chiara origine legata al modellamento glaciale del Pleistocene superiore.

Caratteristici sono, infine, alcuni contrasti morfologici nel settore dove la ripida testata dello Sturla aggredisce il versante destro del T. Aveto: da un lato questi vede decapitati i suoi affluenti di destra per effetto dell'intensa erosione regressiva del torrente ligure, e dall'altro il tratto di fondovalle dell'Aveto, a monte di Cabanne, è decisamente largo e piatto a testimonianza di una lunga evoluzione della valle. Poco a valle di tale località il fondovalle si restringe rapidamente ed il torrente si incassa in corrispondenza di un netto salto del profilo, descrivendo poi, presso Rezzoaglio, dei piccoli meandri incassati.

Il profilo di queste alte vallate è prevalentemente a forma di "V" i cui fianchi variano di inclinazione in funzione dei litotipi attraversati e frequenti sono i gradini del profilo di equilibrio dei corsi d'acqua a causa del contrasto litologico del substrato. Tuttavia in molti settori vallivi, soprattutto in Val Taro, il profilo vallivo, dal crinale al talweg, mostra pendenze crescenti, probabile testimonianza di più cicli di modellamento subiti dall'area nel Quaternario o, secondo alcuni vecchi autori (SAWICKI & BRAUN in PAPANI & GONSALVI, 1969), forse addirittura nel Mio-Pliocene: infatti essi prospettavano due cicli di modellamento di cui il primo aveva portato allo spianamento generalizzato dell'Appennino.

Dove si hanno le evidenze migliori sono individuabili almeno tre profili di pendenza diversa (versanti policiclici): il primo tratto, a pendenza molto blanda e con residui di paleoidrografia con vallecole decapitate, delinea antiche superfici sommitali impostate sia nell'area delle ofioliti che sulle Arenarie di Monte Zuccone. Nella prima area tali superfici relitte si evidenziano dalla zona di M. Crociglia all'allineamento Ciapa Liscia - M. Bue - M. Tomarlo per passare alla zona di M. Aiona - M. Cantomoro - M. Penna la quale, attraverso M. Trevine, si collega alla grande superficie sommitale compresa tra M. Crociato - M. Carignone - M. Rosso, in sinistra Taro. Analoga situazione si individua sulla dorsale di M. Zuccone fra questa cima e il M. di Tornolo, in direzione nord e, più li-

mitatamente, a Pian Gasparelle, sopra il Lago di Giacopiane. Il secondo tratto è esemplificato da crinali con pendenza intermedia distribuiti su una fascia di estensione molto variabile e che, talora, può anche mancare; tale situazione è ben visibile da Tornolo fino oltre S. Maria verso la testata del Taro. Il profilo dei versanti più ripido è quello limitrofo ai corsi d'acqua sul fondovalle ed esprime il loro recente approfondimento a partire dall'ultimo massimo glaciale dell'Appennino settentrionale («Fase Val Parma» PELLEGRINI *et alii*, 1998) sino ad oggi.

L'approfondimento delle alte valli è anche conseguente alle modificazioni subite dal reticolo idrografico nel Quaternario, per effetto di catture o deviazioni favorite dall'evoluzione tettonica di questo tratto di catena appenninica. Ciò ha determinato spostamenti planimetrici dello spartiacque che, nella zona in oggetto, è particolarmente evidente alla testata del F. Magra. Infatti secondo GHELARDONI (1958) gli alti tratti degli attuali Taro e Ceno dovevano avere un percorso sud-orientale e confluire nei fiumi Vara e Magra prima di essere catturati dalla retrocessione di un paleo-Taro e un paleo-Ceno. Tuttavia in base alle datazioni del bacino di Compiano e di quelli limitrofi toscani, è probabile che la storia evolutiva dell'idrografia di questa fascia di dorsale appenninica debba essere riconsiderata (BERTOLDI, 1985).

### 1.3. - MOVIMENTI DI MASSA

Anche le valli di questo settore evidenziano una evoluzione gravitativa che è comunemente diffusa su tutta la catena appenninica. Tuttavia, in virtù della grande estensione delle formazioni flyschoidi e arenacee in rapporto alle formazioni argillose, la distribuzione della franosità non è omogenea. Essa risulta più diradata nei litotipi sopra citati 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 accentuano o concentrano le discontinuità strutturali che determinano, in sostanza, un comportamento "detritico" della roccia stessa.

Sotto la voce «frana» sono stati cartografati corpi e accumuli gravitativi distinti in base allo stato di attività del movimento franoso separando *Frane in evoluzione* (o attive) (**a<sub>1</sub>**) e *Frane quiescenti* (**a<sub>2</sub>**) in base ad evidenze macroscopiche rilevate sul terreno senza ausili strumentali. Secondo la definizione di VARNES (1978, in CARRARA *et alii*, 1983) e CRUDEN & VARNES (1996), 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 evidenze recenti di movimento. Le "frane stabilizzate" (le cosiddette "paleofrane") sospese e reincise non sono state distinte come categoria a sè stante, ma sono state inserite nelle frane quiescenti, che risultano pertanto essere la categoria nettamente prevalente. Tuttavia, la recente riattivazione della frana di Corniglio, in Val Parma, che vari autori avevano definito in precedenza come "paleofrana" o frana quiescente, obbliga alla cautela nell'associare un ag-

gettivo apparentemente rassicurante a condizioni di stabilità di un ammasso frano in pratica sconosciute, e che possono variare rapidamente nel tempo anche dopo parecchi decenni di equilibrio.

Rispetto al tipo di movimento, sempre secondo la classificazione di VARNES (1978) e CRUDEN & VARNES (1996), prevalgono le frane di tipo complesso aventi più meccanismi di movimento: in genere la zona di distacco è interessata da scivolamento rotazionale o roto-traslativo 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/o detrito.

In effetti la maggior parte dei movimenti ricade nel tipo complesso derivando principalmente da scivolamenti rotazionali che evolvono in lente colate di terra. Non infrequente la presenza, nel corpo delle grandi frane, di porzioni traslate in blocco, ancora stratificate ma con assetto scompaginato rispetto all'area di distacco. Le frane di crollo sono relativamente frequenti in formazioni molto resistenti ai processi di degradazione meteorica e che presentano pareti ripide come le ultramafiti o i basalti del Complesso di Casanova o di Monte Ragola. Gli accumuli di detrito originati da queste frane evolvono frequentemente verso il basso in scivolamenti traslativi di detrito, favoriti, in alcune aree, dall'azione del gelo-disgelo.

Aspetti gravitativi particolari assumono alcune grandi porzioni di versante dominate da ammassi ofiolitici poggianti tettonicamente su un substrato a litologia composita 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 serpentinitiche (versante SE di M. Nero) o basaltiche (versante E di M. Penna) che a tergo mostrano delle profonde depressioni allungate, rispettivamente chiamate Tana di M. Nero e "La Nave" di M. Penna. L'andamento della scarpata e delle trincee sottostanti sembrano suggerire un piano di scivolamento rotazionale e la dislocazione sembrerebbe di entità limitata quantunque, in tali situazioni, non sia semplice individuare la posizione dell'intersezione della superficie di scivolamento con quella topografica. In ogni caso senza opportune indagini geofisiche e geomeccaniche è pura speculazione ipotizzare dinamica, profondità ed entità di queste grandi dislocazioni.

Nell'area sono molto numerose le frane quiescenti, particolarmente nella valle del T. Ceno, dell'Aveto, sui versanti di M. Pelpi e nel versante orientale di M. Zuccone. Alcune grandi frane sono probabilmente frane centenarie, come ad esempio quelle di S. Stefano d'Aveto, Illica, Masanti, Scopolo, Alpe, e in parte Casale di Val Taro, ma la maggior parte sembrano mostrare una quiescenza meno prolungata nel tempo, probabilmente riferibile solo a qualche decennio. Relativamente alle prime, non sono infrequenti delle riattivazioni parziali di alcune di esse segnalate da ALMAGIÀ (1907) nel secolo scorso (ad es. La Libbia o Lubbia sovrastante Bedonia e la frana di Scopolo) e che possono avere tuttora settori in riattivazione, come nel caso di Scopolo, inserito nei centri abitati instabili da studiare (CNR-G.N.D.C.I., 1993).

Le frane in atto non sono molto numerose e, ad eccezione di quella di Torrio, mostrano dimensioni e volumi contenuti. Fra le più significative si ricordano le

varie frane alla testata del T. Arcina, a sud di Tarsogno, quella di Torrio stesso, di Casale di Val Taro, le frane presso Revoletto e Selvola. Da citare una recente neoattivazione, detta frana della Costa del Corvo, in sinistra del T. Ceno, presso Anzola, mobilizzata nell'estate del 1997 e notevolmente peggiorata nell'autunno 1999, con minaccia di chiusura del T. Ceno e creazione di un lago di sbarramento, con conseguente pericolo per l'abitato di Anzola.

#### 1.4. - FORME GLACIALI E PERIGLACIALI

In questo Foglio le forme di genesi glaciale sono ben evidenti solo in alcuni tratti del crinale appenninico e limitatamente ai versanti orientati nei quadranti settentrionali, per cui esse non presentano quell'estensione che veniva loro attribuita sino a qualche decina di anni fa (ISTITUTO DI GEOLOGIA DI PARMA, 1966; LOSACCO, 1982; GR. NAZ. GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA - IBC-RER, 1988). Ciò in virtù del fatto che a molti accumuli gravitativi e a depositi di origine crionivale in cui abbondano detriti di ofioliti, in precedenza è stata attribuita un'origine glaciale.

Di chiara impronta glaciale è l'alta valle del Nure in cui le conche circoidi distribuite dalla Ciapa Liscia a M. Nero e sino al M. Ragolino ed i principali depositi glaciali si trovano localizzati sotto il P.so della Roncalla e M. Nero, dove mostrano una disposizione dei cordoni latero-frontali che sembra definire una sola fase glaciale, quella dell'ultima espansione. Il L. Nero si origina nella maggiore conca di sovraescavazione sottostante il monte omonimo e vicino ad esso altre conche analoghe, più piccole, sono colmate dai sedimenti torrentizi. Altre conche di esarazione, molto più numerose e grandi delle precedenti, si trovano appena fuori dal Foglio e, seppure parzialmente riempite da depositi torrentizi e torbosi, incastonano alcuni tipici laghetti d'ambiente glaciale (L. Moo, L. Bino).

Quantunque nell'area in oggetto non sia stato ancora fatto uno studio specifico sulle fasi di ritiro Tardiglaciali, sembra evidente una distinzione fra la fase di massima espansione glaciale e la I<sup>a</sup> Fase di ritiro Tardiglaciale.

Sui fianchi meridionali dei rilievi ofiolitici ed altri rilievi elevati ha prevalso il modellamento crionivale (ovvero periglaciale) di cui restano alcuni ottimi esempi di conche crionivali (ad es. tra M. Penna e M. Trevine, Prato Mollo), modellatesi anche sui versanti settentrionali nelle zone di crinale meno elevate, abbondanti detriti di falda alla base delle pareti ripide e alcuni accumuli festonati che hanno più i caratteri di nivomorene che di deposito glaciale.

#### 1.5. - I DEPOSITI DEL LAGO DI COMPIANO

Si tratta di depositi continentali di riempimento dell'antico lago di Compiano che iniziano con sedimenti alluvionali e lacustri in cui si alternano sabbie e peliti con intercalazioni di ghiaie (Sintema di Roncodesiderio, non affiorante nel Foglio) e chiudono con potenti bancate di depositi fluviali prevalentemente con-

glomeratici (Sintema di Compiano); l'età dei depositi è compresa tra il Pliocene terminale ed il Pleistocene medio (BERTOLDI, 1985).

L'antico lago si è originato davanti al fronte di accavallamento dell'alto Appennino nel settore occupato dalla struttura di M. Zuccone e si è sviluppato, contrariamente ai bacini di distensione Plio-quadernari toscani, in un sistema strutturale governato da sforzi compressivi che hanno determinato, comunque, un bacino subsidente (BERNINI *et alii*, 1994). Attualmente la successione dei depositi è intagliata e terrazzata dal F. Taro in maniera nettamente asimmetrica tanto che, sulla Costa di Bedonia e sul lato destro della valle, sono rimasti solo ridotti lembi isolati dall'erosione, probabilmente per il fatto che circa alla quota dei lembi stessi il bacino stava per chiudersi e, conseguentemente, lo spessore dei sedimenti era ridotto. Sul versante sinistro della valle anche i torrenti provenienti dal versante meridionale di M. Pelpi lo hanno profondamente disseccato mediante strette vallecole a "V" con versanti talora fittamente solcati da piccole incisioni dovute a ruscellamento non attuale. In alcuni settori del deposito sembra che l'idrografia più recente sia influenzata da modeste faglie neotettoniche.

## 2. - I DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

Queste coperture di età tardo-quadernaria derivano dall'attività passata e presente di vari processi morfogenetici, quali i processi gravitativi di versante, i processi fluvio-torrentizi e lacustri, e processi glaciali e periglaciali che, a seconda delle variazioni delle condizioni climatiche del tardo Quadernario, hanno potuto svolgere un'azione di modellamento continua (sebbene con varia intensità) oppure, dipendendo da determinate condizioni del clima, circoscritta nel tempo.

La cartografia dei vari tipi di depositi e degli accumuli di frana deriva da un'analisi di terreno che si avvale in larga misura di osservazioni litologiche, tessiturali e morfologiche, con l'integrazione dell'analisi fotointerpretativa. Non sono state svolte indagini specifiche atte né a definire lo spessore, né i caratteri geognostici delle coperture e né l'entità di movimento dei corpi franosi in evoluzione. Tali indagini risulteranno indispensabili, qualora si rendessero necessari eventuali interventi di carattere applicativo.

### 2.1. - FRANE IN EVOLUZIONE (**a<sub>1</sub>**) E QUIESCENTI (**a<sub>2</sub>**)

Riguardano gli accumuli di vari tipi di frana presenti in questo Foglio, costituiti da ammassi detritici incoerenti aventi una tessitura caratterizzata da clasti litologicamente eterogenei e granulometricamente eterometrici, supportati da matrice pelitica più o meno abbondante; la struttura è generalmente di aspetto caotico e, nei corpi di maggior volume, talora comprende grandi porzioni rocciose dalla stratificazione apparentemente poco disturbata, ma in realtà dislocate in massa. Per quanto riguarda la morfodinamica di questi corpi, sono state distinte:

frane in evoluzione (**a<sub>1</sub>**), quando mostrano segni di attività in atto o recente e frane quiescenti (**a<sub>2</sub>**) quando risultano attualmente stabilizzate o temporaneamente inattive. Indicativamente gli spessori delle frane in evoluzione risultano non superiori a 20 metri, ad eccezione della frana di Torrio dove l'accumulo è potente parecchie decine di metri, similmente allo spessore delle grandi frane quiescenti.

## 2.2. - DETRITI DI VERSANTE (**a<sub>3</sub>**)

Riguardano le coperture detritiche di versante, generalmente caratterizzate da clasti litoidi sostenuti da matrice pelitica, accumulati per lenti movimenti gravitativi superficiali e talora anche per ruscellamento. Essi non presentano uno spessore omogeneo risentendo della conformazione del substrato di cui tendono a colmare, ispessendosi, contropendenze o discontinuità morfologiche.

## 2.3. - DEPOSITI ELUVIO-COLLUVIALI (**a<sub>4</sub>**)

Rientrano in questa distinzione le coperture detritiche derivanti da processi di alterazione *in situ* e mobilizzate sui versanti, poco lontano dall'area sorgente, per processi gravitativi lenti e talora per ruscellamento. Sono costituite da clasti lapidei monogenici o poligenici (a seconda dei casi), generalmente di granulometria compresa tra la sabbia e la ghiaia, immersi in matrice pelitica talora abbondante. L'alterazione dei clasti si manifesta nell'arrotondamento degli spigoli, nelle forme di micro-dissoluzione delle facce, nella decalcificazione e nell'ossidazione dei minerali femici, dei solfuri ecc.

## 2.4. - DETRITI DI FALDA (**a<sub>6</sub>**)

Sono accumulati per gravità alla base di scarpate rocciose, frequentemente in corrispondenza di grossi disturbi strutturali e sede di intensa fratturazione, dove formano delle falde e con di detrito, e sono composti da clasti litoidi spigolosi, eterometrici, generalmente con scarsa matrice. Sono depositi connessi a processi di disgregazione fisico-meccanica legati a crio- e termoclastismo. Presso il crinale appenninico particolarmente accentuata è stata la loro formazione nei periodi freddi tardi- e postglaciali, mentre attualmente il processo disgregativo è poco sviluppato.

## 2.5. - DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI (**b<sub>1</sub>**)

Alluvioni distribuite lungo l'asta torrentizia con granulometria variabile comprendente massi, ciottoli, ghiaie e sabbie; occupano l'alveo di piena e sono

rimobilizzabili per variazioni di portata, specialmente in occasioni delle piene stagionali.

#### 2.6. - DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (**b<sub>2-4</sub>**)

Alluvioni costituite da massi, ciottolami, ghiaie e sabbie, terrazzate in vari ordini a partire dal più recente che può essere ancora interessato da piene eccezionali, ai più elevati; questi ultimi sono generalmente spessi pochi metri e risultano fissati da vegetazione stabile.

#### 2.7. - DEPOSITI GLACIALI (**c<sub>1</sub>**)

Sono contraddistinti da depositi estremamente eterometrici e privi di classazione, costituiti da clasti prevalentemente arenacei o ofiolitici inglobati in matrice sabbioso-limosa. Essi delineano, attraverso i cordoni latero-frontali, la fase di massima espansione dei ghiacci pleistocenici e le fasi di ritiro tardiglaciali, di cui la prima è la più evidente e comune.

#### 2.8. - DEPOSITI DI CONCA PALUSTRE (**f<sub>1</sub>**)

Depositi di colmamento di conche chiuse di varia origine, caratterizzati da ghiaie, sabbie e limi con un elevato tenore in materia organica vegetale. Si rinvengono di norma in corrispondenza di contropendenze di frana o depressioni connesse a movimenti gravitativi profondi di versante, conche di sovraescavazione glaciale e depressioni inframoreniche.

PROGETTO  
CARG

## VIII - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

### 1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

#### *Le cave di Pietra di Carniglia*

Le estrazioni della Pietra di Carniglia (AMZ) sono principalmente ubicate lungo le pareti prospicienti l'alveo del F. Taro, a SO dell'abitato di Carniglia (Comune di Bedonia). Una cava si trova anche sul versante settentrionale del M. Tornolo (Comune di Tornolo).

Data l'estensione e lo spessore degli affioramenti, si presume che la potenzialità estrattiva possa superare il centinaio di milioni di metri cubi.

L'attività estrattiva delle arenarie è molto antica e nei vecchi abitati si osserva l'uso di tale pietra sia come conci per la muratura, sia come lastre (*piane*) per la copertura di fabbricati.

I primi sfruttamenti organizzati iniziano a metà del secolo scorso (v. Seminario di Bedonia) e si ricorda che per la lavorazione della pietra vennero assunti anche scalpellini da Pontremoli (MS).

Già dopo la prima guerra mondiale i rinnovati commerci diedero un decisivo impulso alle attività di estrazione della Pietra di Carniglia, che soprattutto nel secondo dopoguerra, con l'apertura di otto cave, prese notevole importanza anche per l'esportazione oltre i confini del nostro Paese.

Attualmente l'attività estrattiva è concentrata in quattro o cinque cave.

Le caratteristiche fisico-meccaniche della Pietra di Carniglia, che sono riportate nella tab. 2 (VILLANI G., 1995, Tesi di Laurea inedita, Parma), permettono di ritenerla un ottimo materiale da costruzione, in quanto pesante, compatto, duro, resistente alla compressione, flessione, torsione, urto e abrasione, insensibile al gelo ed alle escursioni termiche.

TAB. 2 - Risultati delle prove fisico-meccaniche eseguite sulla Pietra di Carniglia.

Massa volumica reale (kg/m <sup>3</sup> ):	2.701
Massa volumica apparente (kg/m <sup>3</sup> ):	2.660
Coefficiente di imbibizione (%):	0,59
Coefficiente di dilatazione lineare termica (10 <sup>-6</sup> /°C):	10,1
Carico di rottura a compressione semplice ⊥ al verso (Mpa):	232
Carico di rottura a compressione semplice // al verso (Mpa):	203
Carico di rottura a compressione semplice ⊥ al verso dopo gelività (Mpa):	220
Carico di rottura a compressione semplice // al verso dopo gelività (Mpa):	208
Carico di rottura a flessione (Mpa):	33
Modulo elastico tangente (Mpa):	44,610
Modulo elastico secante (Mpa):	34,150
Coefficiente di rottura per urto:	109
Coefficiente relativo di abrasione (riferito al granito di S. Fedelino):	0,63
Microdurezza Knoop:                      HK medio (Mpa) = 4,983; HK75/HK25 = 3,51	
Porosità totale (%):	0,41
Carico di rottura a compressione semplice ⊥ al verso dopo saturazione (Mpa):	173
Carico di rottura a compressione semplice // al verso dopo saturazione (Mpa):	174
Carico di rottura a trazione indiretta mediante "prova brasiliana" (Mpa):	16
Coefficiente di frantumazione:	136,56

**APPENDICE 1****BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA**

(a cura di D. Rio)

**1. - ATTRIBUZIONE DI ETÀ**

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

Come è noto (si veda ad esempio ISSC, 1976) la classificazione biostratigrafica delle successioni sedimentarie è una operazione relativamente oggettiva, basata sul contenuto paleontologico. Al contrario la classificazione cronostratigrafica e, quindi, l'attribuzione di età alle varie unità stratigrafiche, è un'operazione largamente interpretativa che dipende dalle convenzioni adottate e dalla disponibilità di strumenti affidabili di correlazione temporale. Secondo le procedure generalmente accettate a livello internazionale (SALVADOR, 1994), essa dovrebbe fare riferimento dal punto di vista nomenclaturale alla Scala Cronostratigrafica Globale Standard (SCG) ed essere basata sulla supposta equivalenza-tempo con uno standard di riferimento (stratotipo) concordato a livello internazionale. Tuttavia, anche se la nomenclatura della SCG si va progressivamente stabilizzando, ben pochi limiti delle unità cronostratigrafiche risultano definiti in modo rigoroso ed univoco. A causa di questo stato di incertezza, è pra-

tica diffusa (ed inevitabile) desumere le età in base a “definizioni biostratigrafiche” dei limiti cronostatigrafici specifiche a ciascun gruppo fossile, spesso contraddittorie fra loro, con conseguenti gravi problemi di comunicazione che si riflettono in modo deleterio nelle ricostruzioni geologiche. Stante questa situazione di incertezza della SCG, abbiamo ritenuto utile chiarire, con le presenti note e con lo schema tempo presentato in Tavola, la logica e le convenzioni sulla cui base sono state fatte le nostre *interpretazioni* di età delle varie unità stratigrafiche del Foglio. Questi elementi hanno due scopi: rendere chiare le convenzioni alle quali ci siamo riferiti e poter riutilizzare i dati biostratigrafici raccolti (relativamente oggettivi) anche nell’ambito di standard cronostatigrafici diversi da quello qui adottato.

## 2. - LO SCHEMA-TEMPO

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

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

La Scala delle inversioni (globali) di polarità del Campo Magnetico Terrestre (GPTS), nonostante raramente venga usata direttamente come strumento di datazione e correlazione nel lavoro pratico stratigrafico, è concettualmente molto importante per la messa a punto di qualunque Schema-tempo. È infatti il mezzo più comunemente usato per valutare l’età cronometrica dei bioorizzonti ed il loro grado di sincronismo nelle diverse province biogeografiche (si veda ad es. BERGGREN *et alii*, 1985a, 1985b) e per intercorrelazioni fra le diverse scale stratigrafiche (ad es. isotopiche, biostratigrafiche, ecc.) in diversi ambienti (marino-continentale) e fra diverse aree (alte e basse latitudini). Sulla base delle età dei bioorizzonti, ottenute essenzialmente su basi magnetostratigrafiche (si veda BERGGREN *et alii*, 1985a, 1985b), è possibile derivare una cronologia “assoluta” nelle successioni sedimentarie (Biocronologia), che per quanto affetta da un errore difficilmente quantificabile, è di fondamentale importanza per valutazioni quantitative (anche se approssimate) dei processi geologici (ad es. velocità di accumulo dei sedimenti) e per correlazioni fra i diversi ambienti geologici (mari-

no, continentale, vulcanico, metamorfico ecc.).

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

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

I nannofossili calcarei sono forse il più potente strumento per correlazioni a grande distanza nei sedimenti marini del Cretacico e del Cenozoico e sulla loro base sono stati stabiliti schemi zionali di valenza sovraregionale, noti come “Zonature standard” (SISSINGH, 1977; ROTH, 1978; MARTINI, 1971; OKADA & BUKRY, 1980; ecc). Le singole Zone di questi schemi sono contrassegnate da una sigla indicativa di segmenti della Scala Geologica (CC=Coccolith Cretaceous, NP=Nannoplankton Neogene, ecc.) seguita da un numero progressivo dalle zone più antiche a quelle più recenti. Questa codificazione, di facile memorizzazione e di immediato significato stratigrafico, ne facilita l'uso anche fra i stratigrafi non-paleontologi e fra i non stratigrafi. Di fatto, nonostante le Zone standard a nannofossili calcarei siano state introdotte come unità biostratigrafiche, esse sono diventate un riferimento di tipo cronostatigrafico a livello internazionale (si veda ad es. HAQ *et alii*, 1988). Infatti, anche quando le biozone standard non sono riconoscibili in base al contenuto paleontologico che le definisce, è pratica comune riconoscere il “tempo” ad esse corrispondenti con criteri alternativi. In altri termini, le Zone degli schemi standard sono usate anziché come biozone come cronozone o biocronozone (si veda discussione in ISSC, 1976 ed in LOUTIT *et alii*, 1988). È in questo senso di (bio)cronozone che vanno intese le biozone standard di MARTINI (1971) e di ROTH (1978) riportate nello Schema-tempo. Esse, al momento, rappresentano un riferimento cronostatigrafico più af-

fidabile, oggettivo ed accurato della Scala Cronostratigrafica Globale Standard (in termini di piani, serie e sistemi). Infatti, la Scala delle Biocronozone a nannofossili calcarei è molto più dettagliata (ad un piano corrispondono sempre diverse biocronozone) ed è molto meglio definita (non si ha un accordo generalizzato sui limiti fra i piani e le serie, mentre i limiti fra le biocronozone sono definiti in modo univoco dal “tempo” indicato dai biorizzonti che definiscono la biozona). Ovviamente, una cronozona (come qualunque altra unità cronostratigrafica) ha significato nella misura in cui essa è ampiamente riconoscibile con una accettabile precisione. In altri termini, una biozona standard è utile come cronozona quando essa è definita in base a biorizzonti le cui età sono ben stabilite e possono essere approssimate, in assenza dei “markers” zionali originali, sulla base di altri eventi (basati sui nannofossili o meno) con lo stesso significato cronologico. Non tutte le Zone standard di ROTH (1978) e MARTINI (1971) cui facciamo riferimento hanno queste caratteristiche. Alcuni limiti zionali sono definiti da biorizzonti che nel corso degli anni si sono rivelati scarsamente affidabili dal punto di vista cronologico. Nel contempo, in particolare nel Cenozoico, sono stati messi in evidenza biorizzonti affidabili che non erano stati utilizzati nella zonatura standard di Martini (1971). Tenendo conto di questi fatti, nella Scala biocronostratigrafica adottata o abbiamo raggruppato quelle biozone i cui limiti non ci apparivano nel materiale appenninico riconoscibili con sicurezza (ad esempio le Zone NC11, NC12, NC13 e NC14) oppure abbiamo emendato la definizione originale della zona in base ai biorizzonti messi in evidenza recentemente. Tutte le cronozone corrispondenti a biozone di MARTINI (1971) emendate sono contrassegnate con un asterisco. Per queste biozone emendate viene indicato il biorizzonte che le ridefinisce, mentre per quelle cronozone che corrispondono alle biozone non emendate si rimanda ai lavori originali di ROTH (1978) e MARTINI (1971).

## 5. - BIOCRONOZONE E SCALA GPTS

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

samente ben correlate alla scala magnetostratigrafica e, quindi, assoluta.

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

## 6. - BIOCRONOZONE E UNITÀ CRONOSTRATIGRAFICHE STANDARD

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

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

PROGETTO  
CARG

## APPENDICE 2

### CARTOGRAFIA GEOLOGICA E DIFESA DEL SUOLO

#### 1. - CONTRIBUTI IN MATERIA DI PIANIFICAZIONE TERRITORIALE, GESTIONE DEI VINCOLI E VALUTAZIONE DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO NELL'AREA DEL FOGLIO 215, SETTORE EMILIANO (a cura di M.T. De Nardo)

La cartografia geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000, della quale i fogli 1:50.000 rappresentano la sintesi, trova molteplici utilizzi in campo applicativo sia come carta di inquadramento generale (preliminare a rilevamenti di maggiore dettaglio), sia come base per elaborazioni tematiche a scale inferiori.

In questo capitolo verranno sinteticamente trattati i principali ambiti di applicazione delle informazioni geologiche derivabili dal foglio (con le precisazioni di cui sopra in merito alla scala), fornendo al lettore gli estremi dell'eventuale normativa di riferimento (con speciale attenzione a quella della Regione Emilia-Romagna) ed evidenziando i collegamenti con l'area oggetto di questa appendice.

Questi gli argomenti trattati:

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

#### 1.1. - PIANIFICAZIONE TERRITORIALE

Per avere un riferimento (ormai "storico") dal punto di vista normativo, si

può partire dalla legge regionale (in seguito, L.R.) n.47 del 7-12-78 “Tutela e uso del territorio”, che descriveva la pianificazione territoriale come attuata secondo due livelli:

- un livello regionale, con riferimento al Piano Territoriale Regionale (PTR, i cui contenuti sono riassunti dall’art. 5 della L.R. n.36 del 5-9-88) e strumenti di settore ad esso collegati. Al PTR è riconosciuto il compito di unificazione e coordinamento della pianificazione di settore (sub-regionale) in materia di ambiente, trasporti, attività produttive;
- un livello sub-regionale, con riferimento principalmente ai Piani Regolatori comunali (PRG) e strumenti di dettaglio, necessariamente conformi alle norme generali stabilite dai precedenti. Relativamente alla documentazione geologica da produrre a corredo dei piani urbanistici comunali, il riferimento normativo è dato dalla circolare regionale n.1288 dell’11-2-83, per molti aspetti superata ed in attesa di indispensabili aggiornamenti. Per i Comuni dell’Appennino emiliano-romagnolo, la cartografia geologica a scala 1:10.000 è stata spesso utilizzata dai professionisti incaricati come riferimento per l’inquadramento geologico generale.

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

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

Per il settore ambiente, il PTR prevede l’adozione dei seguenti piani, relativamente ai quali è indispensabile l’informazione geologica:

- il Piano Territoriale Paesistico Regionale (PTPR, la prima versione del quale risale al 1988, adottato in forma definitiva con delibere n.1388 del 28-1-93 e n.1551 del 14-7-93);
- i piani di tutela delle acque s.l. (riferimenti: L.R. n.9 dell’1-2-83 “piano territoriale regionale per il risanamento e la tutela delle acque”; legge dello Stato n.845 del 10-12-80 “legge speciale per Ravenna” sul controllo degli emungimenti dal sottosuolo nelle aree soggette a subsidenza), finalizzati all’utilizzo ottimale delle risorse idriche ed alla regolamentazione dei prelievi dal sottosuolo nelle aree soggette a subsidenza. A questa esigenza, nuovo impulso è stato dato dalla recente normativa nazionale sulle acque (dlgs 152/99 e successive integrazioni);
- i piani delle attività estrattive di ambito provinciale e comunale, regolamentate dalla L.R. n.13 del 2-5-78, sostituita dalla L.R. n.17 del 18-7-91. Quest’ultima stabilisce l’elaborazione di “piani infraregionali delle attività estrattive” (PIAE) da parte delle Province, basati sulla quantificazione del fabbisogno di materiale

per l'arco di tempo di un decennio, l'individuazione di poli delle attività estrattive, la formulazione di direttive per la coltivazione ed il successivo ripristino, esteso anche alla cave abbandonate senza sistemazione. Ai PIAE si uniformeranno i piani delle attività estrattive (PAE) elaborati dai singoli Comuni;

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

La L.R. n.6 del 30-1-95 ha delegato alle Province le competenze regionali in materia di pianificazione territoriale, obbligandole a dotarsi di un Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale (PTCP), coerente con i contenuti del PTR, a cui si dovranno uniformare gli strumenti urbanistici comunali. La maggior parte delle province ha predisposto e adottato i rispettivi PTCP in un arco di tempo compreso tra il 1998 e il 2000.

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

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

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

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

## 1.2. - IL PIANO TERRITORIALE PAESISTICO REGIONALE

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

Il PTPR deriva dalle disposizioni della legge 431/85 in materia di pianificazione regionale ed è costituito da una raccolta di cartografie di riferimento a scala 1:25.000 e relativa normativa. Sono individuate aree di tutela specifiche (pe-

rimstrate nelle tavole di riferimento), regolamentate da articoli della normativa, dei quali si elencano quelli sicuramente attinenti gli aspetti geologici del territorio (riferimento alla versione definitiva del 1993):

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

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

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

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

La disponibilità di dati relativamente al settore appenninico, ottenuta attraverso il rilevamento della carta geologica a scala 1:10.000 (parzialmente completa all’epoca della prima formulazione del Piano), rende necessario un aggiornamento delle 48 tavole della carta del dissesto allegate al PTPR. Essendo quest’ultima una carta (di buon livello) essenzialmente fotointerpretata, dal confronto con la cartografia derivata dal rilevamento di campagna si riscontra un aumento del numero dei corpi di frana rappresentati, in conseguenza del diverso metodo utilizzato che ha permesso di migliorare i criteri di perimetrazione delle relative zone di tutela e di risolvere localmente situazioni di ambiguità. La carta tematica così ottenuta, a scala 1:25.000, è stata pubblicata dall’Ufficio geologico regionale nel 1996, con il titolo di “Inventario del dissesto” (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1996). Quest’ultima è stata oltretutto uno dei documenti utilizzati per le analisi territoriali sul dissesto, a corredo degli strumenti di pianificazione territoriali di livello provinciale (PTCP).

Rimane aperto il problema della revisione, su base finalmente idromorfologica-idraulica, delle fasce di tutela fluviale regolamentate dall’art.17 e perimetrare nelle 47 tavole della prima serie allegate al PTPR. Si consideri, a tale proposito, la zonazione predisposta dall’Autorità di Bacino del fiume Po nel gennaio ‘96 e divenuta operativa come Piano Stralcio delle Fasce Fluviali (PSFF), approvato nel 1997; tale zonazione è stata (o verrà) recepita e sviluppata dai Piani Territoriali di Coordinamento delle Province ricadenti in questo ambito (Piacenza, Parma, Reggio Emilia, Modena).

### 1.3. - GESTIONE DEL VINCOLO IDROGEOLOGICO E SISMICO

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

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

Sono soggetti a vincolo idrogeologico i Comuni delle aree di montagna, ivi compresi quelli ricadenti nell'area del foglio geologico in questione; contraddittoria (e quindi da rivedere, come previsto del resto anche dalla L.R. 3/99) appare invece la perimetrazione nella fascia pedeappenninica, essendo esclusi dal vincolo settori dove affiorano terreni particolarmente predisposti al dissesto. Maggiori informazioni sullo stato della gestione di tale vincolo e sulle prospettive di revisione di perimetrazione e normativa sono riportate nel volume "Indagine conoscitiva sulla applicazione e gestione del vincolo idrogeologico in Emilia-Romagna" a cura dell'Ordine dei Geologi della Regione Emilia-Romagna (1995).

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

Nell'area del foglio 215, per il settore emiliano-romagnolo, è classificato sismico il comune di Tornolo, localizzato nell'alto Appennino parmense.

#### 1.4. - CATASTO CAVE

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

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

I dati di seguito riportati sono stati forniti dall'Ufficio Attività Estrattive dell'Assessorato Ambiente e Difesa del Suolo (Via dei Mille, 21 Bologna). Allo stesso modo sono ivi reperibili le schede informative relative alle cave censite. In relazione all'avvenuta adozione dei Piani Infra-regionali delle Attività Estrattive, informazioni più aggiornate sullo stato delle attività estrattive sono re-

peribili presso i Servizi tecnici delle rispettive Amministrazioni provinciali.

A titolo di esempio, si elenca il numero (e la percentuale sul totale, per ciascun anno di riferimento) delle cave attive allora censite, localizzate in provincia di Parma (in quanto in essa è compresa la maggior parte dell'area del foglio, per il settore emiliano-romagnolo) distinte per tipo di materiale estratto (anni 1989-1993):

*Ghiaia e sabbia alluvionali*

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

*Argilla*

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

*Calccare*

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

*Arenaria*

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

*Ofiolite*

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

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

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

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

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

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

Relativamente al Foglio 215, la banca dati regionale (aggiornata al 1996) riporta le seguenti cave, tutte localizzate in provincia di Parma, precisandone lo stato di attività:

Comune di Tornolo

- Fraz. Ravezza, loc. Servetta (estr. e ricerca pietra da costruzione e ardesia, sez. 215120, sospesa)

Comune di Bedonia

- Fraz. Carniglia, loc. Castagnola (estr. e ricerca pietra da costruzione e ardesia,

sez. 215120, sospesa)

- Fraz. Carniglia, loc. Le Rocche (estr. e ricerca pietra da costruzione e ardesia, sez. 215120, sospesa)

- Fraz. Carniglia, loc. Lago Pile (estr. e ricerca pietra da costruzione e ardesia, sez. 215120, attiva)

- Fraz. Piane di Truina, loc. Truina (estr. e ricerca pietra da costruzione e ardesia, sez. 215120, esaurita e sistemata)

- Fraz. Carniglia, loc. Costa, (estr. e ricerca pietra da costruzione e ardesia, sez. 215120, attiva).

Per ulteriori informazioni sulle caratteristiche del materiale estratto, si rimanda al capitolo “Sfruttamento antropico delle risorse geologiche”.

### 1.5. - VALUTAZIONE DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO

L'Appennino emiliano-romagnolo è particolarmente interessato dal dissesto (determinato da frane ed intensa erosione nelle aree calanchive), come dimostra il numero elevato di abitati dichiarati da consolidare (R.D.L. 445/1908): 128, con una media di 1 ogni 57 Km<sup>2</sup>. A questi si aggiungono altri 107 centri che, al di là delle classificazioni amministrative (che comportano vincoli per l'espansione dei centri abitati: si veda l'art.29 del PTPR), sono comunque interessati da fenomeni franosi di rilevanti proporzioni secondo i dati riferiti al 1993 (Atlante dei centri abitati instabili del progetto CNR/SCAI; per il substrato sono stati utilizzati i dati delle carte geologiche regionali a scala 1:10.000).

Nel settore del foglio 215 compreso entro le province di Parma e Piacenza sono classificati da consolidare/trasferire i seguenti centri abitati:

**Torrio** (PC), comune di Ferriere, sez. 215020

La frana di Torrio, classificata come attiva da Malaguti e Zampiga nell'Atlante CNR/SCAI (1993), interessa direttamente abitati (Torrio Villa di sotto e Villa di mezzo) dichiarati da trasferire e lambisce l'abitato di Torrio Casetta, dichiarato da consolidare. Storicamente, è segnalata una importante riattivazione nel periodo 1917-'18; il corpo di frana ha un'estensione areale che supera i 3 chilometri quadrati, con lunghezza superiore al doppio della larghezza massima dell'accumulo.

**Scopolo** (PR), comune di Bedonia, sez. 215040.

La località sorge su uno dei corpi di frana che interessano il versante, aventi un'estensione complessiva dell'ordine di un chilometro quadrato circa.

In ambito regionale, una delle principali cause predisponenti si identifica nella diffusione areale delle formazioni argillose: principalmente le unità che presentano aspetto caotico (blocchi litici in argillite caratterizzata da “scagliosità”) e secondariamente alcune facies torbiditiche pelitico-arenacee. Entrambe sono ben rappresentate nell'area del Foglio 215 (vedi Appendice).

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

#### 1.5.1. - *Valutazione qualitativa della propensione al dissesto delle unità affioranti nell'area del Foglio 215*

Le formazioni affioranti nell'area del Foglio 215 si possono suddividere in raggruppamenti, sulla base di una stima qualitativa della loro propensione al dissesto. È stata seguita la metodologia proposta nella "Carta del Dissesto Geologico attuale - Foglio 218 SE-Carpineti" (Bertolini, 1994). Il criterio (semplificativo) utilizzato è quello litologico, mediato da una speditiva valutazione delle aree complessivamente occupate da accumuli franosi. Sono stati individuati quattro gruppi (A-B-C-D) con crescente propensione al dissesto, essendo massima per le unità comprese nel gruppo D.

Tale classificazione applicata alle unità cartografate nel Foglio 215 ha permesso di individuare i raggruppamenti qui di seguito riportati (ciascun elenco segue l'ordine alfabetico delle sigle formazionali).

##### *Gruppo A*

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

- SCM - Sintema di Compiano
- AMZ - Arenarie di Monte Zucone
- AVE - Formazione della Val d'Aveto
- GOT - Arenarie di Monte Gottero
  - Olistoliti di Calcari a Calpionelle, Radiolariti e diaspri, Corpi ofiolitici s.l., Arenarie di Monte Gottero

##### *Gruppo B*

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

- AMZ<sub>C</sub> - Arenarie di Monte Zucone, in facies siltosa
- FSN - Formazione di Salsominore
- AMV - Ardesie di Monte Verzi

- MMP - Marne di Monte Piano, litofacies marnosa massiva (non distinta in carta)  
 SZO - Scisti Zonati  
 GTT - Argilliti di Giaiette

### *Gruppo C*

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

- ARB - Arenarie di Ponte Bratica  
 FVI - Flysch di Vico  
 OTO - Flysch di Ottone  
 CCV - Complesso di Casanova, in facies arenacea  
 MVE - Complesso di Monte Veri, in facies arenacea  
 MRA - Complesso di Monte Ragola, in facies arenacea  
 ACM - Arenarie di Campi

### *Gruppo D*

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

- c1 - depositi glaciali  
 f1 - depositi palustri  
 MMP - Marne di Monte Piano  
 ACC - Argille e Calcari di Canetolo  
 FCT - Formazione di Tavarone  
 SCB - Arenarie di Scabiazza  
 SMG - Scisti Mangesiferi  
 SSI - Argilliti di S.Siro  
 APA - Argille a Palombini  
 AMR - Argille a Palombini di Monte Rizzone  
 - Breccie entro i complessi di Casanova CCV, Monte Veri MVE, Monte Ragola MRA

## 2. - DATI PRELIMINARI SULLA LOCALIZZAZIONE DEI PRINCIPALI ACQUIFERI NELL'AREA DEL FOGLIO 215, SETTORE EMILIANO (a cura di M.T. De Nardo)

A partire dalla fine del 1998, l'Ufficio Geologico della Regione Emilia-Romagna ha iniziato un lavoro di ricerca ed acquisizione di dati relativi al territorio regionale, tutt'ora in corso, nella prospettiva di elaborazione di carte tema-

tiche che consentano di sviluppare argomenti di immediato interesse applicativo, con speciale riferimento alla pianificazione territoriale, utilizzando come base geologica la cartografia approntata nel corso dell'ultimo ventennio, sfruttandone appieno le potenzialità. In quest'ottica si colloca la ricerca finalizzata all'aggiornamento, attraverso una seconda edizione, della già citata "Carta del Rischio Geoambientale" a scala 1:250.000

Tra gli argomenti sviluppati nell'ambito di questo progetto di cartografia, che sintetizza la distribuzione delle aree-problema (vulnerabili e critiche) in ambito regionale, figura la localizzazione e perimetrazione delle aree interessate dalla presenza dei principali acquiferi sfruttati nell'Appennino emiliano-romagnolo, considerando che si tratta di aree:

- strategiche per l'approvvigionamento di risorse idriche di buona qualità, destinate all'uso idropotabile;
- con alta vulnerabilità nei confronti degli inquinanti (molto maggiore rispetto agli acquiferi di pianura);
- studiate solo per settori (es. monografie sull'Appennino reggiano e modenese pubblicate nell'ambito della collana "Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi" dei Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale).

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

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

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

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

li oggetto di concessione per la coltivazione; le pratiche relative sono depositate presso il Servizio Difesa del Suolo di Bologna ma si tratta comunque della parte più significativa delle sorgenti esistenti, utile alla localizzazione delle risorse idriche sotterranee sfruttate ed effettivamente meritevoli di tutela. Alle aree rappresentate nella sintesi a scala 1:250.000 sono associati indirizzi generali di tutela, concepiti per essere coerentemente sviluppati (anche in termini di approfondimenti analitici di maggiore dettaglio) dagli strumenti di pianificazione territoriale e di settore previsti dalla normativa urbanistica regionale.

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

## 2.1. - LE SORGENTI CENSITE NELL'AREA DEL FOGLIO 215

Nel settore emiliano del foglio 215, le principali concentrazioni di sorgenti si osservano in corrispondenza delle seguenti situazioni idrogeologiche (da nord a sud):

- le facies arenacee del Complesso di Casanova, al M. Deگو;
- il Flysch di Vico del M. Crociglia;
- i corpi ofiolitici della Ciapa Liscia, M. Roncalla, M. Maggiorasca, M. Nero, M. Ragola, M. Penna, M. Tomarlo, M. Scaletta, M. Cavallino;
- il Flysch di Monte Orocco in Val Ceno e in alta Val Taro (M. dei Termini);
- il Flysch di Ottone del M. Pelpi;
- le Arenarie di Monte Zuccone nell'area-tipo e al M. Tornolo.

Relativamente alle sorgenti censite, oggetto di richiesta di derivazione, si segnalano in particolare nella Tav. 215 SE le seguenti sorgenti:

- in comune di Bedonia, in località Foppiano di Carniglia è documentata una sorgente con portata minima di 0.14 l/s, captata dal locale acquedotto rurale. Dal punto di vista idrogeologico, è localizzata in corrispondenza di un contatto tra due facies delle Arenarie di Monte Zuccone, interpretabile come limite (inferiore) di permeabilità; la presenza di un corpo di frana indica comunque la possibilità che anche questo sia interessato da filtrazione.
- In comune di Tornolo, presso Giuncareggio è segnalata una sorgente per cui è stata concessa in derivazione una portata di 0.28 l/s; è predisponente lo stato di locale tettonizzazione del Flysch di Monte Orocco.
- In comune di Tornolo, presso M. Corrone (SSE di Tarsogno) è segnalata una sorgente con portata minima di 3.3 l/s, attribuibile al limite inferiore di

permeabilità dell'unità delle Arenarie di Monte Zuccone sulle Argille e Calcari.

Nel settore parmense del foglio sono presenti gruppi di sorgenti di acque classificate come minerali, localizzate in aree (appositamente perimetrate) oggetto di concessione mineraria; le acque di tali sorgenti sono captate per imbottigliamento e commercializzate con varie designazioni.

Dai dati in possesso del Servizio Difesa del Suolo della Regione Emilia-Romagna (anteriormente alla delega alle Province delle competenze in materia di acque minerali e termali, come da L.R. 3/99), nell'area del foglio 215 sono attive le concessioni denominate:

- "Fontanino", in comune di Bedonia, versante NO del M. Pelpi. Nell'unità Orocco, sono localizzate le sorgenti denominate di S. Fermo, la cui acqua è imbottigliata nello stabilimento della frazione Masanti e commercializzata con il nome "Lynx".

Queste alcune caratteristiche chimico-fisiche:

temperatura (°C) 7,3

pH 7,45

residuo fisso a 180°C (mg/l) 165,5

conducibilità (mS/cm) 255

anidride carbonica (mg/l) 10,4

ossigeno (mg/l) 7,6

silice (mg/l) 4,5

durezza (gradi francesi) 15

ione sodio (mg/l) 2,4

ione calcio (mg/l) 51,4

ione magnesio (mg/l) 4,8

ione idrogeno carbonato (mg/l) 165

ione cloruro (mg/l) 4,05

ione solfato (mg/l) 12,4

- "Senato", in comune di Tornolo, nei pressi di Tarsogno; dalle sorgenti ivi localizzate (Unità Zuccone) sono derivate acque oligominerali commercializzate con i nomi "Ducale" e "Reale".

L'acqua "Ducale" ha le seguenti caratteristiche chimico-fisiche:

temperatura (°C) 9

pH 8,3

residuo fisso a 180°C (mg/l) 56

conducibilità (mS/cm) 96

anidride carbonica (mg/l) 2,5

silice (mg/l) 5,4

durezza (gradi francesi) 3,66

ione sodio (mg/l) 3

ione calcio (mg/l) 12,5

ione potassio (mg/l) 0,4  
 ione magnesio (mg/l) 1,3  
 ione idrogeno carbonato (mg/l) 39,7  
 ione cloruro (mg/l) 3,8  
 ione solfato (mg/l) 6,9  
 ione nitrato (mg/l) 1,9

L'acqua "Reale" ha le seguenti caratteristiche chimico-fisiche:

temperatura (°C) 8

pH 7,7

residuo fisso a 180°C (mg/l) 56

conducibilità (mS/cm) 80,5

anidride carbonica (mg/l) 1,847

silice (mg/l) 5,5

ione sodio (mg/l) 2,8

ione calcio (mg/l) 12,9

ione potassio (mg/l) 0,5

ione magnesio (mg/l) 1,9

ione idrogeno carbonato (mg/l) 39,5

ione cloruro (mg/l) 4

ione solfato (mg/l) 7,1

ione nitrato (mg/l) 2,1

### 3. - CONTRIBUTI IN MATERIA DI PIANIFICAZIONE TERRITORIALE, GESTIONE DEI VINCOLI E VALUTAZIONE DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO NELL'AREA DEL FOGLIO 215, SETTORE LIGURE del foglio 215 (a cura di G. Gorziglia e E. De Stefanis)

#### 3.1. - IL PIANO TERRITORIALE DI COORDINAMENTO PAESISTICO

Il Piano territoriale di coordinamento paesistico (PTCP) è uno strumento preposto a governare sotto il profilo paesistico le trasformazioni del territorio ligure. Il PTCP definisce una disciplina valida per l'intero territorio regionale e applicabile in ogni parte di questo, a prescindere dalla sussistenza di vincoli ai sensi della Legge 1497/1939. Tale Piano è stato redatto sulla base e con le procedure previste dalla L.R. n.39/1984 ("Disciplina dei piani territoriali di coordinamento") ed è stato approvato con deliberazione del Consiglio Regionale della Liguria n. 6 del 26 febbraio 1990.

Costituiscono oggetto della disciplina del PTCP tre parti tra loro coordinate: la normativa urbanistico-edilizia, quella relativa alla vegetazione e quella che tratta gli aspetti dell'idrografia e della geomorfologia, alle quali corrispondono

tre discipline distinte e concorrenti indicate come assetto insediativo (Art. 9), assetto vegetazionale (Art. 20), assetto geomorfologico (Art. 14).

In particolare l'esame dell'assetto geomorfologico si inserisce tra gli elaborati di base realizzati come indagini specifiche a carattere settoriale. Sono stati analizzati gli elementi formali "strutturali" (ambiti di crinale, aree di fondovalle e costiere) e gli elementi "singolari" risultanti da processi geomorfologici valutati in base alla loro importanza, valore estetico e scientifico. Tra questi: forme erosive, forme di terrazzo, particolari situazioni idrografiche (meandri, catture) forme carsiche, emergenze geomorfologiche ecc. Detti elementi sono stati individuati cartograficamente (scala 1.25.000) per fornire un quadro omogeneo dell'"ossatura geomorfologica" della Regione Liguria.

In conclusione il PTCP, per quanto riguarda strettamente l'assetto geomorfologico, si propone di conseguire tre obiettivi:

1. la tutela di singoli oggetti aventi particolare rilevanza idro-geomorfologica e considerabili alla stregua di emergenze puntuali (tratti di corsi d'acqua, falesie, scogliere, formazioni carsiche);
2. garantire la stabilità degli ecosistemi attraverso norme tendenti ad evitare o comunque rendere compatibili la realizzazione di manufatti e impianti nelle situazioni di rischio;
3. assicurare, attraverso la disciplina degli interventi incidenti sull'assetto geomorfologico, il permanere di quei rapporti tra insediamenti e morfologie del territorio che costituiscono un aspetto essenziale della configurazione paesistica.

### 3.2. - IL PIANO TERRITORIALE REGIONALE

Allo stato attuale la Regione ha in corso di definizione il Piano Territoriale Regionale (PTR), previsto dalla legge urbanistica regionale n. 36/1997, nuovo strumento per la pianificazione del territorio che tiene in debito conto delle indicazioni del precedente PTCP, aggiornandone gli obiettivi, i temi ed i progetti che la Regione vuole promuovere in Liguria.

#### Piano di Bacino (Legge 183/89)

Per completare nelle linee essenziali il quadro normativo di riferimento per quanto riguarda gli aspetti territoriali, in particolare attinenti i temi di difesa del suolo, è necessario citare la L.R. n.9/1993 e sue successive modificazioni ed integrazioni che indica nella Regione e nelle Province, attraverso l'Autorità di bacino di rilievo regionale, i soggetti fondamentali nelle procedure di formazione dei piani di bacino e nelle successive fasi di progettazione ed attuazione degli interventi, in attuazione delle disposizioni della L. 183/1989.

In particolare le Province operano sul piano dell'attuazione, sia attraverso la materiale realizzazione del documento di piano, che attraverso l'applicazione degli indirizzi emersi da tale documento. Tali indirizzi si concretizzano sostanzial-

mente in interventi di tipo strutturale e di tipo normativo e pianificatorio.

In particolare il territorio del Comune di Borzonasca, presente nel foglio Bedonia, ricade nell'ambito dell'areale interessato dal Piano di bacino stralcio per il rischio idrogeologico del T.Sturla, (adottato dal Consiglio della Provincia di Genova con deliberazione n. 32 del 31/07/2001) in fase di approvazione.

Il settore sudorientale del foglio è interessato dal territorio di competenza dell'Autorità di bacino interregionale del fiume Magra, che quindi ne stabilisce gli indirizzi di pianificazione in materia di difesa del suolo e ha il compito di redigere ed aggiornare il relativo piano di bacino. Il Piano stralcio ai sensi della 267/98 ha previsto la raccolta di tutti gli studi di carattere geologico e geomorfologico riguardanti l'area e il rilevamento fotointerpretativo della franosità reale nonché una valutazione della propensione al dissesto estesa su tutto il territorio di competenza.

All'interno del foglio è presente il Parco Naturale Regionale dell'Aveto, che interessa un'area complessiva di circa 30 ha nei comuni di Borzonasca, Rezzoaglio e S. Stefano d'Aveto.

L'Ente Parco, insediato nel 1996, è dotato di un proprio piano dal 2001. L'Ente ha molteplici obiettivi tra cui il mantenimento della biodiversità, il miglioramento dell'ambiente e dei servizi, la diffusione dell'educazione ambientale. Tra le attività svolte negli ultimi anni si segnalano la realizzazione di guide ed itinerari naturalistici ed il censimento corredato di indirizzi gestionali relativamente a oltre 100 emergenze di carattere geologico e geomorfologico e ad 80 zone umide e bacini lacustri.

### 3.3. - GESTIONE DEL VINCOLO IDROGEOLOGICO E SISMICO

In Regione Liguria, ai sensi della L.R. 18/1999, la tutela del vincolo idrogeologico è gestita dalle Comunità Montane con onere di comunicazione all'amministrazione provinciale, e dalla Provincia stessa al di fuori dell'ambito di competenza delle Comunità Montane.

### 3.4. - CATASTO CAVE

In territorio ligure (F. 215) esiste una sola cava inserita nel Piano cave regionale. Localizzata nel territorio del Comune di Borzonasca ad ovest del M. La Rocchetta su un accumulo detritico costituito in prevalenza da sfasciame di serpentiniti e breccie basaltiche, la cava, nota con il nome di 'Pietre Gemelle' è attualmente abbandonata. L'attività estrattiva iniziata nel 1972 è stata interrotta tra il 1979 e il 1982, per poi essere definitivamente abbandonata nel 1987.

### 3.5. - VALUTAZIONE DELLA PROPENSIONE AL DISSESTO

Fra i centri abitati da consolidare ai sensi della L. 9/7/1908 n. 445, DDL 30/6/1918 n. 1019, ricadono nel foglio Bedonia la frazione di Prato Sopracroce, nel comune di Borzonasca con classifica D.M. 17/08/1955, e S. Stefano d'Aveto (capoluogo), classificato con D.M. 28/01/1956.

Entrambi i corpi di frana sono stati oggetto di studi e indagini geologiche, che ne hanno interessato alcuni settori, e sono inseriti tra le criticità ad alto rischio nella DGR 1411/98 relativa all'approvazione del Piano straordinario volto alla mitigazione del rischio, ai sensi del disposto di cui all'art. 1, c. 1-bis del D.L. 180/98 convertito con modificazioni in L. 267/98.

Nel caso di S. Stefano d'Aveto gli interventi hanno riguardato in prevalenza la regimazione dei corri principali e il consolidamento di alcuni edifici lesionati. Nel 2001 è stata finanziata una campagna geognostica localizzata su una piccola porzione del grande accumulo detritico presso le località di Rocca d'Aveto e Ronco Longo. I primi esiti del monitoraggio hanno individuato spessori dell'accumulo superiori ai 40 m già nella parte apicale, con un possibile piano di scivolamento principale che, nell'area investigata, raggiunge profondità di 22 m.

Altre criticità geomorfologiche incluse nel foglio che interessano direttamente, anche se parzialmente, centri abitati sono localizzate nel territorio del Comune di Borzonasca nelle località Temossi, Bertigaro, e Pian Ballerino (presso il capoluogo), nel Comune di Santo Stefano d'Aveto presso Ascona, nel comune di Rezzoaglio presso le frazioni di Costa Figara ed Alpepiana. Nel settore dell'alta Val di Vara interessato dal foglio, si segnala la presenza della parte apicale del grosso accumulo di frana di Caranza in comune di Varese Ligure, recentemente oggetto di interventi di regimazione ed arresto dei processi erosivi nell'alveo del T. Stora. Maggiori informazioni sul fenomeno possono essere reperite nella relativa scheda SCAI.

Studi ed interventi, finanziati con obiettivo 5b, sono stati realizzati negli anni tra il 1996 e il 1999 sulle frane di Temossi e Ascona. In entrambi i casi, gli interventi, preceduti dalla campagna geognostica e dal monitoraggio, hanno previsto la realizzazione di pozzi e trincee drenanti e opere di regimazione delle acque superficiali. Nel caso di Temossi i sondaggi eseguiti per conto della Comunità Montana hanno permesso di riconoscere spessori dell'accumulo di paleofrana superiori ai 70 m e piani di scivolamento all'interno del substrato roccioso.

Ad Alpepiana lo studio e la progettazione per la bonifica idrogeologica condotti tra il 1997 e il 2000 hanno mostrato un piano di scivolamento a profondità di circa 16 m dal piano campagna con spostamento massimo di 3 cm in 3 mesi. Come interventi di bonifica sono previsti pozzi di emungimento idrico, trincee drenanti e opere di adeguamento e potenziamento della rete di smaltimento delle acque bianche.

Il corpo di frana di Costafigara è stato oggetto di una significativa riattiva-

zione durante l'alluvione del novembre 2000 che ha portato all'ordinanza di sgombero per alcuni edifici e all'inserimento dell'abitato nelle aree ad alto rischio geomorfologico. Sono attualmente in corso gli studi per la progettazione delle opere di bonifica.

### *Propensione al dissesto*

In Liguria, un'analisi sulla propensione al dissesto è disponibile esclusivamente per i bacini tirrenici, dove, a seguito degli studi propedeutici al Piano di bacino, il territorio è stato suddiviso in cinque classi di suscettività. La metodologia adottata ha previsto la selezione di alcuni elementi geomorfologici (quali aree interessate da franosità attiva e quiescente, aree in erosione, rotture di pendio, corpi di paleofrana) e la loro associazione ad un determinato grado di pericolosità. Sulla base del metodo, le principali criticità geomorfologiche risultano concentrate alla testata del bacino del T. Sturla, nel Comune di Borzonasca in corrispondenza delle grandi unità geomorfologiche riconducibili ad accumuli di paleofrana ed in corrispondenza delle aree impostate sul substrato ofiolitico, frequentemente caratterizzate da ruscellamento ed erosione.

Dal punto di vista idraulico, sempre relativamente al settore ligure è segnalata un'unica area storicamente inondata presso le località Cabanne e Parazuolo nel Comune di Rezzoaglio in val d'Aveto.

### 3.6. - IDROGEOLOGIA

Per quanto riguarda il settore ligure, la Comunità Montana Valli Aveto Graveglia e Sturla ha commissionato nel 1997 uno studio per il censimento delle principali sorgenti ad uso potabile finalizzato non soltanto ad un necessario approfondimento delle conoscenze delle risorse idriche del territorio, ma soprattutto alla formulazione di proposte di adeguamento, potenziamento e razionalizzazione del sistema di approvvigionamento idropotabile dell'intera area.

Lo studio ha previsto la visita alle opere di captazione e all'immediato intorno e la compilazione di schede di campagna opportunamente predisposte per l'inserimento in un data-base georeferenziato. Ciascuna scheda contiene i dati identificativi dell'opera di presa, la classificazione secondo lo schema di Civita (1972) opportunamente rivisto in funzione delle caratteristiche locali, le condizioni alla scaturigine e le misure di campagna effettuate durante il sopralluogo (tipicamente la portata, le temperature dell'aria e dell'acqua e il pH di quest'ultima). Parallelamente sono stati raccolti gli esiti di precedenti studi e monitoraggi ed eventuali valori medi se in presenza di monitoraggi regolari estesi nel tempo. La scheda è completata infine dall'analisi delle condizioni dell'opera di presa, e dalla valutazione delle problematiche e dei costi di eventuali miglioramenti.

Il censimento ha riguardato 150 opere di presa gestite dai Comuni della Comunità Montana, di cui circa 110 ricadenti nel F. 215 Bedonia e trascura to-

talmente le sorgenti captate da privati e consorzi.

Circa il 50% delle sorgenti censite è risultato ricadere nelle classi per limite di permeabilità definito e indefinito, oltre il 30% è dato da affioramento della falda freatica e il restante 20% è costituito in prevalenza da scaturigini per soglia di permeabilità sottoposta.

Le portate misurate mostrano come il 50% delle sorgenti fornisca valori inferiori al litro al secondo, con il 25 % tra 0.5 l e 1 l al secondo e rari casi con portate significative (anche 20 l/sec nel caso della Rassenà presso il Lago delle Lame nel comune di Rezzoaglio).

Venendo alle condizioni geologiche alla scaturigine, lo studio ha permesso di evidenziare come oltre il 60% delle sorgenti captate scaturisca da un contesto geologico riconducibile a coltre (detrito, corpi di frana, coperture moreniche, coltri miste).

## 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., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*. Sedimentary Geol., **4 (3/4)**: 205-251.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (1980) - *Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust*. Ofioliti, Special Issue on Tethyan ophiolites (Rocci G. Ed), Western area, **5**, 59-96.
- AGNESINI S., FOUQUÉ G. & PAPANI G. (1978) - *La Carta delle forme di degradazione dei versanti dell'Appennino parmense*. Quaderno Nr. 4 del Gr. St. Quater. Padano, Ed. STEP Parma, 163-188.
- AIELLO E. (1975) - *Le arenarie dell'Aveto, di Petriagnacola e di Monte Senario (Appennino settentrionale)*. Osservazioni sedimentologiche e petrografiche. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 797-825.
- AIELLO E., BRUNI P. & SAGRI M. (1977) - *Depositi canalizzati nei flysch cretacei dell'Isola d'Elba*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 297-329.
- ALMAGIÀ R. (1907) - *Studi geografici sopra le frane in Italia*. -Vol. I. - Mem. Geograf. Ital., **13**, 95-101.
- 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.
- ANELLI M. (1923) - *Sul comportamento tettonico delle argille scagliose nell'Appennino emiliano*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Classe Sc. Fis. Mat. e Nat., **32**.
- ANELLI M. (1938) - *Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza*. R. Acc. Sc. Letteri ed Arti di Modena, **3**: 1-37.
- 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.
- BAKSI A. K. (1993) - *Geomagnetic polarity time scale for the period 0-17 Ma, based on 40Ar/39Ar plateau ages for selected field reversals*. Geophys. Res. Lett., **20(15)**: 1607-1610.
- BARBIERI F. & ZANZUCCHI G. (1963) - *La stratigrafia della Valle di Roccaferarra (Appennino Parmense)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **102**: 155-210.
- BELLINZONA G., BONI A., BRAGA G. & MARCHETTI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 71-Voghera*. Serv. Geol. d'Italia, pp. 121, Roma.
- BERGGREN W. A., KENT D.V. & 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.
- BERNINI M., BERTOLDI R., PAPANI G. & VESCOVI P. (1994) - *Evoluzione in regime compressivo del Bacino villafranchiano di Compiano (Parma)*. Atti Tic. Sc. Terra, **37**, 155-171.
- BERNINI M. & VESCOVI P. (2002) - *La deformazione neogenica delle unità di avanfossa registrata nelle sovrastanti liguridi della media Val Taro (con Carta strutturale alla scala 1:100.000)*. Atti del terzo seminario sulla Cartografia Geologica, Regione Emilia-Romagna.
- BERNINI M., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1997) - *Schema strutturale dell'Appennino Nord-occidentale*. L'Ateneo Parmense - Acta Naturalia, **33**, 43-54.
- BERTOLDI R. (1985) - *Testimonianze palinologiche di età "Villafranchiana" nel deposito fluvio-lacustre di Compiano (alta Val Taro)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **21**, 23-30.
- BERTINI G. & ZAN L. (1974) - *Nuovi dati riguardanti i Calcari di Ottone e il Complesso di Casanova*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 913-926.
- BERTOLINI G. (1994) - *Note illustrative della carta del dissesto geologico attuale, foglio 218SE "Carpineti", scala 1:25.000*, Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico-Ufficio Geologico e Servizio Provinciale Difesa del Suolo, Risorse idriche e Forestali di Reggio-Emilia.
- BERTOTTI G., ELTER P., MARRONI M., MECCHERI M. & SANTI R. (1986) - *Le argilliti a blocchi di M. Veri: considerazioni sull'evoluzione tettonica del bacino ligure nel Cretaceo sup*. 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.
- BINI C., COSTA E., FERRARI G. A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1987) - *Evidenze paleopedologiche di emersione del Complesso di Canetolo (Montegrosso, Provincia di Parma)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**, 175-186.
- 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*. L'Ateneo Parmense - Acta Naturalia, **23**, 17-47.
- BONAZZI A., COSTA E. & VESCOVI P. (1986) - *Tracce di emersione nelle Unità Subliguri dell'alta Val Gotra e dell'alta Val Secchia (Appennino parmense e reggiano)*. L'Ateneo Parmense - Acta Naturalia, **22**, 149-157.
- BONI A. (1957) - *Elementi per la struttura geologica della porzione NW dell'Appennino Settentrionale*. La Ricerca Scientifica, **10**: 2977-2981.
- BONI A. (1961a) - *Per la geologia dell'Appennino Settentrionale a W della linea La Spezia-Piacenza*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **12**: 63-196.
- BONI A. (1961b) - *Messa a punto e considerazioni sul confronto stratigrafico tra i flysch della Liguria occidentale e dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **6** (4): 103-128.
- BONI A. (1962a) - *Il Paleogene nell'Appennino Settentrionale a W della linea Sarzana-Piacenza*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 331-348.
- BONI A. (1962b) - *L'orogenesi paleogenica nelle Prealpi Lombarde, nel bacino del flysch della Liguria Occidentale e nell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 725-736.
- BONI A., BRAGA G. & MARCHETTI G. (1968) - *Nuovi dati sull'età della "Formazione di Bobbio" e della "Formazione di Val d'Aveto" (Appennino ligure-emiliano)*. Rend. Ist. Lomb., cl. A, **102**: 737-743.
- BONI A., BRAGA G., CONTI S., GELATI R., MARCHETTI G. & PASSERI L. D. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 83-Rapallo/Foglio 94-Chiavari*. Serv. Geol. d'Italia, pp. 89, Roma.
- BOUMA A.H. (1962) - *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- 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.
- 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.
- CASNEDI R. (1982) - *Sedimentazione e tettonica delle Unità Liguridi dell'Appennino Nord-Occidentale*. Atti Ist. Geol. Pavia, **30**: 42-66.

- CASNEDI R., GALBIATI B., VERNIA L. & ZANZUCCHI G. (1993) - *Note 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.
- CATANZARITI R. (1993) - *Biostratigrafia a Nannofossili calcarei dell'Eocene superiore-Oligocene inferiore dell'Appennino Settentrionale*. Tesi di dottorato. Università degli Studi di Padova, pp. 150.
- CATANZARITI R., CIBIN U., TATEO F., MARTELLI L. & RIO D. (1993) - *Segnalazione di livelli vulcanoderivati nella Formazione di Ranzano: età oligocenica inferiore del vulcanesimo andesitico dell'Appennino Settentrionale*. 3° Conv. Gruppo informale di Sedimentologia del CNR., Riassunti: 15.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1994) - *L'edificio strutturale della media Val Nure (Appennino settentrionale): nuovi dati strutturali e biostratigrafici*. Atti Tic. Sc. Terra, ser. spec., **1**: 105-115.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & PERILLI N.M.L. (1991) - *Stratigrafia e struttura dell'Unità di Canetolo in Val Cedra (Appennino parmense)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 301-312.
- COBIANCHI M. & VILLA G. (1992) - *Biostratigrafia del Calcare a Calpionelle e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (Val Graveglia, Appennino ligure)*. Atti Tic. di Sc. della Terra, **35**: 199-211.
- COSTA E. (1992) - *Allineamento Sestri Levante - Salsomaggiore, Sezione geologiche attraverso le Toscanidi s.l. e le Liguridi Esterne: considerazioni stratigrafiche e strutturali*. Studi Geologici Camerti, **Vol. Spec.**, 51-59.
- COSTA E., DI GIULIO A. & VILLA G. (1989) - *La finestra tettonica di M.Zuccone (Appennino settentrionale): Rilevamento, Petrografia delle arenarie e Biostratigrafia*. Atti Tic. Sc. Terra, **32**, 175-190.
- CRUDEN D. M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslides: Types and Processes*. In: A.K. Turner & R.L. Schuster (eds.) "Landslides Investigation and Mitigation", Special Report 247, T.R.B., National Research Council, **3**, pp. 36-75, Washington, D.C.
- DEBELMAS J. (1975) - *Reflexions et hypotheses sur la paleogeographie cretacee des confins alpineo-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.
- 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., LAZZARONI F., MARRONI M., PANDOLFI L. & TAINI A. (1997) - *Tectonic framework of the northern Ligurian Apennine, Italy*. Comptes Rendus de l'Académie de Sciences, **324**: 317-324.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WIEDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du domaine de l'Appennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalps romandes et chaiblaisiennes*. Arch. Soc. Phys. Nat. Genève, **19**: 1002-1012.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a NE delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79**(2): 273-312.
- ELTER P. (1972) - *La zona ofiolitifera 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., GHISELLI F., MARRONI M., OTTRIA G. & PANDOLFI L. (1992) - *Il profilo Camogli-Ponte dell'Olio: assetto strutturale e problematiche connesse*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 2 appendice CROP 1-1A: 9-15.
- 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., **3**(2): 373-394.
- ELTER P., GRATZIU C., MARTINI J., MICHELUCCHINI M. & VUAGNAT M. (1969) - *Remarques sur la rassemblement pétrographique entre les grès de Petriagnacola (Apennin) et les grès de Tavayanne des Alpes franco-suissees*. C.R. de Sèances, SPHN Genève, **4** (2): 150-156.
- ELTER P., HACCARD D., LANTEAUME M. & RAGGI G. (1961) - *Osservazioni sui rapporti tra flysch ad Elmintoidi ed Arenaria superiore nell'Appennino ligure e nelle Alpi Marittime*. Boll. Soc. geol. It., **80**(3): 3-8.
- 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. & PERTUSATI P. C. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 359-375.
- ELTER P. & RAGGI G. (1965a) - *Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 1)-Osservazioni preliminari sulla posizione delle ofioliti della zona di Zignago (La Spezia). 2) Considerazioni sul problema degli olistostromi*. Boll. Soc. Geol. Ital., **84**: 303-322.
- ELTER P. & RAGGI G. (1965b) - *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 P. & SCHWAB K. (1958) - *Note illustrative alla carta geologica all'1:50.000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli*. Boll. Soc. Geol. It., **78** (2): 157-187.
- 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*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, 1-106.
- EVA E. & SOLARINO S. (1992) - *Alcune considerazioni sulla sismotettonica dell'Appennino nord-occidentale ricavate dall'analisi dei meccanismi focali*. Studi Geologici Camerti, volume speciale Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 1-1A La Spezia - Alpi Orientali, Progetto CROP, **2**: 75-83.
- FAINI P., FORLANI A. & VERCESI P. L. (1993) - *Caratteristiche sedimentologiche e strutturali delle Arenarie dell'Aveto*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**: 75-88.
- 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.
- 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. & RAMPOLDI R. (1968) - *Sulla estensione delle Arenarie di Casanova a sud-est di Monte Zatta (Appennino ligure) e nuovi elementi per una loro datazione*. Rend. Ist. Lombardo, Classe di Scienze, **102**:758-766.
- GHISELLI F., OTTRIA G., PICCIN A. & VERCESI P. L. (1994) - *Assetto strutturale delle Arenarie di Scabiazza tra le valli Trebbia e Tidone (Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, Ser. spec.

- 1: 93-104.
- GHELARDONI R. (1958) - *Spostamento dello spartiacque appenninico in conseguenza di catture idrografiche*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 65, 25-38.
- GRANDJACQUET C. & HACCARD D. (1977) - *Position structurale et role paleogeographique de l'unit  du Bracco au sein du contexte ophiolitique liguro-piemontais (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.
- 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. (1991a) - *Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary*. Earth Planet. Sci. Lett., **107**: 349-368.
- HILGEN F. J. (1991b) - *Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale*. Earth Planet. Sci. Lett., **104**: 226-244.
- HOGERDUIN 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.
- HOGERDUIN 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, 127 pp.
- ISSC (1976) - *International Stratigraphic Guide*. Hedberg H. D.ed. Wiley & s., New York, pp. 200.
- LABAUME P. (1992) - *Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaine sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile*. Tesi di Dottorato di Stato, Universit  Montpellier II, pp. 476.
- LABESSE B. & MAGN  J. (1963) - *Nouvelles données stratigraphiques sur la région de Bobbio (Apennin septentrional, Italie)*. Bull. Soc. Géol. France, série 7, **5** (1): 165-172.
- 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.
- LOSACCO U. (1982) - *Gli antichi ghiacciai dell'Appennino settentrionale - Studio morfologico e paleogeografico*. Atti. Soc. Nat. e Mat. di Modena, **103**, 224 p.
- 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.
- LUDWIG O. (1929) - *Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nordapennin*. Geol. Rundschau, **20**: 36-66.
- MARCHETTI G., PELLEGRINI L., PEROTTI C. & VERCESI P. L. (1979) - *L'evoluzione morfo-strutturale dell'Appennino piacentino: proposta di uno schema interpretativo*. In: Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Pubbl. n. 251, CNR- Progetto Finalizzato Geodinamica - Sottoprogetto Neotettonica.
- MARCHETTI G., PEROTTI C. & VERCESI P. L. (1979) - *Possible significance of the paleosurfaces with reference to the geomorphological plio-quaternary evolution of the Piacenza Apennine*. 15th Meeting «Geomorphological Survey and Mapping», Proc.: 151-164, Modena.

- 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. (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 Monte 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. (1994) - *Le arenarie del Monte Gottero nella sezione del M. Ramaceto (Unità del Monte 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 Aveto (Appennino ligure-emiliano)*. *Ofioliti*, **4** (3): 351-372.
- MARINI M. & TERRANOVA R. (1980) - *I complessi ofiolitiferi dei Monti Aiona e Penna e loro rapporti con le serie sedimentarie (Appennino ligure-emiliano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **99**: 183-203.
- MARRONI M. (1987) - *Le Breccie di Pian di Cavallo (Formazione di Colli/Tavarone, Appennino ligure): segnalazione e descrizione*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Serie A*: 98-103.
- 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. (1991) - *Deformation history of the Mt. Gottero Unit (Internal Liguride Units, Northern Apennines)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **110** (3-4): 727-736.
- MARRONI M. (1992) - *Evoluzione della deformazione nelle coperture sedimentarie delle sequenze ofiolitiche (Unità Liguri interne, Appennino Settentrionale)*. 76<sup>a</sup> Riunione estiva Soc. Geol. It. "L'Appennino Settentrionale". Riassunti: 54-55, Firenze, 21-23 settembre 1992.
- 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. & PERILLI N. (1990) - *The age of the ophiolite sedimentary cover from the Mt. Gottero Unit (Internal Ligurid Units, Northern Apennines): New data from calcareous nannofossils*. *Ofioliti*, **15**: 251-269.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1992) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei del Flysch ad Elmintoidi di Ottone/S.Stefano (Appennino Ligure-Emiliano)*. 76<sup>a</sup> 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.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Terziary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.), *Proceedings II Planktonic Conference*, **2**: 739-785, Roma, 1970.
- 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.
- MATTIOLI M., DI BATTISTINI G. & ZANZUCCHI G. (2002) - *Petrology, geochemistry and age of the volcanic clasts from the Canetolo Unit (Northern Apennines, Italy)*. *Soc. Geol. It.*, Volume speciale n. 1, 399-416.
- MAXWELL J. C. (1964) - *Structural Geology of the Ottone area, Piacenza and Genova*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4** (1): 69-92.
- MECCHERI M. (1975) - *Nota preliminare sulle Argille a palombini di M. Veri (alta Val Trebbia e Val d'Aveto, Appennino ligure-emiliano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **96**: 451-456.
- MECCHERI M. & ANTOMPAOLI M. L. (1982) - *Analisi strutturale ed evoluzione delle deformazioni*

- della regione di M. Verruga, M. Porcile e Maissana (Appennino Ligure, La Spezia). Boll. Soc. Geol. It., **101**: 117-140.
- MECCHERI M., MARRONI M., CASELLA A., DELLA CROCE G. & SERGIAMPIETRI L. (1986) - *L'Unità di Colli/tavarone nel quadro dell'evoluzione stratigrafica e strutturale del Dominio Ligure (Alta Val di Vara, Appennino Settentrionale)*. Ofioliti, **11**(3): 275-292.
- MERLA G. (1951) - *La geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1): 95-382.
- MEZZADRI G. (1964) - *Petrografia di alcune arenarie dell'alto Appennino parmense*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 241-271.
- MIGLIORINI C. I. (1933) - *Considerazioni su di un particolare effetto dell'orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **52** (2): 293-304.
- MIGLIORINI C. I. (1943) - *Sul modo di formazione dei complessi tipo macigno*. Boll. Soc. Geol. It., **62**.
- 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., 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.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1982) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del nordappennino: 1. L'Unità di Canetolo*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 275-289.
- MONTEFORTI B. (1972) - *La regione di Berceto*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 47-64.
- MONTEFORTI B. & RAGGI G. (1980) - *Lineamenti strutturali fra l'alta Val di Vara ed il Passo Cento Croci: considerazioni sulla linea trasversale Val Taro - Val Parma*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., serie A, **87**, 275-284.
- MUTTI E. (1961) - *Sul possibile significato stratigrafico del Macigno della Val Trebbia (Appennino piacentino)*. Riv. Ital. Paleont., **67** (1): 3-16.
- MUTTI E. (1963) - *Confronto tra le direzioni d'apporto dei clastici entro il Macigno e il "Tongriano" dell'Appennino di Piacenza*. Riv. Ital. Paleont., **69** (3): 235-258.
- MUTTI E. (1975) - *Remarks on the Miocene Bobbio Formation. In: Examples of Torbidites Facies Association from Selected Formations of the Northern Apennines*, Field Trip, A11. IX International Congress of Sedimentology, IAS: 38-44, Nizza.
- MUTTI E. & GHIBAUDO G. (1972) - *Un esempio di torbiditi di conoide sottomarina esterna: le Arenarie di S. Salvatore (Formazione di Bobbio, Miocene) nell'Appennino Piacentino*. Mem. Acc. Sc. Torino, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., ser. 4A, **16**, pp.40.
- 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, Giudebook: 21-36, Nice.
- 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. (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.
- PAGANI G. & ZANZUCCHI G. (1970) - *Osservazioni sul contatto fra il "Macigno" e l'"Unità delle argille e calcari"*. L'Ateneo Parmense - Acta Naturalia, **6**, 3-42.
- PANDOLFI L. (1997) - *Stratigrafia ed evoluzione strutturale delle successioni torbiditiche cretacee della Liguria orientale (Appennino Settentrionale)*. Tesi di Dottorato, Università di Pisa. 175 pp.
- 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 Monte 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.
- 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*. Boll. Soc. geol. It., **83**: 211-218.
- PELLEGRINI M., TELLINI C., VERNIA L., LARINI G. & MARCHI G. (1998) - *Caratteristiche geologiche e morfologiche della grande frana di Corniglio (Appennino settentrionale, Provincia di Parma)*. Mem. Soc. Geol. It., **53**, 543-561.
- PEROTTI C. R., SAVAZZI G. & VERCESI P. L. (1989) - *Osservazioni stratigrafiche e sedimentologiche preliminari sull'Unità di Canetolo in Val Nure (Piacenza)*. Atti Tic. Sc. Terra, **32**: 191-201.
- PEROTTI C. R. & VERCESI P. L. (1991) - *Assetto tettonico ed evoluzione recente della porzione nord-occidentale dell'Appennino emiliano*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 313-326.???
- 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.
- PETRUCCI F. (1964) - *Sul bacino fluvio-lacustre rissiano di Compiano (Alta Val Tarò)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **33**, 35-46.
- PIZZIOLO M. (1996) - *Inventario del dissesto a scala 1:25.000, Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico-Ufficio Geologico*.
- PLESI G. (1974) - *L'Unità di Canetolo nella struttura di Bobbio, Montegrosso e lungo la trasversale Cinque Terre-Pracchiola*. Atti Soc. Toscana Sc. Nat. Mem., Ser. A, **81**: 121-151.
- PLESI G. (1975) - *La Nappe de Canetolo*. Bull. Soc. Geol. France, **17**: 979-983.
- PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1993) - *Le Unità liguri ed emiliane della media Val di Tarò e la loro evoluzione strutturale*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**: 183-229.
- RAGGI G. (1964) - *Geologia della Val Tarò a sud ovest di Bedonia*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 183-204.
- RAMSAY J. G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw e Hill ed., pp. 568.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA, ISTITUTO BENI CULTURALI - CNR, GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA (1988) - *Il paesaggio fisico dell'Alto Appennino Emiliano*. A cura di A. Carton e M. Panizza. Grafis Edizioni: pp. 182.
- REUTTER K. J. (1960) - *Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Bedonia und Varese Ligure im Nord Apennin*. Diss. Freie Univ. Berlin, 1-82.
- REUTTER K. J. (1961) - *Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **11**: 563-588.
- REUTTER K. J. (1968) - *Die tektonischen Einheiten des Nordapennins*. Ecl. Geol. Helv., **61**: 183-224.
- REUTTER K. J. & SAMES C. W. (1962) - *Fazies zusammenhänge im Nordapennin*. Z. Deutsh. Geol. Ges., **114**: 620-646.
- REUTTER K. J., GIESE P. & CLOSS H. (1980) - *Lithospheric split in the descending plate: observation from the Northern Apennines*. Tectonophysics, **64**, T1-T9.
- REUTTER K. J. & GROSCURTH J. (1978) - *The Pile of Nappes in the Northern Apennines, its unravelling and emplacement*. In: «Alps, Apennines, Hellenides», Inter-Union Comm. on Geodynamics, Sc. Rep. n. **38**, 234-243, Stuttgart.
- REUTTER K. J., GÜNTHER K. & GROSCURTH J. (1978) - *An approach to the geodynamics of the Corsica - Northern Apennine double Orogene*. In: «Alps, Apennines, Hellenides», Inter-Union Comm. on Geodynamics, Sc. Rep. n. **38**, 299-311, Stuttgart.
- REUTTER K. J. & SCHLUTER H. U. (1968) - *La struttura delle arenarie dell'Unità di M. Modino - M. Cervarola nella zona di Bobbio (Piacenza) e nell'Appennino modenese*. L'Ateneo Parmense

- Acta Naturalia, **4** (2), 1-23.
- REUTTER K. J., TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R. & ZANZUCCHI G. (1978) - *Coalification studies in the Northern Apennines and palaeothermal implications*. In: «Alps, Apennines, Hellenides», Inter-Union Comm. on Geodynamics, Sc. Rep. n. **38**, 261-268, Stuttgart.
- REUTTER K. J., TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R. & ZANZUCCHI G. (1980) - *Le ricerche sulla carbonificazione dei frustoli vegetali nelle rocce clastiche, come contributo ai problemi di paleogeoterma e tettonica nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 111-126.
- RICCI LUCCHI F. (1984) - *Flysch, molassa, cunei clastici: tradizione e nuovi approcci nell'analisi dei bacini orogenici dell'Appennino Settentrionale*. Cento anni di geologia italiana. Vol. giub. I Centenario S.G.I.: 279-295, Bologna.
- ROTH P. H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean*. In: W. E. BENSON, R. E. SHERIDAN *et alii* (Eds.): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **44**: 731-759, Washington.
- 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.
- SAGRI M. (1973) - *Sedimentazione torbidity 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.
- SALVADOR A. (editor) (1994) - *International stratigraphic guide, second edition*. International Subcommittee on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission on Stratigraphy. IUGS and GSA, pp. 214.
- 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.
- SAMES C. W. (1960) - *Zur Geologie des Nordapennin im Raum Bedonia (Parma)*. Diss. Freie Univ. Berlin.
- SAMES C. W. (1963) - *Beitrag zur Gliederung des Kreideflysch zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin (Italien)*. Geol. Jb., **81**: 481-518.
- 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.
- SHACKLETON N. J., BERGER A. & PELTIER W.R. (1990) - *An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scale based on ODP Site 667*. Royal Soc. of Edinburgh Trans., Earth Sciences, **81**: 251-261.
- SHACKLETON N. J., CROWHURST S., HAGELBERG T., PISIAS N. G. & SCHNEIDER D. A. (1991) - *A new late Neogene time scale: application to leg 138 sites*. Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results, **138**.
- SIGNORINI R. (1946) - *Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino Centrale e Settentrionale*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Classe Sc. Fis. Mat. e Nat., ser. VIII, **I**.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton*. Geol. en Mijnbouw, **56**: 37-65.
- TEICHMULLER & SCHNEIDER (1935) - *Die Grenze von Alpen und Apennin*. Abh. Ges. Wissen. zu Gottingen, Math. Phys. Kl., **3** (14): 1-61.
- TEN HAAF E. (1961) - *La structure de la Fenêtre de Bobbio*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (3): 95-101.
- TERRANOVA R. & ZANZUCCHI G. (1982) - *Il gruppo ofiolitico dei Monti Maggiorasca e Nero (Appennino ligure-emiliano): carta geologica ed interpretazioni geodinamiche*. Mem. Soc. Geol. It., **24** (2): 127-138.
- TERRANOVA R. & ZANZUCCHI G. (1984) - *Relationships between ophiolites and flysch sequences in the Mt. Penna-Mt. Ragola area*. Ofioliti, **6** (2): 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.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **9**: 577-618.
- VANNUCCI R. & WEZEL F. C. (1978) - *I conglomerati dell'Aveto e relative deduzioni tettoniche*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 453-460.
- VANNUCCI R., MAZZUCOTELLI A., MELONI S. & ODDONE M. (1979) - *Clasti andesitici nei conglomerati della Val d'Aveto: caratteristiche chimiche e considerazioni petrogenetiche*. Rend. S.I.M.P., **35** (1): 217-225.
- 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.
- VESCOVI P. (1988) - *La linea trasversale Passo della Cisa - Val Parma - Bassa Val d'Enza: I. Sistema trascorrente sinistro nella zona del Passo della Cisa (Prov. di Parma)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **24**: 221-243.
- VESCOVI P. (1991) - *L'assetto strutturale delle Arenarie di M. Gottero tra Borgo Val di Taro e Pontremoli (Prov. di Parma e Massa)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **46**: 341-354.
- VESCOVI P. (1998) - *Le Unità Subliguri dell'alta Val Parma (Provincia di Parma)*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**: 215-231.
- VESCOVI P. & RIO D. (1981) - *Stratigrafia delle formazioni dell'Appennino Settentrionale. 1: Biostratigrafia anannofossili e cronostratigrafia della formazione delle Marne di Monte Piano nella località tipo in media Val Taro*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **17**: 149-168.
- VESCOVI P., VILLA G. & BARBIERI G. (1998) - *L'Unità tettonica Groppo Sovrano (alta Val Bratica - Provincia di Parma)*. Atti Tic. Sc. Terra, **40**: 15-31.
- VESCOVI P. (Coordinatore e redattore) (2002) - *Foglio 216 "Borgo Val di Taro" della Nuova Carta Geologica d'Italia 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia.
- VESCOVI P., ANDREOZZI M., DE NARDO M. T., LASAGNA S., MARTELLI L., RIO D., TELLINI C. & VERNIA L. (2002) - *Note illustrative del Foglio 216 "Borgo Val di Taro" della Nuova Carta Geologica d'Italia 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia.
- VILLA G. (1991) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei delle Arenarie di Ostia nella località tipo e nella zona di Berceto (Prov. di Parma)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 433-446.
- VILLA G. & ZANZUCCHI G. (1997) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Dragonale Succession (Mt. Penna/Casanova Complex: Northern Apennines)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **33**: 71-83.
- ZANZUCCHI G. (1961) - *Studio geotettonico sul flysch della Val Baganza (Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (3): 133-158.
- ZANZUCCHI G. (1963) - *La geologia dell'alta Val Parma*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1): 131-212.
- ZANZUCCHI G. (1967) - *Osservazioni preliminari sulla tettonica della media Val Taro (Carta Geologica 1:50.000 e sezioni)*. L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, **3**, 59-89.
- ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla carta geologica e sezioni geologiche della provincia di Parma e zone limitrofe (1:100.000)*. Volume dedicato a S.Venzo, STEP, Parma: 201-233.
- ZANZUCCHI G. (1987/88) - *Ipotesi sulla posizione paleogeografica delle "Liguridi Esterne" cretacico-eoceniche, nell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**: 327-339.
- VAN ZUPHTEN A. C. A., VAN WAMEL W. A. & BONNS A. J. (1985). - *The structure of the Val Lavagna Nappe in the region of the Monte Ramaceto and Val Graveglia (Ligurian Apennines, Italy)*. Geologie en Mijnbouw, **64**: 373-384.

## BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA

- BELLINZONA G., BONI A., BRAGA G., CASNEDI R. & MARCHETTI G. (1968) - *Carta Geologica della "Finestra di Bobbio"*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **19**.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (Eds.) (1982) - *Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Progetto Finalizzato Geodinamica, Mod. Strutt. Ap. Sett., Selca-Firenze.
- BRAGA G., CASNEDI R., GALBIATI B. & MARCHETTI G., 1972. *Le unità ofiolitifere dell'Alta Val di Vara*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 547-221.
- Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:50.000, Foglio 217-Neviano degli Arduini* (1990) - Regione Emilia-Romagna.
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 84-Pontremoli* (1968) - II edizione. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 83-Rapallo* (1969) - II edizione. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 179-Ponte dell'Olio*. Serv. Geol. Nazionale, Roma, in stampa.
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 216-Borgo Val di Tarò*. Serv. Geol. Nazionale, Roma, in prep.
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 Foglio 198-Bardi*. Serv. Geol. Nazionale, Roma, in stampa.
- CASNEDI R., GALBIATI B., VERNIA L. & ZANZUCCHI G. (1983) - *Carta Geologica delle ofioliti del gruppo di M. Penna e M. Aiona (Appennino Ligure-Parmense), scala 1:25.000*. SELCA, Firenze.
- DE DONATIS M., FARINA M. & GHISELLI F. (1992) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000, sezione 215020-Selva*. Regione Emilia-Romagna.
- DECANDIA F. A. & ELTER P. (1972) - *Carta geologica della zona del Bracco nel settore fra Levante e M. Zatta, Scala 1:25.000*. LAC, Firenze.
- GR. NAZ. DIF. CATASTR. IDROGEOLOG. - CNR (1993) - *Atlante dei centri abitati instabili dell'Emilia-Romagna* (a cura di Annovi e Simoni G.) - N°2 - Provincia di Parma (a cura di L. Gola), Stab. Arti grafiche Salomone, Roma.
- GR. NAZ. GEOGR. FIS. E GEOMORFOLOGIA-IBC RER (1988) - *Il paesaggio fisico dell'alto Appennino emiliano* - Studio geomorfologico per l'individuazione di un'area da istituire a Parco (a cura di A. Carton e M. Panizza), Grafis Ed., Casalecchio di Reno (BO), 182 p.
- ISTITUTO DI GEOLOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PARMA (1966) - *Carta Geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe*
- MARRONI M. & MECCHERI M. (1990) - *Carta Geologico-strutturale dell'alta Val di Vara (scala 1:25.000)*. LAC, Firenze.
- SACCO F. (1933) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 84-Pontremoli*. I edizione; R. Ufficio Geologico, Roma.
- TERRANOVA R. & ZANZUCCHI G. (1983) - *Carta geologica del gruppo ofiolitico dei monti Maggiorasca e Nero (Appennino Ligure-Emiliano), scala 1:25.000*. SELCA, Firenze.
- VIEL G. & PRETI D. (1994) - *Carta del Rischio Geoambientale (scala 1:250.000)*. Regione Emilia-Romagna - Servizio Cartografico-Ufficio Geologico.
- ZACCAGNA D. (1931) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 83-Rapallo*. I edizione; R. Ufficio Geologico, Roma.